

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РФ

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ**

**РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ
УНИВЕРСИТЕТ имени Серго ОРДЖОНИКИДЗЕ
(МГРИ)**

**ХII НАУЧНЫЕ ЧТЕНИЯ, ПОСВЯЩЕННЫЕ ПАМЯТИ
ПРОФЕССОРА М.В. МУРАТОВА**

***ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ
СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ***

Материалы конференции



**Москва
2020г.**

Российский государственный геологоразведочный университет
Кафедра палеонтологии и региональной геологии
Московское общество испытателей природы. Секция геологии

ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ ДОКЛАДОВ НА XII НАУЧНЫХ ЧТЕНИЯХ,
ПОСВЯЩЕННЫХ ПАМЯТИ ПРОФЕССОРА МИХАИЛА ВЛАДИМИРОВИЧА
МУРАТОВА

16-17 АПРЕЛЯ 2020 г.

Москва 2020

УДК 55(470+571)

ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ. МАТЕРИАЛЫ КОНФЕРЕНЦИИ. – М.: МГРИ-РГГРУ, 2020. – 120 с.

Рассматриваются общие и региональные вопросы стратиграфии, палеонтологии, литологии, палеогеографии докембрая и фанерозоя различных областей Восточно-Европейской и Сибирской древних платформ, Урало-Монгольского, Тихоокеанского и Средиземноморского геосинклинально-складчатых поясов.

АКТУАЛИЗАЦИЯ РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ ПАЛЕОГЕНА ЮГА РУССКОЙ ПЛИТЫ: ПРОБЛЕМЫ И ПУТИ РЕШЕНИЯ

Г.Н. Александрова¹, Т.В. Орешкина², А.И. Яковлева³

Геологический институт РАН, Москва, Россия

¹dinoflag@mail.ru, ²tanya.oreshkina@gmail.com, ³alina.iakovleva@gmail.com

На территории юга Русской плиты одним из блоков широкого развития морских палеогеновых отложений является Донецкая синеклиза (Леонов, 1961). Для этого региона характерно доминирующее, нередко даже исключительное развитие терригенных и кремнистых пород (пески, глины, опоки, кремнистые песчаники и др.) внутриконтинентального морского бассейна.

В 2001 г. были утверждены унифицированные стратиграфические схемы палеогеновых отложений юга Европейской части России (Постановления МСК..., 2001; Ахметьев, Беньяновский, 2003). Для всего региона были разработаны единые зональные шкалы по разным группам микрофоссилий (наннопланктон, планктонные и бентосные фораминиферы, радиолярии, диатомеи, диноцисты, споры и пыльца), дан перечень выделенных региональных горизонтов и их краткая характеристика. В большинстве случаев для горизонтов юга Русской плиты использовались стратоны Стратиграфической схемы Украины, гипостратотипы которых не были выделены (что не соответствует требованиям Стратиграфического кодекса России) и до настоящего времени отсутствует их свитное наполнение.

В рамках работ по назревшей актуализации региональной стратиграфической схемы Воронежской антеклизы и субрегиона восточной части Большого Донбасса авторами в 2018-2019 гг. на территории Волгоградской, Ростовской, Курской, Белгородской, Воронежской областей были проведены полевые экспедиции в ходе которых были ревизованы стратотипические разрезы свит, установленных Г.П. Леоновым (1961), В.П. Семёновым (1965), а также осуществлён поиск новых, более полных гипостратотипов.

В 2016 г. В.Н. Беньяновским предложено выделить единый Воронежско-Придонецкий субрегион, в который им были включены территория Воронежской антеклизы, Преддонецкая область, а также южное обрамление Донбасса, вплоть до Азовского моря. Однако, анализ опубликованных данных и новых материалов авторов, показывает резкие различия северных и южных районов друг от друга, как в литологическом, так и в палеонтологическом отношении. В этой связи нами предлагается ограничить площадь субрегиона только областью преобладающего развития терригенных пород, и, как следствие, ограничить его территорией Донецкой синеклизы в понимании Г.П. Леонова (1961).

В субрегионе Донецкой синеклизы нами выделяются три структурно-фаунистические зоны (СФЗ) (с запада на восток) 1 – Брянско-Белгородская (от бассейна р. Снов до бассейна верхних течений рек Сейм, Северский Донец и Оскол), 2 – Павловско-Кантемировская (правобережье р. Дон: бассейн рек

Черная Калитва, Богучар), 3 – Преддонецкая (бассейн междуречья среднего течения р. Дон и Северского Донца), охватывающие субрегионы Воронежской антеклизы, Преддонецкой моноклинали и собственно Восточного Донбасса унифицированной схемы 2001 года.

За основу расчленения палеогена Донецкой синеклизы нами взяты стратиграфические схемы Г.П. Леонова (1961) и В.П. Семенова (1965).

В Брянско-Белгородской СФЗ палеоген представлен терригенными, преимущественно мелководными осадками. Сумская свита в естественных выходах не обнаружена. Наиболее отчетливо выражен трансгрессивно-ретрессивный цикл, отвечающий нижнему эоцену. Он включает обоянскую, картамышевскую и висловскую свиты, сложенных песками, алевритами и алевролитами с включением линз фосфоритов. Морские микрофоссилии здесь не найдены, свиты охарактеризованы моллюсками, характерными для прибрежных участков морского бассейна (Семенов, 1965). В висловской свите также установлены горизонты с прибрежно-мангровой флорой (Викулин, Нарышкина, 2016). Указываемые В.П. Семеновым свиты северо-донецкой серии в естественных выходах не обнаружены. Следующим датированным уровнем являются кварцитовидные песчаники окрестностей Тима и Молотычей, датированные верхним эоценом (Викулин, 2011).

В Павловско-Кантемировской СФЗ палеоген представлен непрерывной последовательностью литостратонов от среднего эоцена по олигоцен включительно. Он сложен сергеевской, тиштинской, касьяновской свитами, имеющих детальную микропалеонтологическую характеристику по наннопланктону, фораминиферам, диатомовым водорослям и радиоляриям, и пасековской, кантемировской и журавкинской свитами, охарактеризованных ископаемой флорой, пыльцой и спорами. Это единственный регион в Донецкой синеклизе, где установлен карбонатный тип пород (мергели, карбонатные глины). Палеоценовые и раннеэоценовые отложения в данной СФЗ отсутствуют.

В Преддонецкой СФЗ отчетливо выделяются три крупных этапа осадконакопления.

Первый, верхнепалеоценовый-нижнеэоценовый, представлен бузиновской, вёшенской, суровикинской свитами и осиновскими слоями в понимании Г.П. Леонова (1961). Наиболее полная палеонтологическая последовательность выявлена по диноцистам в разрезе скв. 1238, пробуренной в районе станицы Базковская. В бузиновской свите выявлена зона *Alisocysta margarita* (нижний танет), в вёшенской свите установлены зоны *Apectodinium hyperacanthum* и *Axiodinium augustum* верхнего танета - инициального ипра. Присутствие зоны *Axiodinium augustum* свидетельствует о наличии в Преддонецкой СФЗ пород, соответствующих глобальному климатическому оптимуму на границе палеоцена - эоцена (РЕТМ; ~55.8-55.6 млн. лет назад). В перекрывающей вёшенскую суровикинскую свите отмечены единичные находки диноцист, имеющих широкий стратиграфический интервал распространения. Вышележащие осиновские слои, охарактеризованы комплексом диноцист зоны *Ochetodinium romanum / Samlandia chlamydophora*.

среднего ипра. Промежуточное положение суровикинских слоёв между вёшенской свитой и осиновскими слоями предполагает их раннеипрский возраст. Комплекс диноцист, выделенной в вёшенской свите на крайнем западе Преддонецкой СФЗ (скв. 5/93 Монастырщина), отнесен к зоне *Stenodinium* (=*Wetzeliella*) *meckelfeldense* нижнего ипра. Вёшенская свита в районе г. Новохоперск (скв. 321) по диатомеям отнесена к зоне *Moisseevia uralensis* нижнего эоцена. Аналоги осиновских слоёв (в ранге шептуховской свиты В.П. Семёнова) были ранее выявлены в разрезе у с. Воробьёвка, где они охарактеризованы зоной *Heliodiscus inca* по радиоляриям второй половины ипра (Козлова, 1999).

Второй трансгрессивно-регressiveный цикл (бартон-приабон) представлен тиштинской и касьяновской свитами. В нижней части тиштинской свиты скв. 16 Богучар найден комплекс диноцист с зональным индекс-видом *Eneadocysta pectiniformis* (бартон). Комплексы диатомей тиштинской и касьяновской свит (скв. 5/93 Монастырщина, скв. 16 Богучар) отвечают зоне *Bipalla oamaruensis*. Этому интервалу соответствуют зоны по радиоляриям - *Cyrtophormis?* *alata*, *Ethmosphaera polysiphonia*, слои с *Theocyrtis?* *andriashevi*.

Третий трансгрессивно-регressiveный цикл представлен мощной толщей кварцевых песков, распознавание свит в которых практически невозможно. Они слагают наиболее высокие водораздельные части Преддонецкой СФЗ. Палеонтологические остатки в них не были обнаружены. Особенности строения и состава этой толщи позволяют нам соотнести ее с венцовской свитой Г.П. Леонова, сопоставляемой им с нижней частью майкопской свиты Предкавказья. По мнению Г.П. Леонова венцовская свита имеет континентальный генезис, однако литологические особенности пород (наличие биотурбации, текстурные особенности) указывают на её морской генезис и, по мнению авторов, эта толща отвечает краевым фациям майкопского бассейна.

Проведенные исследования позволили уточнить возраст региональных стратонов и структурно-фациальное районирование области распространения палеогена на юге Русской плиты. Для большей части Донецкой синеклизы установлены продолжительные перерывы между меловым и палеогеновым этапами осадконакопления и внутри палеогена. Впервые детально охарактеризован по диноцистам практически весь интервал нижнего эоцена, значительно дополнен таксономический список силикофоссилий для диатомовых зон *Moisseevia uralensis* (ипр) и *Bipalla oamaruensis* (бартон – приабон). Полученный материал является основой для дальнейшего геологического изучения данного региона, построения палеогеографических схем, реконструкции обстановок формирования пород и миграционных связей палеобиоты.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ №18-05-00505.

ИЗУЧЕНИЕ ОЛИГОЦЕНОВЫХ И МИОЦЕНОВЫХ МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ТААЦИН-ГОЛ (ДОЛИНА ОЗЕР, ЦЕНТРАЛЬНАЯ МОНГОЛИЯ)

Баярмаа Баатаржав

Институт палеонтологии МАН, Улан-Батор, Монголия; ms.bayaraa85@mail.ru

В современной эволюционной палеонтологии актуальное значение приобрела проблема эволюции биосфера в целом и тесно связанная с ней проблема этапности в развитии органического мира. В решении этих проблем, особенно в области изучения фаун кайнозоя, заключительного этапа геологической истории Земли, важное значение имеют млекопитающие. Список видов раннемиоценового аральского фаунистического комплекса в последние годы значительно расширился-главном образом, за счёт изучения мелких млекопитающих из различных местонахождений [1].

Палеогеновые отложения в основном распространены в южной части территории Монголии. Неогеновые отложения и местонахождения главном образом распространены в центральной части Долины озер. Долина Озер представляет собой вытянутую с запада на восток Предалтайскую межгорную впадину в Центральной Монголии длиной 500 км, расположенную между Монгольским и Гобийским Алтаем на юге и Хангайским хребтом на севере (рис. 1).

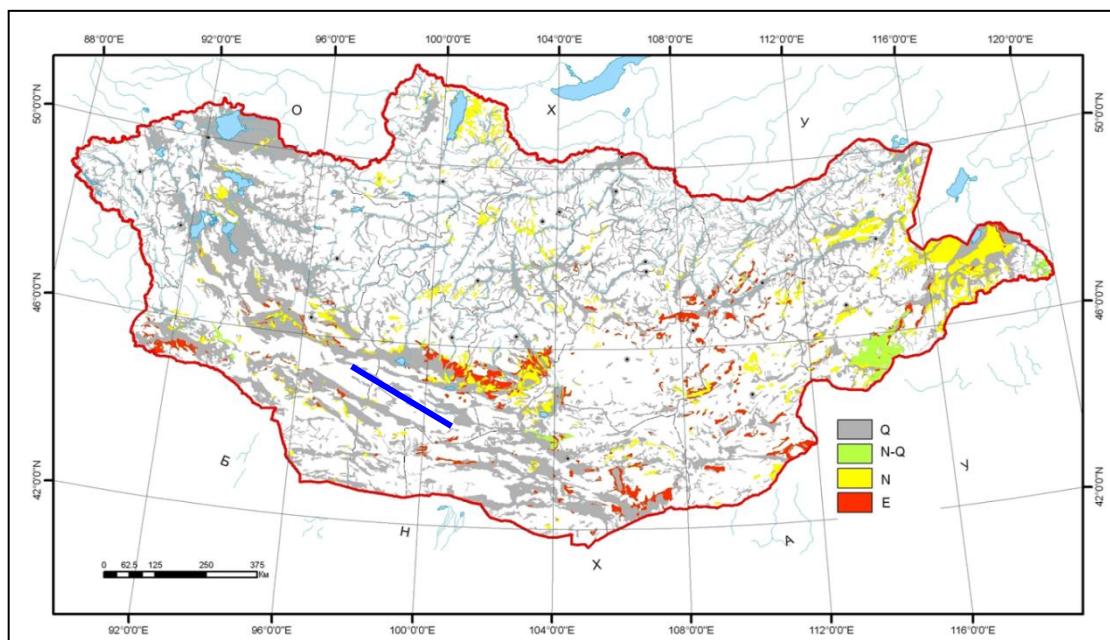


Рис. 1. Схема распространения кайнозойских отложений Монголии и Долина Озер.
Масштаб 1:1 000 000 (1999 г.).

Кайнозойские отложения в данном районе подразделяются на три формации: во первых, формация Цаган-Обо – эоцен (55,8-33,9 млн. лет). Во вторых, формация Шанд гол - олигоцен (33,9-23,3 млн. лет). В третьих, формация Лу - миоцен (23,3-5,33 млн. лет) (рис 2). В сводном разрезе Тацин

гольского местонахождения четко установлен характер строения олигоценовых и неогеновых отложений. В этом местонахождении найдены многочисленные костные остатки, главным образом мелких млекопитающих, представленных *Huangomys frequens*, *Tataromys sigmodon*, *Sinolagomys*, *Paleoscaptor*, *Amphechinus taatsiingolensis*.

Стратиграфическое расчленение этих отложений впервые были произведено в районе Тацин-Цаган Нур Долины озер исследователями Центрально Азиатской экспедиции Американского музея естественной истории. В последующие годы эти отложения были изучены Совместной Советско – Монгольской Геологической и Палеонтологической экспедицией, а также в период с 1995 по 2013 гг. Австрийско–Монгольской совместной экспедицией.

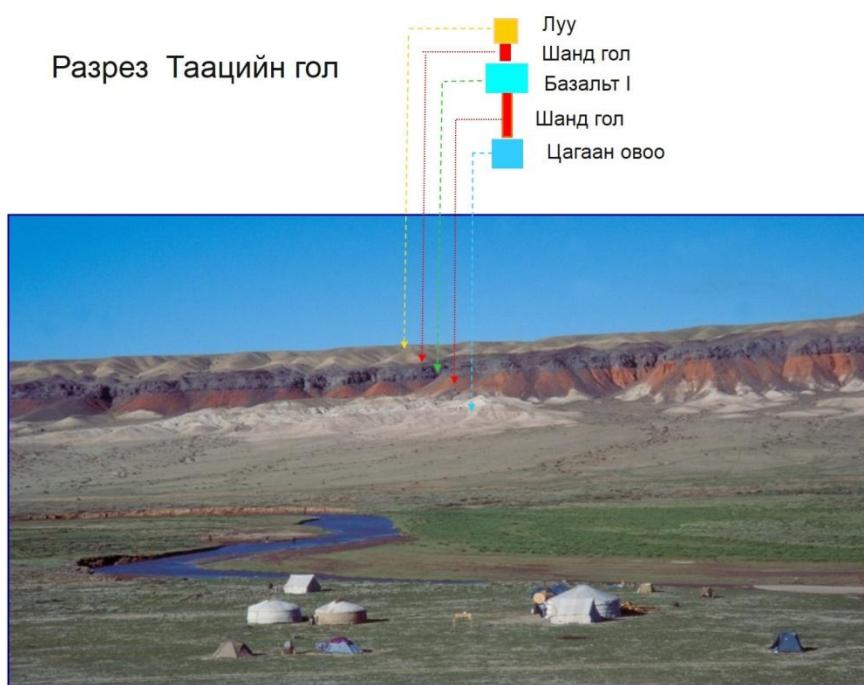


Рис. 2. Разрез в районе Тацин-Гол.

В результате работ Австрийско-Монгольской экспедиции выделены семь последовательных биозон мелких млекопитающих: в олигоценовых (формация Шанд гол) 4 - (A, B, C, C1), в миоценовых (формация Лу) 3 биозоны (D, D1,D1/2). В составе мелких млекопитающих всех биозон преобладает Rodentia (35%), Lipotyphlia (15%) и Lagomorpha (13%). Наиболее обильными как по количеству остатков, так и количеству таксонов в составе фауны зайцеобразных Монголии являются представители рода *Desmatolagus*. Следующая, достаточно многочисленная группа – это пищуховые, представленные олигоценовыми родами *Bohlinotona* и *Sinolagomys*, и миоценовыми родами *Alloptox* и *Bellatona*.

Главным результатом наших исследований является следующее.

1. Биозоны, установленные в центральной части Долины озер на основании комплекса мелких млекопитающих и датировок абсолютного

возраста базальтов переслаивающихся с осадочными отложениями служат опорными биостратиграфическими подразделениями для олигоценовых и миоценовых отложений не только для Монголии, но и для Азии в целом.

2. Комплексы мелких млекопитающих, установленных в олигоценовых и миоценовых отложениях Долины озер позволяют проследить изменение климата и этапы эволюции главных групп млекопитающих в рассматриваемые эпохи.

Литература

1. Лопатин А. В. Ревизия раннемиоценовых зайцеобразных (*Lagomorpha, Mammalia*) Северного Приаралья // Палеонтологический журнал. 1998. № 3. С. 77–90.

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ОФИОЛИТОВЫЕ МЕЛАНЖИ ЮГО-ЗАПАДНОГО КИПРА: СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ, ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Н.Ю. Брагин, Л.Г. Брагина

Геологический институт РАН, Москва, Россия; bragin.n@mail.ru

На юго-западе острова Кипр развит аллохтонный комплекс Мамония, представленный основными вулканитами и разнообразными осадочными образованиями (дистальный терригенный флиш, радиоляриевые кремни, глины и аргиллиты, известняки – от пелагических до рифовых), охватывающими стратиграфический интервал от верхнего триаса до мела. Этот комплекс интенсивно дислоцирован и слагает серию тектонических пластин, надвинутых на образования офиолитового комплекса Троодос, сформировавшиеся в начале позднего мела.

В составе комплекса Мамония значительную роль играют тектонические меланжи, образованные в ходе развития покровных структур. Их наличие подтверждено рядом исследований, они показаны на новых геологических картах острова (*Geological map of the Paphos-Kallepeia area...*, 2008), однако до сих пор в литературе нет детальных описаний меланжей и палеонтологических обоснований их возраста. Данная работа призвана восполнить этот пробел.

Один из наиболее ярких примеров тектонических меланжей можно наблюдать на побережье Юго-Западного Кипра в районе Петра ту Ромиу. Развитые здесь вулканиты и осадочные породы ранее интерпретировались и картировались как образования вулканогенной формации Фасула (верхний триас) (Swarbrick, Robertson, 1980; *Geological map of Cyprus...*, 1995). Встречающиеся совместно с вулканитами тела рифогенных известняков выделялись в самостоятельную формацию Петра ту Ромиу (верхний триас) (Swarbrick, Robertson, 1980).

Следует отметить, что реальная картина разреза значительно сложнее, а разнообразие встречающихся магматических и осадочных пород намного выше, чем в цитированных публикациях. Ранее были сделаны попытки описания данного меланжа, однако они не были достаточно полными и не

сопровождались палеонтологическими исследованиями, в силу чего в них были допущены ошибочные заключения о кайнозойском (палеоценовом) возрасте меланжа (Krylov et al., 2004).

Непосредственно в районе Петра ту Ромиу развиты сплошные обнажения глинистых пород красновато-бурого и зеленого цвета, сильно перетертых, будинированных. Они представляют собой матрикс меланжа. Среди них встречаются различные по размеру (от десятков сантиметров до многих десятков метров в поперечнике) блоки разнообразных пород. Крупные блоки несут на контакте с матриксом зеркала скольжения и сопровождаются шлейфами мелких обломков того же состава.

Состав блоков чрезвычайно разнообразен. Здесь наблюдаются:

1. Массивные основные вулканиты, иногда с шаровой отдельностью, в некоторых случаях с призматической отдельностью, иногда миндалекаменные. Шаровые разности содержат включения зеленовато-серых и красноватых известняков с *Halobia* позднетриасового возраста.

2. Лавобрекции, представленные блоками (до нескольких десятков см) разнообразных основных вулканитов, сцементированных вулканомиктовой массой псаммитовой размерности.

3. Серые массивные рифогенные известняки с остатками кораллов и бентосных фораминифер позднетриасового возраста (Martini et al., 2009).

4. Кремнистые породы, обычно плитчатые, красные и зеленовато-серые. В разных блоках этих кремней нами собраны комплексы радиолярий различного возраста: среднеюрские (байос – нижний келловей) с *Unuma* sp. cf. *U. gordus* Hull, *Mizukidella kamoensis* (Mizutani and Kido), *Transhsuum brevicostatum* (Ožvoldová), *Eoxitus hungaricus* Kozur, *E. baloghi* Kozur, *Saitoum* sp. aff. *S. trichylum* De Wever; верхнеюрско-нижнемеловые (титон-берриас) с *Tetradityma corralitosensis corralitosensis* (Pessagno), *Archaeodictyomitra apiarium* (Rüst), *Emiluvia hopsoni* Pessagno, *E. tecta* Steiger, *Mirifusus* sp. cf. *M. dianae* (Karrer), *Ristola altissima altissima* (Rüst), *Podocapsa amphitreptera* Foreman, *Dicerosaturnalis trizonalis* (Rüst); нижнемеловые (берриас-апт) с *Thanarla pulchra* (Squinabol), *Archaeodictyomitra mitra Dumitrica*, *Archaeodictyomitra* (*Thanarla?*) *apiarium* Rust, *Xitus* (?) cf. sp. *X. alievi* (Foreman), *Archaeodictyomitra excellens* (Tan), *Parvingula cosmoconica* (Foreman), *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozyniak), *Pantanellium squinaboli* (Tan), *Alievium* cf. sp. *A. regulare* (Wu et Li), *Tethysetta boesii* (Parona); верхнемеловые (турон) с *Alievium superbum* (Squinabol), *Vitorfus* sp., *Archaeospongoprunum archaeobipartitum* Bragina, *Crucella euganea* (Squinabol), *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman, *Hemicryptocapsa prepolyhedra* Dumitrica, *Rhopalosyringium scissum* O'Dogherty, *Eostichomitra bonum* (Kozlova).

5. Серпентиниты (вероятно, блоки из состава офиолитового комплекса Троодос).

6. Амфиболиты (вероятно, из состава формации Айя Варвара, объединяющей метаморфические образования (амфиболиты и кристаллические сланцы) в составе комплекса Мамония.

Присутствие туронских кремнистых пород в составе включений в меланже позволяет говорить о том, что сам меланж мог сформироваться в конце турона или позднее. Это косвенно подтверждается наличием амфиболитов, возраст которых оценивается в интервале средней части мела (Malpas et al., 1992). Матрикс меланжа, скорее всего, образован из перетертых аргиллитов и плотных глин, широко развитых в составе юрско-меловых формаций Епископи и Мавроколимbos, входящих в состав комплекса Мамония.

В 3 км западнее Петра ту Ромиу описанный меланж тектонически перекрывается сильно раздробленными серпентинитами, содержащими немногочисленные блоки основных вулканитов и триасовых рифогенных известняков. Данные образования также являются меланжем, но с серпентинитовым матриксом. Сформировались они, скорее всего, вместе с нижележащим меланжем с глинистым матриксом, но при их формировании ведущую роль играли офиолиты массива Троодос. Как можно видеть, в данном районе развиты два меланжа: терригенный с преобладанием материала комплекса Мамония, и серпентинитовый, с преобладанием материала комплекса Троодос.

Серпентинитовый меланж перекрывается толщей бентонитовых глин формации Каннавиу. Контакт отчетливо седиментационный, серпентиниты вблизи контакта носят следы выветривания и окварцевания (Gilbert, Robertson, 2013). В бентонитовых глинах собраны радиолярии кампанского возраста: *Alievium murphyi* Pessagno, *Crucella* ? sp. aff. *C. espartoensis* Pessagno, *Afens moniensis* Bragina, *A. liriodes* Riedel et Sanfilippo, *Dictyomitria koslovae* Foreman, *Archaeodictyomitria lamellicostata* (Foreman), *Helicocryptocapsa perapediensis* Bragina, *Amphipyndax* sp. aff. *A. tylotus* Foreman, *A. pseudoconulus* (Pessagno), *Bisphaerocephalina?* sp. aff. *B. heros* (Campbell et Clark), *Rhopalosyringium magnificum* Campbell et Clark, *Vistylaria magna* Gorka, *Clathropyrgus titthium* Riedel et Sanfilippo, *Parvimitrella cretacea* Soycan.

Таким образом, данные меланжи не могли образоваться после кампана, и прежний вывод о палеоценовом возрасте меланжей следует считать неверным. Формирование меланжей происходило в интервале от турона до кампана в ходе тектонического совмещения комплексов Мамония и Троодос.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 19-55-25001 Кипр_a).

Литература

1. Geological map of Cyprus, 1:250000, Cyprus Geological Survey, 1995.
2. Geological map of the Paphos-Kallepeia area, 1:25000, Cyprus Geological Survey, 2008.
3. Gilbert, M.F., Robertson, A.H.F., Field relations, geochemistry and origin of the Upper Cretaceous volcaniclastic Kannaviou Formation in western Cyprus: evidence of a southerly Neotethyan volcanic arc. In: Robertson, A.H.F., Parlak, O., Ünlügenç, U.C. (Eds.), Geological Development of Anatolia and the Easternmost Mediterranean Region. Geological Society of London 2013, V. 372, pp. 273–298.
4. Krylov K.A., Kaleda K.G., Bragin N.Yu. Chaotic rock complexes in South-Western and Central Cyprus. In: Krasheninnikov V.A., Hall J.K., Hirsch F. And Benjamini Ch. (Eds.), Geological Framework of the Levant, Vol. I (Cyprus and Syria). Jerusalem, Publ. House Art-Press, 2004, 58-70 pp.

5. Malpas, J., Xenophontos, C., Williams, D., 1992. The Ayia Varvara Formation of SW Cyprus: a product of complex collisional tectonics. *Tectonophysics* 1992, V. 212, pp. 193–211.
6. Martini R., Peybernes B., Moix P. Late Triassic foraminifera in reefal limestones of SW Cyprus. *Journal of Foraminiferal Research*, 2009, V. 39, no. 3, pp. 218-230
7. Swarbrick, R.E., Robertson, A.H.F., Revised stratigraphy of the Mesozoic rocks of southern Cyprus. *Geol. Mag.* 1980, V. 117, 547–563.

СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ОФИОЛИТОВОГО МАССИВА ТРООДОС (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КИПР)

Л.Г. Брагина, Н.Ю. Брагин

Геологический институт РАН, Москва, Россия, l.g.bragina@mail.ru

Верхнемеловые отложения юго-западного Кипра подразделяются снизу вверх на следующие стратиграфические подразделения: турон–нижнекампанские умбриты (железо-марганцевые металлоносные осадки) и кремни формации Перапеди, нижнекампанско–среднемаастрихтские бентонитовые глины, песчаники и туфы формации Каннавью, маастрихтские олистостромы формации Катикас, маастрихтские глинистые известняки нижней части формации Лефкара.

1. Формация Перапеди залегает на эрозионной поверхности верхних пиллоу-лав массива Троодос, представляя наиболее древние отложения осадочного чехла и окаймляя массив Троодос узкой прерывистой полосой. Формация представлена переслаиванием умбритов и кремней, причем прослои кремней становятся все более частыми вверх по разрезу. Верхнюю часть формации Перапеди можно наблюдать в юго-западной части Кипра, в стратотипическом разрезе у села Перапеди (Брагина, Брагин, 1996), где ее мощность составляет менее 12 м. Наиболее полные разрезы формации известны на юге Кипра в карьере Мангалени (окрестности г. Лимассол), где мощность формации достигает почти 35 м (Bragina, 2012).

Датировка формации Перапеди очень важна для реконструкции геологической истории Кипра, поскольку она формировалась после охиолитов массива Троодоса и до их коллизии с аллохтонным комплексом Мамония. Возраст формации одними авторами считался кампанийским (Swarbrick and Robertson, 1980) или туронским (Blome and Irwin, 1985), а Ю. Туров (Thurow, 1991) рассматривал время формирования формации Перапеди в пределах турона–раннего кампана. Проблемы с датировкой связаны с отсутствием в формации Перапеди каких-либо фоссилий за исключением радиолярий, которые детально не были изучены. В настоящее время детально изучены радиолярии наиболее полного разреза формации в карьере Мангалени. В результате проведенных исследований установлено, что формация Перапеди охватывает значительный стратиграфический интервал (верхний турон–пограничные отложения сантон и кампана), и представляет непрерывную

последовательность (Bragina, 2012). Это позволило установить в пределах карьера Мангалени стратотипы пяти зон первой сверхдетальной зональной шкалы верхнего мела по радиоляриям (*Alievium praegallowayi* – нижняя часть коньяка; *Cyprodictyomitra longa*-верхняя часть коньяка; *Theoscampe igna* – нижний сантон; *Crucella robusta* – средний сантон–нижняя часть верхнего (?) сантон; *Afens perapediensis* – верхняя часть верхнего сантон) (Брагина, 2016).

2. Формация Каннавью широко распространена на юго-западной части Кипра, ее отложения можно наблюдать по периферийному краю массива Троодос. Вулканокластические осадки Каннавью широко развиты в двух районах юго-западного Кипра: на западе – в серии тектонических окон поверх надвинутого на массив Троодос покровного комплекса Мамония, а на востоке – по внешней периферии массива Троодос. Формация Каннавью согласно перекрывает формацию Перапеди и представлена переслаиванием бентонитовых глин с вулканокластическими алевролитами и песчаниками. Мощность формации по мнению Робертсона (Robertson, 2015) может достигать 750 м. Возраст формации на основе данных по планктонным фораминиферам (Ealey and Knox, 1975) был определен в пределах нижний кампан–средний маастрихт. Отложения формации Каннавью представляют большой интерес для региональной геологии, т.к. они слагают базальную часть неоавтохтона и в некоторых разрезах несогласно перекрывают офиолиты массива Троодос. В 2019 году проводились масштабные исследования формации, включающие детальное описание разрезов с отбором образцов на радиолярии и планктонные фораминиферы. В настоящее время получены первые результаты, демонстрирующие совместное нахождение обеих групп в многочисленных образцах. Последнее позволяет надеяться на существенное уточнение стратиграфического объема формации Каннавью. Необходимо отметить, что это имеет большое практическое значение, т.к. бентонитовые глины формации используются в промышленности и широко добываются на Кипре.

3. Формация Катикас распространена на юго-западе Кипра преимущественно в районах, прилегающих к массиву Троодос. Она несогласно, с эрозионным контактом перекрывает формацию Каннавью и представлена слабо сцементированными конгломерато-брекчиями с песчано-глинистым цементом. В составе обломков встречаются все разности магматических и осадочных пород комплекса Мамония, кроме них представлены и породы комплекса Троодос. Мощность может достигать 500 м. Возраст формации определен как маастрихт по находкам нанопланктона из тонких прослоев мелоподобных известняков (Swabrick and Robertson, 1980). Накопление отложений формации Катикас происходило после формирования сложной покровно-складчатой структуры комплексов Мамония и Троодос за счет быстрого разрушения подводных уступов, образованных слабо сцементированными или тектонически раздробленными образованиями.

4. Формация Лефкара широко распространена по всему Кипру. Она несогласно залегает на нижележащих отложениях: на формации Катикас или формации Каннавью, или даже на верхних пиллоу-лавах массива Троодос. Формация охватывает интервал от маастрихта до верхнего эоценена и имеет

мощность несколько сотен метров. Нижняя, маастрихтская часть, представлена переслаиванием пелитоморфных известняков, глинистых известняков и калькаренитов и содержит комплексы маастрихтских планктонных фораминифер. В настоящее время нами ведется детальное изучение этой формации с целью детализации стратиграфии и поисков радиолярий совместно с фораминиферами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 19-55-25001 Кипр_a).

Литература

1. Брагина Л.Г. Зональная схема меловых (альб-сантона) отложений тетических районов Евразии по радиоляриям // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 2. С. 41–66.
2. Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю. Стратиграфия и радиолярии стратотипического разреза формации Перапеди верхнего мела Кипра // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 3. С. 38–45.
3. Blome, Ch.D., Irwin, W.R., 1985. Equivalent radiolarian ages from ophiolitic terranes of Cyprus and Oman. Geology 13 (6), 401–404.
4. Bragina, L.G., 2012. Radiolarian biostratigraphy of the Perapedhi Formation (Cyprus): implications for the geological evolution of the Troodos Ophiolite. In: Danelian, T., Goričan, Š. (Eds.), Radiolarian biochronology as a key to tectono-stratigraphic reconstructions, 183. Bulletin de la Société Géologique de France, pp. 343–348.
5. Ealey, P.J. and Knox, G.J., 1975. The pre-Tertiary rocks of SW Cyprus. Geologie Mijnb. 54, 85–100.
6. Robertson, A.H.F., 2015. The Kannaviou Formation, Cyprus: volcaniclastic sedimentation of a probable late Cretaceous volcanic arc. Downloaded from <http://jgs.lyellcollection.org/> at Carleton University Library on June 21, 2015.
7. Swarbrick, R.E., Robertson, A.H.F., 1980. Revised stratigraphy of the Mesozoic rocks of southern Cyprus. Geological Magazine 117 (5), 547–563.
8. Thurow, J., 1991. Upper Cretaceous radiolarians from Cyprus – evidence for increased productivity/preservation during Global Paleoceanographic Events. Interrad VI (VI Meeting of the International Association of Radiolarian Paleontologists), Universita degli studi di Firenze. 81.

ЧИСЛЕННЫЕ ПАРАМЕТРЫ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОГО КОНТРОЛЯ ПРОЦЕССОВ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ)

Н.Ю. Васильев¹, А.О. Мострюков², В.А. Петров², Т.Ю. Тверитинова³,
А.Ю. Тверитинов⁴

¹ МГРИ, geostress@mail.ru; ² ГО «Борок» ИФЗ РАН, most57@mail.ru,
vap_borok@mail.ru; ³ МГУ, tvertat@yandex.ru; ⁴ ООО ТЕХСЕРВИС,
atveritinov@yandex.ru

Впервые вопрос о необходимости описания физических механизмов геолого-структурного контроля эндогенного рудообразования на основе

исследования тектонических полей напряжений и деформаций был поставлен в работах [7, 8]. Эту необходимость профессор В.М.Крейтер аргументировал следующими выводами. Напомним их [8]: «...понять данную структуру – это в первую очередь понять смену и последовательность геологических событий на данной площади...» (стр.78); «...действие тектонических (пульсирующих) напряжений в земной коре... приходится считать переменной величиной...» (стр.80); «...приходится признать приоткрывание трещин в момент минерализации...» (стр.81). При этом, понимая сложность поставленной задачи, он полагал необходимым создания специальных методов исследования, сочетающих в себе методы тектоники и физики. Заметим, именно в это время в СССР трудами, в первую очередь, М.В. Гзовского происходило становлении такой науки, – тектонофизики. К числу достижений Лаборатории тектонофизики, созданной М.В. Гзовским в ИФЗ АН СССР, относится метод кинематического анализа тектонических деформаций (Гущенко, 4, 5 и др.). На основе данного метода, реализованного нами в алгоритмах компьютерной программы обработки **полевой** информации о 3D-ориентировках векторов тектонических сколов, стала возможной реконструкция параметров тектонических полей напряжений для описания кинематических механизмов предрудных, внутрирудных и послерудных деформационных процессов на некоторых месторождениях Северной Евразии. Результатами этой работы являются публикации [1, 2, 3]. Результаты этих описаний рассмотрены и в представленном докладе. Работа над программами выполнялась на основе трех главных постулатов *кинематической модели* развития сколовых смещений в массивах горных пород, сформулированных в [5]. В модели рассмотрены закономерности *функциональной связи* между параметрами тектонических полей напряжений ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3, \tau_m^{\text{лев}}, \tau_m^{\text{прав}}, \tau_n$) и тектонических борозд скольжения ($\pm t_n$), где (t_n) - ориентация борозды, (\pm) - её кинематический знак (-правая, +левая компоненты сдвига, устанавливаемые в поле по направлениям относительного смещения крыльев скола). Автором модели по массовым полевым наблюдениям в зонах современного орогенеза (на Гармском полигоне ИФЗ АН СССР) было впервые установлено, что *сколовые смещения* ($\pm t_n$), возникающие на произвольно ориентированных ослабленных поверхностях дизъюнктивных нарушениях (n) (плоскостях трещин), развиваются преимущественно в направлении действия на этих поверхностях касательных напряжений (τ_n), т.е. ($t_n \parallel \tau_n$) [4]. Этот вывод стал **первым постулатом** модели. В нём зафиксирована важнейшая прямая (генетическая) зависимость ориентации борозд и штрихов (сколовых смещений) от направлений действия *максимальных касательных* (τ_m) и *касательных* (τ_n) напряжений. На основе *постулируемой* генетической связи сколов (t_n) с ориентацией осей (τ_n и τ_m), а значит и осей ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$), проводится реконструкция параметров поля напряжений. Фактически, решается «обратная» задача об угловых и азимутальных характеристиках главных напряжений ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) в 3D-пространстве на основе *известных* (измеренных в поле) угловых, азимутальных и кинематических характеристиках (о \pm знаке) сколовых смещений. **Вторым постулатом** является вывод о том, что *сопряженным* системам этих

направлений присуща *симметрия*, оси которой являются осями ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) главных нормальных напряжений, синхронных этим смещениям. На основе **третьего постулата**, – о двух типах симметрии сколов: *одноосной* (относительно осей σ_1 или σ_3) и *трёхосной* (относительно осей $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) проводится процедура *сепарации* множества сколовых смещений на различные группы, образование которых определялось различиями в кинематике деформационных процессов. Так, отклонение ориентировок борозд скольжения от установленной («групповой») симметрии является *признаком изменения условий тектонического нагружения и деформации пород*. По этому признаку проводится процедура сепарации борозд на разновозрастные группы. Таким образом, исходя из **третьего постулата**, составляют исходные выборки сколов для реконструкций, – по *сопротивляемости* смещения единичного скола (борозды скольжения), – направлению смещений в совокупности сколов (борозд скольжения) формируемой выборки. В целом, вид симметрии поля определяется формой эллипсоида напряжений, – изменяющейся в ходе развития процессов тектогенеза. Форма эллипсоида **контролируется** соотношением величин главных нормальных напряжений $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ (где $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, и растягивающее напряжение σ_1 положительно), измеряемым величиной параметра μ_σ (коэффициента Лоде-Надаи). Величина коэффициента определяется соотношением для напряжений $\mu_\sigma=2[(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)]-1$, а для деформаций $\mu_\varepsilon=2[(\varepsilon_2-\varepsilon_3)/(\varepsilon_1-\varepsilon_3)]-1$. Спектр возможных значений коэффициента в ходе тектогенеза может изменяться в пределах от одноосного максимального растяжения (-1) до одноосного максимального сжатия (+1). На основе **первых двух постулатов** составляется система тригонометрических неравенств и тождеств [4,5,6]. По результатам *совместного решения* этой системы, – находят численные значения для параметров главных напряжений ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3, \tau_m^{\text{лев}}, \tau_m^{\text{прав}}$), величины которых рассчитываются, исходя из численных значений **«направляющих косинусов»**, определяемых по *угловым и азимутальным характеристикам* борозд скольжения относительно начала координат **единичной сферы 3D-пространства**. Для извлечения данных об изменениях формы эллипсоидов деформации, происходящих по вертикальной оси, направленной на зенит (Z), – в реконструкциях предусмотрены расчеты значений ещё одного важного параметра: величины приращения *вертикальной компоненты деформации* ($\pm\Delta Z$). Эта величина является наиболее объективной характеристикой уплощенности-вытянутости эллипсоида по искомому направлению (Z), что позволяет делать выводы о характеристике деформационного разуплотнения горных пород, «преодолевающего» вес колонны вышележащих пород на внутрирудных фазах тектонических деформаций. Смена знака и величины параметра ($\pm\Delta Z$), фактически, означает смену изотропных условий («0») шаровой деформации, – анизотропными условиями («±») девиаторной деформации. Ниже приведен рисунок, поясняющий различия в условиях уплотнения и разуплотнения горных пород, фиксируемых по координатам ($\pm\mu_\sigma, \pm\Delta Z$). Нижние облака точек на графиках соответствуют сбросовой кинематике деформаций. Средние облака точек, – сдвиговой кинематике, а верхние облака, точек, – взбросовой кинематике

тектонических деформаций в эндогенных месторождениях (А) и в безрудных блоках земной коры (Б). Из графиков видно, что **взбросовые деформации** в безрудных блоках горных проходили только при положительных значениях и $(+\mu_\varepsilon)$, т.е. при постоянном горизонтальном уплотнении горных и малом их разуплотнении по вертикали $(+\Delta Z)$. Кинематика взбросовых деформаций в месторождениях «изменчива». Она характеризуется и этапами активного горизонтального сжатия $(+\mu_\varepsilon)$, и этапами активного вертикального разуплотнения $(-\mu_\varepsilon)$ при более активном вертикальном разуплотнении $(+\Delta Z)$. Именно эти последние этапы, фиксируемые по параметрам $(-\mu_\varepsilon)$, $(+\Delta Z)$, мы полагаем этапами **объёмного разуплотнения** горных пород. Они характерны только для месторождений и их не установлено в безрудных блоках горных пород $(+\mu_\varepsilon)$, $(+\Delta Z)$. Таким образом, геолого-структурные условия развития месторождений отличаются наличием фаз этапов (фаз) объёмного разуплотнения горных пород, с которыми, вероятно следует связывать и направленное движение рудоносных флюидов, и экспоненциальное увеличение площади контакта последних с твердой фазой горных пород. В докладе этот вывод обосновывается и иллюстрируется примерами реконструкций, выполненных и, в целом, для месторождений, и, в частности, для рудных зон месторождений.

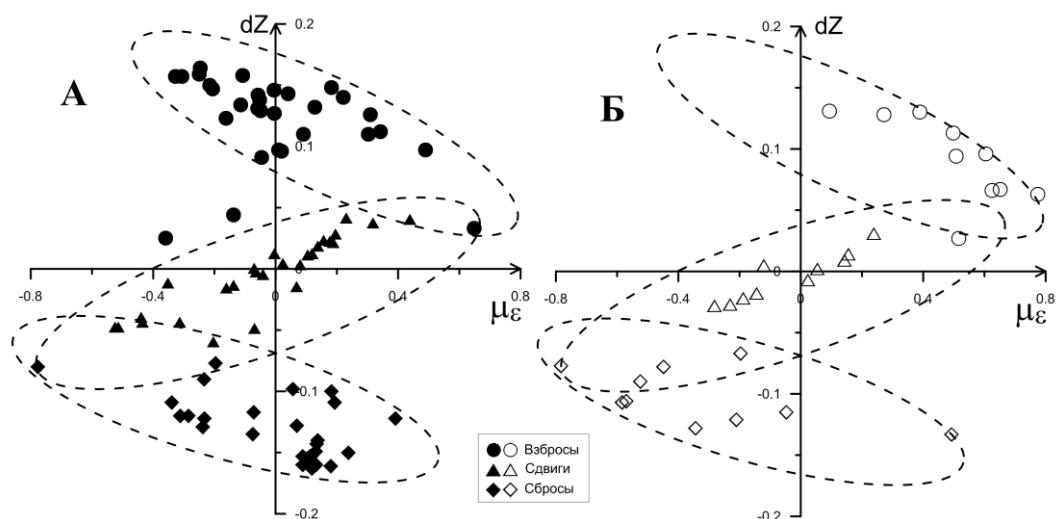


Рис. 1. Параметры деформационного уплотнения-разуплотнения горных пород в эндогенных месторождениях (а) и безрудных блоках (б) земной коры (пояснения в тексте)

Литература

1. Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Закономерности развития циклов деформации в процессах тектогенеза // Материалы XXXIV Тектонического совещания «Тектоника неогея: общие и региональные аспекты», М.: ГЕОС, 2001, в 2 т., Т.1, С. 90-93.
2. Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Особенности рудолокализующих условий деформации геологической среды в характеристиках тектонических полей напряжений // Материалы XL Тектонического совещания «Фундаментальные проблемы геотектоники», М.: ГЕОС, 2007, Т.1, С. 126-130.
3. Васильев Н.Ю., Мострюков А.О., Петров В.А. Синрудные фазы деформации горных пород в циклах изменения условий тектонического нагружения геолого-структурных обстановок эндогенного рудообразования. В материалах докладов

Четвертой всероссийской тектонофизической конференции в ИФЗ РАН «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле» (М., 3-7 октября 2016 г.) в 2 томах, т. 2, С.8-16.

4. Гущенко О.И. Анализ ориентировок сколовых перемещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений //ДАН СССР, сер. геофиз.,1973, Т.210, №2. С.331-334.
5. Гущенко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) // ДАН СССР, сер. геофиз., 1975. Т.225, №3. С. 557-560.
6. Гущенко О.И., Кузнецов В.А. Определение ориентации и соотношения величин главных напряжений по совокупности направлений сдвиговых тектонических смещений. В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М., Наука, 1979. С.60-66.
7. Крейтер В.М., Деформационные структуры и эндогенные рудные месторождения. Известия АН СССР, сер.геол., №6,1948.
8. Крейтер В.М., Структуры рудных полей и месторождений, Госгеолтехиздат, 1956.

ПЕРВАЯ НАХОДКА ПОЗДНЕЮОРСКИХ РАДИОЛЯРИЙ НА ЯМАЛЕ (АРКТИЧЕСКАЯ СИБИРЬ)

В.С. Вишневская¹, Ю.А. Гатовский²

¹ Геологический институт РАН, Москва, РФ, valentina.vishnaa@mail.ru;

² МГУ имени М.В.Ломоносова, геологический факультет, Москва, РФ

Введение. Приведен новый комплекс позднеюорских (ранневолжских = раннетитонских-?позднекимериджских) радиолярий, которые позволили уточнить возраст низов битуминозной карбонатно-кремнистой толщи баженовской свиты на Ямале и послужат основой для палеоклиматических реконструкций в Палеоарктике.

Материал и методы исследований. На Южно-Тамбейской площади Ямала в толще переслаивания высокобитуминозных кремнистых и карбонатных пород в интервале глубин 3352,4 – 3363,73м установлены многочисленные радиолярии. Кремнистые известняки были растворены с помощью уксусной и фтористоводородной кислот, благодаря которым удалось выделить представительный радиоляриевый комплекс, включающий все морфологические группы радиолярий.

Результаты исследований. На Южно-Тамбейской площади Ямала в интервале глубин 3352,4 – 3354,6 м из кремнистых известняков методом химического препарирования выделены многочисленные радиолярии, среди которых определены *Acanthocircus meyerhofforum* Hull (распространение верхи нижнего титон-верхний титон Калифорнии [7]), *Orbiculiforma cf. teres* Hull (*Orbiculiforma teres* Hull, распространение титон Калифорнии [7]), *Saitoum macilentum* Dumitrica et Zugel (нижний титон Германии, *Dumitrica et Zugel*), *Parvingula blowi* Pessagno (впервые описан из Калифорнии, встречен на Северо-Востоке России, в Аргентине, Антарктиде, имеет распространение

нижний титон ([9,10]), *P. jonesi* Pessagno s.l. (кимеридж-титон Калифорнии, Антарктиды ([8]) и многие другие.

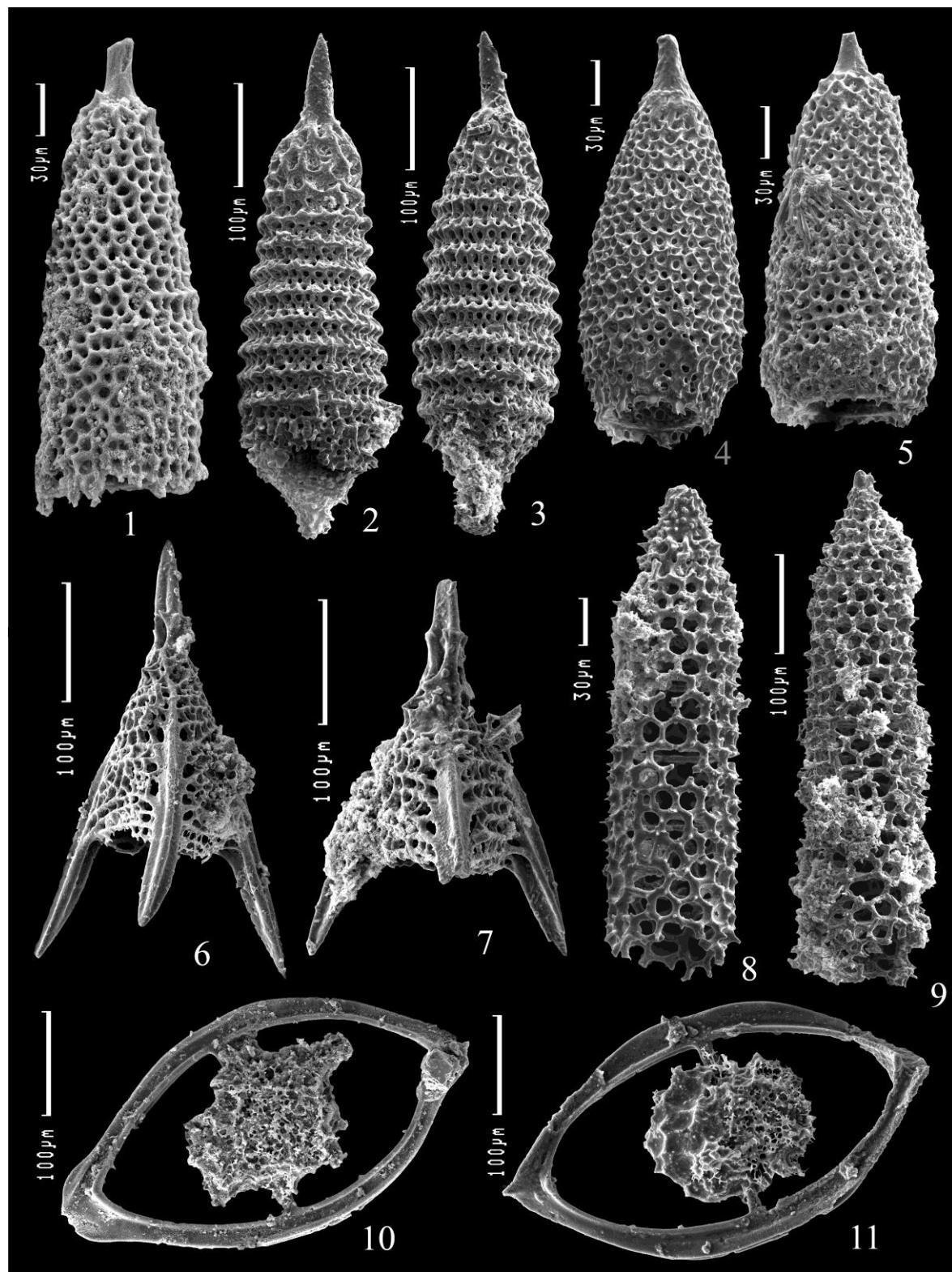


Рис. 1. Позднеюрские радиолярии Ямала 1 - глубина 3352,90м, 2-11 - 3354,60м.
 1. *Parvingula gorda* Hull. 2. *P. jonesi* Pessagno s.l. 3. *P. blowi* Pessagno. 4. *P. deadhorsensis* Pessagno, Blome et Hull. 5. *P. cf. gorda* Hull. 6. *Napora aff. cruda* Yang. 7. *N. cf. lomoalta* Hull. 8-9. *Triversus cf. fastigatus* Hull. 10. *Acanthocircus meyerhofforum* Hull. 11. *A. cf. meyerhofforum* Hull.

Установленный радиоляриевый комплекс принадлежит к нижнему радиоляриевому биогоризонту *Parvingula blowi* (нижний – возможно низы среднего подъяруса волжского яруса). Впервые радиоляриевый комплекс с *Parvingula blowi* был установлен в нижневолжской аммонитовой зоне *klimovi* [3] на Русской платформе в лектостратотипическом разрезе волжского яруса у д. Городище (Ульяновская область).

Присутствие *P. jonesi* Pessagno s.l. (*sensu lato* – в широком понимании), а также обилие всех морфологических групп радиолярий, позволяет говорить о том, что вид *P. jonesi* Pessagno s.l. очень рано проник из Палеопацифики в эту часть Арктической Сибири.

Изначально радиоляриевая ассоциация с *Parvingula jonesi* Pessagno s.l. была установлена в лектостратотипическом разрезе Городище в интервале, соответствующем аммонитовым зонам *cymodoce* и *eudoxus* кимериджа. Сходство радиоляриевой ассоциации с комплексом из зон *eudoxus-elegans* верхнего кимериджа – нижневолжского подъяруса Северного моря, позволило Вишневской и Барабошкину [3] поддержать точку зрения П.Ханцпергю и др. [6] о возможном соответствии нижневолжского подъяруса верхам кимериджа. Позднее Вишневской [1] радиоляриевый биостратон с *Parvingula jonesi* был предложен для верхнего кимериджа – средневолжского подъяруса Арктической окраины России [11] и затем *Parvingula jonesi* s. s. (*sensu stricto* – в узком смысле) для средневолжского подъяруса Западной Сибири [2, 4], а *Parvingula blowi* для нижнего – низов среднего подъяруса волжского яруса [5, 10].

Присутствие в интервале 3359,85 – 3363,73 м значительного количества высококонических форм рода *Parvingula*, включая *Parvingula omgoniensis Vishnevskaya* (распространение на Камчатке байос-кимеридж), также указывает на нижний радиоляриевый биогоризонт *Parvingula blowi*.

Заключение. Присутствие *Parvingula blowi*, *P. excelsa*, *P. omgoniensis* подтверждает позднеюрский возраст комплекса. На основе этих данных может быть уточнен ранневолжский возраст низов баженовской свиты на Ямале (Арктическая Сибирь). Анализ морфологической структуры комплекса и высокий процент калифорнийских и корякско-камчатских, а также печорских и североморских видов указывает на его принадлежность к Палеопацифика.

Работа выполнена по гостеме ГИН РАН и частично РФФИ № 18-05-00494.

Литература

1. Вишневская В.С. Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС, 2001. 374 с.
2. Вишневская В.С. Биостратиграфия и палеогеография баженовской свиты по данным радиоляриевого анализа // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Тюмень, 2013. С. 34-37.
3. Вишневская В.С., Барабошкин Ю.Е. Новые данные по биостратиграфии лектостратотипа волжского яруса у д. Городище (Среднее Поволжье) // Стратиграфия, геологическая корреляция, 2001, т.9, № 5, с.77-86.
4. Панченко И.В., Балушкина Н.С., Барабошкин Е.Ю., Вишневская В.С., Калмыков Г.А., Шурекова О.В. Комплексы палеобиоты в абалакско-баженовских отложениях

- центральной части Западной Сибири // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2015. Т.10. №2. doi.org/10.17353/2070-5379/24_2015.
5. Хотылев О.В., Балушкина Н.А., Вишневская В.С., Коробова Н.И., Калмыков Г.А., Рослякова А.С. Модель накопления радиоляритовых слоев в баженовской свите Западной Сибири. Вестн. МГУ, 2019. сер. 4. Геол. № 1. С. 89–95.
 6. Hantzpergue P., Baudin F., Mitta V. et al. The Upper Jurassic of the Volga basin: ammonite biostratigraphy and occurrence of organic carbon rich facies. Correlations between boreal subboreal and submediterranean provinces // Peri Tethys Memoir 4: epicratonic basins of Peri Tethyan platforms. Mém. Mus. nat. Hist. natur. 1998 Т. 179 Р. 9–33.
 7. Hull, D.M. Upper Jurassic Tethyan and southern Boreal radiolarians from western North America. Micropaleontology, 1997.43(Supplement 2). Р. 1-202.
 8. Kiessling W. Late Jurassic Radiolarians from the Antarctic Peninsula // Micropaleontology. Spec. Issue. 1999. V. 45. № 1. Р. 1–96.
 9. Vennari V.V., Pujana I., Finding of two new radiolarian associations calibrated with ammonoids in the Vaca Muerta Formation (Late Jurassic-Early Cretaceous), Neuquen Basin, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 2017. № 75. Р. 35-50.
 10. Vishnevskaya V.S. The Jurassic-Cretaceous boundary in Boreal Russia: radiolarian and calcareous dinoflagellate potential biomarkers. Geological Quarterly, 2017. 61 (3). Р. 641–654, doi: 10.7306/gq.1370.
 11. Vishnevskaya V.S., Kozlova G.E., 2012. Volgian and Santonian–Campanian radiolarian events from the Russian Arctic and Pacific Rim. Acta Palaeontologica Polonica, 57. Р. 773–790.

ГЛОБАЛЬНОЕ ПОХОЛОДАНИЕ ОЛИГОЦЕНА И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА РАЗВИТИЕ МИКРОПЛАНКТОННЫХ АССОЦИАЦИЙ В СЕВЕРО-ТИХООКЕАНСКОМ РЕГИОНЕ

А.Ю. Гладенков

Геологический институт РАН, Москва, Россия, e-mail: agladenkov@ilran.ru

Морские планктонные микроорганизмы являются неотъемлемой частью кайнозойских экосистем Северо-Тихоокеанского региона, играя в них весьма значительную роль, в частности, в процессе осадконакопления. Кроме того, они с успехом используются в качестве «инструментов» для проведения детального расчленения и широких корреляций осадочных толщ, в том числе, развитых в разрезах океанического обрамления. Таким образом, исследования микрофоссилий представляет большую важность при расшифровке геологической истории региона в кайнозое.

Как свидетельствует изучение материалов глубоководного бурения, донные отложения эоцена в субарктической Пацифики в целом представлены карбонатными толщами (прежде всего, писчим мелом), сложенными наннопланктоном и планктонными фораминиферами. То есть в открытоокеанической части в эоценовое время имела место преимущественно карбонатная седиментация, с накоплением наннопланктонных и

фораминиферовых илов [6]. Широко представлены эти микроорганизмы и в разрезах раннего палеогена обрамления северной части Тихого океана. Однако в толщах более молодого возраста их остатки отсутствуют или очень редки. Анализ полученных геологических и палеонтологических данных показывает, что с олигоцена в регионе начинают доминировать кремнистые микроорганизмы, в первую очередь, диатомовые водоросли. С неогена диатомовая флора превалирует в планктоне Северной Пацифики, достигая в среднем миоцене-плиоцене максимальной степени развития и продуктивности и представляя основной источник продуцирования биогенного кремнезема и его поставщика в донные осадки. Это обусловило преобладание здесь биогенного кремненакопления в процессе седиментации.

Олигоценовые диатомовые ассоциации северной части Тихого океана и ее обрамления изучены слабо по сравнению с более молодыми флорами. Во многом это объясняется тем, что разрезы олигоцена, охарактеризованные диатомеями, немногочисленны и, как правило, фрагментарны. Поэтому в течение долгого времени изучить последовательную смену разновозрастных палеонтологических комплексов не удавалось, что препятствовало точной оценке возраста изучаемых ассоциаций и выявлению особенностей развития флоры в регионе. Однако полученные к настоящему времени в этом направлении результаты позволяют сделать ряд важных выводов.

Начало непрерывного развития диатомовой флоры в океанической части Северо-Тихоокеанского региона приурочено ко второй половине раннего олигоцена (около 31-30 млн лет назад) [3, 5, 1]. С этого времени наблюдается процесс расширения площадного распространения диатомовой флоры и увеличения степени ее продуктивности. Однако в приконтинентальных морских зонах (в первую очередь, в районах северо-западного обрамления Северной Пацифики) выявлены и более древние комплексы морских диатомей - начала раннего олигоцена [1, 2, 4]. Одной из их особенностей является высокий процент сходства таксономического состава с одновозрастными ассоциациями Норвежско-Гренландского бассейна и моря Росса (Антарктида), то есть районов высоких северных и южных широт.

Существенные изменения, которые отмечаются в развития микропланктонных ассоциаций, а также характере биогенного осадконакопления в регионе в начале олигоцена, свидетельствуют о значительной перестройке климата и режима океанической циркуляции. Как свидетельствуют многочисленные геологические данные, в конце позднего эоцена-начале раннего олигоцена, в интервале 35-33 млн лет назад, на Земле произошло глобальное похолодание. Именно в это время был нарушен общий циркуляционный и температурный баланс, существовавший в раннем палеогене. Процесс формирования холодных донных вод во время пика похолодания в самом начале раннего олигоцена, привел к появлению в высоких широтах южного полушария криосферы, а в океанических глубинах - психросферы, то есть к изменению всего температурного режима планеты (так называемый режим "green house" сменился режимом "ice house"). Появление резких широтных температурных градиентов между высокими и низкими

широтами вследствие масштабного похолодания вызвало усиление вертикальной и поверхностной океанической циркуляции. Одновременно увеличение широтного температурного градиента обусловило появление выраженной климатической зональности, также нетипичной для более ранней эпохи.

Отражением похолодания в Северо-Тихоокеанском регионе служит и практическое отсутствие находок в отложениях олигоцена остатков тепловодных карбонатных планктонных микроорганизмов, характерных для эоцена. В результате, к раннему олигоцену тепловодная продуктивная зона карбонатного осадконакопления значительно сузилась, а ее северная граница сдвинулась по направлению к экватору, что, вероятно, указывает на усиление широтных температурных градиентов и растворение карбонатов. Напротив, [климатические](#) и океанографические перестройки явились причиной начала интенсификации развития и увеличения продуктивности кремнистого planktona. При этом данные, полученные по систематическому составу диатомовых ассоциаций, указывают, что, начиная с раннего олигоцена, отмечается провинциализм диатомовых флор низких и высоких широт. Важно, однако, отметить, что изменение общего характера распространения и развития морских планктонных ассоциаций (и в первую очередь, диатомовых) является не только результатом прямого действия температурного фактора. Решающее значение для развития кремнистого фитопланктона в морских постэоценовых бассейнах также имела коренная перестройка океанической циркуляции, от которой в итоге зависело распределение питательных солей в глубинных водах, а также насыщенность ими поверхностного слоя.

Работа выполнена по теме государственного задания ГИН РАН № АААА-А18-118021690155-7 и при поддержке проекта РФФИ № 19-05-00361.

Литература

1. Гладенков А.Ю. Детальная стратиграфия и морские экосистемы позднего кайнозоя севера Тихоокеанского региона (по диатомеям). М.: ГЕОС, 2007. 296 с.
2. Гладенков А.Ю. Ярусы олигоцена и граница между палеогеном и неогеном на Западной Камчатке – новые данные по диатомеям // Неоген и квартер России: стратиграфия, события и палеогеография. М.: ГЕОС, 2018. С. 23-29.
3. Barron J.A., Gladenkov A.Y. Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg 145 // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 3-19.
4. Gladenkov A.Yu. New data on diatoms from the marine Cenozoic section of West Kamchatka at the Kvachina Bay // Paleontological Journal. 2019. V. 53. No. 8. P. 799-802.
5. Gladenkov A.Y., Barron J.A. Oligocene and Early Miocene diatom biostratigraphy of Hole 884B // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 21-41.
6. Rea D.K., Basov I.A., Krissek L.A. et al. Scientific results of drilling the North Pacific Transect. // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 577-596.

ИНТЕГРАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ И ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ АКТИВНЫХ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН ОТ ОКЕАНА К КОНТИНЕНТУ. РАСЧЛЕНЕНИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ТОЛЩ КАЙНОЗОЯ СЕВЕРНОЙ ПАЦИФИКИ

Ю.Б. Гладенков

Геологический институт РАН, Москва, Россия, e-mail: gladenkov@ginras.ru

Изучение стратиграфического материала по морским толщам кайнозоя древних шельфов бореального пояса Северной Пацифики позволяет подойти к освещению важного вопроса - о фазовости геологического развития этого региона и этапности эволюции биосообществ последних 60 млн лет. Развитые здесь осадочные формации геосинклинального типа имеют ряд отличительных особенностей: им свойственна большая мощность, фациальное разнообразие, вулканические образования и т.п. Кроме того, они сильно дислоцированы. Их расчленение на Камчатке и Сахалине всегда встречало много трудностей. Сейчас мультидисциплинарные исследования обеспечили новые подходы к решению многих проблем стратиграфии и расшифровку сложных сочетаний глобальных и накладывавшихся на них региональных природных процессов, которые отразилось в изменении биотических сообществ в шельфовых и океанических водах прошлого. Проведенное в последнее время детальное исследование ряда опорных разрезов Корякского нагорья, Камчатки и Сахалина помогает внести много нового в понимание изменений палеогеографических и палеоклиматологических обстановок пределах названного региона.

В частности, изучение кайнозойских толщ Камчатки и Сахалина на *мультидисциплинарной* основе (с привлечением разных – бентосных и планктонных – палеонтологических групп и различных методов – палеомагнитного, литологического, циклического, изотопного и др.), позволило выявить следы чередующихся различных геологических событий и определенной смены палеогеографических обстановок в палеогене и неогене, что в деталях ранее обычно не отмечалось. Эта смена обусловлена рядом причин: изменением палеоклимата и характера морских течений, проявлением тектонических перестроек, влиявших на перераспределение участков суши и моря, сменой характера седиментационных процессов (с проявлением, в частности, лавинной седиментации) и вулканизма, а также другими явлениями. Все это вместе взятое влияло на установление специфических гидрорежимов морских бассейнов и температурных условий морских вод, на особенности осадконакопления в шельфовых зонах, а следовательно – на формирование бентосных и планктонных биосообществ с определенными трофическими связями и на ходе их развития и распространения в пространстве.

Комплексные исследования морских разрезов кайнозоя, в частности, Западной Камчатки (например, бухты Квачина восточного побережья Охотского моря) заставили внести элементы нового как в стратиграфию, так и в геологическую историю западно-камчатского седиментационного бассейна. В частности, они позволили выявить определенную этапность в смене шельфовых

сообществ в разрезе, что привело к подразделению ранее нерасчлененных “толщ” (тигильской, белесоватой, кавранской) общей мощностью около 1500 м на несколько *горизонтов*, сопоставленных с единицами региональной стратиграфической шкалы, и ряд зон разного типа [2]. Среди последних отмечаются с одной стороны зоны (и слои с фауной), выделенные по бентосным фораминиферам и моллюскам, которые можно отнести к *региональным зонам* (*региональным зонам*) и лонам (*локальным зонам*), а с другой стороны – зоны по планктонным группам (диноцистам и диатомовым) субглобального масштаба, которые позволяют сопоставлять региональные схемы с Международной стратиграфической шкалой. Надо отметить, что одновременно были получены новые данные по *палеомагнитным* и *изотопным* характеристикам пород изученного разреза, что послужило существенным контролем намеченных корреляций и важным добавлением к расшифровке палеогеографических обстановок.

Из изученных данных следует, что в шельфовой зоне Камчатки в течение палеогена и неогена проходила последовательная смена биосообществ, которая была связана с их эволюцией и развитием бореальной экосистемы в целом. Если анализировать камчатские *горизонты* (подразделения региональной стратиграфической схемы) с учетом смены в разрезе, например, сообществ моллюсков, то выявится ряд их особенностей. Отметим хотя бы некоторые из них.

- В течение третичного времени происходит изменение процента ныне живущих форм в разрезе: от 2-5% в палеогене и 10% в раннем миоцене до 40-50% в позднем миоцене, 60-65% в плиоцене и 96-98% в эоплейстоцене (естественно, процент вымерших видов меняется в обратном порядке – от 90% до 2%).

- В каждом из сменяющих друг друга горизонтов отмечается обновление видового состава палеокомплексов до 30-50%, которые вмещают автохтонные и аллохтонные элементы. При этом смена группировок видов моллюсков происходит при сохранении общей для кайнозоя трофической зональности.

- Одновременно происходит определенная смена руководящих и характерных видов и доминантов (частично, видимо, из-за фациальных изменений в слоях). В них также обычно отмечаются “свои” эндемики, достигающие до 10-40% от общего состава.

- Средняя продолжительность времени формирования горизонтов оценивается около 3 млн лет (в пределах 2-5 млн лет). В течение этих отрезков времени комплексы каждого горизонта сохраняют в целом свой состав и соответствуют, видимо, периодам определенного *динамического равновесия*.

- Изменение сообществ происходит в данном случае без катастрофических вымираний даже при существенных сменах температуры в аркто-бореальных водах.

Из сравнительного анализа комплексов биоты палеогена и неогена следует, что в олигоцене, когда на Земле “оранжерейный” тип климата менялся на “ледниковый”, произошло важное событие. В это время началась перестройка шельфовой биоты в условиях формирования бореальной водной

массы Северной Пацифики, с возникновением биотических сообществ boreального типа. Но эта перестройка произошла не мгновенно, а растянулась на несколько миллионов лет. Дальнейшее развитие сообществ внетропической зоны шельфов в неогене шло в основном на видовом уровне по градуалистическому в целом пути.

В качестве итога можно сказать, что без мультидисциплинарных геологических исследований решить проблемы детализации стратиграфического расчленения геосинклинальных толщ в зонах перехода от континента к океану, как и вопросы выявления последовательности и взаимообусловленности абиотических и биотических событий, видимо, невозможно. Вместе с тем следует подчеркнуть, что подобные исследования следует вести в рамках геоисторической концепции [1], о чем сейчас почему-то часто забывается.

Многие положения по данной тематике нашли отражение в специальной монографии, опубликованной в 2018 г. [2].

Работа выполнена по теме государственного задания ГИН РАН № АААА-А18-118021690155-7 и при поддержке проекта РФФИ № 19-05-00361.

Литература

1. Ганелин В.Г., Гладенков Ю.Б. Геоисторическая стратиграфия и стратиграфические руководства // Стратиграфия. Геол. 2018. Т. 26. № 2. С. 115-123.
2. Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю., Бордунов С.И. и др. Опорный разрез кайнозоя Западно-Камчатской структурно-формационной зоны. М.: Геокарт-ГЕОС, 2018. 202 с.

РАЗРЕЗ ГОРЫ КУБАЛАЧ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КРЫМ): СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ И МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ.

Н.О. Гречихина^{1,2}, Е.В. Яковишина¹

¹МГУ им. М.В.Ломоносова, геологический факультет, г. Москва, Россия,

²Геологический Институт РАН, г. Москва, Россия, grnatusik@yandex.ru

Разрез Центрального Крыма описан на юго-восточном склоне горы Кубалач около села Тополевка Республики Крым.

В разрезе выделено пять литологических слоев, разделенных поверхностями подводного размыва. Слой 3 отличается от остальных высоким содержанием спикул кремневых губок, благодаря которым кремнистая составляющая сильно повышается. В кровле 4 слоя наблюдается поверхность твердого дна. Пачки различаются цветом, периодическим появлением бентонитовых прослоев, характером соотношения прослоев внутри ритмов мергель/известняк.

Весь разрез характеризуется ритмичным строением (Яковишина, 2006) с соотношением внутри циклов известняк/мергель 0,7/0,3 м, мергель/глинистый мергель 1,5/0,5 м. В разрезе присутствуют прослои бентонитовых глин, наличие

которых может указывать на близость вулканических центров (возможно вулканические зоны Турции и Закавказья).

Для расчленения и подтверждения возраста вмещающих пород использовались бентосные и планктонные фораминиферы. Зональная схема расчленения верхнемеловых отложений Крымско-Кавказского региона (Копаевич, 2010) основана на распределении в разрезах планктонных фораминифер. В разрезе г. Кубалач явным преобладанием пользуются бентосные фораминиферы. Комплексы фораминифер Центрального Крыма обнаруживают большое сходство с ассоциациями БФ Восточно-Европейской платформы. Поэтому для подтверждения возраста отложений разреза г. Кубалач использовалась стратиграфическая схема отложений Восточно-Европейской платформы (Беньяковский, 2008; Вишневская и др., 2018).

В разрезе г. Кубалач наблюдается высокое таксономическое разнообразие бентосных и планктонных фораминифер. Среди бентосных фораминифер ведущая роль принадлежит видам pp. *Gavelinella*, *Cibicidoides*, *Angulogavelinella*.

Начиная с низов разреза, встречаются малочисленные раковины *Bolivinoides draco miliaris* и *Neoflabellina reticulata*, которые, согласно схеме расчленения ВЕП по БФ, можно отнести к зоне – *N.praereticulata/N.reticulata* (Вишневская и др., 2018). Поэтому данные отложения можно датировать как низы нижнего маастрихта. Начиная с середины разреза, в отложениях найдены раковины *Falsoplanulina multipunctata*, которые можно отнести к зоне *F.multipunctata* (= *Brotzenella complanata*) и это будет более высокая часть нижнего маастрихта.

Основная часть раковин планктонных фораминифер представлена ругоглобигеринами и глоботрунканами. Согласно стратиграфической схеме деления маастрихтских отложений по фораминиферам данный комплекс можно отнести к слоям с *Rugoglobigerina*, которые соответствуют раннему маастрихту (Вишневская и др., 2018).

Для восстановления условий осадконакопления были подсчитаны соотношения раковин бентосных и планктонных фораминифер (соотношение П/Б). В комплексе ПФ установлено преобладание бескилевых таксонов р. *Rugoglobigerina* (от 76 до 147 раковин), кроме того постоянно присутствуют и килеватые раковины *Globotruncana arca*, *Globotruncanita stuarti* (от 17 до 27 раковин). Они встречены во всех пачках разреза.

Уменьшение количества и видового разнообразия раковин БФ, увеличение таксономического разнообразия планктонных форм в центральной части Крыма по сравнению с Юго-Западным Крымом может свидетельствовать о некотором увеличении глубины бассейна (Alekseev, Kopaevich, 1997).

Характер флишиоидного типа отложений в разрезе г. Кубалач может свидетельствовать о периодически увеличивающемся сносе от шельфа в сторону склона и о переходе от типично шельфовых отложений к отложениям верхней части склона.

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы ГИН РАН № 0135-2019-0057, а также при поддержке гранта РФФИ № 18-05-00503.

Литература

1. Беньяновский, В.Н. Схема инфразонального биостратиграфического расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 2. Сантон–маастрихт / В.Н. Беньяновский // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008б. — Т. 16, № 5. — С. 62–74.
2. Вишневская, В.С., Корреляция верхнемеловых зональных схем Восточно-Европейской платформы по фораминиферам, радиоляриям и наннопланктону / В.С. Вишневская, Л.Ф. Копаевич, В.Н. Беньяновский, М.Н. Овечкина // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. — 2018. — №1. — С. 26-35.
3. Копаевич, Л. Ф. Зональная схема для верхнемеловых отложений Крымско-Кавказского региона по глоботрунканидам (планктонные фораминиферы) / Л.Ф. Копаевич // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. — 2010. — Т. 85, № 5. — С. 40–52.
4. Яковишина, Е.В. Строение и условия формирования карбонатных отложений верхнего маастрихта Крыма: 25.00.01 << Общая и региональная геология >>; автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук / Елена Васильевна Яковишина. — Москва, 2006. — 22 с.
5. Alekseev, A. S., Kopaevich L. F. Foraminiferal biostratigraphy of the uppermost Campanian-Maastrichtian in SW Crimea (Bakhchisaray and Chakhmakhly sections) / A.S. Alekseev, L.F. Kopaevich // Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre. — 1997. — Vol. 67. — P. 103–118.

НОВЫЙ ВИД ИХТИОЗАВРОВ ИЗ СРЕДНЕГО ТРИАСА СЕВЕРА СРЕДНЕЙ СИБИРИ

В.М. Ефимов¹, К.М. Ахмеденов², Д.Б. Якупова³

¹Ульяновское отделение Всероссийского Палеонтологического общества,
Ульяновск, Россия, upm2002@mail.ru; ²Западно-Казахстанский
государственный университет, Уральск, Республика Казахстан,
kazhmurat78@mail.ru; ³ФГАОУ ВО "Казанский (Приволжский) федеральный
университет", yakupova_j@mail.ru

Триасовые ихтиозавры России – одна из наименее изученных групп ихтиозавров. Связано это, прежде всего, с тем, что морские триасовые отложения находятся в малоосвоенных территориях севера Средней Сибири. Летом 2008 года экспедиция по изучению геологической истории северо-востока Сибирского кратона обнаружила и доставила в Москву фрагменты скелета крупного ихтиозавра (Ефимов и др., 2010).

Класс Reptilia Linnaeus, 1758

Подкласс Diapsida Osborn, 1903

Отряд Ichthyosauria Blainville, 1835

Семейство Cymbospondylidae von Huene, 1948

Род Cymbospondylus Leidy, 1868

Cymbospondylus rogozi sp. nov.

Название вида по фамилии геолога М.А. Рогова, нашедшего и доставившего образец для изучения.

Голотип – Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН (ГГМ РАН), № BX-29 (табл. I), фрагмент черепа (от носовой выемки до средней части рыла) найден с сомкнутыми челюстями, атлант, семь шейных, два переднетуловищных, пять заднетуловищных позвонков, хвостовой позвонок, невральные дуги, шейные и туловищные ребра; Красноярский край, Таймырский Долгано-Ненецкий р-н, мыс Цветкова, полуостров Таймыр, $74^{\circ}56'39''$ с.ш., $112^{\circ}46'24''$ в.д.; средний триас, верхи ладинского яруса, зона *Stolleyites tenuis*.

Описание. От черепа сохранились верхняя и нижняя челюсти в сомкнутом состоянии (табл. I, фиг. 1, 2). Фрагмент начинается со средней части ростра и доходит до носовых отверстий. Длина верхней челюсти 450 мм, правой и левой ветвей нижней челюсти 590 и 585 мм, соответственно.

Часть правой и левой ветвей нижней челюсти формируют зубная (*dentale*), надугловая (*supraangulare*), угловая (*angulare*), пластинчатые (*spleniale*) кости.

Зубы ихтиозавра крупные, мощные, различаются существенно в размерах: верхние 56–60 мм, нижние 65–70 мм (табл. I, фиг. 11–12). Зуб имеет корень длиной 30–40 мм с субквадратным сечением 15–20 мм, у коронки сечение становится округлым, диаметром 15–18 мм. Зубы располагаются в едином желобе, плотно соприкасаясь корнями, между ними отсутствуют какие-либо перегородки.

Оsseвой скелет представлен шестнадцатью позвонками из разных отделов, обладающими характерным для семейства поперечным сечением, с частичной уплощенностью передней и задней поверхностей и амфицельностью в центральной части, двумя невральными дугами из шейного отдела и фрагментами рёбер (табл. I).

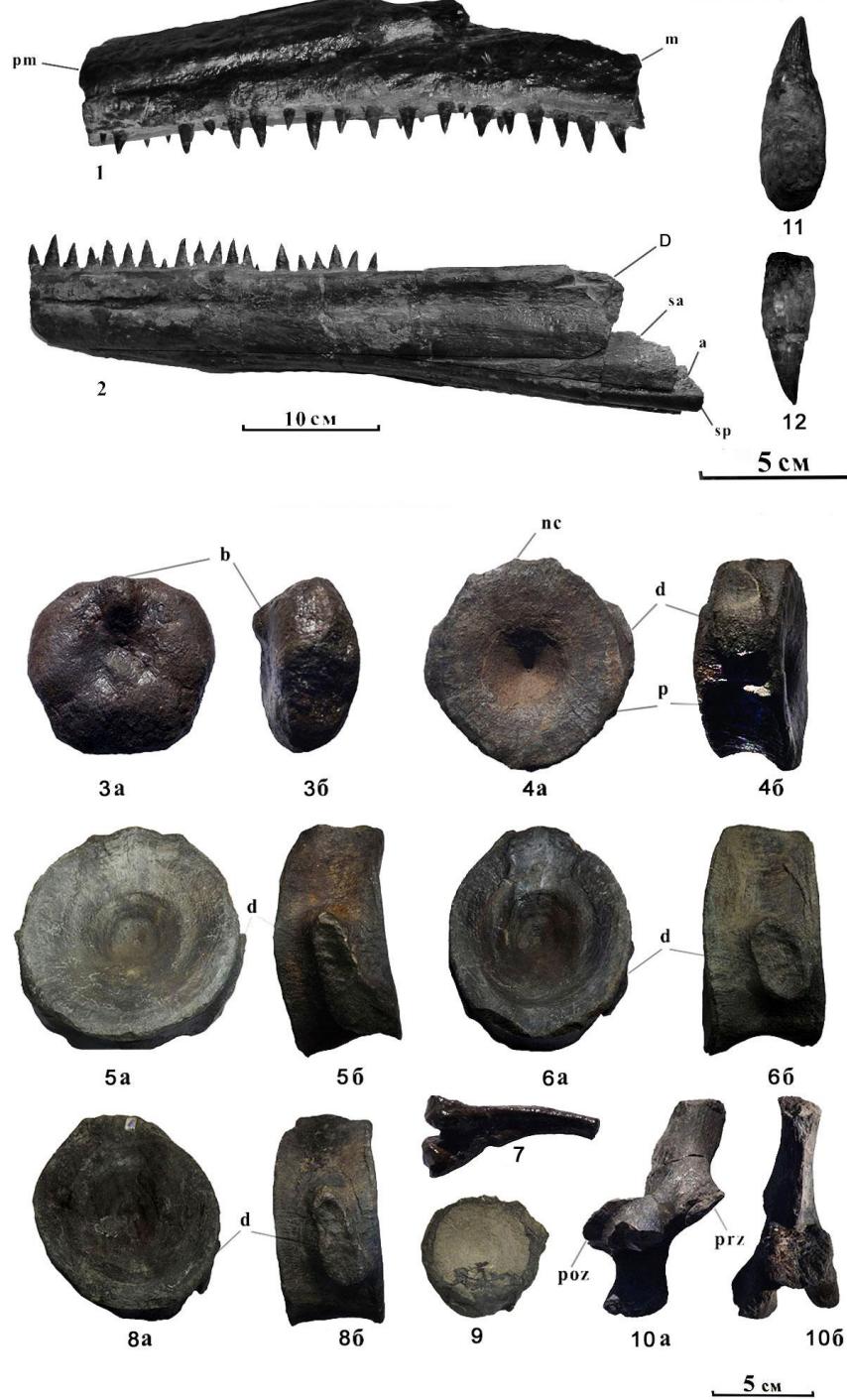
Первый позвонок – атлант (С-1) хорошо сохранился (табл. I, фиг. 3а–б). Второй позвонок – эпистрофей (С-2) отсутствует. У триасовых ихтиозавров сращивания между ними не происходит. Атлант – слабоамфицельное позвоночное тело округло шестиугольной формы.

Сравнение. Наличие диагностических признаков у вновь открытого ихтиозавра показывает схожесть его с родом *Cymbospondylus*, нежели с родом *Shastasaurus* (Sander, 1992): как и *Cymbospondylus*, *C. rogorovi* sp. nov. имеет мощные, широкие кости ростральной части черепа, крупные, хорошо сформированные зубы, занимающие все челюсти, соотношение длины к высоте позвоночного тела, поперечный профиль позвоночных тел с характерным для рода сечением.

При сходстве в линейных размерах описываемого экземпляра и *C. asiaticus* Li et You, 2002 строение зубного аппарата у них существенно отличается: у последнего он присутствует лишь на передней половине нижней челюсти. У *C. rogorovi* sp. nov. более мощные челюсти, снабженные большими зубами с трехгранной коронкой с двусторонними килями, чем у *Guizhouichthyosaurus tangae* Cao et Lio, 2000. Описываемый вид имеет крупный

череп и полный набор зубов, в отличие от *Guanlingsaurus liangae* Yin, 2000. От *Callawayia wolonggangense* Chen et Sander, 2007 наш экземпляр отличается крупными разноразмерными зубами, плотно прижатыми друг к другу, заполняющими все челюсти (табл. I, фиг. 5).

Таблица I



Объяснение к таблице I. Фиг. 1–12. *Cymbospondylus rogozi* sp. nov., голотип ГГМ РАН, № ВХ-29: 1 – верхняя челюсть, вид сбоку; 2 – нижняя челюсть, вид сбоку; 3 – атлант (С-1): 3а – спереди, 3б – сбоку; 4 – шейный позвонок (С-4): 4а – спереди, 4б – сбоку; 5 – переднетуловищный позвонок (Р-37): 5а – спереди, 5б – сбоку; 6 – туловищный позвонок (Д-44): 6а – спереди, 6б – сбоку; 7 – правое шейное ребро сзади; 8 – переднехвостовой позвонок (Са-52): 8а – спереди, 8б – сбоку; 9 – хвостовой

позвонок (Ca-?); 10 – невральная дуга шейного позвонка: 10а – сбоку, 10б – спереди; 11 – зуб из нижней челюсти, вид сбоку; 12 – зуб из верхней челюсти, вид сбоку. Обозначения: а – угловая кость, б – клювовидный выступ, Д – зубная кость, д – диапофиз, т – верхнечелюстная кость, пс – невральный канал, р – парапофиз, рт – предчелюстная кость, poz – постзигапофиз, prz – презигапофиз, sa – надугловая кость, sp – пластинчатая кость.

Заключение. Учитывая, что это первая относительно валидная находка ихтиозавра из среднего триаса с высокоширотной территории России, авторы допускают, что в будущем с поступлением нового материала из мест выхода триасовых отложений с территории севера Средней Сибири определение может быть изменено.

Авторы признательны профессору Санкт-Петербургского зоологического университета доктору биологических наук А.О. Аверьянову за ценные консультации и корректуру рукописи.

Литература

1. Ефимов В.М., Рогов М.А., Худолей А.К., Вержбицкий В.Е., Тучкова М.И., Здобин Д.Ю. Первая валидная находка остатков ихтиозавра в среднем триасе Северной Сибири // Эволюция жизни на Земле: Материалы IV Международного симпозиума, 10-12 ноября 2010 г. (Отв. ред. Подобина В.М.) Томск: ТМЛ-Пресс, 2010. С. 343-345.
2. Chen X., Cheng L., Sander P.M. A new species of *Callawayia* (Reptilia: Ichthyosauria) from the Late Triassic in Guanling, Guizhou // Geol. China. 2007. № 34 (6). P. 974–982.
3. Sander P.M. *Cymbospondylus* (Shastasauridae: Ichthyosauria) from the Middle Triassic of Spitsbergen: filling a paleobiogeographic gap // Journal of Paleontology. 1992. № 66 (2). P. 332–337.
4. Yin G., Zhou X., Cao Z., Yu Y., Luo Y. A preliminary study on the early Late Triassic reptiles from Guanling, Guizhou, China (in Chinese) // Geology-Geochemistry. 2000. № 28. P. 1–23.

МЕТОДИКИ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Н.Д. Журавлёва

Геологический институт РАН, Москва, Россия, NZh.gin@gmail.com

Каждый геолог в своей практике может столкнуться с необходимостью отбора и обработки образцов на микрофауну. Ниже мною приведена последовательность действий для обработки и последующего изучения образцов.

Каменный материал на микрофауну отбирается из разреза как правило с шагом 3-4 метра при первичном изучении разреза или керна (в случае скважины) и 0,5 метра при целенаправленном отборе для изучения распространения конкретных групп организмов.

Процесс обработки каменного материала начинается с нумерации. Каждый взятый с определенной глубины образец керна имеет свой номер и этикетку, на которой написан номер скважины, номер образца, интервал глубин

и стоит подпись, число и год отбора образца. То же верно и для образцов, отобранных с разреза. Далее образцы породы попадают в лабораторию, где информация о каждом из них заносится в журнал. Там должен быть прописан лабораторный номер образца, скважина, интервал глубин, первоначальный номер образца и краткое описание породы. Также в журнале ставится подпись того, кто обрабатывал материал в лаборатории, дата начала обработки. Для измерения веса образец раскалывается на более мелкие кусочки, один из которых обязательно маркируется как остаток такого-то образца такой-то скважины и откладывается на случай, если кому-то еще понадобится изучить данный образец, например, с литологической точки зрения. Остальная раздробленная часть образца взвешивается, этикетируется (номер скважины, первоначальный номер образца, интервал глубин или высот и лабораторный номер образца), помещается в специальную емкость для растворения (литровый или двухлитровый керамический стакан) и заливается 10%-ным раствором уксусной кислоты, либо 7%-ным раствором муравьиной кислоты.

В растворе кислоты образцы находятся не менее суток. За это время происходит частичное растворение породы: известняк растворяется, а глинистые частицы отделяются от алевритовых. Тогда производится первая отмывка. Кислота из стакана частично сливается, в стакан наливается вода. Далее стакан выливается через дуршлаг в емкость для отмычки (например, металлическую миску). Мелкие частицы смываются в миску слабой струей воды, а крупные куски остаются в дуршлаге. Далее необходимо выждать примерно 10-12 секунд (досчитать до 12-ти), чтобы все тяжёлые частицы (в том числе и микрофоссилии) осели, после чего слить воду из миски. Важно не слить вместе с водой и глиной алевритовые частицы, для чего надо следить: пока виден край миски сквозь сливающую жидкость, все в порядке. Процедура повторяется до полного опустошения стакана. Далее нерастворившиеся крупные куски породы снова помещаются в стакан с этикеткой и заливаются кислотой, а полученный осадок помещается в емкость для кипячения (например, кастрюльку) заливается водой и ставится на конфорку (рядом помещается этикетка). Когда вода закипит необходимо выждать 5-10 минут, но не более 15ти - иначе осядут всплывшие глинистые частицы. После чего ёмкость снимается с конфорки, вода с глинистыми частицами сливается (также нужно следить за краем емкости и не забывать отсчитывать 10-12 секунд перед тем как сливать воду через край), снова заливается водой, сливается и так несколько раз. Далее осадок снова ставится на кипячение. Иногда для того, чтобы глинистые частицы быстрее удалялись из осадка, при кипячении добавляется сода. Процедура повторяется до тех пор, пока закипевшая вода в кастрюльке с осадком не станет прозрачной. Важно также тщательно мыть дуршлаг и миску перед началом обработки нового образца.

После того, как из порошка по максимуму удалены глинистые частицы, он из кастрюльки перемещается в плоскую емкость (например, фарфоровую тарелку) с этикеткой и оставляется на просушку. Высохший порошок просеивается вначале через сито с диаметром отверстий 1мм, затем через так называемый "мельничный газ" - тонкую ткань-сетку с диаметром отверстий 0,1

мм. Это делается для того, чтобы отделить более крупные частицы от более мелких, а их, в свою очередь, от мелких (меньше 0,1мм) алевритовых частиц. В итоге получается две фракции: более крупная и более мелкая. Каждая из них помещается в бумажный конвертик, на котором необходимо отметить лабораторный номер образца, первоначальный номер образца, номер скважины и интервал глубин. Просевшиеся через "мельничный газ" алевритовые частицы ценности не представляют.

Полученные две фракции порошка просматриваются под бинокуляром при увеличении в 25 раз. В тетрадь наблюдений заносится название скважины, после чего справа - данные на конкретный порошок (лабораторный и первоначальный номера образца и интервал глубин). Напротив отмечаются обнаруженные в процессе просмотра материала микрофоссилии. Наиболее удачные экземпляры каждой группы откладываются в специальную камерку (камера Франке), а позже - приклеиваются обычным столярным kleem (который позволяет фиксировать микрофауну в любом положении, затем с помощью воды и кисточки легко отклеить объект и поменять положение). На камерке Франке, отмечается номер скважины, лабораторный и первоначальный номера образца, интервал глубин и фамилия того, кто отбирал образцы из скважины.

Наиболее удачные экземпляры микрофлоры отправляются на фотографирование под сканирующим микроскопом. Для этого их отбирают в отдельную камерку и позже приклеивают на столик. Столик представляет собой круглую металлическую шайбочку; перед началом приклеивания его поверхность необходимо протереть ацетоном. После того, как ацетон испарится, столик покрывается тонким слоем медицинского клея БФ- 6, толщина слоя зависит от того, какого размера экземпляры микрофоссилий нужно сфотографировать. Обычно на столик помещают около 50 экземпляров микрофлоры (столько объектов можно сфотографировать за сеанс). Столик делится на примерные сектора, в которые по одному переносятся экземпляры микрофоссилий. Каждый экземпляр сначала кисточкой помещается на столик и устанавливается в нужном положении, затем, с помощью капли ацетона, приклеивается - ацетон на некоторое время растворяет БФ-6. Расположение микрофоссилий на столике обязательно зарисовывается. Одновременно записывается номер образца и его положение на столике (снизу, сбоку, сверху). Приклеивание образцов на столик производится под бинокуляром, при увеличении в 25-50 раз. Вместо БФ-6 также возможно использовать лак для ногтей или клейкий слой с двухстороннего скотча.

Столик, подготовленный к съёмке, покрывается тонким золотым напылением, затем фотографируется. Для этого столик помещается в СКАН и герметично закрывается. Перед сканированием из камеры откачивается весь воздух: сканирующий микроскоп работает за счет электромагнитных волн, которые отражаются от поверхности столика и микрофоссилий. Для этого необходим вакуум и золотое напыление - чтобы волны распространялись и отражались равномерно. На выходе получаются черно-белые фотографии с линейкой масштаба. Впоследствии эти изображения собираются в фототаблицы, которые помещаются в работу в качестве иллюстраций.

ВЕНД-КЕМБРИЙСКИЕ СЕЙСМОГЕННЫЕ НАРУШЕНИЯ И ПОЗНДЕВОНСКИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЗИМНЕБЕРЕЖНОГО РАЙОНА АРХАНГЕЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

П.А. Игнатов¹, А.В. Болонин²

¹МГРИ, Москва, Россия, petrignatov@gmail.com

²ЦНИГРИ, Москва, Россия, bolonin.a@inbox.ru

В позднем девоне северная часть Восточно-Европейской платформы была охвачена тектономагматической активизацией, когда внедрялись нефелиновые сиениты, карбонатиты и кимберлиты, в том числе алмазоносные Зимнебережного района Архангельской области. Возраст кимберлитов определен как поздний девон-ранний карбон [4, 5]. Они подчиняются тектоническому контролю, что используется при прогнозе коренных месторождений алмазов [1, 2, 6].

Тектонические структуры, в том числе и контролирующие размещение кимберлитов, выделяются по анализу геофизических данных [8] и дешифрированию космических снимков [9]. Важно выделять тектонические структуры по данным изучения разрезов вмещающей кимберлиты венд-кембрийской и перекрывающей карбон-пермской толщ, вскрытых большим числом поисковых скважин [2, 3]. Кроме постседиментационных нарушений в породах венд-кембия встречаются конседиментационные палеосейсмогенные деформации. Разновозрастные палеотектонические структуры линейно-блокового и центрального типов выделяются на основе авторской документации керна, стенок карьеров и геофизических материалов ОАО "Севералмаз".

Зимнебережный район охватывает северную часть Архангельской области и сложен породами трех структурных этажей: архей-раннепротерозойским кристаллическим фундаментом, рифейскими терригенными отложениями авлакогенов и осадочным венд-фанерозойским чехлом. В последнем имеется три структурных яруса: полого залегающий терригенный венд-кембрыйский; несогласно перекрывающей его горизонтально залегающий глинисто-карбонатный каменноугольно-permский и четвертичный. Тектонические нарушения слоев венда-кембия не прослеживаются в породах карбона-перми и отнесены к позднедевонским, соответствующим этапу тектономагматической активизации региона.

Палеосейсмогенные дислокации в породах венда-кембия выражены: слоями брекчиевидных пород, содержащих обломки с вязко-пластическими деформациями, которые не обусловлены литогенетическим рядом отложений; оползневыми текстурами; крупными текстурами взмучивания древних осадков; литокластическими брекчиями. Такие текстуры являются характерными для современных осадков в областях влияния сейсмоактивных разломов [7]. Слои палеосейсмогенных брекчий и крупные колобки взмучивания распространены на западе района, где локализованы алмазоносные трубки месторождения имени Ломоносова.

В стенках карьеров кимберлитовых трубок и в керне скважин в венд-кембрийских породах распространены мелкие пологие антиклинали и флексуры. По поверхности мезенской свиты венда закартированы валообразные поднятия длиной в первые километры и шириной сотни метров с осями преимущественно ССЗ, реже ССВ простирания.

Выделено два парагенезиса хрупких тектонических деформаций, сформированных в условиях сжатия и растяжения. К первому отнесены микровбросы и их сближенные серии, зеркала скольжения с субгоризонтальными бороздами скольжения, милониты, зоны рассланцевания и трещиноватости, прожилковое осветление красноцветных пород венда. Признаки растяжения представлены микросбросами и их сближенными сериями, тектоническими брекчиями и сопровождающими их трещинами, трещинами диаклаза, минерализованными кальцитом, реже пиритом.

Разломно-блоковые нарушения находят отражение в морфоструктурах поверхности предкарбонового несогласия в виде линейных градиентов, разделяющих выровненные площадки. Они аналогичны известным нарушениям поверхности в районах современных сейсмогенерирующих разломов.

Признаки сжатия в совокупности со складчатыми деформациями отражают сдвиговую природу многих нарушений. По имеющейся базе данных с использованием ГИС-технологии откартированы узлы пересечения разных разломов, зоны аккомодации и pull apart, в которых локализованы кимберлитовые тела и кусты. Разломы в венд-кембрийской толще сопоставляются со сбросами и сдвигами в фундаменте, выделенными по интерпретации грави-магнитных данных, также как и с линейными элементами, дешифрируемыми в современном рельфе по космоснимкам.

В центральной части рассматриваемого района в пределах Кепинской площади выделяется овальная структура центрального типа размером порядка 6x18 км. Из 14 известных здесь кимберлитовых тел 10 расположены по ее контуру. Структура выражена в гравитационном поле [?].

Рассмотренные разновозрастные и разнотипные тектонические нарушения в своей совокупности служат основой прогнозирования коренных месторождений алмазов.

Литература

1. Андросов Е.А., Верjak В.В., Ларченко В.А., Минченко Г.В. О структурном контроле размещения кимберлитовых тел на примере архангельской кимберлитовой провинции. В сб. Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (Алмазы-50). – С-Пб: ВСЕГЕИ, 2004. – с. 9-18.
2. Игнатов П.А., Болонин А.В., Калмыков Б.А., Андросов Е.А., Гунин А.П. Палеотектонические структуры Зимнебережного алмазоносного района Архангельской области // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 2008. – № 3.– С. 13-20.
3. Игнатов П.А., Болонин А.В., Васильев И.Д., Шмонов А.М., Фомин А.А., Ким В. Складчатые и разрывные деформации во вмещающих и перекрывающих толщах в карьере кимберлитовой трубы Архангельская // Руды и металлы. – 2012. – № 1. – С. 42-48.

4. Ларионова Ю.О., Сазонова Л.В., Лебедева Н.М., Носова А.А., Третяченко В.В., Травин А.В., Каргин А.В., Юдин Д.С. Возраст кимберлитов Архангельской провинции: Rb-Sr, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопно-геохронологические и минералогические данные для флогопита // Петрология. – 2016. – Т. 24. – №6. – С. 607-639.
5. Ларченко В.А., Степанов В.П., Минченко Г.В., Первов В.А. Возраст магматических пород, рудовмещающей толщи и среднепалеозойских коллекторов Зимнебережного алмазоносного района // Геология алмаза – настоящее и будущее (геологи к 50-летнему юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). – Воронеж: Воронежский государственный университет, 2005. – с. 322-347.
6. Малов А.И. Особенности прогнозирования месторождений алмазов на Восточно-Европейской платформе // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (Алмазы-50). – С-Пб: ВСЕГЕИ, 2004. – с. 213-214.
7. Палеосейсмология // под ред. Дж. Мак-Калпина. Т. 2. – М.: Научный Мир, 2011. – 400 с.
8. Прасакова Н.А. Глубинная структура Зимнебережного кимберлитового поля, Архангельская область // Руды и металлы. – 2006. – № 2. – с. 41-52.
9. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Зуев В.М. Дистанционный прогноз кимберлитового магматизма. – М.: Изд-Во Триумф, 2017. – 313 с.

МЕТЕОРИТЫ – ИСТОЧНИКИ ИНФОРМАЦИИ О НАШЕЙ ВСЕЛЕННОЙ

В.И. Коваль¹, В.А.Гурин¹, А.К. Наравас²

¹Компания «Вольный ветер», Москва, Россия, koval-1039@mail.ru;

²МГРИ, Москва, Россия, naravasak@mri.ru

За последние сто лет на территории России наблюдалось несколько уникальных космических событий. Речь идёт о столкновении планеты Земля с небольшими объектами, блуждающими по Солнечной системе. Обычно это осколки астероидов, метеороидов, остатки ядер распавшихся комет и т.д. В этой работе рассмотрим четыре таких космических столкновения – Тунгусское событие 1908г., Сихотэ-Алиньский «железный метеоритный дождь» 1947г., Балтийский метеорит 1976г. и Челябинское падение в 2013г. По каждому из этих явлений, нами проводились те или иные исследования, из которых следовали не всегда однозначные выводы.

1. Тунгусский суперметеороид (TCM). Полёт яркого утреннего метеороида в атмосфере протяжённостью порядка 700 км (наклон траектории около 14°) наблюдался утром 30.06.1908г. тысячами очевидцев на громадной территории Сибири. Он по яркости соперничал с Солнцем. К сожалению, первый серьёзный исследователь – Л.А.Кулик попал в район грандиозного вывала таёжного леса лишь в 1927г., через 20 лет после самого события. Исходя из ошибочных представлений того времени, он почти 10 лет искал осколки метеорита в мерзлотных термокарстовых болотистых воронках. Позднее, по картине вывала леса на площади в тысячи квадратных километров была оценена мощность воздушного взрыва в 49 Мт (для сравнения, атомная бомба,

сброшенная США на Нагасаки – всего 21 Клт.). В районе эпицентра высотного взрыва последующими экспедициями не было обнаружено осколков ТСМ. Что касается направления полёта ТСМ, то разными авторами точность определения имеет разброс в 90° . Один из авторов определил азимут непосредственно по сломам деревьев 1908г. в 137° .

2. Сихотэ-Алинский метеорит (САМ) упал в 10-38 утра (по местному времени) 12.02.1947г. Метеороид наблюдался на траектории в 140 км; угол полёта довольно крутой – 38° ; азимут полёта около 20° ; скорость небольшая – 14 км/сек. Полёт САМ сопровождался мощным тёмным следом, что вдохновило местного художника Петра Медведева на создание картины падения. Столкновение с Землей произошло зимой, поэтому чёрные воронки на белоснежном фоне быстро обнаружили лётчики. Первые экспедиции по свежим следам, позволили собрать почти 37 т метеоритного вещества. Самый большой фрагмент весил около 2 т. Метеорит оказался железным, в его составе около 94% железа и до 6% никеля. Войдя в атмосферу Земли и подвергаясь колоссальным перегрузкам, метеороид разрушался на отдельные куски. Из них крупные образовали 112 воронок и кратеров (до 28 м в поперечнике) в головной части эллипса рассеяния. Общая площадь «железного дождя» составила 35 км^2 .

3. Балтийский метеороид (БМ) наблюдался 11.02.1976г. вечером в 18-30 многочисленными очевидцами в Финляндии, Эстонии, Ленинградской, Псковской, Тверской и Смоленской областях. Угол наклона траектории был незначительный около $9 - 12^\circ$. Скорость входа в атмосферу была минимально возможной и составляла около 8 км/сек. Видимо тело было захвачено полем тяготения Земли и поэтому продолжительное наблюдение в десятки секунд и большая высота, позволили очевидцам хорошо разглядеть увиденное. Яркая звезда появилась на высоте порядка 135 км, а на высоте в 80 км разделилась на два фрагмента. Затем произошло ещё несколько ярких вспышек. На высоте около 25 км, тело практически потеряло космическую скорость и, разделившись на множество осколков, устремилось к Земле и погасло. Полёт БМ проходил при полной тишине, что говорило о высоте дробления более 60 км. Десятки очевидцев отметили наличие инфразвуковых волн.

Один из авторов собрал и обработал более 600 описаний, 200 рисунков и фотографий этого космического события. Также он рассчитал районы вероятного выпадения обломков и разослал письма в местные газеты. В итоге, в одном из обратных писем сообщалось о находке странного металлического тела, размером с яблоко со «следами плавления, струями и шариками» на поверхности. Интересно, что образец был обнаружен на стоге сена, так что мог попасть туда только с неба! К сожалению, в отсутствии автора, странный образец был передан в «Комитет по метеоритам», сотрудники которого попросту выбросили его, не проведя исследований, т.к. якобы «он был не похож на метеорит»?! Подобное невежество, препятствует подлинному развитию науки. Как будто люди заранее знают, какими бывают все метеориты.

4. Челябинский метеороид появился в небе над городом 05.02.2013 г. в 9-20 по местному времени. Его полёт зафиксировали тысячи очевидцев.

Многочисленные видеорегистраторы и фотоаппараты позволили подробно зафиксировать весь пролёт и оценить все параметры этого явления. Метеороид поперечником около 17 м, массой до 10 тыс. т, вошел в стратосферу Земли со скоростью 18 км/сек. Азимут траектории метеороида составил 290°. Яркая вспышка на высоте 32 км свидетельствовала о начале разрушения. На высоте 26 км началось интенсивное торможение. Уже в тропосфере, разрушаясь, тело теряло скорость, которая на высоте 15 км упала до 4,3 км/сек. Интенсивное торможение порождало ударные волны, которые выбили стёкла у 7320 зданий в Челябинске. С порезами и ушибами в больницы обратилось более 1615 человек. Конечная оценка энергетической мощности взрыва составила 590 Клт. Потеряв космическую скорость, фрагменты метеорита выпали на земную поверхность каменным дождём. Один из крупных обломков пролетев 150 км по траектории от точки максимального энерговыделения («взрыва») пробив лёд, упал в озеро Чебаркуль на глазах местных рыбаков. Мелкие фрагменты выпали в тыловой части. После обнаружения и извлечения обломка со дна озера его состав был подробно изучен. Это оказался обыкновенный хондрит, состоящий из никелистого железа, оливина и пироксена. По месту падения он назван Чебаркульским метеоритом (ЧМ). Столкновение тела подобной массы и размеров невозможно предсказать, ввиду ограниченности современной аппаратуры. На сегодня заранее могут быть зафиксированы лишь метеороиды поперечником, превышающим 100 м. Причем, первыми зарегистрировали ЧМ американские военные спутники и сейсмостанция на Аляске.

Особо отметим, что все перечисленные столкновения сопровождали алогичные, необъяснимые явления. Так, на многочисленных видео и фотографиях полёта ЧМ, наблюдаются странные эффекты, связанные с его дроблением. При этом тёмное, продолговатое тело явно атакует метеороид, затем следует странный выброс с густым следом в перпендикулярном азимуту полёта направлении, раздвоение основного следа на две параллельные траектории, что уже похоже на атаку ЧМ, с целью его разрушения. Некоторые очевидцы назвали это просто «авиакатастрофой».

В свою очередь направление полёта САМ, не совпало с осью эллипса рассеяния его железных осколков в дальневосточной тайге. По расчётам Н.Б Дивари, появившийся на высоте порядка 110 км метеороид четырежды дробился на высотах в 58, 34, 16, и 6 км, соответственно.

Полёт БМ в вечернем небе также сопровождался неоднократным дроблением, что нашло отражение во многих рисунках очевидцев. Причём отмечено, что дробление происходило почему-то не непрерывно, что было бы понятно, а дискретно по времени. По меньшей мере, наблюдалось три чётких эпизода разрушения иброса оболочек с последующим свечением оторванных от основного тела осколков.

При пролёте ТСМ наблюдалось явно не одно тело. Об этом свидетельствует несколько фактов. Во-первых, множество очевидцев сначала услышали громовые звуки и лишь поэтому подняли головы и увидели «второе солнце» – летящее ослепительное тело. Но скорость звука намного меньше скорости света. Из чего следует, что звуки, услышанные очевидцами, пришли

от другого объекта, пролетевшего до пролёта основного ТСМ. Во-вторых, траектория, рассчитанная А.Астаповичем, почти на 45° отличается от азимута, определённая В.И.Ковалем по сломам деревьев и зоне максимальных разрушений с «подтраекторным окном», вокруг эпицентра высотного воздушного взрыва. Отдельные очевидцы из дальних районов отмечали полёт некоего «цилиндрического тела с ярким хвостом ниже облаков», что невозможно для основного тела, испытавшего также неоднократное дробление.

Суть альтернативной гипотезы, выдвинутой одним из авторов, заключается в том, что вероятно существует неизвестная человечеству «Космическая охранная система» планеты Земля, (свообразная служба космической безопасности), которую сами земляне ещё только думают создать. Очевидно, что для осуществления подобной «защиты», должны существовать средства и системы слежения за околоземным пространством.

В столетний юбилей Тунгусского явления В.И.Коваль в Красноярске прочитал доклад, где была высказана идея, что «Тунгусский феномен, не что иное как некая «космическая инъекция» для стимулирования земной цивилизации в её развитии и самосохранения» ... «Контейнер с космическим допингом», рассеянным в верхних слоях атмосферы, накрывший всю Европу (именно это вещество, вызвало необыкновенные белые ночи 1908г. и свечение неба), в дальнейшем, был уничтожен над безлюдным таёжным районом». Успех этого космического «укола» очевиден. Проблемы XX века с его научными и техническими достижениями, а также постоянными глобальными войнами тому причины. Возможно некие «неизвестные разумные силы» (НРС), следят за развитием молодой земной цивилизации, по-матерински охраняя её как от угроз Космоса, так и от себя самой, словно неопытного шаловливого ребёнка.

Процитируем калужского гения – К.Э.Циолковского: «Мы не знаем также обстоятельно строения, размеров, динамики и органической жизни Космоса. Очень возможно влияние на нас живых существ, подобных нам, только более совершенных» ... «Мы с трудом представляем себе что-нибудь выше земных существ по своим качествам и техническим средствам. Вот почему при таком узком кругозоре, мы не допускаем и не представляем возможность вмешательства иных существ в земные дела».

Важно отметить, что сегодня землянами потенциальная опасность столкновения с космическими телами явно недооценивается. Ведь, наряду с уже известными астероидами и крупными метеоритами нашей Солнечной системы, в межзвёздном пространстве существуют также блуждающие тела – астероиды и карликовые планеты, представляющие реальную опасность в связи с гигантскими скоростями (например, межзвездный астероид Омуамуа, 100 км/сек, 2017г.), движущиеся по неконтролируемым гиперболическим орбитам.

Исследование упавших метеоритов и расширение их классификации по составу и генезису (которое было предсказано одним из авторов ещё в 1977г.), подтвердило общность химического состава Земли и первичных космических тел с возрастом в 3-4,5 млрд. лет, актуальность их поиска, тщательных околоземных наблюдений и регистрации.

Литература

1. Бронштэн В.А. Метеоры, метеориты, метеороиды. – М.: Наука, 1987. – 176 с.
2. Казанцев А.П. Гости из Космоса. – М.: Московский рабочий, 1962. – 611 с.
3. Коваль В.И. Великая сибирская катастрофа и Плато Путорана. – М., 2018. – 24 с.
4. Сazonov Е. Тунгусский метеорит. – М.: Издательский Дом «Комсомольская правда», 2019. – 155 с.

СОСТАВ И ОСОБЕННОСТИ РАССЕЛЕНИЯ ЛАДИНСКИХ АММОНОИДЕЙ БОРЕАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ

А.Г. Константинов

ИНГГ им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия,

KonstantinovAG@ipg.sbras.ru

Ладинский век был этапом существенного замедления темпов эволюции аммоноидей и снижения их таксономического разнообразия (Дагис и др., 1979; Дагис, Шевырев, 1981; Шевырев, 1986). Согласно представлениям предшествующих исследователей, выявивших основные черты географической дифференциации беспозвоночных триаса (Дагис и др., 1979), в раннеладинское время в северных палеоакваториях существовали лишь немногие эндемичные виды космополитных, как правило, долгоживущих родов *Longobardites* и *Monophyllites*. Напротив, в позднем ладине вновь возможно четкое выделение Бореальной палеобиогеографической области, совпадающей с ареалом семейства *Nathorstitidae*. Бореальная область в ладинском веке охватывала циркумполярные регионы Северного полушария – Северо-Восток Азии, Арктическую Канаду и архипелаг Сvalьбард. Кроме того, в ее состав в позднем ладине включалась также и территория канадской провинции Британская Колумбия (Дагис и др., 1979), в которой натгорститиды встречаются в комплексе с разнообразными тетиическими группами аммоноидей – представителями семейств *Trachyceratidae*, *Arpaditidae*, *Hungaritidae* и др. В пределах Бореальной области в позднеладинское время было выделено две палеобиохории второго ранга, Сибирская и Канадская провинции. Первая охватывала Северо-Восток Азии и характеризовалась однообразным по составу комплексом бореальных родов аммоноидей, вторая включала северные районы Канады и Сvalьбард и отличалась тем, что в составе ее фауны аммоноидей, наряду с преобладающими в количественном отношении бореальными таксонами, постоянным присутствовали характерные тетиеские формы.

За последние десятилетия достигнут значительный прогресс в монографическом изучении ладинских аммоноидей, уточнении их состава, распространения и разработке на этой основе детальных зональных шкал ладинского яруса Сvalьбара (Weitschat, Lehmann, 1983; Dagys et al., 1993; Dagys, Weitschat, 1993; Корчинская, 2000), Северо-Востока Азии (Дагис и др., 1991; Dagys, Konstantinov, 1992; Дагис, Константинов, 1995; 1997; Константинов, 2015) и Канады (Tozer, 1994). Кроме того, была предложена

модель зональной корреляции ладинских отложений Бореальной области (Константинов, 2000; 2008), являющаяся основой для синхронизации событий в истории развития бореальных аммоноидей ладинского века. Полученные данные позволяют провести анализ состава и распространения аммоноидей, установленных в ладинских отложениях бореальных регионов, рассмотреть особенности их расселения в пределах Бореальной области и внести корректизы в прежние представления как о географической дифференциации аммоноидей, так и о границах палеобиохорий в ладинском веке.

В начале ладинского века, примерно отвечающему раннеладинскому времени, бореальные аммоноидеи были распространены в палеоакваториях Северо-Востока Азии, Свальбарда и Британской Колумбии. В фазы *oleshkoi* и *constantis* в палеобассейнах Северо-Востока Азии существовало 5 родов из 4 семейств: *Eonathorstites* и *Tsvetkovites* (*Tsvetkovitidae*), *Arctogymnites* (*Beyrichitidae*), *Arctoptychites* (*Ptychitidae*) и *Indigiophyllites* (*Ussuritidae*). Роды *Eonathorstites* и *Tsvetkovites*, виды которых ранее ошибочно относились к роду *Longobardites* (Архипов, 1974; Дагис и др., 1979), распространены исключительно в бореальных регионах. То же относится и к роду *Indigiophyllites*, раковины которого без достаточных на то оснований определялись как *Monophyllites*. Распространение рода *Arctoptychites* также ограничено исключительно бореальными палеобассейнами, а род *Arctogymnites* является эндемиком Северо-Востока Азии. На Свальбарде в fazu *varius* раннего ладина, примерно синхронную фазе *constantis*, были распространены роды *Tsvetkovites*, *Arctoptychites* (*Arctoptychites popovi* Korchinskaya, “*Ptychites*” *eugluphus* Mojsisovics) и *Indigiophyllites* (*Ceratites spetsbergensis* Oeberg). Наиболее разнообразны были в таксономическом отношении раннеладинские аммоноидеи Британской Колумбии (фазы *matutinum* и *poseidon*), в составе которых насчитывается 13 родов, относящихся к 8 семействам. В этом сообществе аммоноидей *Tsvetkovitidae*, роды *Eonathorstites* и *Tsvetkovites* (“*Indigirites*” *freboldi* Tozer), некоторые *Ptychitidae*, род *Arctoptychites*, и *Ussuritidae*, род *Indigiophyllites* (“*Metatirolites*” *witrovi* Tozer) относятся к бореальным формам. Также четыре рода, а именно *Gymnites* (*Gymnitidae*), *Eoprotrachyceras*, *Protrachyceras* (*Trachyceratidae*) и *Monophyllites* (*Ussuritidae*), являются тетическими. Роды *Longobardites* (*Longobarditidae*), *Proarcestes* (*Arcestidae*) и *Ptychites* (*Ptychitidae*) имеют всесветное распространение. Наконец, два рода *Beyrichitidae*, *Pleurofrehites* и *Tuchodiceras*, неизвестны за пределами Британской Колумбии.

Во второй, большей части ладинского века, отвечающей примерно позднеладинскому времени, комплексы бореальных аммоноидей, характеризующие полную последовательность аммоидных зон верхнего ладина, установлены только в двух регионах – на Северо-Востоке Азии и в Британской Колумбии. Сообщество аммоноидей позднего ладина (фазы *neraensis*, *krugi*, *maclearni*, *macconnelli*, *lindstroemi*, *tenuis* и *terminalis*) Северо-Востока Азии включает 9 родов из 6 семейств. В этой фауне представители семейств *Tsvetkovitidae* (род *Tsvetkovites*), *Nathorstitidae* (роды *Indigirites*, *Nathorstites*, *Stolleyites*), *Ussuritidae* (роды *Indigiophyllites*, *Arctophyllites*) и

Cladiscitidae (род *Sphaerocladiscites*) образуют резко преобладающий фон бореальных таксонов, тогда как только по одному роду семейств Lobitidae (*Lobites*) и Ptychitidae (*Aristoptychites*) относятся соответственно к тетиическим и космополитным формам. Гораздо более разнообразны были позднеладинские аммоноиды (фазы *meginae*, *maclearni*, *sutherlandi* и начало фазы *desatoyense*) Британской Колумбии, насчитывающие в своем составе 24 рода, относящихся к 9 семействам. Роль бореальных таксонов в этой фауне ограничена присутствием лишь трех родов Nathorstidae – *Indigirites*, *Nathorstites* и *Stolleyites*, а космолитных – одного рода *Proarcestes* (Megaphyllitidae). В составе позднеладинских аммоноидей этого региона по числу родов и семейств многократно, почти в 7 раз, преобладают тетиеские формы – многочисленные и разнообразные Trachyceratidae (роды *Protrachyceras*, *Anolcites*, *Zestoceras*, *Maclearnoceras*, *Asklepioceras*, *Muensterites*, *Frankites*, *Daxatina*), Arpaditidae (*Meginoceras*, *Silenticeras*, *Liardites*, *Otoarpadites*), Thanamitidae (*Thanamites*, *Indoceltites*, *Drumoceras*), Clionitidae (*Clionites*, *Sympolycyclus*), Hungaritidae (*Hungarites*), Lobitidae (*Lobites*) и Eosagenitidae (*Eosagenites*). Комплекс позднеладинских аммоноидей Сvalьбарда, насчитывающий 11 родов из 7 семейств, хотя и состоит преимущественно из бореальных родов (*Indigirites*, *Nathorstites*, *Stolleyites*, *Sphaerocladiscites*, *Indigiophyllites* и *Arctophyllites*), но отличается довольно значительной ролью тетиеских (роды *Protrachyceras*, *Daxatina*, *Clionites*) и космополитных (роды *Proarcestes*, *Aristoptychites*) форм. В относительно небольшой позднеладинской фауне аммоноидей Арктической Канады наряду с бореальными таксонами (роды *Nathorstites*, *Stolleyites*, *Sphaerocladiscites*, *Arctophyllites*), преобладающими по числу родов, присутствуют отдельные тетиеские (род *Protrachyceras*) и космополитные (роды *Longobardites*, *Aristoptychites*) элементы.

Проведенный анализ состава и распространения ладинских аммоноидей циркумполярных регионов Северного полушария позволяет сделать следующие заключения:

1. Впервые для раннеладинского времени обосновано четкое выделение единой Бореальной палеобиогеографической области, включавшей палеоакватории Северо-Востока Азии и архипелага Сvalьбард, в которых был распространен общий комплекс бореальных родов цветковитид (роды *Eonathorstites*, *Tsvetkovites*), птихитид (*Arctoptychites*) и уссуритид (*Indigiophyllites*).

2. В позднем ладине усилилась географическая дифференциация бореальных аммоноидей, что привело к обособлению в составе Бореальной области Сибирской и Канадской провинций. В первой, охватывающей Северо-Восток Азии, были распространены почти исключительно бореальные таксоны аммоноидей (роды *Tsvetkovites*, *Indigirites*, *Nathorstites*, *Stolleyites*, *Sphaerocladiscites*, *Indigiophyllites*, *Arctophyllites*) при подчиненной роли тетиеских (*Lobites*) и космополитных (*Aristoptychites*) форм; во второй, включавшей Сvalьбард и Арктическую Канаду, были распространены те же бореальные роды аммоноидей, но при значительном участии тетиеских

(*Protrachyceras*, *Daxatina*, *Clionites*) и космополитных (*Proarcestes*, *Aristoptychites*) элементов фауны аммоидей.

3. Палеобассейны Британской Колумбии в раннем ладине находилась в пограничной экотонной зоне между Бореальной и Тетической областями, что обосновывается равным участием в сообществе аммоидей бореальных и тетических элементов. В позднем ладине эта территория вошла, очевидно, в состав Тетической области, о чем свидетельствует многократное превосходство в комплексе аммоидей тетических форм аммоидей над бореальными.

Работа выполнена при поддержке проектов ФНИ № 0331-2019-0004 и НИР IX.126.1.3.

РОЛЬ МЕЛОВЫХ МИКРОФОССИЛИЙ В ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ

Л.Ф. Копаевич¹, В.С. Вишневская²

¹МГУ имени М.В.Ломоносова, геологический факультет, РФ,
lfkopaevich@mail.ru

²Геологический институт РАН, Москва, РФ, valentina.vishnaa@mail.ru

Введение. Рассмотрены основные моменты изменений климата на протяжении позднего альба–маастрихта в морских бассейнах, располагавшихся на территории Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Крымско-Кавказского региона (ККР). Основой для палеоклиматических реконструкций послужили данные о распределении в морских акваториях двух групп планктонных микроорганизмов – планктонных и бентосных фораминифер (ПФ, БФ) и радиолярий (РД).

Материал и методы исследований. Комплексы ПФ и БФ были изучены из разрезов, расположенных в центральных и южных частях ВЕП. РД были изучены на всей территории. Разрезы ККР охарактеризованы ПФ, БФ и РД. Раковины микрофоссилий из относительно мягких мергелей и глинистых известняков извлекались с применением стандартной методики. Раковины РД извлекались из кремнистых глин и твердых кремнистых известняков путем измельчения и кипячения с 5% H₂O₂.

Поздний альб–сеноман. Самой важной группой для биостратиграфии этого стратиграфического интервала на ВЕП являются БФ. При этом верхнеальбская ассоциация представлена в основном агглютинирующими раковинами, в то время как в сеноманской преобладают формы с известково-секреционной стенкой. Низкие значения соотношений ПФ и БФ (П/Б) характеризуют все разрезы ВЕП. Единичные формы ПФ с примитивной морфологией раковины характерны для этой территории. В тоже время комплексы ПФ из разрезов ККР весьма разнообразны, что позволяет выделять зональные подразделения типичные для всего Средиземноморского пояса (Coccioni, Premoli Silva, 2015). В комплексах позднеальбских РД преобладают относительно холодноводные *Crolantium cuneatum* (Smirnova and Aliev). В тоже

время в сеноманских ассоциациях доминируют представители тетических форм. Их морфология: исчезновение многокамерных скелетов, обилие парашютовидных и скрыто цефалических раковин позволяют говорить о постепенной адаптации РД к тепловодным обстановкам.

Турон–Коньяк. Продолжительная трансгрессия из океана Тетис в южные и центральные участки ВЕП характеризует теплый турон–коньякский интервал. Здесь постоянно присутствуют ПФ, характерные для ККР. Тем не менее, детальный анализ комплексов планктона указывает не только на периодические флюктуации соотношения П/Б, но и на соотношения ПФ/РД. Таксономическое разнообразие РД повышается и среди них постоянно присутствуют тетические формы. Поэтому флюктуации в составе планктона можно объяснить не только температурными колебаниями, к примеру, изменениями глубины бассейна. К началу сантона уже фиксируется явно выраженное похолодание, что подтверждается снижением разнообразия ПФ, увеличением таксонов boreальных РД, а также присутствием так называемого «губкового прослоя» на рубеже коньяка и сантона. ККР характеризуется стабильно высокими температурами, что подтверждается высоким таксономическим разнообразием планктонной биоты в целом и постоянным присутствием тетических форм.

Сanton–Кампан. На протяжении этого интервала обозначилось изменение в характере седиментации на территории ВЕП, продвигалось с Северо-востока ВЕП на юг вплоть до Большого Кавказа. Это выражалось в смене карбонатного типа осадков на терригенно-кремнистый, которые состоят из скелетов диатомей, РД, обломков спикул губок. Формирование их повторялось на протяжении сантонско–маастрихтского интервала. Изменился характер комплексов ПФ и БФ, резко упало соотношение П/Б, среди ПФ отмечается периодическое преобладание долгоживущих таксонов с примитивной морфологией. В ассоциациях БФ содержится высокий процент раковин (до 15–25%) с агглютинирующими раковиной. Бореальные РД сем. *Prunobrachidae* проникали далеко на юг вплоть до разрезов Крыма и Северного Кавказа (Кораевич, Vishnevskaya, 2016).

Кампан–Маастрихт. Появление таксонов примитивных агглютинирующих БФ, обильных радиолярий р. *Rhomphastrum*, постоянное присутствие представителей сем. *Prunobrachidae* характеризуют явно выраженный эпизод похолодания на границе кампанского и маастрихтского ярусов. Кратковременное потепление на большей части ВЕП хорошо прослеживается в терминальном маастрихте. Оно подтверждается появлением в разрезах ВЕП тетических форм ПФ и известковых диноцист (Гужиков и др., 2017). Причиной потепления была кратковременная трансгрессия на территорию ВЕП, достигавшая северных частей Ульяновско-Саратовской синеклизы.

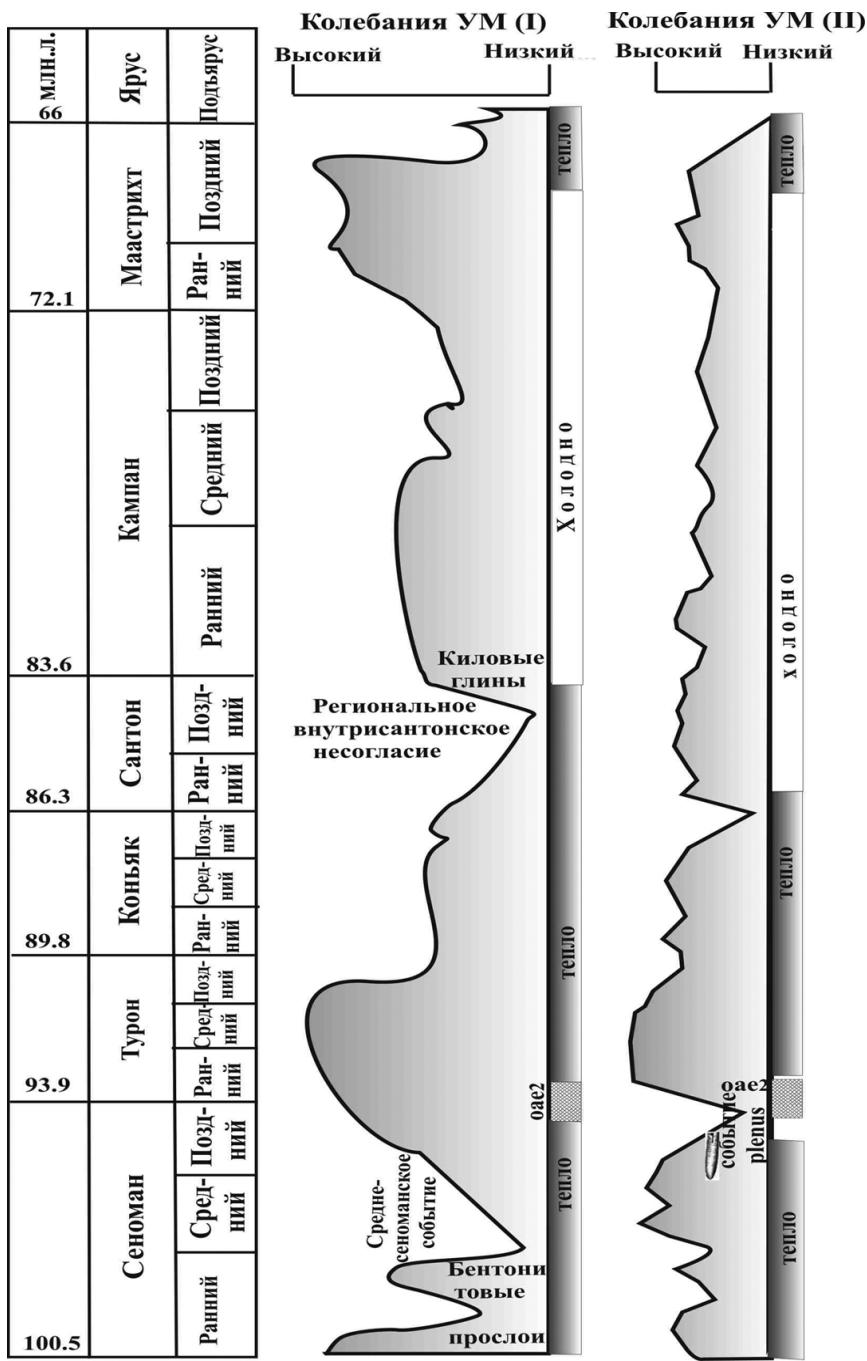


Рис. 1. Колебания уровня моря и климатические флюктуации на территории Крымско-Кавказского региона и Восточно-Европейской платформы

Заключение

1. Полученные выводы указывают на тесную связь изменений климата и трансгрессивно-ретргессивных циклов. Они могли определяться как перемещениями водных масс, которые были связаны с региональными или субглобальными событиями (Рис. 1). Климатические флюктуации в позднем мелу возникали в результате влияния нескольких факторов, сменяющих друг друга, а не одного доминирующего (Naq, Huber, 2017; Huber et al., 2018).

2. На протяжении позднего альба–маастрихта на изучаемой территории существовали две водные массы. Южная (ККР) с планктоном тетиического облика и Северная (ВЕП) с редкими примитивными ПФ, бореальными

таксонами РД, периодическим доминированием раковин БФ с агглютинированной раковиной. Эпизоды потепления на территории ВЕП, связанные с трансгрессиями из океана Тетис, подтверждаются появлением в комплексах ПФ и РД тетических видов. Интервалы похолоданий фиксируются присутствием бореальных таксонов РД в ККР, вплоть до разрезов ККРа, а также снижением таксономического разнообразия ПФ.

Литература

1. Vishnevskaya V.S., Kopaevich L.F., Beniamovskii V.N., Ovechkina M.N. DOI: 10.3103/S0145875218020114
2. Guzhikov A.Yu, Baraboshkin E.Yu, Benyamovskiy V.N., Vishnevskaya V.S., Kopaevich L.F., Pervushov E.M., Guzhikova A.A. // DOI: [10.1134/S0869593817010026](https://doi.org/10.1134/S0869593817010026)
3. Coccioni R. , Premoli Silva I. <https://doi.org/10.1127/nos/2015/0055>.
4. Haq B.U. , Huber B.T. <https://doi.org/10.1007/s11430-016-0166-y>.
5. Huber B.T., MacLeod K.G., Watkins, D.K. & Coffin M.F. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha>.
6. Kopaevich L., Vishnevskaya V. 2016. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo/2015.09.024>.

ПЕРВАЯ НАХОДКА ЛАГЕНИД BULLOPORA ROSTRATA QUENSTEDT НА РИНХОЛИТАХ

С.Н. Кузьмин¹, И.Р. Хузина¹, М.А. Ульшин², Е.С. Гапоненко¹, В.Н. Комаров¹
¹ МГРИ, Москва, Россия; serezha_kuzmin-1998@mail.ru; egorgapoo@gmail.com; komarovmgri@mail.ru; ² Пос. Научный, Крым, Россия; may.ulshin@yandex.ru

В общем комплексе вопросов, связанных с изучением ринхолитов совершенно не исследованной до последнего времени оставалась их роль в процессах эпибионтии. Материалом послужила коллекция ринхолитов В.Н. Шиманского (762 экз.), образцы В.Н. Комарова (136 экз.), а также материалы В.Н. Челядина (село Верхоречье, Крым), насчитывающие 81 экземпляр и переданные для изучения В.Н. Комарову. Таким образом, всего было проанализировано 979 экземпляров, происходящих главным образом из нижнемеловых отложений Горного Крыма. Инкрустация эпибионтами обнаружена у 39 ринхолитов (все они происходят из нерасчленённых верхнебарремско–аптских глин окрестностей села Верхоречье), что составляет 4% от всего изученного материала [1]. Это, безусловно, свидетельствует о том, что ринхолиты крайне редко использовались в качестве субстрата прикрепляющимися организмами. Среди эпибионтов выявлены только серпулиды и фораминиферы. И те, и другие главным образом обнаружены на ринхолитах рода *Hadrocheilus* (87%). Кроме того, они выявлены у пяти экземпляров рода *Akidocheilus*. Обнаружить серпулиды и фораминиферы на ринхолитах совместно не удалось. Размеры ринхолитов, инкрустированных эпибионтами варьируют от 7 до 23 мм. В большинстве случаев эпибионты покрывают только вентральную сторону ринхолитов, при этом у 48,7%

образцов эпибионты с различной степенью интенсивности развиты на всей брюшной стороне, у 30,7% они наблюдаются только наentralной стороне капюшона, а у 20,6% ринхолитов присутствуют лишь на centralной стороне рукоятки. У четырёх экземпляров рода *Hadrocheilus* они имеются и на дорсальной поверхности, но при этом эпибионты всегда масштабно развиты и на брюшной стороне. Нами не было обнаружено ни одного образца, у которого эпибионты встречались бы только на спинной поверхности. Прикреплённые фораминиферы были установлены как на centralной, так и на дорсальной стороне у 87,1% инкрустированных ринхолитов. Они имеются у *A. (P.) infirus Shimansky*, *Hadrocheilus (Convexiterbeccus) inexpectatus Komarov*, *H. (Demon) rarus Shimansky*, *H. (H.) kossmati Till*, *H. (H.) krimensis Shimansky*, *H. (H.) optimus Shimansky*, *H. (H.) mirus Komarov*, а также у *H. (H.) sp.* Фораминиферы представлены лагенидами *Bullopora rostrata Quenstedt, 1857* – типовым видом данного рода (рис. 1).

Род *Bullopora* объединяет порядка 17 видов, характеризующихся многокамерной одноосной прикреплённой раковиной и встречающихся в юрских и меловых отложениях Европы, Азии и Америки. Раковины *Bullopora rostrata* одиночные, известковые, белые, стекловатые, прозрачные, мелкопористые, цементирующиеся к ринхолитам, насколько позволяет судить сохранность, по всей длине поверхностью нижней стороны. Раковины имеют ярко выраженное чётковидное строение. Они состоят из вздутых субовальных камер длиной (в зависимости от размера раковины) от 0,2 до 0,8 мм, соединённых друг с другом обычно отчётливыми трубками (шейками). Из-за такого строения камеру у буллопор часто сравнивают в литературе с формой капли или луковицы. Максимальное число камер в раковине – 20, обычно меньше. Длина камер в пределах одной раковины может варьировать в незначительных пределах. Диаметр камер 0,2 – 0,3 мм, по длине раковины существенно увеличивается. По мере роста раковины увеличивается также и длина шеек. Поперечное сечение камер округлое. Толщина стенок составляет от 1/4 до 1/6 диаметра раковины. На нижней стороне стенка раковины не утончается. Устье раковины одиночное округлое. Наружная и внутренняя поверхности гладкие. Длина раковин до 3–4 мм, обычно меньше. Раковины сильно извилистые на всём протяжении, образуют петли, меандры, резкие повороты на малый угол, ярко выраженные угловатые коленообразные изгибы, иногда чередующиеся с небольшими прямыми участками. Многие раковины частично взломаны. Часто раковины нарастают друг на друга, образуя скопления. Различить в этом случае отдельные экземпляры затруднительно. Следует отметить, что часто наблюдаются одиночные камеры различного размера, несомненно, представляющие собой обломки многокамерных раковин. В ряде случаев двухкамерные фрагменты раковин встречаются в углублениях на поверхности ринхолитов. Начальную, обычно свёрнутую у буллопор в спираль, часть раковины наблюдать не удалось.

Буллопоры относятся к прикреплённому бентосу. По всей видимости, они обитали на поверхности дна (есть указания на то, что на мелководье в этом случае они могли крепиться к водорослям). При нахождении подходящего

твёрдого субстрата буллопоры прочно прикреплялись к нему, используя минеральный (карбонатный) цемент и поэтому оставались в прикреплённом состоянии и после гибели. В литературе приводятся многочисленные случаи цементации *Bullopora rostrata* к раковинам двустворок, рострам белемнитов, к гальке и другим предметам. Описаны случаи, когда буллопоры, прикрепившись к сравнительно небольшой частице осадка, за её пределами вновь продолжают расти как свободноживущая форма. Наблюдать подобное на ринхолитах нам не удалось. Следует отметить, что раковины фораминифер, использующих для цементации органический цемент, после смерти организма и разложения органического цемента отделяются от твёрдого субстрата и в ископаемом состоянии встречаются в свободном виде. По устному сообщению А.П. Ипполитова (ГИН РАН), *Bullopora rostrata* часто образуют на образцах скопления на противоположной стороне от серпулид, что позволяет предполагать наличие у них способности жить и в верхнем слое осадка (в настоящее время некоторые фораминиферы проникают в толщу жидкого осадка на глубину до 16 см). В этом случае они могут встречаться на образцах с любой стороны. Наши данные это подтверждают. Поселение эпифионтов происходило на изолированных скелетных остатках уже погибших цефалопод. Эпифионты вряд ли могли бы вырасти на рабочей поверхности ринхолита при жизни ринхолитоносителей, так как понесли бы непоправимый ущерб во время питания моллюска.

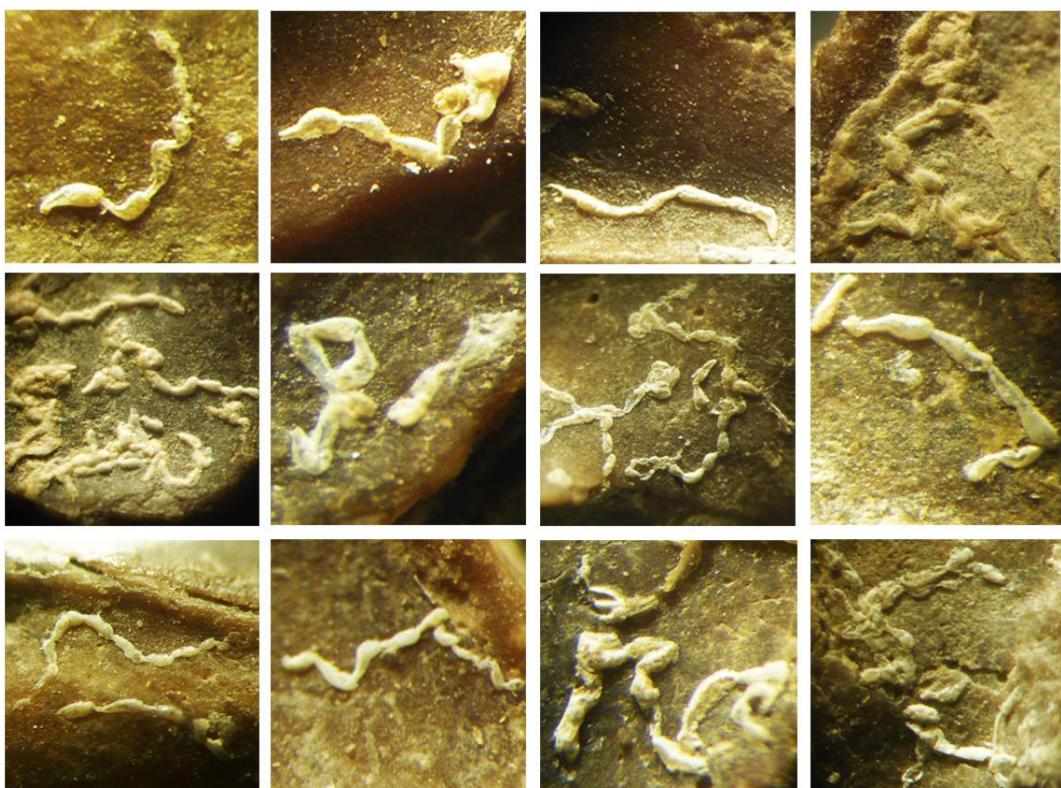


Рис. 1. Лагениды *Bullopora rostrata* Quenstedt, 1857 на поверхности нижнемеловых ринхолитов. Фото В.Н. Комарова. Увеличено.

Литература

1. Гапоненко Е.С., Ульшин М.А., Комаров В.Н. Первые данные о роли ринхолитов в процессах эпифионтии // Известия вузов. Геология и разведка. 2019. № 5. С. 5–9.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗВЕСТНИКОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА

Т.П. Майорова¹, К.М. Седаева², С.А. Светов³, Д.А. Баранов¹

¹ Сыктывкарский госуниверситет, Сыктывкар, Республика Коми, Россия,
mayorova@geo.komisc.ru;

² МГУ им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия, sedaeva-mgu@mail.ru;

³ ИГ Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия, ssvetov@krc.karelia.ru

Впервые проведено геохимическое исследование известняков мезозоя и кайнозоя Юго-Западного Крыма, выполненное с применением ICP-MS анализа в Институте геологии КарНЦ РАН. Исследованы образцы известняков из: 1) титонского яруса верхней юры (J_3t); 2) валанжинского (K_1v), готеривского (K_1h) и альбского (K_{1al}) ярусов нижнего мела; 3) сеноманского (K_2s), туронского (K_2t) и кампанского (K_2cr_1 , K_2cr_2) ярусов верхнего мела, 4) монского (по-новому зеландского) яруса нижнего палеогена (E_1^2m) и 5) лютетского яруса эоцена (E_2^2l). По данным ICP-MS анализа в известняках установлено 50 элементов-примесей. Их содержание изменяется в целом от 0,01 до 29889,58 ppm. Выделяется группа петрогенных элементов с относительно высоким содержанием: Fe (336-29890 ppm или 0,03-3 вес.%), Ti (24-4123 ppm или 0,0024-0,4 вес.%), P (10-1592 ppm или 0,001-0,016 вес.%).

Согласно обработке геохимических данных с помощью многомерного корреляционного анализа среди них можно выделить пять геохимических типов известняков, типичными представителями которых являются известняки J_3t , K_2t_2 , K_2cr_1 , K_2cr_2 и E_1m . Минимальное содержание элементов-примесей отмечается в известняках J_3t , максимальное – в известняках K_2cr_1 и K_2cr_2 из-за присутствия в них криптолирокластики, а между ними распределяются известняки с промежуточными их значениями. В большинстве своем известняки обогащены крупноионными лиофильными элементами: Rb, Ba, Th, U, Sr, однако на некоторых интервалах разреза мела, палеогена и неогена в них не обнаруживается Rb. Характерной особенностью является Ti минимум, иногда Li минимум из-за малого содержания в них терригенной и отчасти туфогенной примеси. В некоторых случаях отсутствует Nd и Ce, что косвенно может указывать на их формирование в открыто-шельфовых морских обстановках.

Суммарное содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в известняках небольшое и колеблется от 1,26 до 72,69 ppm. Лишь в единичном случае в гальке известняков из конгломератов J_3o-km (подножие г. Ю. Демерджи) оно достигает значения 287,61 ppm. Минимальным содержанием РЗЭ характеризуются известняки J_3t (1,26-1,55 ppm). Относительно пониженным содержанием РЗЭ отличаются известняки K_2t_2 (3,49-8,29 ppm) и K_{1al} (14,42-17,46 ppm). Более высокими содержаниями РЗЭ характеризуются известняки K_2s (38,35-43,94 ppm), в которых отмечается присутствие глауконита и туфогенного материала. Известняки K_1v и K_1h , а также K_2cr_1 , K_2cr_2 , E_1m и E_2^2l характеризуются значительным разбросом содержаний РЗЭ – от 5,81 до 72,96

ррм в зависимости от процентного содержания в них песчано-алевритовой и/или глинистой примеси терригенной и отчасти вулканогенной природы.

Кривые распределения РЗЭ на спайдерграммах (рис. 1) имеют правый наклон, что свидетельствует о преобладании в составе известняков группы лёгких РЗЭ. Вместе с тем, по характеру кривых РЗЭ разновозрастные известняки имеют существенные отличия, обусловленные наличием тех или иных отрицательных аномалий Ce, Nd, Pr, Nd, Eu, Gd. Одновозрастные известняки имеют близкий рисунок кривых РЗЭ. Однако в отдельных случаях для образцов известняков K₁v и K₁h, отобранных в отдалённых друг от друга (Петропавловский карьер под г. Симферополем и гора Длинная с. Прохладное) местах, наблюдаются значительные отличия. Отрицательными аномалиями Ce, Nd и Gd характеризуются кривые распределения РЗЭ в известняках K₁al и K₂s, K₂ср₂, E₁m и E₂²l. Европеевая (Eu) аномалия отмечается среди известняков J₃t, K₂ср₁, E₁m и в гальке известняков (T₃, судя по радиоляриям) из конгломератов J₃o-km, залегающих в основании горы Ю.Демерджи (вблизи г. Алушта).

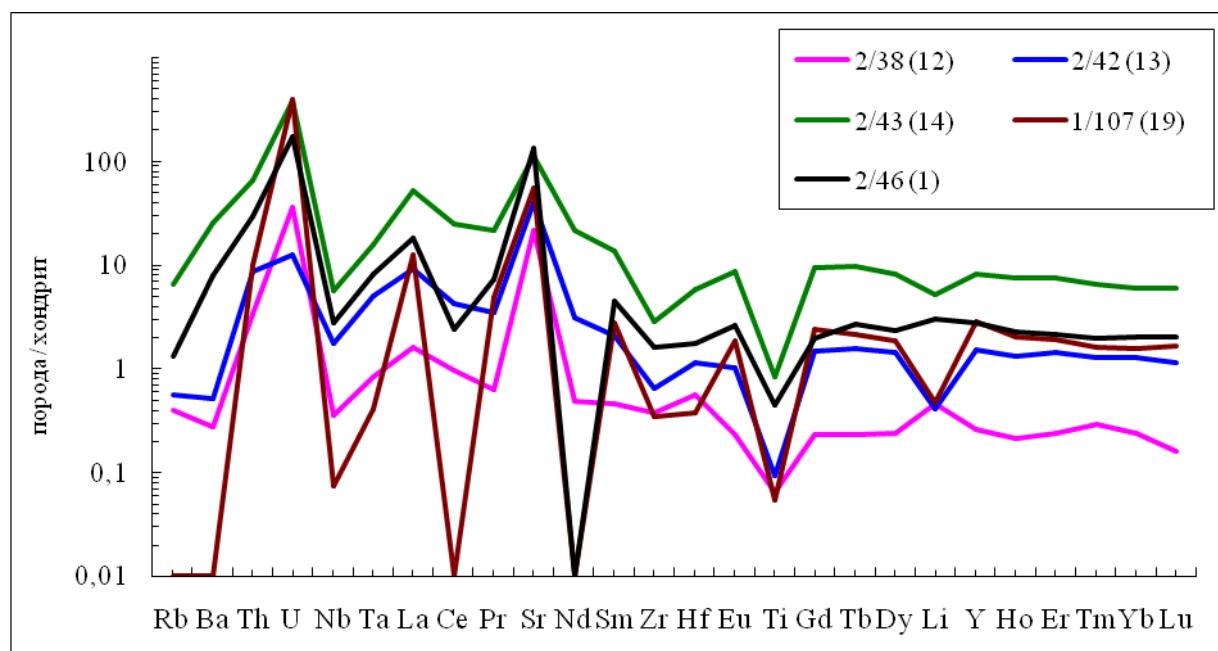


Рис. 1. Спайдерграммы разновозрастных известняков Юго-Западного Крыма: линии: сиреневая – известняк J₃t (Мраморный карьер, подножие северного склона г. Чатырдаг); зеленая - известняк K₂t₂ (г. Кизил-Чигир, с. Трудолюбовка); синяя – известняк K₂ср₁ (г. Кизил-Чигир, с. Трудолюбовка); коричневая - известняк Южный склон г. Сувлукая; черная - известняк K₂ср₂ (южная окраина с. Скалистое).

В остальные эпохи роль базитовой составляющей, вероятно, менялась и не столь значительно. Чёткой корреляции между значениями индикаторов Fe/Mn, Ti/Zr и Ni/Zr не прослеживается, что наглядно видно на графиках. Возможно важную роль играют локальные геохимические обстановки в связи с существованием разного вида биоса и/или их сообщества в морском бассейне, формирующих собой тот или иной литологический тип биогенных известняков.

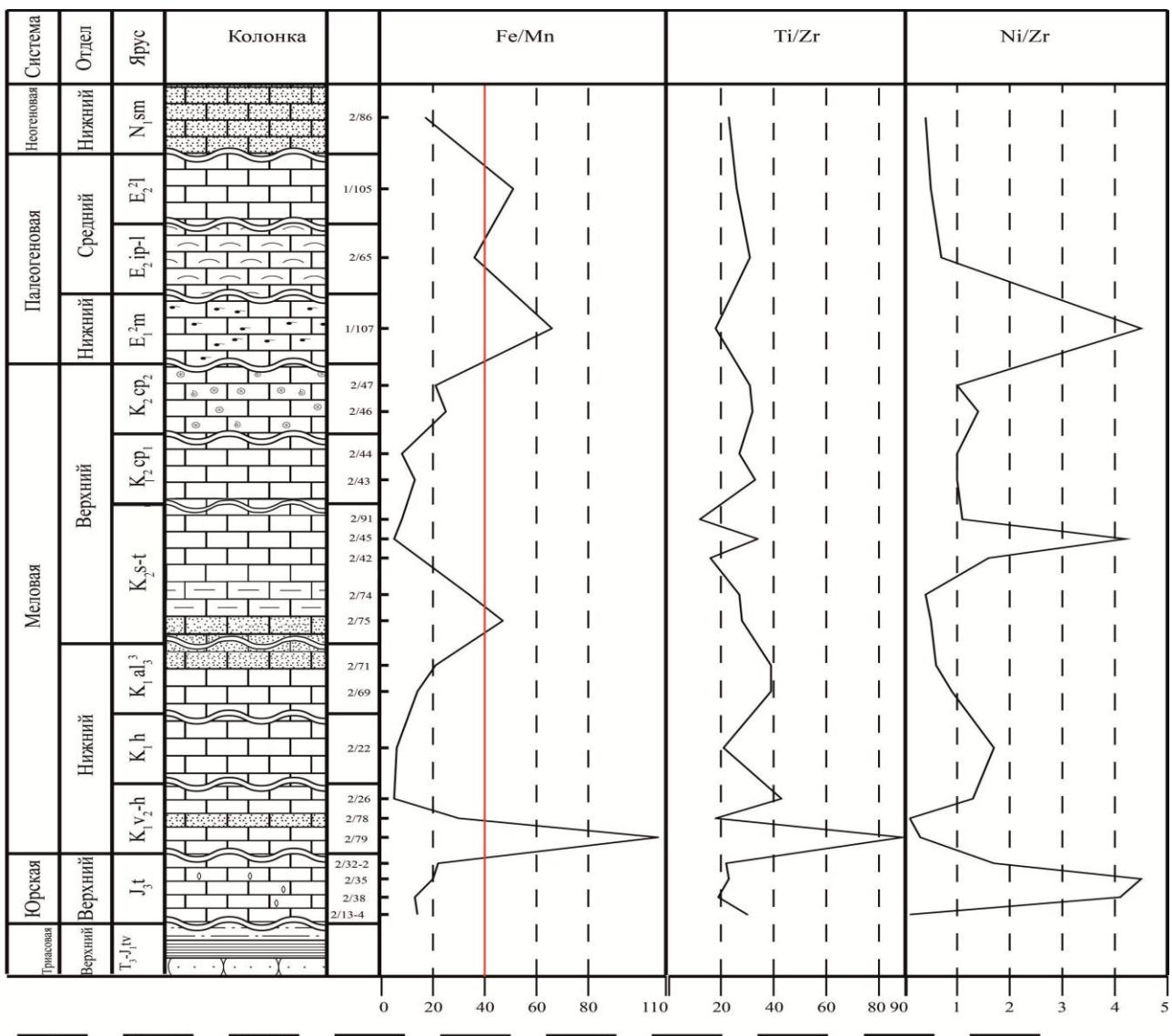


Рис. 2. Распределение индикаторных отношений в известняках в сводном разрезе Юго-Западного Крыма: 1-известняки, 2-известняки биогенные, 3- известняки песчанистые, 4- алевролиты, 5- глины, 6- известняки глинистые, 7-двустворки, 8- губки, 9-гастроподы, 10-ходы илоедов.

ДИАГНОСТИКА СВИТ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ ОКСФОРДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ МОСКОВСКОГО РЕГИОНА

С.Ю. Маленкина

Геологический институт РАН, Москва, Россия, maleo@mail.ru

Многолетние тщательные исследования юрских разрезов, проводимые в регионе, позволяют сделать некоторые обобщения собранного фактического материала с выделением комплекса диагностических признаков свит и выводы, касающиеся существовавших в то время палеогеографических обстановок.

Последовательность оксфордских отложений снизу вверх следующая.

1. Подосинковская подсвита чулковской свиты согласно схеме (Унифицированная ..., 2012) отвечает верхнему келловею-нижнему оксфорду. В нижнеоксфордском интервале она представлена глинами серыми с характерным стально-серым оттенком, жирными, плитчатыми, алевритистыми, с специфическими ходами, выполненными более светлыми карбонатными глинами или пиритом, вверху с пиритизированными остатками водорослей, с редкими, к низу более частыми спорадически рассеянными железистыми оолитами, с фосфоритами, с остатками фауны аммонитов (преимущественно *Cardioceras cf. cordatum* (J. Sowerby) – здесь и далее определения аммонитов А. А. Школина) и нижнеоксфордских белемнитов (Олферьев, 2012), а также другими макрофоссилиями. В наиболее полных разрезах (Малёнкина, Школин, 2009) его можно расчленить на отдельные пачки, разделенные поверхностями размыва, выраженным скоплением гравия, мелких галечек карбонатных и кремнистых пород, раковинного дегрита, гальками фосфоритов, иногда карбонатными линзами сложного строения (строматолитами и их брекчиями). Строматолиты сложены тонкими (до сотых долей мм) слоями карбоната, в различной степени ожелезненного, с пиритом, а также глауконита и фосфата (мощностью до 15-20 см, протяженностью до 1,5 метров) (Маленкина, 2014). Пачки обычно отличаются разным оттенком глин, известковистостью, алевритистостью, битуминозностью, степенью биотурбации и пр. Мощности интервала варьируют от нескольких см (например, в Дорогомилово, Домодедово и др.) до 1 м в Сити (Малёнкина, Школин, 2009) и максимально до 2-2,5 м на Воробьевых горах. Фации отражают палеогеографические обстановки крайне мелководного бассейна с частыми колебаниями уровня моря и тенденцией к обмелению бассейна.

2. Ратьковская свита среднего оксфорда была выделена А.Г. Олферьевым в 2001 и диагностируется в изученных разрезах очень четко, хотя она и не вошла в унифицированную схему 2012 г. Глины коричневато-серые и темно-серые алевритистые, слюдистые, с гнездообразным обогащением железистыми оолитами, с коричневыми фосфоритами, сильно биотурбированные, с обилием характерных мелких ходов выполненными алевритом, насыщенные тонким раковинным дегритом и фауной (иголки ежей, членики лилий, зубы акул), со следами размыва в основании. В них присутствуют обильные отпечатки, реже раковины мелких тонкоребристых аммонитов (кардиоцератиды относящиеся к зоне *Cardioceras densiplicatum*) и двустворок, крупные перисфинктиды, белемниты, нередко с приросшими к ним корневыми частями стеблей лилий и полихетами, гастropоды, фрагменты иглокожих, редко целые панцири ежей. Среди глин довольно часто встречаются строматолитовые постройки разного размера (Маленкина, 2014), нередко покрытые различной бентосной фауной: двустворками *Pinna sp.*, *Astarte sp.* и др., крупными гастropодами *Bathrotomaria sp.*, брахиоподами, корневыми частями стеблей *Cyclocrinus insignis* (Trautschold), серпулидами. Участками они образуют линзовидные прослои, нередко повторяющие форму палеорельефа дна. Мощность свиты колеблется по нашим наблюдениям от 0,2-0,5 (например, в Сити, Дорогомилово, Цветном бульваре (Малёнкина, Школин, 2009) и до 1-1,2 м на Воробьевых горах

(Школин, Маленкина, 2016), по данным А.Г. Олферьева в стратотипической местности до 5 м (Олферьев, 2001). Фации ратьковской свиты отображают явную трансгрессию, наступившую после регрессии, о чем свидетельствует перерыв и размыв в ее основании, окатанные фосфориты, а также обогащенность железистыми оолитами, тонким раковинным детритом и пр. Темный цвет пород, присутствие сублиторальных строматолитов, формировавшихся в более спокойных обстановках, чем подосинковские (Маленкина, 2014) говорят о постепенном подъеме уровня моря. Вероятно, в течение накопления данных отложений происходили и локальные понижения уровня моря, о чем свидетельствует фациальная характеристика. В конце указанного отрезка времени произошла небольшая регрессия.

3. Подмосковная свита среднего-верхнего оксфорда (Унифицированная ..., 1993, 2012), с размывом и резкой границей в основании, начинается с прослоев черных углеродистых сланцев (с $C_{\text{орг}}$ не менее 8 % (Маленкина, 2016)) и продолжается выше серыми до темно-серых с буроватым оттенком глинами, плотными слоистыми до тонкоплитчатых, слюдистыми, биотурбированными, с мелкими ходами, алевритистыми, участками битуминозными, с прослойями фосфатных конкреций, стяжениями и плитками пирита, аммонитами *Amoeboceras ilovaiskii* (Sokolov), *A. alternoides* (Nikitin) и фрагментами древесины. Внизу плоскости напластований насыщены хаотичными вкраплениями светлых фораминифер («манка»), выше раковинным детритом. Мощность в исследованных разрезах составляет от 0,8-2 м (Цветной бульвар, Дорогомилово) до 6-7 м (на Воробьевых горах). Фациальный состав свиты указывает на новый крупный седиментационный цикл, также начавшийся с размыва, что отмечено и предшественниками (Олферьев, 1986). Последующее резкое налегание черных сланцев (в некоторых разрезах присутствует несколько прослоев, что свидетельствует о колебательном процессе) говорит о крупной и быстрой трансгрессии происходившей в это время, с размывом кровли предшествующих отложений. Наши данные здесь хорошо согласуются с моделью образования обогащенных органическим веществом осадков во время быстрых и непродолжительных трансгрессий (Гаврилов и др., 2014). Последующая регрессия подтверждается менее темным цветом пород, их большей алевритистостью.

4. Коломенская толща верхнего оксфорда (Унифицированная ..., 1993, 2012) сложена глинами коричневато-серыми и светло-серыми внизу до темно-серых, с коричневатым оттенком, вверху, сильно алевритовыми, слюдистыми, известковыми. Она интенсивно биотурбирована, реже слоистая, со своеобразными частыми мелкими («фукоидными») ходами, с обломками пиритизированной по трещинам древесины, спорадическими прослойями мелких округлых фосфоритов, с аммонитами (*Amoeboceras alternoides* (Nikitin), *A. serratum* (Sowerby), крупными *Perisphinctes* и др.), присыпками раковинного детрита по напластованию, двустворками, в кровле – с гнездами и прослойми зеленого глауконита (комплексы отдельных желваков строматолитов и пластовых образований (мощностью 0,05-0,2 м). Этот “зеленый прослой”, является региональным стратиграфическим репером для всей Московской

синеклизы. Мощность свиты от 0,2-1 м (Малёнкина и др., 2007, 2009) до 5-5,6 м (Школин, Маленкина, 2016). Фации коломенской свиты характеризуют новый трансгрессивно-регрессивный цикл (сохранилась в основном только трансгрессивная часть отложений). Подъем уровня моря, судя по образованию крайне тиховодных карбонатно-глауконитовых и глауконитовых строматолитовых построек на больших площадях был довольно значительным.

5. Макарьевская (Унифицированная ..., 2012) (ранее выделявшаяся как ермолинская (Унифицированная ..., 1993)) свита отвечает преимущественно верхнему оксфорду (по последним данным в Московском регионе верхи ее также могут содержать и нижний кимридж). Она представлена глинами темно-серыми до сажисто-черных, мелкоплитчатыми, алевритистыми, с глауконитом, сильно слюдистыми, с обилием пиритовых стяжений и ходов, как крупных, так и мелких, с раковинным детритом, древесиной, давлеными аммонитами *Amoeboceras* sp., несколькими однорядными прослоями сравнительно крупных продолговатых конкреций фосфоритов (5-10 см). Содержит также пиритизированные линзы с мелкой фауной. Аммониты *Amoeboceras regulare* Spath, A. cf. *freboldi* Spath и др., крупные *Ringsteadia* (зоны A. *regulare*, A. *rosenkranzii*). Вверху глины часто сильно алевритовые, переходящие в сильно глинистые алевриты, с мелким детритом и обильными пиритовыми стяжениями и присыпками, со скоплениями крупных двустворок. Мощность свиты варьирует от 1,2-2 м (Сити, Цветной бульвар) до 5-6,5 (Коломенское, Воробьевы горы). Макаревские отложения залегают со следами обмеления, а на отдельных участках и полным размывом предыдущих оксфордских отложений. Они являются результатом новой крупнейшей трансгрессии, поглотившей в дальнейшем своем развитии практически все существовавшие на тот момент участки суши. Осадки характеризуются наиболее темной окраской по сравнению с предыдущими (исключая сланцы), обилием всевозможных пиритовых ходов, стяжений, присыпок по напластованию, сравнительной бедностью органических остатков. В верхах разреза появляется их большее разнообразие, алевритистость и признаки некоторой оксидизации обстановки.

Таким образом, наиболее мелководными из сохранившихся отложений являются подосинковские. Наиболее же крупными и резкими из отмеченных трангрессий были подмосковная и макарьевская.

ТЕКОДИНАМИКА ПОКРОВНО-НАДВИГОВЫХ НАРУШЕНИЙ ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

А.В. Маринин

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия, marinin@ifz.ru

Для позднеальпийского структурного рисунка Западного Кавказа характерны взбросовые и надвиговые дислокации, которые картируются с самого начала изучения геологического строения региона. В разные годы, в зависимости от господствующих взглядов, влиянию взбросовых и надвиговых

нарушений придавалось большее или меньшее значение. Самые известные и хорошо видимые на карте крупные продольные нарушения со взбросо-надвиговой кинематикой расположены вдоль южного крыла складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа: Бекишевский, Воронцовский, Джанхотский, Наужинский, Пластунский и Чемитокваджинский. При этом надвигание происходило по ним от осевой части к южной границе складчатого сооружения.

Для реконструкции напряженно-деформированного состояния вблизи основных покровно-надвиговых структур региона нами были изучены мелкие складки, небольшие разрывные нарушения, зеркала скольжения, отрывы, сколовые трещины, стресс-стилолиты и другие малые структуры – индикаторы тектонических деформаций массива горных пород. Для анализа малых структурных форм использован структурно-парагенетический метод Л.М. Расцветаева [Расцветаев, 1987], а для обработки полученных данных по зеркалам скольжения использовался метод катаклистического анализа [Ребецкий, 2007; Ребецкий и др., 2017] и разработанная в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН программа *STRESSGeol*.

Взбросовые и надвиговые дислокации в районе Воронцовского покрова и Пластунского надвига имеют ЗСЗ-ВЮВ простирание с падением плоскости сместителя на ССВ. Отрывные структуры характеризуются преимущественно меридиональным простираем с падением на запад под углом от 55° до 90°. Присутствуют и субгоризонтальные отрывные структуры, свидетельствующие о развитие покровно-надвиговых нарушений. Среди латеральных сдвиговых перемещений наибольшее развитие на исследованном участке получают левые сдвиги северо-восточного простираания. Реже встречаются парагенетически связанные с ними правые сдвиги меридионального простираания. Большинство зафиксированных мелких разрывных нарушений связано с обстановкой ССВ сжатия с формированием как взбросо-надвиговых, так и сдвиговых структур. В ходе реконструкции с помощью метода катаклистического анализа установлено, что и в аллохтонной и автохтонной частях Воронцовского покрова оси максимального сжатия (σ_3) направлены в ССВ направлении, а оси минимальных и промежуточных сжимающих напряжений (σ_1 и σ_2) ориентированы в ЗСЗ направлении или субвертикально. Сходен и тип напряженного состояния - преобладают обстановки горизонтального сжатия и горизонтального сдвига. Полагаем, что это исключает вариант гравитационного оползания как основного механизма формирования Воронцовского покрова, рассмотренный в работе [Яковлев и др., 2008]. Имеющиеся полевые данные не позволяют выделить хронологически обособленные этапы деформирования. Большинство геологических индикаторов тектонических деформаций сжатия связаны с основной фазой складкообразования и с северо-восточным (до ССВ) направлением сжатия [Saintot, Angelier, 2002; Расцветаев и др., 2010; Marinin, Saintot, 2012]. Полученные характеристики зоны Воронцовского покрова характерны не только для основного этапа тектонического деформирования региона, но и для сделанных по сейсмологическим данным реконструкций напряженного состояния современного этапа. Субмеридиональные

ориентировки сжатия для Северо-Западного Кавказа реконструированы на современном этапе по сейсмологическим [Angelier et al., 1994] и сейсмотектоническим [Трифонов и др., 2002] данным.

По субширотному Джанхотскому надвигу отложения верхнего мела (турона-кампана) надвинуты на маастрихт-палеоценовые отложения. В зоне Джанхотского надвига зафиксированы разнообразные типы дизъюнктивных структур – надвиги, взбросы, сбросы, правые и левые сдвиги, отрывы и стилолиты, а также кластические дайки. Здесь отчетливо преобладают взбросовые и надвиговые структуры субширотного простирания. Четко фиксируются крутые отрывы меридионального простирания. Менее представительны сдвиговые нарушения северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простирания. Ориентация осей главных напряжений по данным проведенной реконструкции достаточно выдержанная. Оси максимального сжатия характеризуются в целом меридиональным направлением, несколько отклоняясь от данного направления на северо-западном крыле Хотецайской синклинали до СЗ направления. К северу, в висячем крыле надвига, напротив ось максимального сжатия отклоняется до ССВ направления. Оси максимального растяжения в южной части зоны надвига субвертикальны, а в северной субвертикальны или имеют субширотное положение. Выявленные особенности напряженно-деформированного состояния зоны Джанхотского надвига четко свидетельствуют о его надвиговой кинематике.

Взбросовые и надвиговые смещения вблизи Бекишайского разлома имеют ЗСЗ простиранье и падение на ССВ. Данные проведенной реконструкции подтверждают установленный Ч.Б. Борукаевым [1970] структурный парагенез правого сдвига меридиональной ориентировки Туапсинской зоны и взбросо-надвигов Бекишайско-Наужинской системы нарушений северо-западного простирания. Мы фиксируем здесь сочетание обстановок северо-восточного сжатия и горизонтального сдвига с формированием правых и левых сдвигов (соответственно субмеридионального и субширотного простирания), а также обстановок субмеридионального сжатия и горизонтального сдвига с формированием преимущественно правых сдвигов северо-западного простирания.

Проведенные исследования показали, что в районах региональных покровно-надвиговых нарушений заметно преобладают обстановки горизонтального сжатия и горизонтального сжатия со сдвигом. При этом для северных висячих крыльев надвигов фиксируются также обстановки горизонтального растяжения со сдвигом. На неотектоническом этапе тектонический режим Западного Кавказа связан с горизонтальным укорочением в ЮОЗ-ССВ направлении.

Исследования проведены при финансовой поддержке Госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. Борукаев Ч.Б. О палинспастических построениях // Геотектоника. 1970. № 6. – С. 23-29.
2. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений. Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. Ч.2. – С. 173-235.
3. Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Позднеальпийские дизъюнктивные системы и геодинамика Западного Кавказа // Физика Земли. 2010. № 5. – С. 31-40.
4. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Изд. Наука. 2007. – 406 с.
5. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы / Ю.Л. Ребецкий, Л.А. Сим, А.В. Маринин; отв. редактор Ю.Г. Леонов; Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. – Москва: ГЕОС, 2017. – 225 с.
6. Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС, 2002. – 224 с.
7. Яковлев Ф.Л., Маринин А.В., Сим Л.А., Гордеев П.П. Поля тектонических напряжений и поля деформаций Воронцовского покрова (Северо-Западный Кавказ) // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. – М.: Изд. ИФЗ. 2008. – С. 319-333.
8. Angelier J., Gushtchenko O.I., Saintot A., Ilyin A., Rebetsky Y.L., Vassiliev N., Yakovlev F.L., Malutin S. Relations entre champs de contraintes et deformations le long d'une chaine compressive-decrochante: crime et Caucase (Russie et Ukraine). C.R. Acad. Sci. Paris, 1994, Ser.II 319, 341-348.
9. Marinin A.V., Saintot A. Comparison of methods to reconstruct paleostress regimes in the NW-Greater Caucasus fold-and-thrust belt. C.R.Geoscience. Academie des science, Paris, 2012, Vol. 344, No3-4, P. 181-190.
10. Saintot A., Angelier J. Tectonic paleostress fields and structural evolution of the NW-Caucasus fold-and-thrust belt from Late Cretaceous to Quaternary // Tectonophysics, 2002, Vol, 357, P.1-31.

К ПРОБЛЕМЕ МЕЖРЕГИОНАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ УСТРИЧНЫХ СЛОЕВ МИОЦЕНА РЕСПУБЛИКИ АРЦАХ

Г.У. Мелик-Адамян

Институт геологических наук НАН, Ереван, Армения, hmelik-adamyan@mail.ru

К настоящему времени устричные слои миоцена Арцаха (Нагорно-Карабахская Республика) с превалирующим видом крупного толстостенного вида *Grassostrea (Ostrea) grypoides* Schl. известны всего из двух местонахождений Гадрутского района Арцаха в 38км ЮЮЗ города Гадрут, непосредственно в левобережной части р.Аракс, на южных и северных склонах горы Дарисар (767м), а также в 6км к СЗ от г.Гадрут, южнее села Цакури. Эти отложения ранее были выделены в качестве нижнедарисарской подсвиты. Устричные слои в районе горы Дарисар приурочены к самой верхней части

этой свиты (М 80м) и представлены маломощными отложениями (1,5м) желтовато-оранжевых, темновато-бурых песчанистых неслоистых глин с прослойми плотных мелкозернистых песчаников, которые, наряду с вышеуказанным видом, содержат *Grassostrea gryphoides angustrata de Serr.*, *G. gryphoides goriense Zinov*, *Ostrea lamellosa Brocc*, а также остатки усоногих раков, или морских желудей, *Balanus sp.*, корабельных червей *Teredo sp.* и гастроподы *Turritella aff.turris Bast.* [1,2,3,7,8,13]

Важно отметить, что многочисленные устрицы выделяются очень крупными размерами, толстостенностью раковин и преобладанием левых нижних створок над правыми. Данная закономерность указывает на мелководные условия приливно-отливной зоны верхней сублиторали [13]. К настоящему времени вид *G.gryphoides* известен из многочисленных миоценовых местонахождений Паратетиса: от нижнего тархана до мэотиса, однако господствующего положения всегда достигал в условиях полносоленого (соленость чуть ниже нормального уровня), теплого раннетарханского времени [4,9], а в Крымско-Кавказской области Восточного Паратетиса уже полностью вымер на рубеже среднего и верхнего тархана [10]. Устричные банки, сложенные в основном массовыми скоплениями вышеуказанного вида, известны из мелководных раннетарханских отложений Восточной Грузии (горийская свита), юго-восточного Азербайджана (меликкосумская свита горного Талыша), Туркмении (западный и центральный Копетдаг, Красноводское плато), юго-западного Крыма, южной Украины (томаковские слои), Казахстана (Устюртское плато), юго-восточной Румынии, северо-восточной Болгарии, центральной Турции (Синопский полуостров) и т.д. [4,9].

Согласно превалирующей точке зрения, тарханский региоярус Восточного Паратетиса подразделялся на три подъяруса: нижний (кувинские слои), средний (терские слои) и верхний (аргунские слои), а его хроностратиграфический объем определялся в приблизительном интервале от 17 до 15,2Ma (верхний бурдигал - нижний лангий Западного и Центрального Паратетиса, при этом терские слои (тарханский мергель) среднего тархана и верхний тархан сопоставлялся с преимущественно прямонамагниченным палеомагнитным хроном C5Cn, а куванские слои нижнего тархана коррелировались с верхней частью обратнонамагниченного хиона C5Cr, по устаревшей магнитостратиграфической шкале Бергрена 1995г. [11].

Однако еще в 1956г К.А.Квалишвили предлагал выделить мелководные миоценовые слои восточной Грузии (разрезы Каспий, Уплисцихе, Гори) с массовыми скоплениями устриц *Grassostrea gryphoides*, залегающими между фаунистически достоверно охарактеризованными коцахурскими и собственно тарханскими (тарханский мергель) отложениями, в отдельную самостоятельную биостратиграфическую единицу под названием горийский горизонт [6].

По последним представлениям, тарханские относительно глубоководные отложения Предкавказья (разрезы горы Зеленского, р.Белая, р.Пшеха) намагниченны прямо, их основание оценивается в 14,9Ma, кровля 14,8Ma, а весь тархан коррелируется с прямонамагниченным хроном C5Bn1n, при этом

мелководные фации с раннетарханскими устрицами в вышеуказанных разрезах отсутствуют [12]. По данным В.М.Трубихина, горийские слои тархана в Грузии характеризуются обратной намагниченностью, а средний тархан (тарханский мергель) мощностью более 90м в гипостратотипе тарханского регионаряуса (урочище Малый Камышлак) в Приазовье прямо намагнчен [5].

Таким образом, границу мелководных устичных фаций, приблизительных аналогов кувинских слоев раннего тархана, и терских слоев среднего тархана (тарханский мергель) с большой долей вероятности можно провести вблизи основания прямонамагнченного храна C5Bn1n в 14,9Ma, а горийские обратномагнченные слои с раннетарханскими устричками, которые коррелируются с нижнедарисарской свитой, в первом приближении отнести к обратнонамагнченному хрону C5Bn1r в интервале 15,032-14,87 Ma, между нормальнонамагнченными хронами C5Bn2n и C5Bn1n современной международной магнотостратиграфической шкалы GTS-12. Это, согласно последней стратиграфическо-корреляционной схеме Восточного Паратетиса, совпадает с верхней половиной лангийского яруса Средиземноморья и верхами нижнего бадена Центрального Паратетиса [12]. Для более достоверной корреляции нужно провести специализированные палеомагнитные и микропалеонтологические исследования непосредственно на отложениях нижнедарисарской подсвиты Арцаха и устричных слоях других регионов.

Литература

1. Ализаде К.А., Азизбекова А.И., Атаева Э.З. Олигоцен-миоценовые отложения Талыша, юго-восточного окончания Малого Кавказа (Джебраильский район) и нахичеванского прогиба. Баку, Элм, 1980, 99с.
2. Ализаде К.А., Асадулаев Э.М. Неогеновая система. Геология СССР. Т.XLVII. Азербайджанская ССР. Геологическое описание. М., Недра, 1972, с.151-178.
3. Ализаде К.А., Атаева Э.З. К изучению устричных слоев тархана Джебраильского района Азербайджана. Вопросы палеонтологии и стратиграфии Азербайджана. Баку, Элм, 1976, С. 141-147.
4. Гончарова И.А. Моллюски тарханского и чокракского бассейнов. М., Наука, 1989, 200с.
5. Гончарова И.А., Хондкариан С.О., Щерба И.Г. Тархан-караганский этап развития эвксино-каспийского бассейна (Восточный Паратетис). Ч.1 Стратиграфия, геологическая корреляция. 2001, т.9, N 5, с.94-108.
6. Квалиашвили Г.А. Об устричных слоях Картлии (Восточная Грузия). Материалы III научной сессии палеобиологии АН Груз.ССР. Тбилиси, 1956, С.32-41.
7. Мелик-Адамян Г.У. Хроностратиграфия некоторых миоплиоценовых осадочных образований Нагорно-Карабахской Республики в свете современных представлений. Сб. науч. труд. «Современные задачи геофизики и инженерной сейсмологии», посв.100-летию акад.А.Г.Назарова. Гюмри, Гитутюн НАН РА, 2008, С.354-359.
8. Мелик-Адамян Г.У. Кайнозой: Геология и минеральные ресурсы Нагорно-Карабахской республики. Ереван-Степанакерт, Зангак-97, 2011, с.51-71.
9. Мелконян Л.И. Миоценовые бассейны Арало-тургайских равнин на основании анализа морских и солоноводных моллюсков. Великий озерный этап в неогеновой истории Зауралья и его палеоландшафты. Ленинград, изд. ГО СССР, 1979, с.58-64.

10. Минашвили Ц.Д., Ананиашвили Г.Д. К биостратиграфии тархан-чокракских отложений Крымско-кавказской области. Збірник наукових праць інституту геологических наук НАН України, 2013, т.6, вип.1, с.152-158.
11. Невесская Л.А., Коваленко Е.И., Белуженко Е.В., Попов С.В. и др. Объяснительная записка к унифицированной региональной стратиграфической схеме неогеновых отложений южных регионов Европейской части России. М., ПИН РАН, 2004, 83с.
12. Попов С.В., Головина Л.А., Радионова Э.П. и др. Стратотипы и опорные разрезы неогеновых региональных юга России и проблемы их границ. Неоген и квартер России: стратиграфия, события, палеогеография. М., ГЕОС, 2018, С.47-54.
13. Султанов К.М. Устричники тарханского горизонта Азербайджана. ДАН СССР, 1955, т.100, № 3, С.547-549.

К ПРОБЛЕМЕ ФОРМИРОВАНИЯ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ТОЛЩ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ.

Ф.А. Мигурский, Г.В. Агафонова, А.Н. Карабанов
 ФГБУ «ВНИГНИ» (Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт) Москва, Россия, info@vnigni.ru

Байкальская серия (байкалий) до настоящего времени представляет собой одну из стержневых, стратиграфических единиц в геологии Восточной Сибири. Проблемы стратиграфии байкалия изучались различными специалистами в процессе геолого-съемочных работ и многочисленных тематических исследований. Однако, остаются дискуссионными такие вопросы, как возраст, стратиграфическое расчленение, межрегиональная корреляция.

Байкальская серия по существующим представлениям занимает промежуточное положение между немыми метаморфическими толщами и осадочными образованиями Сибирской платформы. Для определения стратиграфического положения различных горизонтов байкальского комплекса, как и для других докембрийских стратифицированных толщ широко применялось использование аналогий литологического состава. При этом анализ взаимоотношений с прилегающими геологическими комплексами не отличался глубокой проработкой.

Коллектив ФГБУ «ВНИГНИ» в полевом сезоне 2019 года продолжил исследования, начатые в ходе работ на реке Чечуй в 2018 году. Основные усилия были сосредоточены вдоль фаса Байкало-Патомского нагорья, в зоне сочленения складчатого обрамления и осадочного чехла

Нужно отметить, что как раз приблизительно от реки Чечуй и до реки Чая выходят прекрасно дешифрируемые на космических снимках несколько сближенных или разобщенных субпараллельных толщ, погружающихся в северо-западном направлении от фаса нагорья.

Итоги работ 2018 года (р. Чечуй) позволяют нам сделать вывод, что эти субпараллельные толщи представлены «голоустенскими», часто «оспенными»,

кварцитами существенно аналогичными кварцитам Великандинского «грабена» и кварцитам озера Байкал.

По результатам наблюдений 2019 года получены следующие предварительные результаты.

Верхний по течению долеритовый выход, обнажающийся в обоих бортах долины р.Чая имеет видимую мощность около 150 метров, а не 300 метров, как это изображено на геологической карте.

Выходы субпараллельных толщ, погружающихся в северо-западном направлении от фаса нагорья, в правом боту реки Чая представлены массивными «оспенными» кварцитами голоустенского типа, а не долеритами, как это представлено на карте. Эта толща кварцитов падает по азимуту 340^0 и под углом 20^0 . В результате прослеживания по крупноглыбовым развалам она обнажается в нижней части правого борта долины, где образует скалу, уходящую в воду. На другом берегу по элементам залегания не прослеживается. В этих массивных кварцитах практически отсутствуют знаки ряби, а редкие поверхности с похожими на рябь формами имеют, вероятнее всего, тектоническое происхождение. В пользу этого факта говорит их парагенез с различными системами, в том числе и системами кулисообразно расположенных трещин скола и отрыва. Некоторые гребни вследствие этого имеют острые вершины. Часто осевые части гребней изгибаются в соответствии с влиянием трещин сдвигового характера. Плитчатость в этих кварцитах не проявлена. Массивные слои имеют толщину несколько метров. Согласно поверхностям их раздела отмечены многочисленные зеркала скольжения.

С другой стороны, основная тоша голоустенской свиты обнажается с совершенно другими элементами залегания, хорошо выдержаными в обнажающемся чехле на протяжении сотен метров и представлена водорослевыми карбонатами и плитчатыми кварцитами, согласно обнажёнными на обоих берегах реки и образующими порог.

Для кварцитов второго типа характерен плитчатый характер, наличие знаков ряби, вероятнее всего, осадочного происхождения. В пользу последнего говорит отсутствие парагенеза с трещинами, субпараллельный характер плоскостей напластования и меняющийся от слоя к слою азимут простирации валиков ряби.

Из полевых наблюдений можно сделать вывод о широком развитии процессов кремнекислотного замещения. Возможно, в «главной зоне» окварцевания (340^0 - 20^0) эти явления носили гидротермально-динамометаморфический характер. Подобные процессы предложены нами и для объяснения генезиса голоустенских кварцитов Великандинского «псевдограбена», вероятной «Shear zone» в верховьях реки Чечуй. В прилегающих к ней осадочных, первоначально существенных карбонатных слоях вторичные изменения имеют вид окварцевания усиливающегося в экзоконтакте «главной зоны».

Таким образом, вероятнее всего массивные кварциты разобщенных субпараллельных толщ, погружающихся в северо-западном направлении от

фаса нагорья, представляют практически мономинеральные перетертые и сплавленные бластогенные производные тектоники и гидротермальных процессов.

Активная циркуляция гидротерм в зоне крупного разлома, вероятно, привела к формированию сложной системы окварцованных толщ, в первую очередь изначально достаточно высоко проницаемых. Плитчатые кварциты, возможно, и первоначально носили существенно кварцевый характер. Но, вероятнее всего, изначально это были существенно карбонатные образования. При этом на них практически не сказалась тектоника, но отразилась гидротермальная деятельность. Слабая дислоцированность голоустенских плитных песчаников и кайнотипные зеркала скольжения в массивных кварцитах могут свидетельствовать о существенно сбросово-сдвиговом характере, парагентетическом дизъюнктивам системы пул-апартов озера Байкал, и, следовательно, кайнозойском возрасте разлома «главной зоны». В пользу активной и масштабной гидротермальной деятельности говорит наличие окремнелых строматолитов, встреченных нами на удалении около 4-х км по прямой от массивных кварцитов.

Недавние исследования образований байкальской серии и их местных северных аналогов (А.М. Станевич, 2015; Е.Ф. Летникова, 2013) свидетельствуют в пользу вендского возраста карбонатных биогенных образований улунтуйской и голоустенской свит.

С другой стороны, наши исследования говорят о широко и весьма ярко проявленных процессах метагенеза (постседиментационного литогенетического преобразования пород) в складчатых структурах Байкало-Патомской области, обусловленных комплексным воздействием термобарического фактора, гидротермальной деятельности, реализовавшейся в условиях активного тектогенеза. Процессы метагенеза и постседиментационных преобразований осадочных толщ описаны О.В. Япаскуром. На тектонокластический характер некоторых кластических стратифицированных образований Байкало-Патома и, как следствие, отсутствие определенной стратиграфической привязки указывал Д.А. Великославинский и другие исследователи. И только этим секущим в соответствии с простиранием основных детачментов характером, на наш взгляд, может быть объяснена их достаточно слабая дислоцированность относительно интенсивно перемятых метаморфических толщ и анатектических гранитоидов.

Таким образом, вероятнее всего в рамках байкальской серии оказались объединены с одной стороны немые метаморфизованные, а скорее метаморфогенные образования, представленные кварцитами, мраморами, аркозовыми толщами, филлитами, abiогенными карбонатами и т.п., и с другой стороны явно биогенные, строматолитовые толщи, возможно вендского возраста. Если сопоставить этот факт с тем, что границы толщ на поверхности очень часто носят тектонический или проблемный характер, можно обоснованно предположить, что собственно рифейские образования в Прибайкальском прогибе, южной и центральной частях Предпатомского прогиба не имеют настолько широкого распространения, как это показано на

геологических картах. При этом в рамках байкальской серии по тектоническим границам объединены с одной стороны тектониты, динамометаморфиты и метасоматиты неопределенного времени (раннепротерозойского, среднепалеозойского или кайнозойского) образования, с другой – вендские карбонатные биогенные толщи, часто интенсивно преобразованные складчато-надвиговыми дислокациями.

БИОСТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАЛНОЙ ГРУЗИИ И НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПО ПЛАНКТОННЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ

Х.Э. Микадзе¹, Н.Д. Икошвили², М.Онофришвили³

¹Национальный музей Грузии, Ин-т Палеобиологии, Тбилиси, Грузия, xatmikadze@yahoo.com; ²Грузинский Технический Университет, Тбилиси, Грузия, nanaikoshvili5@yahoo.com; ³Национальное агентство Природы, mzeqa.om@mail.ru

По тектоническому районированию исследуемая территория относится к: Рачинской и Западной зоне погружения, а также Центральной зоне воздымания (Гамкрелидзе, 2000). Верхнемеловые отложения данной территории первоначально были изучены Б. Ф. Меффертом (1928, 1931). Эти отложения он выделил как мтаварская свита или свита «Мтавари». Их распространение прослеживается по всей южной полосе Самегрело и Окриба. В состав этой свиты входят кирпично-красные, коричневые, желтовато-серые, базальтовые и порfirитовые эфузивы и их пирокластолиты (Надарейшили, 1980). Проявление вулканизма данной территории происходило на фоне карбонатной седиментации. Мощность ее изменялась от нескольких десятков до сотен метров. Вулканическая активность мела приурочена к альб-сеноманскому и турон-сантонскому времени. Первый был представлен: пирокластолитами, лабрадор-авгитовыми роговообманковыми, авгит-лабрадоровыми туфами. Вулканические процессы распространялись локально. Турон-сантонские породы были представлены базальтовыми туфами, мощность которых достигала до 500м. Масштаб распространения вулканических процессов был более обширным, чем альб-сеноманский. Одним из важных моментов являлась более точная датировка этих отложений и здесь немалую роль сыграли микропалеонтологические исследования (параллельно с макрофауной). Были изучены следующие разрезы: Годогани (г. Мартвили), Чешура, Шкмери (Рача), Цхалтубо, Цхункури (г. Цхалтубо), Ахалбедисеули, Горди (г. Хони).

Пачка 1. Коричневато-розовые туфогравелиты, прослеживаются прослойки розоватых известняков. В петрографических шлифах установлены пелитоморфные органические известняки. В них определены: *Marginotruncana pseudolinneiana*, *M. schneegansi*, *M. marginata*, *Dicarinella hagni*, *D. imbricata*, *Hedbergella delrioensis*, *Whiteinella archaeocretacea*, *Heterohelix reussi*, *H. globulosa*, *Globigerinelloides bentonensis*, а для верхней части пачки характерна

Marginotruncana coronata. Из бентосных *Stensioina exculta*, *Loeblichella sp.* В нижней части слоя также определены *Inoceramus lamarcki* (Гамбашидзе). Выделена зона *Marginotruncana pseudolinneiana*. Большая часть пачки датирована туроном. А верхняя часть - ранним коньком. Эта часть выделена в зону *Marginotruncana coronata*.

Слой 2. Коричневые туфопесчаники с прослойми красных и серых известняков. В шлифах обнаружен гидроксид железа. В них определяются *Inoceramus cf. sturmi*, морской еж *Micrester cortestuidinarium* (Гамбашидзе, 1979), *Marthasterites furcatus*. Из них впервые определены виды *Sigalitruccana sigali*, *M. renzi*, продолжают существовать *Marginotruncana pseudolinneiana*, *M. marginata*, *Dicarinella imbricata*, *Globigerinelloides bentonensis*, *Whiteinella archaeocretacea*, *Hedbergella delrioensis*, *Heterohelix reussi*, из бентосных форм установлены *Stensioina exculta*, *St. granulate granulate*, *Lenticulina sp.* Выделена зона *Sigalitruccana sigali* и *M. renzi*. Возраст пачки -поздняя часть раннего конька-нижняя часть позднего конька.

Слой 3. Пелитоморфные, светлорозовые, почти белые, толстослоистые мелоподобные известняки. В шлифах фиксируются карбонатные жилы. Низы подсвиты содержат *Micraster schroederi*, *Inoceramus barabini*, *In. decipiens* (Цагарели, 1954). Определены *Globotruncana arca*, *G. linneiana*, *Contusotruncana fornicata*, продолжают существовать *Marginotruncana marginata*, *Heterohelix reussi*, *H. globulosa* и множество мелких бентосных фораминифер. Выделена фораминиферовая зона *Globotruncana arca*, которая датируется ранним кампаном.

Слой 4. Светлосерые и белые, средне- и толстослоистые пелитоморфные известняки с прослойми зеленовато-серых мергелей и конкрециями серого кремня. В шлифах определяются отдельные карбонатные зерна. Слои содержат также белемнитов-*Belemnitella mucronata*, определены нанопланктоны формы: *Tetralithus aculeus* и *Tetralithus trifidus*.

Из фораминифер определены: *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncanita stuartiformis*, *Plano'heterohelix striata*. Продолжают существовать *Globotruncana arca*, *G. linneiana*, *Contusotruncana fornicata*, *Archaeoglobigerina spp.*, *Globigerinelloides spp.*, *Heterohelix reussi*. Пачка соответствует зоне *Globotruncana ventricosa*. Возраст - средний кампан.

Слой 5. Серые и светлосерые, пелитоморфные, толстослоистые известняки с черными кремнями. В них встречается множество обломков двукилевых планктонных фораминифер.

Изучение распространения планктонных фораминифер в верхнемеловых разрезах позволило выделить 5 комплексов:

I комплекс с *Marginotruncana schneegansi* и *M. pseudolinneiana*. Встречается вместе с зоной моллюсков *Inoceramus lamarcki* и *Tetralithus pyramidus* по нанопланктону, что соответствует верхнему турону.

II комплекс с *Marginotruncana coronata*. Появление зонального вида совпадает с первыми находками *Inoceramus sturmi* и охватывает интервал нижнего подъяруса конькского яруса.

III комплекс с *Sigalitruncana sigali* и *Marginotruncana renzi*. По своему стратиграфическому положению этот комплекс верхнеконьякского возраста, что подтверждается *Marthasterites furcatus* по нанопланктону.

IV комплекс *Globotruncana arca* соответствует слою *Micraster schroederi* по макрофауне и *Tetralithus aculeus* по нанопланктону.

V комплекс с *Globotruncana ventricosa*. По своему положению этот комплекс выходит на уровень среднего кампана и отвечает слою *Belemnitella mucronata*, а по нанопланктону частично *Tetralithus aculeus* и частично *Tetralithus trifidus*.

Верхнемеловые отложения Западной Грузии сложены нормально-морскими фациями и подразделяются на два комплекса: нижний комплекс слагается терригенными, туфогенными и карбонатно-терригенными породами (сеноман-нижний турон), в верхнем преобладают известняки с прослойями мергелей и с разноцветными кремнями (верхний турон-маастрихт). Процентное соотношение планктонных и бентосных фораминифер (П/Б) дает возможность судить о колебаниях глубины бассейна и удаленности береговой линии.

В начале сеномана количество ПФ составляет 95%. Массовое присутствие глауконита может происходить при температуре воды не ниже 15-17⁰C, на границе (или же вблизи нее) окислительно-восстановительной среды. В это время в морском бассейне обитали белемниты и иноцерамы, по раковинам которых были проведены исследования, позволившие судить о некоторых данных морского бассейна. Наибольшая температура приповерхностной воды сеноманского моря отмечена на изучаемой территории (21⁰C), а минимальная (17,5⁰C) определена по образцам из сеномана ущелья р. Цхенисцкали (Гамбашидзе, 1978). Число глубоководных таксонов (*Rotalipora*) не превышает 40%. Полученные данные указывают на то, что в этот период глубина бассейна была 100-120м.

Конец сеномана характеризуется обеднением комплекса планктонных фораминифер. Они однообразны и в основном представлены множеством мелких, однородных планктонных ПФ (96%). Бентосные составляют лишь 4%. В конце сеномана в пределах водной массы Крымско-Северокавказского палеобассейна возникли придонные обстановки дефицита кислорода, что привело к резкому обеднению комплексов фораминифер и вымиранию высокоспециализированных ПФ (Копаевич, Вишневская 2015). В начале туронского века ПФ (95%) число глубоководных таксонов составляло не менее 35-40%. Верхняя часть нижнего турона (планктонные и бентосные фораминиферы) характеризуется равномерным присутствием П/Б (55/45%). Судя по составу отложений (глауконитовые и туфогенные песчаники) и по комплексам фораминифер в туронском веке глубина бассейна не превышала 120м. С началом среднего турона наметилось общее погружение территории Грузии, что дало толчок новому тектоно-седиментационному циклу, длившемуся до конца кампана. Соотношение П/Б – 85/15%. В это время продолжала развиваться тропическая фауна (иноцерамы), а средняя температура этого времени колебалась в пределах 22-23⁰C. Начиная с конца коньяка происходило постепенное похолодание. Пограничные сантон-

кампанские отложения охарактеризованы бедными в таксономическом отношении комплексами ПФ, так как разнообразие группы «marginotruncaids» сократилось, а «globotruncanids» развивались постепенно. Кампан-маастрихтский этап охарактеризован обстановками относительно глубоководного открытого морского бассейна, причем максимальные глубины его существовали на протяжении середины кампанского века. Средний маастрихт характеризовался незначительными глубинами. Об этом свидетельствуют низкие значения П/Б, не более 15-20%. Температура среды обитания (по иноцерамам) из мелководных участков колебалась в пределах 17-20⁰С. В конце маастрихта количество БФ составляло 70/30%. Средняя температура (по брахиоподам) из литоральной зоны - 24-26⁰С.

Литература

1. Гамбашидзе Р.А. Стратиграфия верхнемеловых отложений Грузии и смежных с ней областей Азербайджана и Армении. Из-во «Мецниереба», Тбилиси, 1979. Стр. 340.
2. Гамбашидзе Р.А., Ясаманов Н.А. О некоторых особенностях палеогеографии позднего мела Кавказа. М.: Доклады АН СССР, т 235, №6, 1980
3. Гамкрелидзе И.П. В нов о тектоническом расчленении территории Грузии. Сб. тр. Института Геологии. Тбилиси. 2000. Стр. 204-208.
4. Надарейшвили Г.Ш. Меловой вулканизм и Транскавказское поперечное поднятие. Тезисы докладов V Все. Сообщ. I сим. «Мезо-кайнозойский вулканизм и связанные с ним полезные ископаемые. Мецниереба, Тбилиси. 1980.
5. Копаевич Л.Ф. Вишневская В.С. Палеоокеанография Крымско-Северокавказского бассейна в позднем мелу (на основе анализа комплексов фораминифер и радиолярий). Палеонтологическое общество. LXI сессия. Санкт-Петербург. 2015. Стр. 52-54.
6. Мефферт Б.Ф. Геологические исследования в Рачинском уезде Западной Грузии. Тр. ГГРУ. Вып. 60. Тбилиси. 1928.
7. Мефферт Б.Ф. Геологические исследования в Мегрелии. Тр. ГГРУ. Вып. 64. Тбилиси. 1931
8. Цагарели А.Л. Верхний мел Грузии. Тр. Ин-та Геологии и минералогии. АН ГССР. 1954. Монография.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА ЕРАВНИНСКОЙ ПОДЗОНЫ УДИНО-ВИТИМСКОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

О.Р. Минина, В.С. Ланцева
ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, minina@ginst.ru

Еравнинская подзона рассматривается в составе Удино-Витимской островодужной системы (УВОС) [3, 4]. В ее строении традиционно выделяются олдындинская (ϵ_1), химгильдинская (ϵ_{1-2}) и истаинская (ϵ_3-O_1) свиты [2, 4 и др.]. В результате исследований последних лет показано, что в пределах подзоны локализованы три структурно-формационных комплекса: каледонский ($\epsilon-O_2$), раннегерцинский (S_2-C_1) и позднегерцинский (C_2-P_1) [6, 8].

Каледонский комплекс представлен дифференцированными вулканитами и известняками олдындинской свиты в составе двух подсвит (мощность до 1600 м). Нижняя подсвита представлена биогермными известняками и туфово-тефроидной толщей дацитов и андезитов с прослоями грубых вулканомиктов. По комплексам археоциат, трилобитов и водорослей свита соответствует атдабанскому, ботомскому и отчасти тойонскому ярусам нижнего кембрия [7]. Вулканиты имеет возраст 529 ± 3 и 530.8 ± 2.6 млн л, что отвечает нижнему кембрию. Верхняя подсвита сложена вулканитами андезит-дацит-риолитового ряда, смешанными с вулканомиктами. Возраст вулканитов определен в 517 ± 4.4 - 466 ± 4.8 млн л и соответствует тойонскому ярусу кембрия – среднему ордовику [5, 8]. Вулканиты олдындинской свиты представляют собой дифференцированную вулканическую серию от базальтов до риолитов. По геохимическим характеристикам принадлежат к островодужным магматическим образованиям [5, 8]. Олдындинская островодужная серия формировалась в широком интервале ранний кембрый – средний ордовик [5, 8].

Раннегерцинский комплекс формируется на каледонском складчатом основании и включает два элемента [1, 4, 6, 8].

Нижний ($s_2 - d_3$) элемент. Озернинская толща, мощностью более 900 м, трансгрессивно налегает на нижнепалеозойские вулканиты (529 млн лет). Включает две подтолщи. Нижнеозернинская подтолща сложена полимиктовыми песчаниками с прослоями конгломератов и гравелитов, верхнеозернинская представлена переслаивающимися кремнисто-углисто-глинистыми сланцами, известняками, алевролитами и песчаниками. Толща датирована поздним силуром - поздним девоном (ранним франом) по комплексу органических остатков (конодонты, тентакулиты, водоросли мшанки, цефалоподы, строматопороиды, кораллы, миоспоры) [1, 6]. Исташинская свита (около 900 м) представлена переслаиванием алевритистых известняков, песчаников, алевролитов и железисто-глинисто-карбонатных сланцев. Позднедевонский, раннефранский, возраст ее определяется по конодонтам, мшанкам, водорослям, миоспорам, [1, 6].

Верхний ($d_3 - c_2'$) элемент. Химильдинская свита (более 1600 м), включает нижнюю, конгломерато-песчаниковую и верхнюю, песчаниково-алевролитовую подсвиты. Позднедевонско - раннекаменноугольный возраст отложений определен по присутствию конодонтов, водорослей, строматопороидей, миоспор [1, 6, 8]. Ульзутуйская толща, общей мощностью более 650 м, имеет двучленное строение. Нижнеульзутуйская подтолща сложена переслаиванием известняков, туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, известковистых туффитов, туфов смешанного состава, с прослоями вулканитов (дацитов, андезибазальтов, базальтов). Верхнеульзутуйская подтолща представляет собой микстит-олистостромовый комплекс. В ее составе присутствуют многочисленные прослои и линзы разнообломочных конглобрекций, крупные олистолиты нижнепалеозойских известняков и вулканитов. Матрикс микститового комплекса сложен пестроцветными карбонатно-терригенными породами. Палеонтологическая характеристика ульзутуйской толщи (конодонты, тентакулиты, строматопороиды, водоросли,

мшанки, высшие растения, миоспоры) определяет ее стратиграфическую принадлежность верхнему девону - турнейскому ярусу нижнего карбона [6, 8]. Кыджимитская толща (1500 м) также включает две подтолщи. Нижнекыджимитская подтолща представлена ритмичнослоистыми вулканомиктовыми песчаниками, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами, туфами, верхнекыджимитская – тефrotурбидитами кислого и смешанного составов, туфами кислого состава с горизонтами туфоконгломератов, туфогравелитов и ритмичным чередованием туффитов, туфоаргиллитов, пепловых туфов с линзами известняков. Содержит прослои и субвулканические тела базальтов, андезитов, дацитов и риолитов. Фаменско-серпуховский возраст толщи определен по комплексу органических остатков [6,8]. Вулканиты в составе кыджимитской и ульзутуйской толщ представлены умеренно- и высококалиевые базальтами и дацитами. Базальты относятся к толеитовой, а дациты к известково-щелочной сериям. Уровень концентрации высокозарядных элементов (nb , ti) образует типичные для надсубдукционного вулканизма отрицательные аномалии [5, 8].

Нижний элемент раннегерцинского комплекса отражает постскладчатую пенепленизацию региона и становление карбонатно-терригенного шельфового чехла. Отметим, что формирование последнего по времени совпадает с девонским импульсом раскрытия монголо-охотского бассейна [9]. Верхний элемент представлен эфузивно-туфово-терригенной толщей, связанной с субдуктивным процессом, широко проявленным в пределах этого бассейна.

Позднегерцинский комплекс включает средне-верхнекаменноугольные терригенные отложения ауглейской свиты, вулканиты сурхебтинской толщи и суховской свиты, габброиды суховского комплекса, и пермские вулканиты тамирской свиты [3, 4, 6, 8 и др.]. Верхнепалеозойские вулканиты образуют единую ассоциацию с гранитами и являются составной частью трансрегионального Селенгино-Витимского вулкано-плутонического пояса [3, 10 и др.].

Ярусное строение Еравнинской подзоны обусловлено последовательным наложением разновозрастных структурно-формационных комплексов, разделенных четкими поверхностями структурных несогласий.

В палеозое подзона представляла собой длительно живущую активную континентальную окраину. Каледонский (E-O) комплекс был связан с развитием Забайкальского, а два других, раннегерцинский ($\text{S}_2?-\text{C}_2^1$) и позднегерцинский (C_2-P_1) – с соответствующими по времени этапами Монголо-Охотского бассейнов [6, 8].

Исследование выполнено в рамках государственного задания ГИН СО РАН по проекту IX.124.1.3, номер гос. рег. АААА-А17-117011650013-4, а также при финансовой поддержке РФФИ, грант № 18-05-00234.

Литература

1. Аристов В.А., Катюха Ю.П., Минина О.Р., Руженцев С.В. Стратиграфия и конодонты палеозоя Удино-Витимской складчатой системы (Забайкалье) // Материалы совещания: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-

- Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту). Т. 1. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. С. 24–26.
2. Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. – Новосибирск: Наука, 1977. – 134 с.
 3. Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозойд складчатого обрамления Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 53–70.
 4. Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И. и др. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифе – палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.
 5. Ланцева В.С. Вулканализм Удино-Витимской зоны каледонид Западного Забайкалья (состав, возраст, геодинамические условия формирования). Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 2014. 19 с.
 6. Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С., Аристов В.А., Наугольных С.В., Куриленко А.В., Ходырева Е.В. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье). Геотектоника. 2016. №3. С. 63–84.
 7. Постников А.А., Журавлева И.Т., Терлеев А.А. Стратиграфия кембрийских отложений Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье). Геология и геофизика. 1997. N 3. С. 30–41.
 8. Руженцев С.В. Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.
 9. Руженцев С.В., Некрасов Г.Е. Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) // Геотектоника. 2009. № 1. С. 39–58.
 10. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геотектоника. 1997. № 5. С. 18–32.

ВОЗНИКНОВЕНИЕ КАЛЬЦИТОВЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЧЕЛЮСТНОМ АППАРАТЕ ГОЛОВОНОГИХ МОЛЛЮСКОВ

А.А. Мироненко

Геологический институт РАН, Москва, Россия; paleometro@yandex.ru

Все современные головоногие моллюски обладают замечательно развитым челюстным аппаратом («клювом»), состоящим из двух челюстей (верхней и нижней) и расположенной между ними радулы. Несмотря на различия в форме и размерах, в целом у всех ныне живущих головоногих челюсти устроены сходным образом: каждая челюсть состоит из двух органических (хитиновых) пластин — наружной и внутренней, соединяющихся в заостренной передней части. Однако, если у представителей подкласса Coleoidea (к ним относятся все головоногие с внутренней раковиной: кальмары, осьминоги, каракатицы и спирюлы) челюсти состоят исключительно из органического вещества, то у последних доживших до наших дней головоногих

с наружной раковиной (подкласс *Nautiloidea*), относящихся к родам *Nautilus* и *Allonautilus*, кончики челюстей дополнительно усилены можными кальцитовыми элементами (Saunders et al. 1978). Такие кальцитизированные кончики верхней челюсти наутилусов именуются ринхолитами, а нижней челюсти – конхоринхами.

Так как наутилоиды – самый древний из подклассов цефалопод (они появились в кембрии, в то время как *Coleoidea* возникли в карбоне, а третий, вымерший подкласс *Ammonoidea* – в девоне) и именно у современных наутилоидей в клювах есть кальцитовые элементы, возникло предположение, что такой вариант челюстей был исходным для головоногих моллюсков. Повреждения на панцирях ордовикских и силурийских трилобитов и раковинах брахиопод неоднократно интерпретировались как следы мощных клювов древних наутилоидей, усиленных кальцитовыми ринхолитами (Rudkin 1985; Babcock 2003). Однако, судя по имеющимся на сегодняшний день в распоряжении палеонтологов данным, ринхолиты и конхоринхи возникли у наутилоидей значительно позже, а в целом кальцитовые элементы несколько раз независимо появлялись в челюстях различных цефалопод.

Древнейшие кальцитовые элементы, которые, скорее всего, относятся к челюстному аппарату цефалопод, известны из нижнего силура (эпоха Лландовери, телический век). Это кальцитовые пластинки *Aptychopsis*, первоначально считавшиеся панцирями ракообразных. В конце 70-х годов XX века было доказано (Turek 1978), что *Aptychopsis* принадлежал наутилоидям отряда *Orthocerida*. Относительно функций аптихопсиса мнения исследователей разделились: одни считали его крылечкой, закрывавшей устье раковины (Turek 1978; Holland et al. 1978), в то время как другие полагали, что это примитивный челюстной аппарат (Dzik 1981; Zakharov, Lominadze 1983). Сходство аптихопсиса с аптихами мезозойских аммонитов, которые также изначально рассматривались как крылечки, но потом оказались нижней челюстью, а также отсутствие находок ископаемых челюстей современного типа в отложениях древнее девона свидетельствуют в пользу второй версии: аптихопсис является примитивной стадией развития челюстей цефалопод (подробнее см. Мироненко 2018). Распространение *Aptychopsis* ограничивается силуром, вероятно, это был единственный случай минерализации челюстей у палеозойских головоногих.

В следующий раз в истории цефалопод кальцитовые элементы возникли в анизийском веке среднего триаса у представителей отряда *Nautilida* (Riegraf, Moosleitner 2010). Именно к этому отряду относятся дожившие до наших дней наутилусы. Среднетриасовые ринхолиты и конхоринхи являются древнейшими известными на сегодняшний день подобными кальцитовыми образованиями, при этом их форма очень сходна с формой ринхолитов и конхоринхов современных наутилид.

Новый этап минерализации челюстей у головоногих моллюсков начался в ранней юре и затронул представителей подкласса *Ammonoidea*. У аммоидей, начиная с позднего девона, известны хорошо развитые челюсти (Klug et al. 2016), которые до начала юры оставались полностью органическими. В синемюрском веке ранней юры у некоторых аммоидей поверхность нижней

челюсти покрылись тонким кальцитовым слоем (Tanabe et al. 2015). Из отложений следующего — плинсбахского века известны первые находки ринхолитов нового типа, заметно отличающихся от ринхолитов наутилид. Такие ринхолиты стали многочисленными в юрских и меловых отложениях, но исчезли из палеонтологической летописи на рубеже мела и палеогена, одновременно с вымиранием аммоидей и, вероятнее всего, принадлежали именно этим головоногим (Riegraf, Moosleitner 2010). Древнейшие сохранившиеся целиком челюсти аммоидей с ринхолитами и конхоринхами описаны из верхов байоса (Mironenko, Gulyaev 2018), но судя по находкам отдельных кальцитовых элементов, они появились в плинсбахе.

В тоарском веке у аммоидей семейства *Hildoceratidae* возник новый, аптиховый тип челюстного аппарата. Нижние челюсти этого типа (аптихи) состояли из двух зеркально-симметричных створок, соединенных гибкой связкой. Поверхность створок была покрыта слоем кальцита. Пока еще не ясно, произошел ли этот кальцитовый слой от аналогичного слоя на челюстях предков хильдоцератид или появился независимо. В дальнейшем в ходе эволюции аптихов возникло множество их различных морфотипов, отличавшихся строением кальцитового слоя. При этом, некоторые типы юрских аптихов состояли из трех слоев кальцита, имевших различное строение, в то время как аптихи мелового возраста были преимущественно двухслойными. Подобное различие привело к предположению о независимом появлении в мелу аптихов с двухслойными кальцитовыми элементами (Kruta et al. 2009). Однако, эта гипотеза была опровергнута: оказалось, что один из самых распространенных вариантов юрских аптихов, *Praestriaptynchus*, также имеет двухслойное строение кальцитовой части, практически идентичное таковому у меловых аптихов (Mironenko 2018).

Тип элемента	Таксон	Время существования
Кальцитовые пластины <i>Aptychopsis</i>	<i>Nautiloidea</i> , <i>Orthocerida</i>	Силур, с эпохи Лландовери, телический век – по эпоху Лудлоу, гортский век
Ринхолиты и конхоринхи	<i>Nautiloidea</i> , <i>Nutilida</i>	Со среднего триаса (анизийский век) – по настоящее время
Кальцитовый слой аптихов	<i>Ammonoidea</i> , <i>Ammonitida</i> (<i>Asteroceras</i> , <i>Arnioceras</i> , <i>Promicroceras</i>)	Ранняя юра, достоверно синемюрский век – предположительно по тоарский век.
Ринхолиты и конхоринхи, ринхаптиховый тип челюсти	<i>Ammonoidea</i> , <i>Ammonitida</i> , <i>Lytoceratina</i> , <i>Phylloceratina</i>	С ранней юры, плинсбахский век – по конец позднего мела, маастрихтский век или по начало палеогена, датский век.
Кальцитовые пластины аптихов	<i>Ammonoidea</i> , <i>Ammonitida</i> , <i>Ammonitina</i> , <i>Ancyloceratina</i>	С ранней юры, тоарский век – по начало палеогена, датский век.

Таким образом, история возникновения кальцитовых элементов в челюстях головоногих моллюсков закончилась в ранней юре – в дальнейшем они эволюционировали, усложнялись и исчезали, но новых вариантов уже не возникало. Также маловероятно, что они появятся в будущем, поскольку у колеоидей кальцитовые элементы челюстей по каким-то причинам никогда не возникали.

Исследование поддержано грантом РФФИ № 18-05-01070.

Литература

1. Мироненко А.А. Aptychopsis и проблема возникновения челюстного аппарата у головоногих моллюсков // Современные проблемы изучения головоногих моллюсков. Морфология, систематика, эволюция, экология и биостратиграфия. Вып. 5. Материалы совещания (Москва, 29-31 октября 2018г.); под ред. Т.Б. Леоновой, И.С. Барского, В.В. Митта. – М.: ПИН РАН, 2018. – 124 с.
2. Babcock L.E. Trilobites in Paleozoic predator-prey systems, and their role in reorganization of early Paleozoic ecosystems // Predator—prey interactions in the fossil record. Springer, Boston, MA, 2003. pp. 55-92.
3. Dzik J. Origin of the Cephalopoda // Acta Palaeontologica Polonica, 1981, vol.26 (2), pp. 161-192.
4. Holland B., Stridsberg S., Bergstrom J. Confirmation of the reconstruction of Aptychopsis // Lethaia, 1978, vol.11, pp. 144.
5. Klug C., Frey L., Korn D., Jattiot R., Rücklin M. The oldest Gondwanan cephalopod mandibles (Hangenberg Black Shale, Late Devonian) and the midPalaeozoic rise of jaws. // Palaeontology, 2016, vol. 59(5), pp. 611-629.
6. Kruta I., Rouget I., Landman N.H., Tanabe K., Cecca F. Aptichus microstructure in Late Cretaceous Ancyloceratina (Ammonoidea). // Lethaia, 2009, vol. 42, pp. 312–321.
7. Mironenko A.A. Microstructure of aptychi of Upper Jurassic (Upper Oxfordian) ammonites from Central Russia. // Lethaia, 2018, vol. 51, pp. 75–85.
8. Mironenko A., Gulyaev D. Middle Jurassic ammonoid jaws (anaptychi and rhynchaptynchi) from Dagestan, North Caucasus, Russia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2018, vol. 489, pp. 117-128.
9. Riegraf W., Moosleitner G. Barremian rhyncholites (Lower Cretaceous Ammonoidea: calcified upper jaws) from the Serre de Bleyton (Département Drôme, SE France) // Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien. Serie A, 2010, pp. 627-657.
10. Rudkin D.M. Exoskeletal abnormalities in four trilobites // Canadian Journal of Earth Sciences, 1985, vol. 22(3), pp. 479-483.
11. Saunders B., Spinosa C., Teichert K., Banks R.C. The jaw apparatus of Recent Nautilus and its palaeontological implications // Palaeontology, 1978, vol. 21(1), pp. 129-141
12. Tanabe K., Kruta I., Landman N. H. Ammonoid buccal mass and jaw apparatus // Ammonoid paleobiology: From anatomy to ecology. Springer, Dordrecht, 2015. pp. 429-484.
13. Turek V. Biological and stratigraphical significance of the Silurian nautiloid Aptychopsis // Lethaia, 1978, vol.11(2), pp. 127-138.
14. Zakharov Y.D., Lominadze T.A. New data on the jaw apparatus of fossil cephalopods // Lethaia, 1983, vol. 16 (1), pp. 67-78.

ПАНЦИРНЫЕ РЫБЫ СЕМЕЙСТВА BOTHRIOLEPIDIDAE COPE
(ANTIARCHI) ИЗ БИЛОВСКОГО МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ФАМЕНСКИХ
ИСКОПАЕМЫХ (ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ГЛАВНОГО ДЕВОНСКОГО ПОЛЯ)

С.В. Молошников¹, В.В. Линкевич²

¹Музей землеведения МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
molsergey@rambler.ru; ²Андреапольский краеведческий музей им. Э.Э.
Шимкевича, Андреаполь, Россия, linkevichvalerij@rambler.ru

Биловское местонахождение (р. Малый Тудер, окрестности д. Билово, Тверская область) – одно из богатейших местонахождений фаменских беспозвоночных и позвоночных в восточной части Главного девонского поля (далее ГДП). В нем в отложениях биловской свиты, сопоставляемой с лебедянским горизонтом среднего фамена и сложенной карбонатными и глинистыми породами [Саммет, 1971, 1973; Решение..., 1990; и др.], встречены многочисленные остатки брахиопод, двустворчатых, головоногих, брюхоногих моллюсков и других беспозвоночных, а также рыб [Геккер и др., 1935; Lukševičs, 2001; Молошников, Линкевич, 2017а, б, 2019а, б, 2020; и др.]. В нижней части разреза в окрестностях д. Билово обнажается и верхняя часть нижележащей тудерской свиты, относимой к елецкому горизонту нижнего фамена [Решение..., 1990]. Над карбонатной серией пород биловской свиты (видимая мощность 3-4 м) по берегам реки вскрывается толща голубовато-серых глин (видимая мощность около 4 м). О.А. Лебедев с соавторами [2019] отнесли ее к льнянской свите (оптуховский и плавский горизонты). Однако по данным Э.Ю. Саммета [1971, с. 240] в скв. 10-Билово отложения биловской свиты перекрываются непосредственно четвертичными образованиями. Мощность же самой свиты в этой скважине достигает 18 м, а ее отложения содержат довольно мощные (до 7 м) толщи известковистых голубовато-серых глин. Во время полевых работ авторов в 2019 г. не удалось подтвердить присутствие отложений льнянской свиты в окрестностях д. Билово. Ботриолепидиды, остатки которых были обнаружены в глинистой толще, схожи с таковыми из карбонатной серии. В отложениях же льнянской свиты присутствуют остатки ботриолепидид с типичной ячеистой скульптурой, предварительно определенные как *B.* cf. *B. ciecere* Lyarskaja in Lyarskaja et Savvaitova [Молошников, Линкевич, 2019б]. Они были встречены в другом местонахождении Тверской области у д. Мякишево на р. Большой Тудер. Учитывая все это, в настоящей работе мощная глинистая толща, залегающая над карбонатной серией в окрестностях д. Билово, включается в состав биловской свиты; присутствие отложений льнянской свиты в этом местонахождении требует дальнейшего уточнения и подтверждения.

В биловском ихтиокомплексе доминируют антиархи, принадлежащие семейству Bothriolepididae Соре. Представители этого семейства широко распространены в верхнем девоне Восточно-Европейской платформы; их остатки часто используются при биостратиграфических исследованиях и построении зональных шкал [Ivanov, Lukševičs, 1996; Esin et al., 2000;

Молошников, 2014; и др.]. В биловском местонахождении обнаружены антиархи *Livnolepis heckeri* (Lukševičs), *Bothriolepis* sp., а также пластины и их фрагменты неопределенных ботриолепидид.

Остатки *L. heckeri* в биловской свите многочисленны. Первоначально они собирались из осыпи и были условно привязаны к этой свите (Lukševičs, 2001; Молошников, Линкевич, 2017а, б; и др.). Полевые работы, проведенные в 2019 г., позволили уточнить их стратиграфическое положение. Они были встречены непосредственно как в карбонатных, так и глинистых слоях биловской свиты. Предварительно этот вид был определен как *Bothriolepis* n. sp. [Геккер и др., 1935], а в последствии назван Э.В. Лукшевичем [Lukševičs, 2001] в честь Р.Ф. Геккера и описан по трем экземплярам как *Bothriolepis heckeri*; типовая коллекция хранится в Палеонтологическом ин-те им. А.А. Борисяка (далее ПИН РАН). С 2011 г. сотрудниками Андреапольского краеведческого музея им. Э.Э. Шимкевича (далее КМА) осуществляются регулярные сборы ископаемых остатков из биловского местонахождения; в последние годы работы проводились совместно с сотрудниками МГУ им. М.В. Ломоносова и ПИН РАН. В настоящее время в Андреапольском музее собрана большая коллекция антиарх из биловского местонахождения. На основе изучения нового материала, показавшего большое сходство *B. heckeri* с *Livnolepis zadonica* (Н.Оbrucheva) из нижнего фамена Центрального девонского поля (далее ЦДП) [Moloshnikov, 2008], этот вид был отнесен к роду *Livnolepis* Moloshnikov [Молошников, Линкевич, 2017а, б]. Для *L. heckeri* известны кости всей черепной крыши и почти всего туловищного панциря, а также пластины проксимального сегмента грудного плавника. Некоторые кости представлены разными возрастными стадиями. Судя по обнаруженным пластинам взрослых особей (например, laterale КМА/HB/5184), *L. heckeri* обладал сравнительно крупным и высоким панцирем, черепная крыша которого достигала в длину 12-13 см. Спинная стенка его туловищного панциря несет относительно высокий срединный спинной гребень и могла достигать в длину 25 см. Скульптура наружной поверхности костей взрослых особей *L. heckeri* бугорчатая. Бугорки крупные с округлой вершиной, на некоторых костях могут быть уплощенными; обычно бугорки хорошо обособлены друг от друга, но могут и плотно примыкать друг к другу, например, на некоторых туловищных костях. Наружная поверхность костей молодых особей (например, laterale, экз. № КМА/HB/5182; anterior medio-dorsale, экз. КМА/4049; mixilaterale, экз. КМА/HB/5175) несет ячеистый орнамент, который местами переходит в бугорчато-ребристый и бугорчатый. Вентральная стенка туловищного панциря и кости грудного плавника покрыты преимущественно ячеистым орнаментом, в узлах ячеек развиты бугорки и валики, образованные слившимися бугорками.

В глинистых отложениях биловской свиты, залегающих над карбонатной серией, были обнаружены пластины туловищного панциря антиарха, предварительно определенного как *Bothriolepis* sp. Этот ботриолепис обладал крупным уплощенным панцирем (длина спинной стенки туловищного панциря, по-видимому, могла достигать 25-30 см), лишенным срединного спинного гребня, что резко отличает его от *L. heckeri*. Только в задней части posterior

medio-dorsale этого антиарха несет хорошо выраженное срединное спинное ребро. По своим размерам и форме задних среднеспинных костей *Bothriolepis* sp. из Билово отличается от других фаменских ботриолепидид ГДП. Его задние среднеспинные кости более широкие и менее длинные, чем таковые у *B. leptochera* Traquair, *B. jani* Lukševičs, *B. ornata* Eichwald и *B. ciecere* Lyarskaja in Lyarskaja et Savvaitova. От последних двух видов, пластины панциря которых имеют ячеистый орнамент наружной поверхности, он также отличается бугорчато-гребенчатым орнаментом костей; от *B. jani* – также большими размерами. Крупные широкие posterior medio-dorsalia с широкими передними отделом и краем отличают его и от фаменский ботриолепидид ЦДП – *B. sosnensis* Moloshnikov и *B. cf. B. leptochera* Traquair [Moloshnikov, 2008].

B. sosnensis рассматривается Э.В. Лукшевичем с соавторами [Lukševičs et al., 2017] в качестве подвида *B. leptochera*. Однако признаки, по которым различают подвиды внутри вида, нередко совпадают с признаками, по которым отличаются виды этого рода. Многие виды ботриолеписов по многим морфологическим признакам схожи друг с другом. Использование подвидов сильно усложнит построение системы этого рода, а многие виды в такой системе должны будут рассматриваться в качестве подвидов. Так, например, *B. ciecere* незначительно отличается от *B. ornata* [см. сравнения в Лукшевич, 1991; Lukševičs, 2001] и, скорее всего, в подобной системе должен будет рассматриваться в качестве подвида последнего. Не понятен будет систематический статус *B. gigantea* Traquair и *B. maxima* Gross и многих других очень похожих видов. Кроме того, ботриолепидиды – группа с очень большой индивидуальной и возрастной изменчивостью элементов экзоскелета, что наблюдается у видов, известных по большим выборкам. В связи с этим использование подвидов внутри видов ботриолеписов представляется не целесообразным, т.к. значительно усложняет и запутывает построение и без того сложной системы рода *Bothriolepis*, включающего в настоящее время чуть менее ста видов.

По размерам и гребенчато-буторчатому орнаменту задних среднеспинных костей *Bothriolepis* sp. из биловского местонахождения напоминает *Bothriolepis maxima* Gross из франских отложений ГДП [Gross, 1933; Gross in Stensiö, 1948; Lukševičs, 2001]. В фамене (отложения елецкого горизонта) этого субрегиона ранее уже были встречены пластины, определенные как *Bothriolepis cf. B. maxima* Gross [Саммет, 1971; Вербицкий и др., 2012]. Однако от *B. maxima* биловский *Bothriolepis* sp. отличается формой задней среднеспинной кости, а также особенностями строения ее внутренней поверхности: у *Bothriolepis* sp. из Билово практически не выражено губчатое поле спереди от длинной заднейentralной воронки, участок кости позади этой воронки очень короткий, заднее поперечное туловищное ребро выражено очень слабо. По размерам *Bothriolepis* sp. из Билово сопоставим с шотландским *B. gigantea* Traquair [Miles, 1968], но отличается от него более широким отделом задних среднеспинных костей, слаборазвитым срединным спинным ребром на наружной поверхности posterior medio-dorsalia, а также рядом особенностей строения внутренней стороны этих костей. По размерам, форме задней

среднеспинной кости и ее внутреннему строению биловский *Bothriolepis* sp. также схож с *B. rex* Downs et al. из франа Канады [Downs et al., 2016]. Однако плохая сохранность задних среднеспинных костей у этого вида и присутствие в коллекции биловских антиарх только этих костей *Bothriolepis* sp. не позволяет сравнивать виды более подробно.

Материалы, собранные из биловского местонахождения, существенно дополняют данные по позднедевонским ботриолепидам ГДП. Сходство биловских ботриолепидид с фаменскими ботриолепидидами ЦДП позволяет использовать их остатки при палеобиогеографических построениях и корреляции фаменских отложений субрегионов Восточно-Европейской платформы.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ АЛАДИНСКОЙ СВИТЫ СРЕДНЕГО РИФЕЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Е.С. Носкова¹, Г.В. Агафонова^{1,2}

¹ФГБУ «ВНИГНИ», Москва, Россия, noskova@vnigni.ru;

²МГРИ им.С.Орджоникидзе, agafonovagalina@inbox.ru

Крупнейшие месторождения УВ Восточной Сибири связаны с рифейскими трещиноватыми и кавернозными карбонатными породами.

В восточной части Енисейского кряжа наиболее полные разрезы среднего и верхнего рифея объединены в сухопитскую, тунгусиковую и осянскую серии.

В представленной работе рассмотрены макро- и микроструктуры в доломитах аладыинской свиты, завершающей разрез сухопитской серии среднего рифея. Авторы проводили полевые исследования, в результате которых были получены новые данные о строении и структурно-текстурных признаках аладыинской свиты. Эти материалы позволили предложить новую модель формирования зон развития кавернозности в рифейских карбонатах.

Аладыинская свита распространена в пределах Иркинеевского выступа, Ангаро-Питского синклиниория и в юго-восточной части Татарского антиклиниория, известна на севере Енисейского кряжа. Повсеместно свита залегает согласно, без следов размыва. Нижняя граница проводится по смене пестро окрашенных глинистых известняков темно-серыми доломитизированными разностями [4]. Сверху доломиты аладыинской свиты перекрываются с несогласием глинистыми, алевритисто-глинистыми толщами красногорской свиты тунгусикской серии верхнего рифея. Мощность аладыинской свиты изменяется от 500 м в бассейне р.Иркинеевой до 800 м в районе скалы Потоский Бык. Севернее, вдоль р.Б.Пит, разрезы сокращаются до 150 -200 м.

Свита сложена доломитами, от темно-серых часто полосчатых до светло-серых сахаровидных, содержащих частые прослои (до 25 м мощности) и линзы брекчированных метадоломитов. Традиционно карбонатные брекчии

рифейских пород рассматривались как седиментационные брекчии обрушения и синседиментационные брекчии взламывания.

Полевые исследования на левобережье реки Иркиннеева позволили изучить зону надвига в нижней части аладынской свиты и связанные с ней пачки брекчированных пород, граничащих с толщей полосчатых доломитов. В указанном обнажении длиной около 600 м на тонкослоистых известняках свиты карточки последовательно залегают две пачки доломитов аладынской свиты.

Нижняя пачка представлена доломитами серыми среднеплитчатыми неотчетливо тонко волнисто слоистыми слабо измененными тектоническими процессами с прослойями и линзами кремней до 2-3 см в верхней части и жилами кальцита мощностью первые сантиметры. Мощность пачки 40 м.

Верхняя пачка представлена карбонатным тектоническим меланжем мощностью не менее 100 м, развитому по пластовым строматолитам. Границей между пачками служит поверхность локального надвига, развитого согласно напластованию.

Нижняя часть меланжа представлена слоями тектонических карбонатных брекчий различного типа. Ближе к надвигу располагается рассыпчатая брекчия с неперемещенными обломками в первые сантиметры, далее доломитовая брекчия связная (катаизит) среднеплитчатая, плотная крепкая серая, местами красноватая. Выше следует слой связной брекчии, в которой в однородном микритовом матриксе находятся обломки (до 30%) первичной породы, практически не измененной и жильных включений. Встречаются отдельные каверны размером от первых миллиметров до первых сантиметров, приуроченные к обломкам жильного доломита. Толщина прослоев от 0,4 м до 1,2 м.

С тектоническим несогласием выше залегает слой, в котором резко возрастает количество обломков первичной породы и жильных включений – от 50% до 80%, увеличивается количество изогнутых стилолитовых швов и трещин, разделяющих его на «чечевицообразные» наклонные сегменты мощностью 1,5-2,0 м.

Верхняя часть меланжа отделяется от нижележащих брекчированных пород четко выраженным уступом, представлена доломитами полосчатыми с прослойями и линзами доломитов брекчированных. Полосчатость обусловлена чередованием светлых крупнокристаллических и темно-серых мелкокристаллических разностей доломита. Светлые разности являются жильными образованиями, с ними связаны многочисленные зоны развития кавернозности, приуроченные, главным образом, к участкам изгиба слоев. Толща полосчатых доломитов протягивается вдоль западной части обнажения почти на двести метров, мощность составляет не менее 100 м.

Подробное описание разреза и результатов микроскопического изучения нижней части верхней пачки (брекчированных прослоев) были приведены в опубликованных тезисах и докладывались на конференциях [2, 3].

В соответствии с современными взглядами [5], субгоризонтально залегающие карбонатные жилы возникают в толщах с контрастными механическими свойствами пород в условиях продольного сжатия. Одинаковый

химический состав микритовых и жильных карбонатов подтверждает механизм тектонической рекристаллизации.

На макроуровне и в шлифах изучены кинематические индикаторы, указывающие на прогрессирующую деформацию в жилах. Это согласно вращающиеся микроблоки, цепочки будин, волокнистые агрегаты вдоль границ жил, конгруэнтные ступени, морфология кристаллов доломита различных стадий роста, эшелонированные кулисные структуры.

На макроуровне деформационные процессы подтверждаются во всех слоях изученного разреза. Тектонические брекции меняют свой облик с удалением от надвига, в пограничном с полосчатыми доломитами слое присутствуют обломки жил, их количество увеличивается с удалением от разлома. В толще полосчатых доломитов определяются прямолинейные участки с синтаксиальными жилами и участки изгиба с антитаксиальными жилами, как правило субизометричные по форме, часто кавернозные. Широко развиты стилолитовые швы преимущественно нормально расположенные к поверхностям напластования, микровзбросы и микронадвиги, а также наклонные складки с осями, ориентированными 30° к слоистости.

Таким образом, брекции аладьинской свиты на изученном участке являются тектоническими и приурочены к локальному надвигу, согласному со слоистостью. Надвиг, с примыкающими пачками брекций, ограничивает толщу полосчатых доломитов, обломки которых участвуют в составе смежных брекций. Субгоризонтально залегающие карбонатные жилы являются показателем кинематической обстановки горизонтального сжатия. Проведенные исследования показали тектоническую природу различных типов доломита в изученном разрезе, который первоначально был представлен пластовыми строматолитами, характерными для нижней части рифея [1].

Сделанный вывод важен для литолого-стратиграфических построений, реконструкций истории развития региона и прогноза нефтегазоперспективных объектов.

Литература

1. Вараксина И.В., Хабаров Е.М. Микроструктуры, литологические ассоциации и условия образования рифейских строматолитов Байкитской антеклизы (запад Сибирской платформы) //Литосфера. – 2007. – № 4. – с.59-72.
2. Носкова Е.С., Агафонова Г.В. Особенности строения и индикаторы тектонических деформаций аладьинской свиты Енисейского кряжа (средний рифей)// Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей: материалы IX Всеросийского литологического совещания. – Казань; Издательство Казанского университета, 2019. – 566 с.
3. Носкова Е.С., Агафонова Г.В. Роль тектонического фактора в формировании коллекторов в рифейских карбонатах Восточной Сибири // Новые идеи в геологии нефти и газа – 2019: Сборник научных трудов (по материалам Международной научно-практической конференции). – Н76. – Издательство Перо Москва, 2019.
4. Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. – М., Изд-во АН СССР, 1962.

5. Rybak-Ostrowska B., Konon A., Nejbert K. and Koztowski A. 2014. Bedding-parallel calcite veins in the Holy Cross Mountains Fold Belt, central Poland. //Geological Quarterly, 58 (1): 99-116.

ЭКСКУРСИЯ НА НОВОМОСКОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ГИПСА

Н.А. Погребс¹, С.В. Межеловская², А.Д. Межеловский³
МГРИ, Москва, РФ, ¹pogrebs@yandex.ru; ²skylove111@mail.ru;
³geocon@yandex.ru

Для поиска новых объектов Подмосковной учебной геологической практике была организована экскурсия на Новомосковске месторождение гипса 19 апреля 2019 года. Месторождение, площадью более 32 кв. км., находится в Тульской области в 3-4 км севернее г. Новомосковска.

Гипсовое месторождение было открыто в 1929-30 гг. при поисках подземных вод, разрабатывается шахтным способом, глубина продуктивного пласта составляет в среднем 120-130 м. Месторождение представлено пятью участками, три из них разрабатываются. Это самое крупное из месторождений России, его запасы составляют 39,4 % от общероссийских запасов, а добыча – 25,7 % от добычи в России. Обеспеченность добывающего предприятия запасами гипса при проектной добыче камня 3000 тыс. т в год – более 100 лет. Из гипса делают сухую штукатурку, стеновые блоки, гипсокартон, строительный и медицинский гипс. В Тульской области разведаны другие участки, прогнозные ресурсы оцениваются в 425 млрд. тонн.

Рудник по добыче гипса начал работу в 1949 году, затем был построен завод по переработке гипса. В 1954 году они были объединены в Новомосковский гипсовый комбинат. Затем предприятие претерпело немало реформ и с 1996 г. комбинат был переименован в совместное российско-германское предприятие ОАО «Гипс Кнауф». Предприятие оснащено новейшей техникой, применяет передовые технологии, разрешает посещение рудника и завода студентами и преподавателями, открыто для научных и производственных контактов.

В геологическом отношении Новомосковское месторождение гипса расположено в южном крыле Московской синеклизы и приурочено к нижней части озерской свиты залужского надгоризонта верхнего подъяруса фаменского яруса верхнего девона. Фауна небогата. Наблюдаются серпулы, строматолиты, конодонты, фораминиферы и характерный комплекс спор. Общая мощность осадочного чехла здесь составляет около 600 м. Залегание пород почти горизонтальное.

Гипсонасная продуктивная толща имеет сложное строение, общая мощность 70 м. Нижняя часть – чередование доломитовых и гипсовых слоев, верхняя – пласт гипса мощностью 20-25 м. Внутри гипсового слоя встречаются маломощные прослои илоподобных (сепиолитовых) глин, в центре иногда появляется доломитовый прослой. Встречаются линзы доломита мощностью

15-20 см, кремня до 5 см и целестина. Над гипсовым слоем повсеместно залегает слой глин мощностью от 0,5 до 2 м.

Гипсоносная толща подстилается кавернозными известняками, доломитами мелко и тонкозернистыми с прослоями мергелей и глин плавского горизонта (кудеяровская, тургеневская и орловско-сабуровская толщи).

Разрабатывается верхний пласт гипса со средним содержанием 88,78%. Отмечается несколько переслаивающихся разновидностей гипса – пятнистый светло-серый с желтоватым оттенком, сахаровидный, с прослоями доломита (мощность 3-7 м); звездчатый серый и темно-серый с доломитом (2-3 м) и селенит с волокнистыми кристаллами белого и голубовато-белого цвета. Селенит встречается в виде небольших прожилков и линз мощностью до 2 см и горизонтальных прослоев мощностью до 20-30 см. На границах раздела слоев (поверхности доломита или селенита) отмечаются трещины усыхания.

Генезис месторождения – осадочный, связанный с изолированным отмирающим морским бассейном. В это время происходит общий подъем территории Балтийского щита, Воронежской и Белорусской антеклиз. Отложения представлены осадками лагуны с повышенной соленостью, охарактеризованными в основном миоспроровыми комплексами. Приток вод в палеобассейн происходит с востока и юго-востока, там появляются известняки темно-серые и черные глинистые с кварцевыми зернами, пелециподами и остракодами. На севере бассейна образуются угледоломиты – глины и мергели битуминизированные и углефицированные с органическим веществом, а в центральной части бассейна – доломиты с прослоями гипсов и гипсы.

Выше по разрезу залегают доломиты, доломитизированные известняки и мергели мощностью около 35 м хованской свиты заволжского надгоризонта верхнего подъяруса фаменского яруса верхнего девона, известняки и песчано-глинистые породы с прослоями угля нижнего карбона. Далее слои юрских, меловых и неогеновых песчано-глинистых пород и четвертичные аллювиально-делювиальные отложения. Общая мощность перекрывающих пород составляет от 60 до 130 м в зависимости от рельефа местности.

Гидрогеологические условия сложные. В перекрывающих толщах выделяют 7 водоносных горизонтов с ожидаемым притоком воды от 2 до 7,3 куб.м./час, а в утинском горизонте до 68 куб.м./час.

Озерская толща отличается характерными особенностями – частые горизонты раздоломичивания (замещение доломитов известняками), появление линз кремня и халцедона, целестина, включений аутигенного кварца.

К главным минералогическим находкам относятся: гипс, селенит, целестин, кальцит, пирит, марказит (Фекличев, 1998).

Целестин образуется совместно с кальцитом при замещении доломита в результате эпигенетических изменений осадочных пород. В соседних районах оценено Табольское месторождение целестина и около 30rudопроявлений. Кроме целестина в рудах присутствуют золото, серебро, галенит, сфалерит, арсенопирит, пирит, флюорит, стронцианит, халцедон, кварц и битумы. Промышленные концентрации целестина приурочены к локальным поднятиям и зонам влияния глубинных разломов палеозойской активизации.

Пирит образует среднезернистые стяжения и пропластки в углистых глинах.

Среди органических остатков встречаются строматолиты, остатки девонских панцирных рыб (плакодерм), окаменевшие деревья.

Нам удалось спуститься в забой по производственной шахте, где нас провели по выработке 11*12 м, показали всю технологическую цепочку - бурение шпурков под буро-взрывные работы, погрузку взорванной породы в 40 т самосвалы, отправку добытой породы на дробилку и технологический конвейер, где производится измельчение гипса и доставка его на поверхность для дальнейшего производства готовой продукции.

Уникальность разработки месторождения – огромный размер выработок для прохождения самоходной техники, ремонт всей техники под землей, подземный дробильный комплекс (две дробилки общей производительностью 900 т в час), доставка гипса по вертикальной конвейерной системе, компьютерное управление всей системой добычи, дробления и доставки на поверхность, а также тесная связь с комбинатом по производству готовой продукции.

В 2000 г. пройден ствол шахты диаметром 8 м (нет аналогов в России), в 2009 г. установлена клеть для подъема и спуска крупногабаритного оборудования. Самосвалы, автобусы и другая техника спускается вниз в вертикальном положении и дальше перемещается своим ходом.

К сожалению, времени на экскурсию по выработкам месторождения выделяется немного и ознакомиться с геологическим строением месторождения и отобрать образцы очень сложно. Главное направление экскурсии – способы отработки гипсового месторождения. Поэтому рекомендуется проводить знакомство с современными методами отработки крупнейшего месторождения гипса для студентов факультета технологии разведки и разработки и факультета экономики и управления при условии использования университетского автобуса. Эта экскурсия может быть дополнена посещением комбината по производству гипсокартона.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист N-37 – Москва. Объяснительная записка. – СПб.: картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. – 462 с.
2. Геология СССР. Том IV. Центр Европейской части СССР. Часть 1. Геологическое описание. – М.: Изд. «Недра», 1971. – 742 с.
3. Геология СССР. Том IV. Центр Европейской части СССР. Часть 2. Полезные ископаемые. – М.: Изд. «Недра», 1974. – 200 с.
4. Ерёмин Н.И. Неметаллические полезные ископаемые. – М.: МГУ, 2004. – 259 с.
5. Фекличев В.Г. Минералогическое разнообразие Подмосковья // «Среди минералов», 1998. – с. 103-112.
6. Кобылина О.Н. Селенит в гипсонасных толщах Новомосковского месторождения гипса // Вестник ВГУ, серия: Геология. – 2011. – № 2. – с. 66-72.
7. GeoWiki - открытая энциклопедия по наукам о Земле.
8. Urban3p.ru – технология добычи гипса в фотографиях.

УНИКАЛЬНЫЕ КОЛЛЕКЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО РЕГИОНА ТФГИ И ИХ ИЗУЧЕНИЕ НА ПОДМОСКОВНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПРАКТИКЕ

Н.А. Погребс¹, В.В. Фролов²

¹ МГРИ, Москва, РФ, pogrebs@yandex.ru;

² ФБУ ТФГИ, Москва, РФ, frolov-vv@ctfi.ru

Музей Геологического управления Центральных районов был создан по инициативе начальника Палеонтологической партии Геологосъемочной экспедиции Герасимова П.А. в 1965 году. В настоящее время музей располагается в г. Москве на Варшавском шоссе, 39а, относится к Федеральному бюджетному учреждению «Территориальный фонд геологической информации по Центральному федеральному округу» (ТФГИ).

Петр Александрович Герасимов (1906-1998 гг.) закончил МГРИ в 1930 году по специальности «Палеонтология». В 1929-1975 годах работал в структурах геологической службы Центральных районов. Автор стратиграфических схем юрских и меловых отложений Центральных районов Восточно-Европейской платформы и коллекций руководящей фауны мезозоя. П.А. Герасимов писал разделы обобщающих геологических работ – IV тома «Геологии СССР» (1948 и 1971 гг.), «Стратиграфии СССР. Юрская система» (1972 г.). В монографии «Руководящие ископаемые мезозоя центральных областей Европейской части СССР» им описаны 350 видов ископаемой фауны, из них 50 новых.

С 1992 по 2005 годы главным хранителем музея была Симонова Галина Федоровна (1931-2019 гг.). Она в 1955 г. окончила Воронежский государственный университет по специальности «Геоморфология». В 1955-1981 гг. выполняла работы по комплексной геолого-гидрогеологической съемке масштаба 1:200 000 и 1:50 000 на территории Центральных районов, потом занималась региональными картосоставительскими и тематическими работами, автор более 25 отчетов, из них два по систематизации музейных коллекций.

В настоящее время главным и единственным хранителем коллекций является Фролов В.В. Художественное оформление залов и фотографирование экспозиции залов и отдельных образцов выполнено Жаданом А.П.

Фролов Владимир Васильевич (род. в 1944 г.), окончил МГРИ в 1967 г по специальности горный инженер-геолог. В 1967-1971 гг. был геологом на разведке оловорудных месторождений в заполярной Якутии. Далее до 1987 г. работал в центральном аппарате Министерства геологии РСФСР. В 1975-1977 гг. на Кубе проводил геологосъемочные работы масштаба 1:50 000. В 1987-1991 гг. – зам генерального директора «Центргеологии» по кадрам, 2004-2008 – главный инженер ТФГИ, затем работает в геологическом музее. С 1988 года действительный член Русского географического общества (РГО), первооткрыватель Географического центра территории РФ (1992 г.).

Жадан Александр Павлович (1945-2019 гг.) закончил в 1974 году Всесоюзный заочный политехнический институт по специальности «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных

ископаемых». С 1980 г. по 2009 г. работал во МГРИ в должности начальника отдела оформления, затем в музее ТФГИ. Александр Павлович был действительным членом РГО, является автором проектов памятных знаков географических центров территорий СССР (1974 г.) и РФ (1992 г.).

За последние годы Фроловым В.В. вместе с Жаданом А.П. были созданы электронные каталоги коллекции с фотографиями и описаниями образцов, и привязкой к витринам, с сохранением в электронном виде рукописных каталогов. Все электронные привязки полностью совпадают с рукописными, географические названия и видовые названия ископаемых остатков уточнялись и исправлялись по географическим картам и палеонтологическим справочникам. В музее имеется библиотека геологической литературы с раритетными изданиями конца XIX века по различной тематике, геологические отчеты и геологические карты различного масштаба. Информация о библиотеке содержится в электронном каталоге с частичными или полными электронными версиями материалов.

Геологическая коллекция Центрального региона России насчитывает около 120 тысяч единиц хранения, из них более 2 тыс. находятся в экспозиции музея. Специализированная библиотека содержит более чем 2 тыс. изданий.

Коллекция по Центральному региону представлена образцами керна скважин и обнажений в витринах Выставочного зала. В составе экспозиции три основных раздела: «Нижнедокембрийские образования Воронежского кристаллического массива», «Осадочный комплекс отложений Центрального региона» с коллекциями руководящих форм макрофауны и «Полезные ископаемые Центрального региона».

В первом разделе можно ознакомиться с метаморфическими породами и интрузивными комплексами архейского и нижнепротерозойского возраста кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы. Представлены образцы из скважин, которые бурились в Московской синеклизе (глубины 2940-4280 м), в Калачско-Эртильском и Воронежско-Елецком мегаблоках Воронежского кристаллического массива (глубина 200-300 м) и из скважин и карьеров Центральной части массива (Курская магнитная аномалия).

Во втором разделе находится коллекция осадочных пород чехла платформы, которая включает все возрастные подразделения стратиграфической шкалы и коллекции руководящих ископаемых, причем на многих образцах можно увидеть авторские определения и привязки П.А. Герасимова.

В третьем разделе показаны полезные ископаемые фундамента и чехла Восточно-Европейской платформы. Главные полезные ископаемы фундамента – это осадочно-метаморфические железистые кварциты КМА, бокситы, проявления золота, полиметаллов, меди и никеля, радиоактивных и редких элементов. Сами магматические и метаморфические породы можно использовать как облицовочный камень и для производства щебня.

Полезные ископаемые осадочного комплекса представлены горючими ископаемыми (бурый уголь, торф), металлическими (бурые железняки, сидериты, титан-циркониевые россыпи, бокситы) и неметаллическими

полезными ископаемыми (фосфориты, абразивные материалы (трепел, опоки, спонголиты), строительные материалы (карбонатные породы, глины, пески и песчаники, гипс и ангидрит), а также минеральные краски, каменная соль и поделочные камни). Материалы экспозиции размещены в стратиграфической последовательности, сопровождаются графическими материалами.

В Научном фонде находятся образцы горных пород и полезных ископаемых из других регионов. В этом зале можно получить представлении о значении геологии для развития и укрепления государства. Расцвет отечественной геологической отрасли пришелся на вторую половину XX века. Геологи изучали недра нашей страны, работали в научных и производственных организациях, публиковали учебники и научные книги, выпускались марки, конверты, спичечные этикетки с геологической тематикой. Коллективам - победителям соцсоревнования вручались переходящие знамена. Главный девиз того времени – богатства недр на службу Родине.

К географическим символам суверенных стран относят Центры территорий государств. Расчеты географического центра территории нашей страны проводились в разное время. Для Государства Российского расчеты проводил Д.И. Менделеев («К познанию России», 1906 г.). В междуречье Оби и Енисей памятный знак установили в 1983 году члены научно-спортивной экспедиции им. И.Д. Папанина в устье р. М. Ширта.

Центр СССР был рассчитан д.т.н., проф. П.А. Бакутом в 1974 г. и знак установили тогда же в верховьях р. Таз (Тюменская обл.). Географический центр РФ рассчитывали НПО «Астрофизика» (проф. П.А. Бакут), ГГП «Центргеология» (И.М. Хрулев, В.В. Фролов), НПО «Алмаз» (к.т.н. В.Е. Лапин). Его координаты $66^{\circ}25'$ с.ш. и $94^{\circ}15'$ в.д., это Эвенкийский АО Красноярского края на берегу оз. Виви. В 1992 была совершена экспедиция в географический центр России, где установлен памятный знак «Золотой цветок России» по проекту А.П. Жадана и поклонный крест, посвященный 600-летию преставлению Сергия Радонежского. В 2006 г. там была возведена часовня.

Геологический музей ТФГИ содержит уникальные материалы, которые можно использовать в рамках Подмосковной геологической практики в качестве эталонной коллекции Московской области с дополнением по стратиграфии, руководящим окаменелостям и полезным ископаемым всего Центрального региона. Кроме того, экспонаты можно использовать при изучении студентами палеонтологии и региональной геологии (первый и второй разделы экспозиции) и при изучении дисциплины «Учение о полезных ископаемых» (третий раздел экспозиции).

Наличие в Научном фонде первичных геологических материалов позволяет использовать коллекцию в научных исследованиях специалистов в области палеонтологии и региональной геологии. Кроме того, музей имеет огромное воспитательное значение – показывает важную роль геологических и географических исследований в развитии и укреплении государства.

Литература

1. Симонова Г.Ф. «История создания Геологического музея Центрального региона России и его значение на современном этапе» // Геологический вестник центральных районов России. – 1998. – № 4-5. – С. 36-39.

ТЕКТОНИКА И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ ЧЕРНОМОРСКО-КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА

В.И. Попков, И.В. Попков, И.Е. Дементьева

Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия,

geoskubsu@mail.ru

Исследуемая территория в современном структурном плане включает в себя молодую, в основном эпигерцинскую Скифско-Туранскую плиту. В палеогеодинамическом отношении последняя представляет собой коллаж разновозрастных террейнов и островных дуг, которые после коллизии нарастили юго-западный край мегаконтинента Евразии [2, 5, 6].

На севере располагаются интенсивно деформированные образования кряжа Карпинского – одного из звеньев Донецко-Каспийской палеорифтовой системы, возникшей в среднем девоне. Вмещает она мощную толщу среднедевонско-нижнепермских отложений, включающую паралическую угленосную формацию среднего и верхнего карбона. В перми-триасе авлакоген испытал конвергентную складчатость, сопровождавшуюся возникновением по северной периферииrudиментарного синхронного пермо-триасового передового Преддонецкого прогиба [6, 7].

На востоке погребенное под мел-кайнозойским чехлом продолжение Донбасса отделяется от кряжа Карпинского слабо выраженным Восточно-Донбасским поперечным поднятием. В современном структурном плане Донбасс и кряж Карпинского – единая сильно сжатая складчато-надвиговая область дивергентного строения. Северная ее половина состоит из литодинамических комплексов пассивной окраины, включающих Преддонецкий краевой прогиб. Она дислоцирована надвигами и складками северной вергентности. Морфология этих структур определяется южным падением Донецкой коллизионной сутуры [7]. Южная часть Донбасса, под которую наклонена сутура, при конвергенции характеризовалась геодинамической обстановкой активной окраины с пермско-триасовым магматизмом. Надвиги и шарьяжи с амплитудой до первых десятков километров имеют здесь обратную, южную вергентность и представляют собой ретронадвиги от коллизионной сутуры [6]. В их автохтоне сформирована система Манычских тыловых прогибов триасового возраста.

Восточная часть палеорифтовой системы представлена складчато-надвиговым сооружением Горного Манышлака [1]. В его строении существует мощная толща отложений пермо-триаса, интенсивно дислоцированных в раннекиммерийскую эпоху. На севере эта Центрально-Манышлакская зона

дислокаций через прогиб сменяется Бузачинским поднятием, надвинутым к северу на крупную Северо-Устюртскую синеклизы с позднедокембрийским возрастом фундамента [2, 5]. Этот блок на западе вклинивается между кряжем Карпинского и Прикаспийской впадиной, а на востоке ограничивается меридиональной Западно-Аральской зоной дислокаций. Северо-Устюртская синеклиза вместе с Бузачами и Мангышлакско-Центральноустюртской зоной дислокаций относится уже к Туранской плите.

Манычская зона прогибов разделяется меридиональным Сальским валом на Западно- и Восточно-Манычский прогибы. Западный прогиб расположен к югу от погребенного восточного продолжения Донбасса и подстилается, вероятно, нижнепротерозойским кристаллическим фундаментом, перекрытым девонско-каменноугольным чехлом донецкого типа [5, 6]. Заполнен прогиб нижнетриасовыми обломочными красноцветами. Восточный прогиб вмещает аналогичную толщу пермо-триасовых отложений мощностью более 2 км. Доверхнепермский палеозой здесь сходен с таковым кряжа Карпинского и, следовательно, тяготеет уже к складчатому основанию Скифско-Туранской плиты.

Южнее Восточно-Европейского кратона выделяются несколько палеоплит (террейнов), разделенных позднепалеозойско-триасовыми коллизионными сутурами южного наклона [2-6]. С ними связан синхронный активно-окраинный магматизм в Южном Донбассе и восточнее по простирианию, в Равнинном Крыму и северном Предкавказье.

Вдоль северного и северо-восточного обрамления Каневско-Березанской раннекиммерийской складчатой зоны расположен Предскифийский краевой прогиб [3, 7]. Он выполнен молассой каменноугольно-триасового возраста с обломками офиолитов. Прогиб протягивается от Добруджи через Перекоп в северное Предкавказье и далее, изменяя простижение на юго-восточное, перекрывается складчато-надвиговыми сооружениями Кавказа. В Предскифийском краевом прогибе выявлены перспективные нефтегазоносные комплексы [3].

Собственно платформенный режим установился на всей площади Скифско-Туранской палеоплиты лишь к началу средней юры, когда все микроплиты после коллизии составили единое целое с Евразийским континентом.

В Закаспии к югу от Мангышлакско-Центральноустюртской зоны поднятий простирается глубокий Южно-Мангышлакский прогиб. На южном его борту выделяется пологое Песчаномысско-Ракушечное поднятие, представляющее окончание Самурско-Песчаномысской зоны поднятий [2], зарождающейся в северо-восточном Азербайджане и по диагонали пересекающей Средний Каспий. К югу Песчаномысско-Ракушечное поднятие сменяется Казахским прогибом, открывающимся в одноименный залив Каспийского моря. Он ограничен Карауданским валом, который рассматривается [1] как погруженное продолжение Туаркырского поднятия. В его ядре на поверхность выведены слабометаморфизованные породы нижнего – среднего палеозоя, включающие и офиолиты.

Туаркырская сутура отделяет Караауданскую зону от Среднекаспийско-Карабогазской антеклизы. В ее своде фундамент поднят до отметок 1,5 – 2 км и перекрыт нижнемеловыми отложениями; на склонах появляется юра. Южное ограничение антеклизы совпадает с южной границей плиты и выражено Кубадаг-Большебалханской шовной зоной.

Таким образом, крупнейшие геоструктуры Черноморско-Каспийского региона логично интерпретируются в геодинамической модели строения и эволюции литодинамических комплексов в виде коллажа террейнов юга Восточно-Европейского кратона. После субдукции и коллизии микроконтиненты и островодужные террейны, ограниченные разновозрастными сутурами, с синхронными им краевыми и тыловыми прогибами, ныне составляют единую стабильную окраину кратона [5, 6].

Нефтегазоносность магматических и метаморфических пород фундамента доказана в настоящее время во многих нефтегазоносных регионах. Коллекторами в этом могут выступать участки дробления, кавернозности и трещиноватости пород, площадные и линейные коры выветривания и др. Покрышками обычно служат участки цементации, образовавшиеся в результате гидротермальных процессов, непроницаемые толщи основания осадочного чехла, верхние каолинитовые зоны коры выветривания фундамента и др. Промышленные скопления УВ встречены в породах различного состава. Однако, наиболее перспективны гранитоиды, с которыми связаны крупнейшие открытия последних десятилетий.

В пределах рассматриваемого региона промышленные притоки нефти и газа из пород фундамента получены на многих площадях. Наиболее изучено месторождение Оймаша, на примере которого нами была разработана модель резервуара в гранитном массиве [4].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и Администрации Краснодарского края, проект 19-45-230005 ра и проекта РФФИ 19-05-00165 а.

Литература

1. Попков В.И. Тектоника доюрского осадочного комплекса запада Туранской плиты // Геотектоника. – 1986. – № 4. – С. 108-112.
2. Попков В.И. История и геодинамическая модель развития Черноморско-Каспийского региона // Геология, география и глобальная энергия. – 2007. – №4 (27). – С. 48-53.
3. Попков В.И., Попков И.В. Предскифийский краевой прогиб – новый нефтегазоперспективный объект Скифской плиты // Геология. Изв. Отделения наук о Земле и природных ресурсов Академия наук Республики Башкортостан. – 2011. – № 16. – С. 84-86.
4. Попков В.И., Рабинович А.А., Туров Н.И. Модель резервуара нефтяной залежи в гранитном массиве // Геология нефти и газа. – 1986. – № 8. – С. 18-23.
5. Хайн В.Е., Богданов Н.А., Попков В.И., Чехович П.А. Важнейшие геоструктуры и основные черты развития Каспийского нефтегазоносного мегабассейна // Экологический вестник научных центров ЧЭС. – 2004. – № 2. – С. 47-56.

6. Хайн В.Е., Попков В.И., Юдин В.В. Палеогеодинамика южного обрамления Восточно-Европейского кратона // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2010. – № 2. – С. 3-9.
7. Юдин В.В. Геодинамика Южного Донбасса. – Киев: УкрГГРИ, 2003. – 92 с.

СТРОЕНИЕ И ФОРМАЦИОННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОЮОРСКИХ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

И.В. Попков, В.И. Попков, В.П. Чайцкий

Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия,

geoskubsu@mail.ru

Доюорские осадочные отложения запада Скифской плиты обычно принято выделять в качестве самостоятельного переходного (тафрогенного, промежуточного, доплитного и т.д.) комплекса, залегающие между складчатым основанием молодой платформы и платформенным чехлом. Несмотря на многолетнюю историю их изучения, среди геологов нет единства в понимании об их стратиграфическом объеме, возрасте, условиях формирования, формационной принадлежности и корреляции разрезов, вскрытых глубокими скважинами. Выполненные нами детальные исследования позволили получить результаты и сделать выводы, существенно отличающиеся от предшествующих [1, 3 и др.].

Наиболее древние отложения представлены красноцветными и пестроцветными континентальными отложениями индского яруса (леушковская свита) [4], выделяемые нами в качестве грубообломочной красноцветной континентальной формации. Сохранились они от размыва в немногочисленных локальных депрессиях рельефа поверхности палеозойского фундамента.

Нижняя часть разреза леушковской свиты сложена конгломератобрекчиями, гравелитами и крупнозернистыми песчаниками. В некоторых скважинах присутствуют валунно-галечниковые отложения. Верхняя часть представлена переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослойями гравелитов и мелкообломочной брекчии. В кровле местами появляются тонкие прослои доломитов. Залегает свита несогласно на палеозойских сланцах [2].

Зона развития формации прослеживается от Ставропольского свода на востоке до Каневского разлома на западе, сильно сужаясь в этом направлении. На юго-западе она граничит с Восточно-Кубанской впадиной.

Морская сероцветная терригенная формация нижнего и среднего триаса распространена на стыке Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. Соответствует по объему ирклиевской серии [4]. На севере ее развитие ограничено южным склоном Ростовского выступа кристаллического фундамента древней платформы и Калниболотско-Сальской зоной поднятий,

на западе – Канеловским разломом, на юге – Алексеевским валом, на восток простирается вдоль последнего в Центральное Предкавказье.

Накопление формации происходило со второй половины индского и до середины ладинского веков в условиях углубляющегося морского бассейна, сопровождавшееся формированием в прибрежной и мелководной зонах мощной толщи терригенных отложений. В наиболее погруженной части бассейна разрез представлен преимущественно аргиллитами и алевролитами с подчинёнными прослоями глинистых мергелей и песчаников. В оленекских отложениях обнаружены дайки кварцевых диабазов, которые являются возможными каналами излившихся базальтов, приуроченных к верхнеанизийским-нижнеладинским отложениям. На Челбасской площади в верхней части разреза ирклиевской серии (староминская свита) вскрыты пласты базальтов мощностью от 6 до 20 м. Севернее в прибрежно-морских условиях разрез серии сложен преимущественно песчаниками и аргиллитами с прослоями гравелитов и мелкообломочных конгломератов.

Вдоль северо-восточного обрамления Каневско-Березанской раннекиммерийской складчатой зоны, включая узкую северо-западную центриклиналь Восточно-Кубанской впадины, развиты отложения березанской серии – возрастного аналога ирклиевской серии. В составе первой из них выделены внизу бузиновская, а вверху – выселковская свиты, сложенные тонким чередованием глинистых известняков, мергелей и известковистых аргиллитов. Между ними залегает каневская свита, представляющая собой горизонт массивных органогенно-обломочных известняков с прослоем известняковой конгломерато-брекчии. На некоторых площадях (Восточно-Крыловская, Березанская, Бриньковская, Граничная др.) вскрыты пласты базальтов. Серия представляет собой карбонатную формацию, которая охватывает верхнеиндский подъярус, оленекский и аизийский ярусы, нижнеладинский подъярус.

В пределах Каневско-Березанской зоны отдельными скважинами вскрыты тонкослоистые известковистые отложения березанской серии, содержащие в верхней части разреза пласты базальтов выселковской свиты мощностью от 6 до 50 м. Карбонатная формация также вскрыта бурением на некоторых площадях Адыгейского выступа.

Весьма интересной в формационном отношении представляются залегающие выше отложения крыловской свиты (верхнеладинский подъярус-карнийский ярус). Распространена преимущественно в пределах Ирклиевско-Ладовской зоны в северной части запада Скифской плиты. Сложена чередованием тонкослоистых аргиллитов, алевролитов и песчаников, реже мергелей. Характерной особенностью свиты является наличие в разрезе дацитов, риодацитов и риолитов. На некоторых площадях, например, Староминской, скв. 100, вулканогенные породы резко преобладают в разрезе, слагая существенно вулканогенную толщу в 670 м. На других площадях, например, Кугоейской (центральная часть Добреньковской синклинали) вулканические породы отсутствуют. Данный комплекс пород может быть

выделен в качестве вулканогенно-терригенной формации. Встречена она также в разрезе некоторых скважин Каневско-Березанской зоны.

В пределах Тимашевской ступени в скважинах вскрыт несколько иной разрез крыловской свиты (вулканогенно-терригенная формация). Максимальная ее мощность установлена на Тимашевской площади - 1134 м. В основании свита сложена переслаивающимися песчаниками и аргиллитами (66 м). Выше залегают яшмовидные породы, радиоляриты и радиоляриевые аргиллиты (439 м). Еще выше разрез представлен преимущественно дацитами с прослоями аргиллитов (300 м). Суммарная мощность пластов вулканических пород составляет 228 м. Верхняя пачка сложена переслаивающимися пластами дацитов и аргиллитов (329 м). Общая мощность вулканических пород 167 м. Отложения свиты погружаются к югу с одновременным увеличением мощности вулканических пород и кремнистости осадочных, в том числе за счет радиолярий, а также происходит фацальное замещение песчаников тонкими прослоями алевролитов. Все это указывает на значительные глубины морского бассейна и удаленность от области сноса обломочного материала.

Вышележащая морская терригенная (аргиллито-алевролитовая) формация верхнего триаса залегает с размывом на подстилающих отложениях. Широко представлена в разрезах скважин Каневско-Березанской зоны при отсутствии в других районах. В составе формации преобладают аргиллиты при подчиненном значении алевролитов и редкими прослоями песчаников и известняков.

Завершающая доюрский разрез карбонатная формация верхнего триаса (верхи норийского яруса) развита в Ирклиевско-Ладовской и Каневско-Березанской зонах, реже на Адыгейском выступе. Разрез сложен известняками темно-серыми, тонкозернистыми, массивными, прослоями глинистыми с углистыми остатками. В строении формации принимают участие также темно-серые и серые, местами бурые доломиты и доломитовые мергели с редкими глинистыми прослоями.

Таким образом, условия седиментации в триасовых осадочных бассейнах запада Скифской плиты отличались большим разнообразием – от континентальных до морских, в том числе глубоководных. В конце среднего – начале позднего триаса активно проявилась вулканическая деятельность с излиянием магм различного состава.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и Администрации Краснодарского края, проект 19-45-230005 ра.

Литература

1. Летавин А.И. Тафрогенный комплекс молодой платформы юга СССР. – М.: Наука, 1978. – 148 с.
2. Попков В.И., Пинчук Т.Н. Литология палеозойских отложений Западного Предкавказья // Геология, география и глобальная энергия. – 2011. – № 3 (42). – С. 71-77.
3. Решение 2-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою Кавказа (триас). – Л.: ВСЕГЕИ, 1979. – 36 с.

4. Чайцкий В.П., Попков В.И., Попков И.В., Пинчук Т.Н. Структурно-фациальные зоны отложений триаса Западного Предкавказья // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Т.2. Материалы II Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2020. – с.147-152.

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПЛАНКТОННЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ КАМПАНА-МААСТРИХТА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА МАССИВА ТРООДОС (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КИПР)

П.А. Прошина

Геологический институт РАН, Москва, Россия, paproshina@gmail.com

Верхнемеловые планктонные фораминиферы (ПФ) осадочного чехла массива Троодос (о. Кипр) неоднократно изучались, но систематические исследования до сих пор почти не проводились. Из маастрихтских известняков формации Лефкара ПФ определены В.А. Крашенинниковым до рода [1]. В 1994 г. E. Urquhart и F.T. Banner изучили ПФ из нескольких обнажений и скважин кампан-маастрихтской части формации Каннавью, входящей в состав осадочного чехла офиолитов комплекса Троодос (п-ов Акамас, Фити, скв. Криту Маротту, долина реки Палеомилон - Юго-Западный Кипр). Тогда по комплексу ПФ авторам удалось уточнить возраст до позднего кампана (при трехчленном его делении) [5]. Помимо этого, авторы зафиксировали редких ПФ в матриксе формации Катикас (верхний маастрихт), но они не показали своего стратиграфического потенциала. А из Центрального Кипра (формация Мони — села Парекклиша и Арменохори) в 2011 г. О.А. Корчагиным описаны ПФ прекрасной сохранности из бентонитовых глин. Им проведено стратиграфическое исследование, выделены слои с *Globotruncana aegyptiaca* и слои с *Globotruncanita (Elevatotruncana) eolita* (верхи верхнего кампана). Слои скоррелированы с одновозрастными для Западной Европы (*Globotruncana aegyptiaca* и *Globotruncanella havanensis* соответственно) [4]. Т.о. ПФ Кипра изучены весьма фрагментарно, с разной степенью детальности и с разных стратиграфических уровней; в т.ч. ПФ из формации Каннавью нуждаются в стратиграфическом анализе.

Разрез Айос Димитрианос, охватывающий верхнюю часть формации Каннавью представлен переслаиванием зеленовато-серых бентонитовых глин и светло-серых кремнистых аргиллитов. ПФ хорошей сохранности получены из прослоя глин в нижней части разреза. В изученном комплексе над трохоидными ПФ резко преобладают спирально-винтовые (гетерогелициды); все экземпляры отличаются мелкими размерами (высота раковин колеблется в пределах 120-140 μm). Последние демонстрируют относительно высокое видовое разнообразие: *Paraspiroplecta* sp. nov., *P. harti* (Georgescu et Abramovich), *Pseudoplanoglobulina* sp. nov., *Spiroplecta* aff. *americana* (Ehrenberg), *Heterohelix* aff. *steinecki* Georgescu, *H. striata* (Ehrenberg), *H.* sp. nov., *H. glabrans* (Cushman), *H. cf. planata* (Cushman), *H. papula* (Belford), *H. aff. pulchra* Brotzen, *H. sphaeralis*

(Georgescu) и *H. cf. carinata* (Cushman). Родовые имена даны в рамках прикладной классификации Д. Георгеску 2016 г [3].

В целом, изученный комплекс тяготеет к концу верхнего мела, а *Heterohelix sphaeralis* и *H. glabrans* сужают интервал до среднего кампана - маастрихта, что согласуется с существующими представлениями о стратиграфическом положении формации Каннавью [1, 5]. Интересно, что в этом комплексе фиксируется род *Steineckia* Georgescu (эволюционная систематика), известный из турона Атлантики [2]. По-видимому, представитель этого рода является поздним звеном этой родовой филолинии или гомологом из другой филолинии.

Работа выполнена в рамках госзадания №0135-2019-0062 (ГИН РАН) и поддержана проектом РФФИ №19-55-25001.

Литература

1. Geological framework of the Levant. Volume I: Cyprus and Syria. Edited by V.A. Krasheninnikov, J.K. Hall, F. Hirsch, C. Benjamini, A. Flexer. Historical Productions-Hall. Jerusalem, April, 2005. 498 p.
2. Georgescu, M. D. 2009. Taxonomic revision and evolutionary classification of the biserial Cretaceous planktic foraminiferal genus Laeviheterohelix Nederbragt, 1991. Revista Mexicana de Ciencias Geologicas, Vol. 26, No, 2, 2009, pp. 315-334.
3. Handbook of Late Cretaceous planktic foraminifera: practical classification, biostratigraphy. Editor M. Dan Georgescu Canada, Calgary, Alberta: University of Calgary, Department of Geosciences, Nova Science Publishers, Inc, 2016. P. 329.
4. Korchagin, O.A. 2011. Upper Campanian–Lower Maastrichtian Planktonic Foraminifers and Biostratigraphy of the Moni Formation, Southern Cyprus. Stratigraphy and Geological Correlation, Vol. 19, No. 5, 2011, pp. 526–544.
5. Urquhart, E., Banner, F.T., 1994. Biostratigraphy of the supra-ophiolite sediments of the Troodos Massif, Cyprus: the Cretaceous Perapedhi, Kannaviou, Moni and Kathikas formations. Geol. Mag. 131 (4), 1994, pp. 499-518.

ПРОБЛЕМЫ КОРРЕЛЯЦИИ РАЗРЕЗОВ ВЕНДА ВОСТОЧНОГО – СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.А. Разумовский¹, И.А. Новиков², С.В. Рудько¹, А.В. Рязанцев¹,
Н.Б. Кузнецов¹, Ю.В. Яшунский¹

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия; anatoly.razumovskiy@mail.ru; ² ООО «Глаукон», Москва, Россия

Венд был выделен как особое надрифейское стратиграфическое подразделение Общей стратиграфической шкалы (ОСШ) в середине прошлого века. При этом по сегодняшний день не существует единой точки зрения на позицию венда в иерархической системе стратонов, на методику и принципы его выделения и расчленения, на структуру его внутренних подразделений и возрастной объем. Дополнительные сложности создает отличие венда от эдиакария Международной стратиграфической шкалы (МСШ). Эти проблемы

далеко выходят за рамки предлагаемой публикации, перечислим здесь лишь крайние значения для существующего диапазона возрастов.

Основание эдиакария МСШ проводится по подошве венчающего доломита формации Nuccaleena в Австралии с возрастом около 635 млн лет. При этом непосредственно эти изотопные датировки получены для разрезов Африки и Китая. Подошва венда ОСШ в настоящее время проводится на отметке 600 млн лет [10], однако часть российских исследователей принимают ее на уровне 650 млн лет [11 и др.]. Граница между ранним и поздним вендом проводится в широком диапазоне 555–570 млн лет [10]. Кровля эдиакария МСШ и, соответственно, подошва кембрия на 2019 год проводится на отметке 541 ± 1 млн лет, а кровля венда и подошва кембрия ОСШ на уровне 535 ± 1 млн лет [10]. Самая современная датировка подошвы кембрия по разрезам Намибии составляет 538,6–538,8 млн лет [13].

Вендские толщи восточного – северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы в целом характеризуются относительно однообразным строением, большими мощностями разрезов, фрагментарной обнаженностью, специфическими и дискретно встречающимися ископаемые остатками. В этих терригенных разрезах присутствуют маломощные прослои пепловых туфов, содержащие кристаллы циркона, изотопный U-Pb возраст которых соотносится со временем образования вмещающих пород. Полученные новые датировки [5, 9] требуют пересмотра существующих корреляционных схем [3, 7]. Предлагаемый вариант (рис. 1) содержит самый современный комплекс изотопных возрастов, а кроме того, учитывает три корреляционных уровня, установленных иными методами.

Во-первых, это наличие в разрезах горизонтов тиллитов и/или тиллоидов (диамиктитов ледникового происхождения). Эти образования развиты в нижней толще старопечинской свиты, в нижней части кургашлинской свиты, и практически по всему разрезу толпаровской и суировской свит. Нигде выше по разрезу ни ашинской, ни сылвицкой серии, пород с гляциальным характером седиментации не установлено. Принадлежность этого уровня к конкретным гляциоэпохам и даже гляциоэрам остается дискуссионной. Большинство имеющихся датировок соответствует ранним гляциоэпохам гляциопериода Гаскье африканской гляциоэры [11]. Самая современная Rb-Sr датировка глауконитов бакеевской свиты (642 ± 9 млн лет) [2] соответствует по возрасту гляциопериоду Марино. Таким образом, если эти верхнедокембрийские тиллоиды образуют некий литологически выдержаный корреляционный горизонт, то имеющиеся на сегодня данные изотопного возраста, для вмещающих эти диамиктиты пород, существенно разнятся. Добавляет неопределенности ситуация с серебрянской свитой. Из ранневендинской, по совокупности изотопно-геохронологических данных для размываемых и секущих серию комплексов, она была отнесена к завершающему рифею [8] и сопоставляется с ашинской серией Башкирского поднятия. Однако датировка циркона из щелочных базальтов танинской свиты составляет $598,1 \pm 6$ млн лет [6].

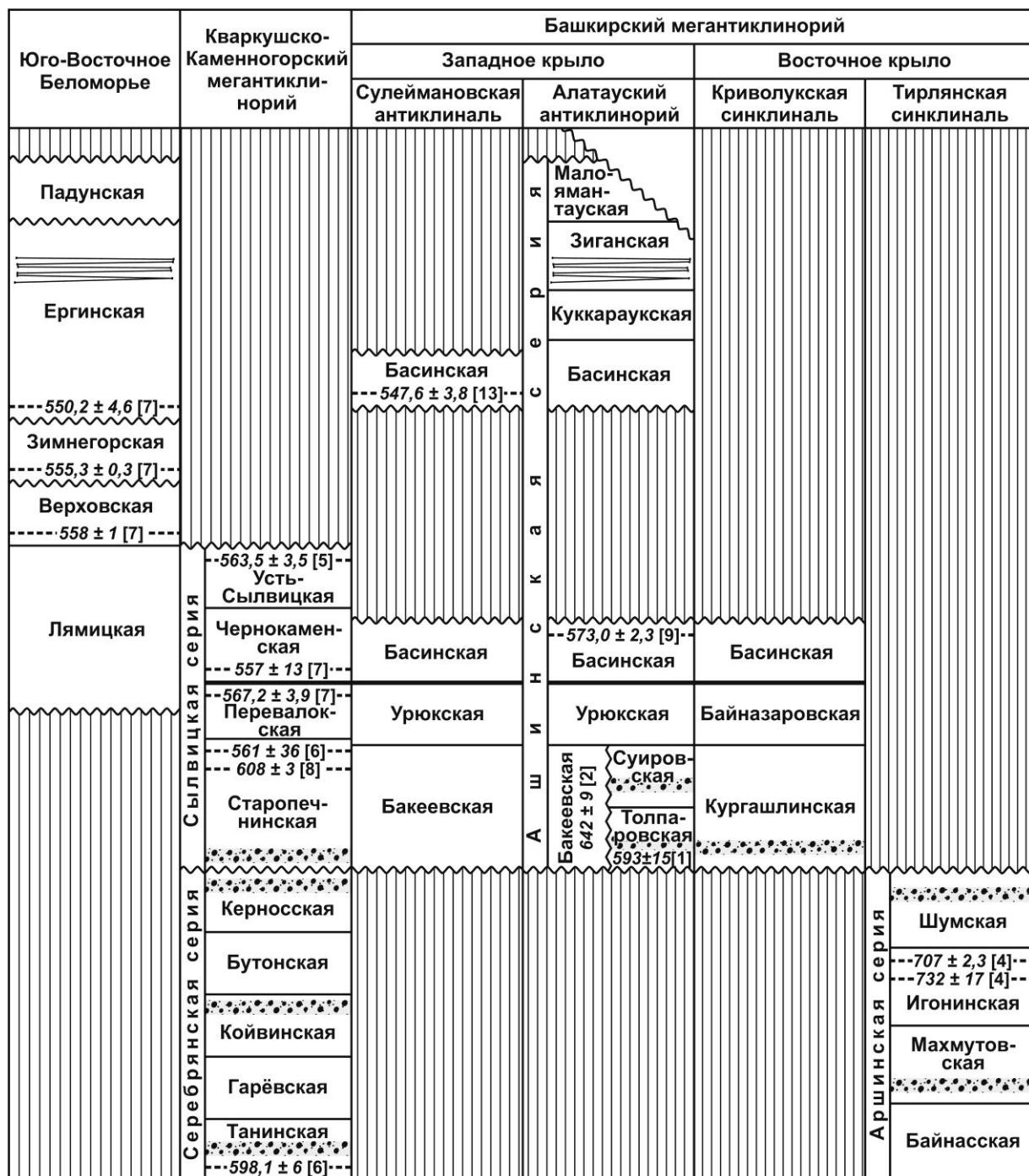


Рис. 1. Схема сопоставления верхнепротерозойских-нижнекембрийских? отложений Юго-Восточного Беломорья, Среднего и Южного Урала. Составлена по: [8, 3, 12], с учетом прочих изотопно-геохронологических данных (в возраст в млн. лет).

Второй корреляционный уровень – это граница перевалокской – чернокаменской и, соответственно, урюкской – басинской свит. В обоих местах многочисленными исследованиями фиксируется резкая смена основного источника сноса, характеризующегося как изменением минерального состава обломочной компоненты песчаников, так и состава пород в целом (обзор см. [3]). Этот рубеж интерпретируется как начало тиманского орогенеза на восточной и северо-восточной, в современных координатах, окраинах Балтики, а вышележащие образования – как моласса, выполняющая сопряженный с Тиманским орогеном форландовый бассейн [8 и др.].

Еще один уровень корреляции возможно проводить с учетом палеомагнитных (магнитостратиграфических) данных. Как для низов зиганской свиты на Южном Урале, так и для разрезов Юго-Восточного Беломорья была установлена исключительно высокая частота смены геомагнитной полярности, на данный момент не зафиксированная ни в более древних допоздневендских, ни в более молодых фанерозойских породах. Это позволяет сопоставлять зиганскую свиту с ергинской (обзор см. [3]).

Для пород ашинской серии до сегодняшнего дня [9] была известна лишь одна датировка туфов, в разрезе Сулеймановской антиклинали, где отсутствуют маркирующие конгломераты куккараукской свиты, и литологически схожие образования басинской и зиганской свит не расчленяются однозначно. Поэтому полученный здесь ранее возраст $547,6 \pm 3,8$ млн лет [12] различными исследователями интерпретировался как соответствующий басинскому [7 и др.], либо зиганскому времени [12, 3 и др.].

Перерыв и последовавший за ним масштабный размыв, установленный нами в разрезе верхнебасинской подсвиты, характеризуется четкой ступенью в увеличении зрелости обломочного материала и степени его окатанности. Наличие такого перерыва в басинской свите снимает проблему значительной разницы между сближенными в разрезе датировками $573,0 \pm 2,3$ и $547,6 \pm 3,8$ млн лет и объясняет отсутствие на Южном Урале характерного комплекса вендобионтов, широко представленных в разрезах Юго-Восточного Беломорья и верхов сильвицкой серии Среднего Урала.

Литература

1. Зайцева Т.С., Горохов И.М., Кузнецов А.Б. и др. Rb-Sr изотопная система глинистых минералов из осадочных пород венда Южного Урала. // Матер. Всерос. литолог. совещ. СПбГУ. 2012. Т. 2. С. 57–59.
2. Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Горожанин В.М., и др. Основание венда на Южном Урале: Rb-Sr возраст глауконитов бакеевской свиты // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 82–96.
3. Иванцов А.Ю., Разумовский А.А., Закревская М.А. Макрофоссилии верхнего венда Восточной Европы. Средний и Южный Урал. Ред. А.Ю. Иванцов. М.: ПИН РАН, 2018. 190 с.
4. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др. Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал) // Литосфера. 2012. № 4. С. 127–139.
5. Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Крупенин М.Т. и др. Результаты геохронологического и изотопно-геохимического изучения циркона из туфов сильвицкой серии (Западный склон среднего Урала): к происхождению пепловых прослоев в вендинских толщах Восточно-Европейской Платформы // ДАН. 2017. Т. 473. № 3. С. 341–345.
6. Маслов А.В., Меерт Дж., Левашова Н.М. и др. Новые данные о возрасте ледниковых отложений венда Среднего Урала // ДАН. 2013. Т. 449. № 3. С. 322–327.
7. Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Колесников А.В. Верхний венд востока, северо-востока и севера Восточно-Европейской платформы: процессы осадконакопления и эволюция биоты // Литосфера. 2018. Т. 18. № 4. С. 520–542.

8. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогенеза). Уфа. ДизайнПолиграфСервис. 2010. 280 с.
9. Разумовский А.А., Новиков И.А., Рудько С.В. и др. U-Pb изотопный возраст пепловых туфов поздневендской басинской свиты (ашинская серия, Южный Урал) // Матер. ЛII Тект. сов. Том. 2. М.: ГЕОС. 2020. С. 219–224.
10. Стратиграфический кодекс России. СПб.: ВСЕГЕИ. 2019. 96 с.
11. Чумаков Н.М. Оледенения Земли: История, стратиграфическое значение и роль в биосфере. Тр. ГИН РАН. Вып. 611. М.: ГЕОС, 2015. 160 с.
12. Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., et al. Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // Precambrian Res. 2013. V. 236. P. 16–30.
13. Linnemann U., Ovtcharova M., Schaltegger U., et al. New high-resolution age data from the Ediacaran-Cambrian boundary indicate rapid, ecologically driven onset of the Cambrian explosion // Terra Nova. 2019. V. 31. Is. 1. P. 49–58.

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ПОЛОЖЕНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ ВЕРХНЕЧОНСКОГО НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Л.А. Рапацкая

Иркутский национальный исследовательский технический университет,
Иркутск, Россия, raplarisa@yandex.ru

Верхнечонское нефтегазоконденсатное месторождение (ВЧНГ) общей площадью 2.4 тыс. км² является крупнейшим в Иркутской области и вторым по величине на востоке России. Относится ВЧНГ к Восточно-Сугдинскому нефтегазоносному участку Непско - Ботуобинской нефтегазоносной области Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции. В геоструктурном отношении месторождение приурочено к северо-западной периклинали Чоно-Пеледуйского поднятия в пределах присводовой части Непско-Ботуобинской антеклизы и связано со сложно построенной структурой размером 65x45 км.

Основным фактором структурно-тектонического контроля положения нефтегазоносных горизонтов ВЧНГ является разломная тектоника. ВЧНГ - уникальное месторождение по степени сложности геологического строения, обусловленного сочетанием тектонических нарушений, сопровождавшихся внедрением траппов, высокой минерализацией пластовых вод, резкой изменчивостью емкостных и фильтрационных свойств продуктивных горизонтов по площади и разрезу из-за невыдержанности литологического состава коллекторов, их полного выклинивания и засолонения. Кроме того, залежи всех горизонтов отличаются разным фазовым составом и, по-видимому, представляют единую флюидодинамическую систему нефтегазообразования, в основе которой (Б. А. Соколов, В. Е. Хайн, Б. М. Валеев, Ю. И. Пиковский и др.) лежит представление о единстве триады: очаг генерации, пути миграции и зоны аккумуляции углеводородов (УВ).

Тектонические разломы оказывают непосредственное воздействие на онтогенез УВ через структурный, вещественный и флюидодинамический аспекты, закономерно изменяющиеся во времени и пространстве. ВЧНГ разбито тектоническими нарушениями разной кинематики и масштабов, образующих сложную систему разломных зон. По данным сейсморазведочных работ разрывные нарушения осложняют структурные планы поверхности фундамента и осадочного чехла. Часть из них прослеживается только в подсолевой и солевой частях разреза, часть затрагивает весь разрез. Среди них наиболее высокими амплитудами смещения характеризуются Могинско-Ленский разлом, Верхнечонско-Талаканский и Усольский грабены. Основной разлом субширотного профиля – Могинско-Ленский пересекает всё месторождение сопровождается дайками траппов и разделяет месторождение на “центральный” северо-западный и северо-восточный блоки. Разломы, Верхнечонско-Талаканского грабена, рассекающего северо-восточную часть месторождения, имеют вертикальное смещение по породам фундамента до 100 м, по терригенному комплексу венда – около 20 м.

Самая длительная активизация разломов, как отмечает Барышев Л. А.[1], прошла в пермотриасовое время и отличалась массовым внедрением трапповых интрузий. На площади ВЧНГ отмечены две зоны даек траппов, заливающие Могинско-Ленский разлом и Тымпичано-Ботубинский надвиг. 1-я зона, наиболее крупная, протягивается на 125 км в направлении на СЗ. Траппы служат причиной вторичного засолонения терригенных коллекторов. Исследования керна показывают, что засолонению подверглись все литологические разности продуктивного разреза, а наибольшая степень засолонения характерна для крупнозернистых пород, имеющих наилучшие фильтрационно-ёмкостные свойства (ФЕС): гравийных конгломератов и песчаников. Факторами вторичного галитообразования могли служить давление и температура при внедрении трапповых интрузий, послужившие причиной теплового массопереноса галита подземными рассолами из вышележащих соленосных отложений [2]. Присутствие галита в поровом пространстве – одна из главных причин неоднородности коллекторских свойств пласта, поскольку его вымывание приводит к повышению пористости в 2 – 2.5 раза и увеличению проницаемости в сотни раз. По результатам исследований Хоменко А.В., в узких экзоконтактовых зонах температуры нагревания осадочных пород достигали 700°, постепенно уменьшаясь по мере удаления от интрузива, причем градиент падения температуры зависит от мощности интрузива и термодинамических параметров осадочных пород [3].

ВЧНГ – месторождение многозалежное с залежами структурно-литологического типа, элементами стратиграфического и литологического выклинивания и тектонического экранирования. Относительно несложная морфоструктура залежей диктуется распределением коллектор - неколлектор, что, как правило, зависит не только от литологического состава последних, но и от существования отдельных блоков залежей.

В разрезе осадочной толщи ВЧНГ выявлен ряд продуктивных горизонтов с доказанной нефтегазоносностью, имеющих региональное распространение:

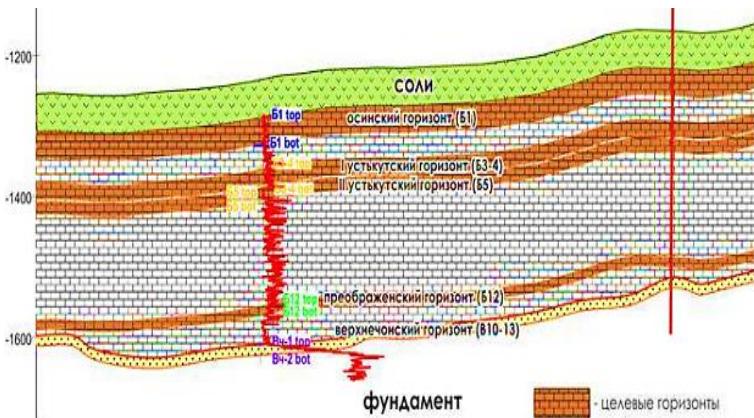


Рис.1. Продуктивные горизонты ВЧНГ.

и Б-1 усольской свиты нижнегокембия. В настоящее время на месторождении выявлено 18 залежей нефти и газа, из них 10 в песчаниках верхнечонского горизонта, 4 в доломитах преображенского горизонта и 4 в карбонатах осинского горизонта.

Основной интерес, как объект промышленной эксплуатации, где сосредоточены 82% извлекаемых запасов месторождения, в т.ч. 72% категории С1, представляет верхнечонский горизонт, отличающийся резкой фациальной неоднородностью продуктивных пластов. Он сложен терригенными отложениями и включает 2 пласта: верхний – ВЧ₁ (или В10 в соответствии с региональной индексацией) и нижний – ВЧ₂ (В13) толщиной 2,2- 26,0 и 5,5-20,2 м, соответственно.

Пласти разделены перемычкой, служащей покрышкой – алеврито-аргиллитовой пачкой толщиной 1,4-24,0 м, которая закономерно уменьшается в северо-западном направлении и полностью выклинивается, где пласти ВЧ₁ и ВЧ₂ сливаются. Отложения ВЧ представлены песчаниками преимущественно кварцевыми, пористость которых достигает 14 - 16%, проницаемость до 700 мД, с тонкими прослойками алевролитов и аргиллитов. Подошвой ВЧ служат отложения коры выветривания фундамента или фундамент. Пласти ВЧ₁ и ВЧ₂ представляют единую гидродинамически связанную систему, что даёт основание при разработке рассматривать оба пласта в качестве единого объекта.

Залежь пласта В13 – нефтяная, в северо-западном блоке – газонефтяная, пластовая, структурно-литологическая, высотой до 22 м, в центральном блоке – 65 м, в том числе газовой части – 12 м. Судя положению ВНК в северо-западном блоке по сравнению с северо-восточным, она опущена на 32 м по линии разлома. С юга, запада и востока залежь ограничена литологическим экраном непроницаемых песчаников или их полным выклиниванием.

Залежь пласта В10 – структурно-литологическая, пластовая, газонефтяная в центральном блоке, нефтяная в северо-западном блоке и газоконденсатная в северо-восточном блоке. В центральном блоке залежь разделена толщей непроницаемых песчаников на две части – западную и восточную, в каждой из которых расположена газовая шапка. В разных частях центрального блока, судя по положению ГНК (находится на абсолютной отметке -1243 м в западной

верхнечонский (В10-13), преображенский (Б-12), устькутский (Б5,Б3-4) и осинский (Б-1) (см.рис.1).

Промышленная нефтегазоносность месторождения связана с песчаниками (В10-13) терригенного комплекса нижнемотской подсвиты венда, карбонатами (Б-12), среднемотской подсвиты венда

части и -1215 м в восточной части блока), залежь опущена на 28м. Высота залежи составляет 56 м, в том числе 21м газовой части в разных блоках от 9м до 40м. Границами залежи служат линия выклинивания коллектора на востоке, юге и западе, ВНК на абсолютной отметке -1283 м на северо-западе и разрывное нарушение на северо-востоке. Положение ГНК и ВНК, установленное по данным испытания скважин, для отдельных залежей верхнечонского горизонта соответственно изменяются от - 1215 до - 1260,5 м и от - 1254 до -1283 м.

Различие в фазовых состояниях залежей, обусловленное тектоногидротермальной активизацией, требует дополнительных исследований, так как в зонах глубинных разломов нефтегазоносных бассейнов наблюдается резкое несоответствие границ между градациями катагенеза ОВ и стадиями изменения пород.

Литература

1. Барышев Л.А., Барышев А.С. «Многопараметровая физико-геологическая модель Верхнечонского газоконденсатно-нефтяного месторождения» // Геология нефти и газа. – 2008. – №4. – С. 46-54
2. Хоменко А.В. Влияние трапповых силлов на структуры осадочного чехла Тунгусской синеклизы // Тектоника платформенных областей. – Новосибирск: Наука, 1988. – С. 66-71.
3. Шубин А.В., Рыжков В.И. Изучение эффекта засолоненения порового пространства терригенного коллектора по сейсмическим данным // Геофизика. – 2013. – № 5. – С.17-25.

СОСТАВ И ВОЗРАСТ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Г.Н. Садовников
МГРИ, Москва, Россия; sadovnikov.gennady@yandex.ru

Формирование вулканического плато на севере Сибирской платформы началось в вишкильском (северодвинском) веке. Фундаментом плато служили терригенные породы верхнего палеозоя, которые подстилались преимущественно карбонатными породами нижнего и среднего палеозоя. В начале гагарьеостровского времени древесный ярус растительности образовывали кордантантовые, травянистый покров – папоротники.

В конце гагарьеостровского времени началось накопление туфов, а по периферии плато – туфогенно-осадочных пород (учамская свита). Древесного яруса не было. В травянистом покрове склонов доминантами являлись папоротники, аналогичные или близкие раннегагарьеостровским. Их разнообразие несколько возросло. В самом конце этапа нередко доминировали голосеменные *Yavorskyia*. В травянистом покрове низин доминировали различные *Phyllotheeca*. В конце этапа появились непроточные бассейны, в

которых доминировали *Rohdendorfium*, и проточные бассейны с двустворками *Prilukiella*, *Concinella*. Площадь плато была небольшой, а его высота не превышала 200 м.

В тутончанское – лебедевское время (вятский век) вулканализм стал более интенсивным, площадь распространения туфов резко возросла, в районе Норильска иногда изливались лавы. В эпохи затухания вулканализма формировались физические коры выветривания, сложенные зеленоцветным вулканомиктовым материалом, и продукты его переотложения (тутончанская свита). Затем началось химическое выветривание. Породы местами становились пестроцветными. Сформировался растительный покров. Водоемы заселили раки (конхостраки, реже остракоды), двустворки, рыбы. Затем возросла активность вулканализма. Образовалась мощная толща ксенотуфов – аллюнская свита (ошибочно называвшаяся «учамской»). Очередное затухание вулканализма привело к формированию вулканомиктовой эксинской толщи, местами пестроцветной. Снова сформировался растительный покров.

В древесном ярусе в вятском веке на горном уровне (в виде примеси) встречались *Elatocladus* и *Quadrocladus*. На равнинном уровне эти роды встречались редко, преобладали *Voltzia* (?) и *Walchia* (?). Травянистый покров склонов на горном уровне включал различные *Acrostichides*. На равнинном уровне часто доминировали *Acrostichides* (подроды *Acrostichides* и *Lazaripteris*), различные *Todites* и *Cladophlebis*, редко *Tungussopteris*. Вероятно, в травянистый покров склонов входили голосеменные *Madygenia*, *Parajacutiella*, *Maria*. Склоновыми, либо околоводными могли быть гинкгоопсиды *Rhipidopsis lobata*. В травянистом покрове низин преобладали членистостебельные *Paracalamites* (?) (часто), *Koretrophyllites*, *Neokoretrophyllites*, *Schizoneura*, *Sphenophyllum*, *Arthropitys* (редко), а также мохообразные (?) *Mesenteriophyllum* и плаунообразные *Tomiosstrobus* (?). Иногда доминировали голосеменные *Pursongia belousovae*. В непроточных водоемах доминировали те же *Rohdendorfium*, но вверх по разрезу их роль снижалась. Встречались также *Limadia*, *Cyclestheria*, *Hemicycloleaia*, *Pseudestheria*, *Megasitum*. В слабопроточных водоемах доминировали *Darwinula*, *Suchonella*, в проточных – *Palaeanodonta*, *Prilukiella*. Высота туфового плато достигла 500 м.

В таймырском веке (Садовников, Орлова, 1994) произошла активизация вулканализма, но площадь развития вулканитов значительно сократилась. Сначала формировались грубые туфы (холокитская толща), позднее наряду с ними изливались базальты. В это же время, а, возможно, и несколько ранее, формировались многочисленные и разнообразные интрузии первой фазы. Среди них (по: Геологическая карта ..., 1991, 1999; Натапов и др., 1991; Орлова, Шахотько, 1991) интрузии, обычно дифференцированные до кварцевых пегматоидных габбро-долеритов, либо субщелочных габбро-долеритов, либо гранофиров. Это пластовые, полого- и крутосящие тела, нередко очень сложной формы. Часто это многократные интрузии с многоимпульсным внедрением и отсутствием внутренних закаленных контактов. В породах много палагонита (часто) и стекловатого мезостазиса (всегда), что свидетельствует о формировании интрузий вблизи поверхности.

Снова сформировался растительный покров. В древесном уровне резко возросла роль *Quadrocladus*. В травянистом покрове склонов снизилась роль *Acrostichides*, подрод *Lazaripterus* исчез полностью. Доминантами стали *Todites*, иногда *Sphenopteris*. Часто доминировали *Kirjamkenia* (*Maria*), *Tomia*, иногда склоновые или низинные *Pursongia*. Травянистый покров низин состоял в основном из *Paracalamites* (?). Встречались *Neokoretrophyllites*, *Takhtajanodoxa*, *Lobatannularia*. Иногда присутствовали *Rhipidopsis*. В непроточных водоемах доминировали *Leaiida*, *Echinometalimnadia*, *Lioestheria*. Высота плато достигла 800 м.

Очередное затухание вулканизма привело к формированию вулканомиктовой иргактинской толщи, местами пестроцветной. Снова сформировался растительный покров с доминированием в древесном ярусе *Quadrocladus* (на горном уровне также *Elatocladus*), в травянистом покрове склонов – папоротников *Acrostichides*, *Cladophlebis*, *Osmundopsis*, в травянистом покрове низин – членистостебельных *Paracalamites* (?). Водоемы заселили конхостраки, представленные почти исключительно родом *Falsisca*, местами остракоды.

В нидымское и кочечумское время формировались исключительно базальты, а во время длительных перерывов между извержениями – вулканомиктовые толщи, часто красноцветные. Растительный покров и фауна непроточных бассейнов оставались теми же. Одновременно внедрялись недифференцированные и слабо дифференцированные интрузии второй фазы, почти не содержащие палагонита и стекловатого мезостазиса.

Последний перерыв в вулканизме и формирование красноцветных вулканомиктовых пород и растительного покрова произошли перед ямбуканским временем, которому свойственно резкое сокращение ареала и активности вулканизма.

Затем формировались интрузии третьей фазы, которым свойственно широкое развитие автометасоматических процессов. Как и в первой фазе, наряду с недифференцированными и слабодифференцированными интрузиями образовались интрузии, дифференцированные до гранофиров, или субщелочных габбро-долеритов и габбро-пегматитов. Внедрялись многократные интрузии, которым свойственны идентичность составов разных магматических инъекций и наличие четких внутренних закаленных контактов. Высота плато достигла 1700 – 1900 м.

В устькельтерское время вулканизм проявлялся только за пределами платформы: на Таймыре и в Верхоянье. На платформе могли формироваться субвулканические интрузии агатского комплекса, ошибочно принимаемые за специфические (маркирующие) покровы базальтов.

Практически полное отсутствие на водоразделах пликативных нарушений и дизьюнктивных нарушений со смещением заставляет считать практически исключенной инверсию. Присутствие только базальтового материала в большей верхней части туфов и лавах доказывает, что вулканиты формировались не в базальтовых ваннах, а на плато. Несмотря на денудацию и компенсационное погружение, высота плато непрерывно росла.

Литература

1. Геологическая карта Сибирской платформы и прилегающих территорий масштаба 1:1 500 000. Гл. ред. Н.С. Малич. – СПб: ВСЕГЕИ, Санкт-Петербургская картфабрика, 1999.
2. Геологическая карта СССР м-ба 1:1000000. Лист Р-48,49 (Айхал). Комплект карт. – Л.: Недра, 1991.
3. Натапов Л.М., Орлова Э.Ф., Садовников Г.Н. Тектоника [листа Q-48,49 (Айхал)] С. 1 – 20. 117 к. // Геокнига. Государственная геологическая карта СССР (новая серия). Лист Q-48,49 (Айхал). Карта дочетвертичных образований. <http://www.geokniga.org/maps/1902>. 1991.
4. Орлова Э.Ф., Шахотько Л. И. Раннемезозойские интрузии листа Q-48,49 (Айхал) С. 1 – 29. 163к. // Геокнига Государственная геологическая карта СССР (новая серия). Лист Q-48,49 (Айхал). Карта дочетвертичных образований <http://www.geokniga.org/maps/1902>. 1991.
5. Садовников Г.Н., Орлова Э.Ф. Таймырский ярус – терминальный ярус континентальной перми // Доклады Российской Академии Наук. – 1994. – т. 338, № 5. – с. 658-661.

ЗНАЧЕНИЕ ФОРАМИНИФЕР НАДСЕМЕЙСТВА PALAEOTEXTULARIOIDEA ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИИ НИЖНЕГО КАРБОНА ЕВРАЗИИ

К.В. Сахненко^{1,2}, Е.Л. Зайцева^{1,3}, Н.Б. Гибшман²

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, sakh-karina@yandex.ru ;

²Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, nilyufer@bk.ru;

³ФГБУ ВНИГНИ, Москва, ezaitseva@mail.ru

По современным представлениям надсем. *Palaeotextularioidea* включает сем. *Palaeotextulariidae* и сем. *Koskinobigeneriidae* (Vachard, 2016). Основным признаком выделения семейств является структура стенки. Сем. *Koskinobigeneriidae* свойственна однослойная микрозернистая стенка, сем. *Palaeotextulariidae* характеризуется двуслойной стенкой с наружным микрозернистым и внутренним стекловато-лучистым слоем. Признаками родового ранга являются тенденция к однорядности и характер устья. Важные морфологические признаки палеотекстуляриоидей – общая форма раковины, строение стенки, характер септ и устья, форма камер и тенденция к однорядности, устанавливаются в осевых сечениях. Их изучение осложняется неполными и неориентированными сечениями в шлифах.

Представители *Palaeotextularioidea* распространены повсеместно в Евразии, Северной Америке и Южной Африке и существовали с карбона до перми включительно. В нижнем карбоне сем. *Palaeotextulariidae* представлено родами *Palaeotextularia*, *Climacammina*, *Cribrostomum*, а сем. *Koskinobigeneriidae* включает рода *Consobrinellopsis*, *Koskinobigenerina* и *Koskinotextularia*.

Палеотекстуляриоиды – важная группа для стратиграфии нижнего карбона. Как ключевые таксоны фораминиферовых зон визе (Livian и

Warnantian) они использованы в Западной Европе (Conil et al., 1991; Somerville, 2008). Их биостратиграфический и корреляционный потенциал выявлен для верхнего визе Подмосковного бассейна (Гибшман, Гуторова, 2015).

Материалом для исследования послужили шлифы из верхнего визе опорных скважин 1 Бузулук и 1 Мелекесс и скв. 4689 Азнакаево Волго-Уральской области, а также разрезов Мстихино и скв. 1 вблизи д. Александровка (Калужская область) Подмосковного бассейна. Анализ их распределения в изученных разрезах с привлечением опубликованных данных показал (рис. 1), что на Восточно-Европейской платформе (ВЕП) первые палеотекстуляриоиды достоверно отмечаются с тульского времени, где представлены 4 родами: *Palaeotextularia*, *Consobrinellopsis*, *Cribrostomum*, *Koskinotextularia*. В западноевропейских разрезах с основания зоны Cf5 (Livian), коррелируемой с тульским горизонтом, фиксируются *Consobrinellopsis* и *Koskinotextularia*. Единичные биморфные формы с однослойной стенкой (род *Koskinobigenerina*) появляются в верхах алексинского горизонта. Представители рода *Climacammina* (биморфная с двуслойной стенкой) известны с михайловского времени. В западноевропейских разрезах род *Koskinobigenerina* встречается с основания зоны Cf6γ (Warnantian), сопоставляемой с верхней частью алексинского горизонта, а род *Climacammina* – с зоны Cf6δ, отвечающей михайловскому и веневскому горизонтам.

Среди видов рода *Palaeotextularia* наибольшим ареалом отличается *P. longiseptata*, встреченный в верхневизейских и серпуховских отложениях ВЕП, Урала, в противном горизонте Новой Земли, верхнем визе Тянь-Шаня и Ирана, Марокко, в зонах MFZ14 Карнийских Альп и MFZ15 Южного Китая. Распространение *P. crassa*, *P. fallax*, *P. bella*, *P. breviseptata*, *P. magna* ограничено ВЕП, Уралом и Тянь-Шанем. Космополитами среди *Consobrinellopsis* являются *C. consobrina* и *C. lipinae*. Вид *C. consobrina* отмечается в верхневизейских и серпуховских отложениях ВЕП, Урала, Тянь-Шаня и Китая, зоне MFZ14 Карнийских Альп и Ирана. *C. lipinae* встречен в верхнем визе и серпухове ВЕП, Урала, Тянь-Шаня, зонах V2b и V3 Франко-Бельгийского бассейна, и зоне MFZ15 Южного Китая. Ареал распространения *C. intermedia* ограничен ВЕП и Уралом. *Koskinotextularia bradyi* – наиболее распространенный вид этого рода, фиксируется в верхневизейских и серпуховских отложениях ВЕП, Донбасса, Урала и Тянь-Шаня, а в западноевропейских разрезах отмечается только в зоне MFZ14 Карнийских Альп. Распространение *K. stricta* и *K. obliqua*, ограничено зонами V2b и V3b Бельгии, Германии и зоной MFZ12 Южного Китая. Среди видов рода *Cribrostomum* наиболее широкий ареал имеет *C. eximium*, который отмечается в верхнем визе ВЕП, Тянь-Шаня, Бельгии, Германии, Марокко, Ирана, Южного Китая, а также в серпуховских отложениях Урала. Остальные виды данного рода распространены в верхнем визе и реже серпуховском ярусе ВЕП, Урала и Тянь-Шаня. Самым распространенным видом рода *Koskinobigenerina* является *K. prisca*. Он отмечается в верхневизейских и серпуховских отложениях ВЕП, Урала, Тянь-Шаня, в верхнем визе Донбасса и Центрального Казахстана, в зоне MFZ14 Ирана, нижнесерпуховском подъярусе Южного Китая. Распространение

K. breviseptata ограничено верхним визе Германии. В изученном материале род *Climacammina* представлен 2 видами. *C. patula* отмечается в веневском горизонте ВЕП, в верхнем бригантии и нижнесерпуховском подъярусе Марокко. *C. antiqua* фиксируется в веневском горизонте ВЕП, серпуховском ярусе Марокко и Южного Китая.

Отмеченные корреляционные уровни и широкое распространение палеотекстуляриоидей позволяет использовать эту группу для более точной корреляции.

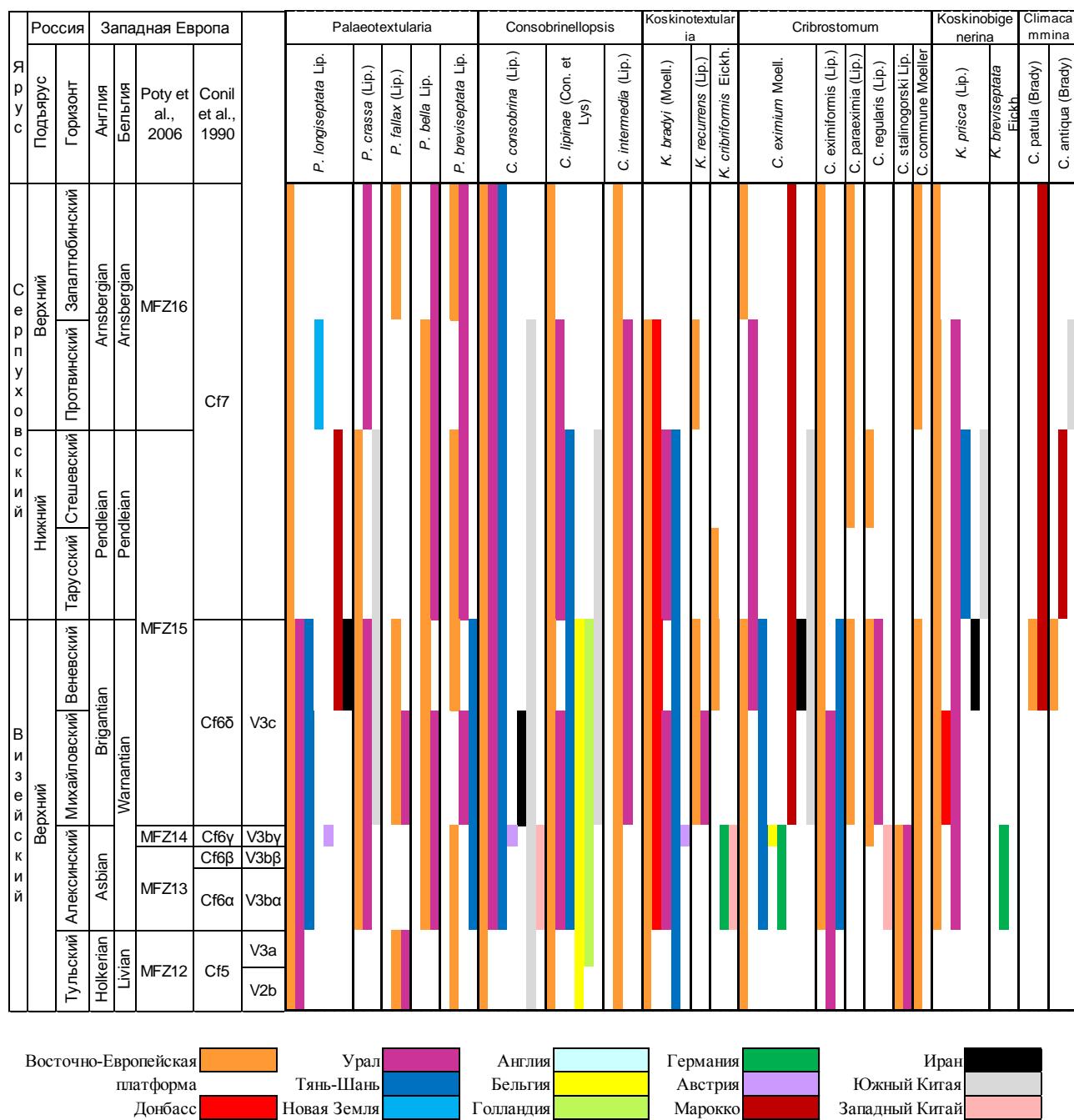


Рис. 1. Распространение некоторых видов надсем. Palaeotextularioidea (корреляция по Cozar et al., 2013, Krainer et Vachard, 2014).

Литература

1. Гибшман Н.Б., Гуторова А.В. Palaeotextulariida Hohenegger et Pillet, 1975 (Foraminifera) поздневизейского (нижний карбон) Подмосковного бассейна // Современная микропалеонтология. Сборник трудов XVI Всероссийского микропалеонтологического совещания, Калининград, 2015, с. 195-198.
2. Conil, R., Groessens, E., Laloux et al. Carboniferous guide Foraminifera, Corals and Conodonts in the Franco-Belgian and Campine Basins: their potential for widespread correlation. In: Brenckle, P. L & Manger, W. L. (eds.): Intercontinental correlation and division of the Carboniferous System. Courier Forschungsinstitut Senckenberg 130 (Frankfurt a. M.), 1991, pp. 15-30.
3. Cozar P., Medina-Varea P., Somerville I. et al. Foraminifers and conodonts from the late Viséan to early Bashkirian succession in the Saharan Tindouf Basin (southern Morocco): biostratigraphic refinements and implications for correlations in the western Palaeotethys // Geological journal, 2013, pp. 1-32.
4. Krainer, K.; Vachard, D. Late Viséan (MFZ14) foraminifers and algae from the Kirchbach Limestone (Carnic Alps, Austria) and geological implications // Facies. 61(1), 2014, pp. 1-23.
5. Somerville, I.D. Biostratigraphic zonation and correlation of Mississippian rocks in Western Europe: some case studies in the late Viséan/Serpukhovian. // Geological Journal № 43, 2008, pp. 209–240.
6. Vachard, D. Macroevolution and Biostratigraphy of Paleozoic Foraminifers. Stratigraphy & Timescales, Volume 1, 2016, pp. 257-323.

О ПЕРВОМ ОПЫТЕ ПРИМЕНЕНИЯ 3D-СКАНИРОВАНИЯ, МОДЕЛИРОВАНИЯ И ПЕЧАТИ РИНХОЛИТОВ (MOLLUSCA, СЕРНАЛОПОДА)

В.И. Соловьев¹, Н.С. Игнатьев¹, А.В. Ерофеев¹, В.Н. Комаров²

¹ ГАПОУ «Политехнический колледж № 8 имени дважды Героя Советского Союза И.Ф. Павлова», Москва, Россия; solovev.vitaliy.82@mail.ru; ignatev_nikita@bk.ru; Vinch.01@mail.ru

² МГРИ им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия; komarovmgri@mail.ru

Метод 3D-печати, являющийся самой революционной, перспективной и динамично развивающейся технологией последних десятилетий, стал неотъемлемой составной частью самых различных областей производства, науки и быта. Аддитивные технологии заключаются в послойном построении физического объекта по его компьютерной 3D-модели – визуальному графическому образу, полученному с помощью бесконтактного сканирования или моделирования. Координаты, полученные сканированием, обрабатываются и сохраняются в виде параметрической модели, с которой можно работать почти в любом 3D-редакторе для доработки объекта – удаления дефектов, оптимизации количества полигонов. Для облегчения веса полученного шаблона, корректировки размеров и прочих параметров, необходимых для

создания G-кода. После доработки модель загружается в программу для печати и по алгоритму, задаваемому компьютером, изготавливается на 3D-принтере.

Материалом для настоящего исследования послужил голотип ринхолита *Rhyncolites irinae* Komarov, представляющий собой кальцитовый кончик верхней челюсти ископаемого наутилуса. Он был найден И.А. Михайловой в Западной Грузии на южной окраине Дзирульского массива в окрестностях села Гверки в среднеаптских отложениях (зона *Epicheloniceras subnodosocostatum*) [1]. Возраст образца составляет порядка 120 млн. лет. Следует отметить, что данный ринхолит является одним из самых крупных в мире, когда-либо обнаруженных палеонтологами. Его длина составляет 44,3 мм.

Ринхолит был обработан 3D-сканером RangeVision Spectrum, работающим по принципу структурированного подсвета и оснащённым цветными камерами 3.1 Mpix, что позволяет передавать сложную геометрию и мельчайшие детали объектов разного размера с высоким 3D разрешением и точностью. В течение 1,5 часов программное обеспечение RangeVision Spectrum позволило получить готовую 3D-модель прекрасного качества для последующей работы в среде виртуального 3D моделирования. В ходе работы авторами использовался стереолитографический (SLA) 3D принтер Formlabs FORM2. Специальной программой — слайсером, созданная цифровая модель ринхолита была разделена на слои, которые принтер, начиная с основания, и напечатал один над другим, составив из них трехмерный физический объект. В качестве конструктивного материала нами была использована фотополимерная смола серого цвета (Formlabs Grey Resin), которая отверждалась излучением ультрафиолетового спектра (частота света 405 Nm). Объемная печать шла последовательно, за один проход лазер отвержал один слой полимера. Затем подвижное основание погружалось в жидкий полимер на толщину одного слоя, и процесс повторялся. Толщина слоя фотополимера при печати была настроена на 50 микрон. Полимеризация слоя совершилась через прозрачное дно специальной ванны для фотополимера, при этом подвижный столик, к которому крепится модель, вытягивал готовую модель вверх. Мощность лазера составила 250 мВт, а диаметр пятна лазера – 140 мкм. После печати, которая заняла около 3 часов, модель в течение 30 минут промывалась в изопропиловом спирте.

Со временем инновационный потенциал технологий послойного синтеза в палеонтологии будет расширяться. В мелкосерийном производстве данная технология реализует возможность создавать объемные копии ископаемых остатков любой формы, различного размера, высокой прочности, при максимально точном сохранении информации о них. Важным преимуществом аддитивного метода является доступность, полная автоматизация процессов изготовления, высокая производительность, отсутствие необходимости дополнительной обработки для доводки до стадии готовой модели, безотходность производства и постепенное снижение стоимости оборудования и расходных материалов. Использование физических копий окаменелостей позволит учёным проводить широчайший спектр всевозможных исследований, не опасаясь за сохранность оригинальных экспонатов, зачастую

представленных единственным экземпляром. Тиражирование окаменелостей с помощью технологий трехмерной печати позволит пополнять музейные экспозиции, а также создавать типовые коллекции для самых различных учебных целей.

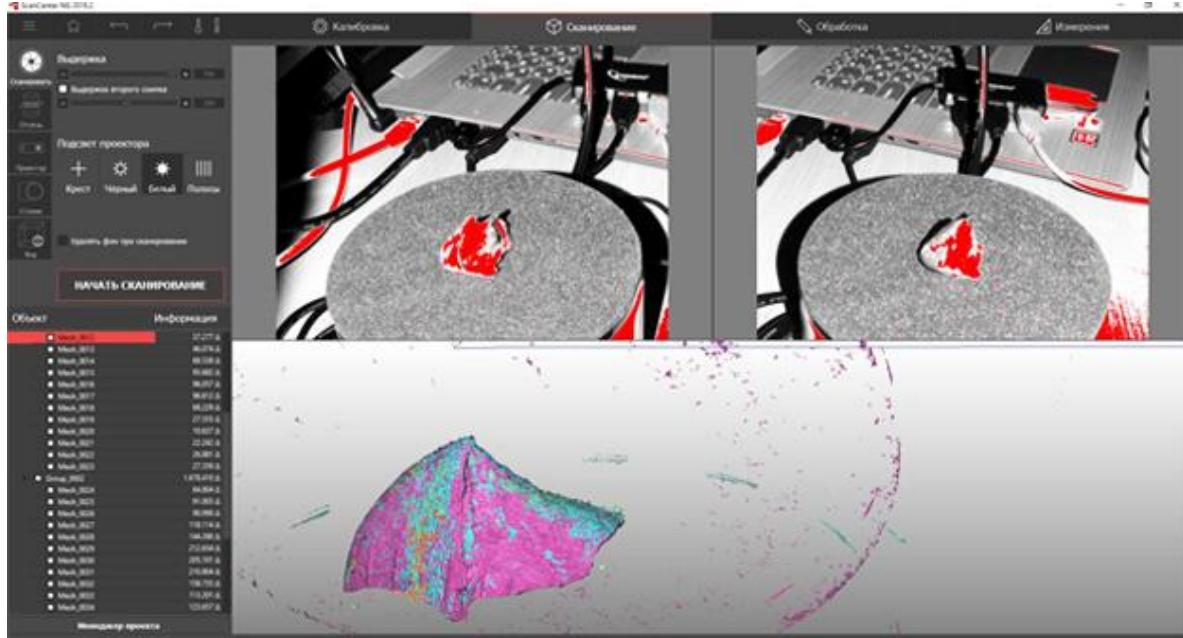


Рис. 1. Ринхолит в процессе 3D сканирования.

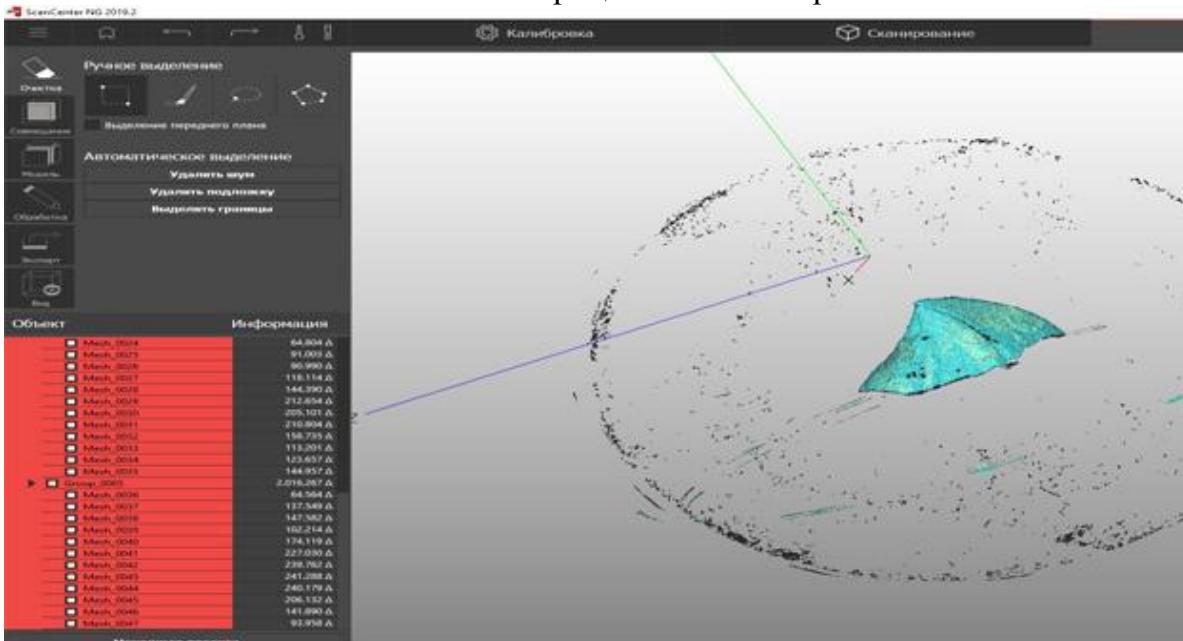


Рис. 2. Удаление шумов в процессе 3D моделирования.

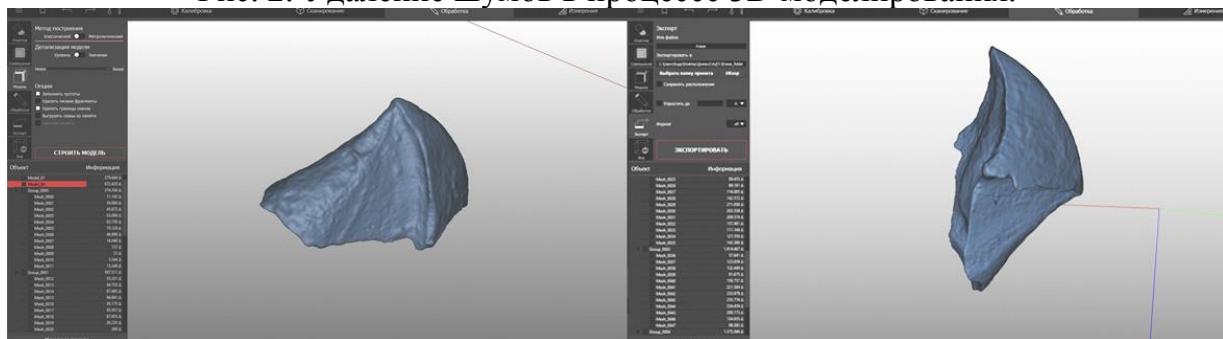


Рис. 3. 3D модель ринхолита.

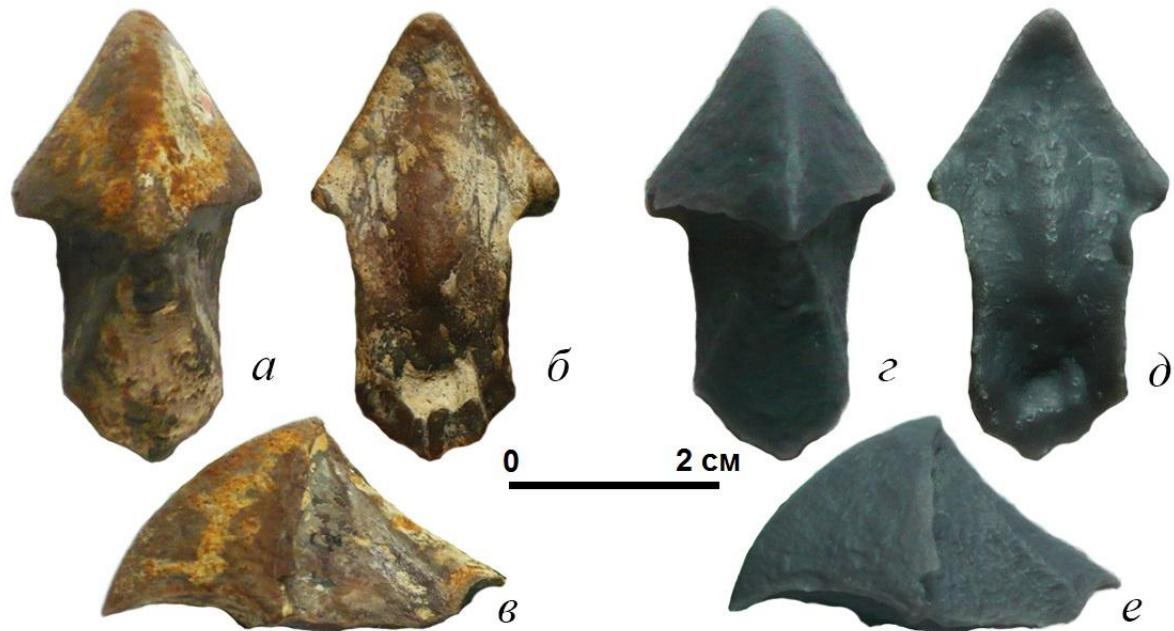


Рис. 4. *Rhyncolites irinae* Komarov (а–в) и его копия (г–е).

Литература

- Комаров В.Н. Новые представители рода *Rhyncolites* Biguet (ринхолиты) из мезозойских отложений Кавказа // Известия вузов. Геология и разведка. – 2002. – № 3. – С. 44–48.

НИЖНЕЮРСКИЕ ИЗВЕСТНЯКИ ОКРЕСТНОСТЕЙ С. ТРУДОЛЮБОВКА (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ)

А.В. Туров, Г.В. Агафонова, А.О. Андрухович, В.Н. Комаров, Е.В. Рахимова
МГРИ им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

В окрестностях села Трудолюбовка юго-западного Крыма на территории учебного геологического полигона МГРИ встречаются известняки, образующие небольшие тела среди аргиллитоподобных глин мендерской толщи, выделенной в составе эскиординской свиты. В известняках и глинах определен комплекс ископаемых остатков синемюр-плинсбахского возраста, что позволяет считать известняки одновозрастными глинистому матриксу [2–5, 7]. В литологическом отношении известняки еще плохо изучены. В геологической литературе они обычно упоминаются как органогенно-обломочные или обломочные и в связи с отсутствием их детальной литологической характеристики складывается впечатление, что известняки однотипны. Нет и публикаций, посвященных анализу условий образования известняков, но считается, что формировались они примерно в одинаковых обстановках на приподнятых участках дна морского бассейна [2–4, 7].

Наиболее крупные выходы нижнеюрских известняков эскиординской свиты на рассматриваемой территории известны в средней части овр. Шара, на северном склоне горы Патиль и в средней части овр. Аммонитовый.

Обнажение 1. В овр. Шара известняки обнажаются в его левом борту над ставком, образуя небольшой скальный уступ протяженностью 13 м и высотой 5—6 м. Обнажение представлено светло-серыми и кремовато-серыми породами, очень крепкими, разбитыми трещинами, выполненными крупными кристаллами шпатового кальцита с пленками гидроксидов железа. Породы в обнажении неясно-линзовиднослоистые (аз. пад. 320—330⁰, угол падения 40⁰); видимая мощность около 8 м. Нижняя часть обнажения сложена органогенно-обломочными известняками, среди которых встречаются линзовидные и гнездообразные скопления (до 0,5 x 0,7 м) зерен кварца гравийной и мелкогалечной размерности. Местами кварца так много, что породу следует называть гравелитом. В верхней части обнажения наряду с органогенно-обломочными известняками широко распространены известняковые гравелиты с прослойями и линзами песчаников кварцевого и полимиктово-кварцевого состава.

Микроскопическим анализом (изучено 30 шлифов) установлено, что основными компонентами органогенно-обломочных известняков являются обломки створок брахиопод и членики иглокожих, образующих криноидно-брахиоподовый и брахиоподово-криноидный литотипы. Встречаются обломки известняков органогенно-обломочной, тонко-мелекристаллической и пелитоморфной структуры. Обломки – со следами окатанности, не сортированы, расположены беспорядочно, часто сгружены. Цемент (до 5—10%) представлен тонко-мелекристаллическим кальцитом. В известняках встречаются микроскопления терригенного материала (2—15%), представленного обломками кварца песчаной, реже гравийной размерности.

Известняковые гравелиты сложены гравийными обломками известняков разных структурных типов (обломочные известняки песчаной структуры, органогенно-обломочные, комковатые, водорослевые, мелко- или микрокристаллические известняки); в материале-заполнителе содержатся обломки створок брахиопод и членики иглокожих, встречается терригенная примесь; цемент карбонатный. Обломки известняков окатанные и полуокатанные. Органогенные обломки материала-заполнителя представлены створками раковин брахиопод и иглокожими, а терригенный материал – обломками кварца песчаной, редко гравийной размерности. Цемент – тонко-мелекристаллический.

Песчаники кварцевые или полимиктовые, мелкозернистые и средне-мелкозернистые, с кальцитовым цементом порового, коррозионно-порового типа. Обломочные зерна, образованные кварцем, обломками пород, редко полевыми шпатами, полуокатанные, реже окатанные, в разной степени корродированные. Обломки пород представлены кварцитами, редко эфузивами и глинистыми сланцами. Песчаники содержат обломки иглокожих и створок брахиопод плохой сохранности, а также обломки известняков органогенно-обломочной, микрозернистой структуры.

Обнажение 2. На северном склоне горы Патиль нижнеюрские известняки слагают участок водораздела (протяженностью 17 м, шириной около 7—10 м и высотой 2,5—3 м) между овр. Мендер и долиной р. Бодрак. Известняки в

обнажении светло серые и коричневато-серые, неравномерно кавернозные и ожелезнённые, очень крепкие, массивные, пятнистые, иногда неявно линзовидные. Порода переполнена члениками криноидей, которые местами образуют крупные скопления [1]. Широко распространены раковины мелких брахиопод и их створки, реже ростры белемнитов и единичные фрагменты аммонитов. Кроме органогенных обломков, известняки содержат обломки известняков, а также редкую терригенную примесь кварца песчаного, гравийного и галечного размера. В средней части обнажения известняки характеризуются комковатой текстурой. Известняковые комки галечной размерности (5—10 см) переполнены обломками иглокожих.

Микроскопическое изучение (всего 27 шлифов) известняков [6] выявило среди них три структурных типа: органогенно-обломочный, обломочный и оолитово-органогенно-обломочный. Основным, резко преобладающим компонентом известняков являются обломки иглокожих, преимущественно криноидей. Остальные органогенные компоненты (в порядке убывания—брахиоподы, гастropоды, фораминиферы, остатки зеленых водорослей, губки, остракоды, аммониты, радиолярии) суммарно составляют не более 10%. Обломки криноидей имеют следы окатанности различной степени. Известняковые обломки (интракласти) характеризуются органогенно-обломочной и пелитоморфной с органогенным шламом структурами, иногда содержат мелкопесчаную и алевритовую примесь обломков кварца. Оолитово-органогенно-обломочные известняки почти нацело сложены обломками криноидей, часть из которых является ядрами оолитов.

К некарбонатным компонентам известняков относятся единичные крупно-песчаные обломки песчаника, аргиллита, кварцита и кварца; в одном шлифе встречен обломок сильно ожелезненной халцедоновой породы. Терригенные обломки преимущественно окатанные, реже полуокатанные, располагаются между карбонатными структурными компонентами, иногда входят в состав известняковых интракластов. Всего терригенная примесь составляет менее 1%.

В известняках между компонентами наблюдается материал-заполнитель, по структуре сгустковый, пелитоморфный и пелитоморфно-сгустковый.

Обнажение 3. Обнажение в правом борту Аммонитового оврага, расположенного на юго-восточной окраине села Трудолюбовка, приурочено к небольшому уступу, нависающему над днищем оврага. Уступ протяженностью 11 м и высотой 3 м сложен известняковой конгломерато-брекчией, мелко-среднеслоистой, с падением слоев на северо-запад (аз. пад. 340—345⁰, угол падения 55⁰). Известняки крупнообломочные, серые и кремово-серые, очень плотные и крепкие. Обломочная структура обусловлена присутствием неокатанных и полуокатанных литокластов известняков галечного и гравийного размеров (преобладают обломки размером до 2—3 см, максимум до 5—7 см).

Изучение известняков в шлифах (всего 19 шт.) показало, что обломки в конгломерато-брекчии представлены известняками: мелкодетритовыми, шламово-мелкодетритовыми, пелитоморфными со шламом и мелким детритом.

В обломках известняков содержится до 5% терригенного материала тонко-мелкопесчаной размерности, представленного преимущественно кварцем.

Форма обломков конгломерато-брекции неправильно овальная, удлиненная. Контуры обломков четкие слабоволнистые или резко неправильные, заливообразные, с глубокими карманами, заполненными материалом-заполнителем. Иногда рядом с крупным обломком галечной размерности располагаются «оторванные» от него обломочки средней и крупной песчаной размерности. Отдельные крупные обломки иглокожих и створки брахиопод «внедряются» в пелитоморфную карбонатную массу.

Пространство между обломками заполнено органогенно-обломочным, преимущественно криноидно-брахиоподовым материалом. Многие остатки иглокожих, а также мелкие и реже крупные остатки створок брахиопод несут на себе следы окатанности, что выражается в сглаженности их контуров. Материал-заполнитель содержит терригенную примесь (5—25%) кварца, реже полевых шпатов и редкими обломками пород. Размер обломков изменяется от 0,04 до 0,8 мм, преобладает мелкая и тонкая песчаные фракции. Цемент представлен карбонатно-глинистым и бурым глинистым веществом.

В шлифах видно, что в известняках проявлены две системы трещин, заполненных кристаллами кальцита: секущие (неплоскостные) и параллельнослоистые (плоскостные). Секущие прожилки имеют небольшую мощность (0,1—0,3 мм) и выполняются изогнутыми волокнистыми кристаллами кальцита. Параллельнослоистые прожилки более мощные (до 0,56 мм) также заполнены кальцитом, но с другой морфологией кристаллов, преимущественно ксеноморфной. Отдельные кристаллы характеризуются интенсивной трещиноватостью и резким двойникование.

Выводы. Таким образом, во всех трех обнажениях нижнеюрские известняки эскиординской свиты значительно отличаются друг от друга, что выражено в характере слоистости проявленной в обнажениях, составе и структуре известняков, составе структурных компонентов, количестве терригенной примеси, наличии или отсутствии терригенных пород. Указанные отличия позволяют считать, что формирование рассматриваемых отложений происходило в различных обстановках осадконакопления, на разном расстоянии от берега, разной глубине и гидродинамике морского бассейна. Повидимому, известняки из обнажения в овр. Шара сформировались на баровой отмели в относительной близости от берега, с нестабильной гидродинамикой. Известняки на г. Патиль образовались из остатков криноидей в относительном удалении от берега, в зоне течений и в условиях волнового воздействия на осадок. Известняки Аммонитового оврага — наиболее глубоководные образования, их формирование происходило в верхней части склона в обстановке активной гидродинамики и оползания нелитифицированных осадков.

Литература

1. Кликушин В.Г. О триасовых и раннеюрских криноидеях Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. В. 6. С. 71–79.

2. Милеев В.С. Вишневская Л.Е., Фролов Д.К. Триасовая и юрская системы // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. М., 1989. С. 5-79.
3. Муратов М.В. Геология Крымского полуострова // Руководство по учебной геологической практике в Крыму. Т. 2. М. 1973. С. 26–33.
4. Панов Д.И. Стратиграфия триасовых и нижне-среднеюрских отложений Лозовской зоны Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77. В. 3. С. 13–25.
5. Славин В.И. Новые данные о саблинской свите в Лозовской зоне Горного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1986. № 2. С. 29–35.
6. Туров А.В., Агафонова Г.В., Андрухович А.О. и др. Нижнеюрские известняки северного склона г. Патиль (Юго-Западный Крым) // Тезисы докладов XIV Международной научно-практической конференции “Новые идеи в науках о Земле”. Т. I. М.: МГРИ, 2019. С. 173–176.
7. Цейслер В.М., Караполов В.В., Туров А.В., Комаров В.Н. О местных стратиграфических подразделениях в восточной части Бахчисарайского района Крыма // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1999. № 6. С. 8-18.

ПЕРВАЯ НАХОДКА РИНХОЛИТА РОДА LEPTOCHEILUS TILL В ЮРЕ КРЫМА

М.А. Ульшин

Пос. Научный, Крым, Россия; may.ulshin@yandex.ru;

При обследовании разрезов верхней юры в урочище Аязьма (Крым, Балаклавский район) в ноябре 2019 г. автором был найден ринхолит *Leptocheilus* (*Leptocheilus*) *chaudonensis* (Till, 1908) (Рис. 1).

Это первая находка ринхолита данного рода в юре Крыма. Разрез, в котором обнаружен ринхолит, находится вблизи родника Аязьма-Чокрак на высоте около 200 м над уровнем моря. Это небольшие выходы размытых серых мраморизованных известняков (скорее всего, оксфордских), окружённых сероватыми глинами (вероятно, нижне- или среднеюрскими). Есть там и очень маленький выход неразмытых мраморизованных известняков.

В смеси глин и размытых известняков встречаются многочисленные части разнообразных морских лилий (особенно чашечки), фрагменты правильных морских ежей, ростры белемнитов, неопределенные фрагменты ядер аммонитов, двустворки, брахиоподы, губки, кораллы, зубы акул. Довольно часто там встречаются ринхолиты рода *Gonatocheilus* большого видового разнообразия. Все окаменелости великолепной естественной препаратации – видимо, в основном благодаря растворению вмещающей их породы.

Вся обнаруженная там ископаемая фауна, несомненно, происходит именно из мраморизованных известняков: на некоторых собранных окаменелостях (в том числе и на одном ринхолите) есть остатки этих пород, и некоторые окаменелости такого же замещения были найдены в неразмытом выходе известняков. А вышеупомянутые серые глины, там, где к ним не примешиваются эти породы, не содержат окаменелостей. В глинах очень много кристаллов гипса, и, видимо, это – глубоководные вулканогенные отложения средней или нижней юры.

Этот разрез весьма схож по составу пород и ископаемой фауне с разрезом оксфорда, находящемся ниже, на пляже Инжир, и содержащим остатки аммонитов, характерных для оксфорда и ринхолиты *Gonatocheilus* [5].

Ранее ринхолиты рода *Leptocheilus* в Крыму были известны только из нижнего апта (также представленные только видом *L. (L.) chaudonensis*) [4]. Также этот вид известен из средней и верхней юры Западной Европы, титона – готерива Азербайджана. Из крымской юры ранее были описаны только представители родов *Gonatocheilus* и *Akidocheilus* [2, 3, 5].

В отличие от образцов, описанных В.Н. Комаровым из апта Крыма и титона – готерива Азербайджана [4, 5], у найденного автором оксфордского образца на продольноментральном валике есть серединное ребро, но в остальном различий не видно. Серединное ребро есть и у образцов, описанных из юры Испании [7].

Автор выражает большую благодарность В.Н. Комарову (МГРИ) за помощь в поиске литературы.

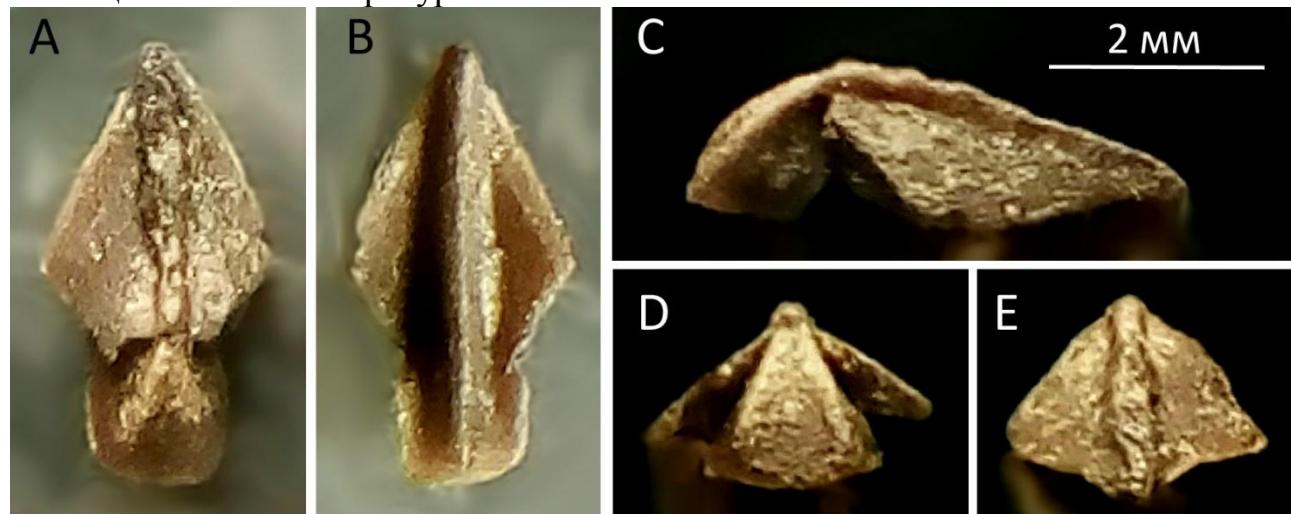


Рис. 1. *Leptocheilus (Leptocheilus) chaudonensis* (Till, 1908): А, В, С, Д, Е – верх, низ, правая сторона, задняя часть и передняя часть ринхолита соответственно. Верхняя юра, оксфорд (?), Крым, Балаклавский район, мыс Айя. Фото и коллекция автора.

Литература

1. Алиев Р.А. Находки ринхолитов в нижнемеловых отложениях юго-восточного Кавказа // Палеонтологический журнал. 1961. № 4. С. 160–162.
2. Комаров В.Н. Атлас ринхолитов Горного Крыма. Москва: ТИИЦ, 2008. 120 с.
3. Комаров В.Н. Первая находка ринхолитов в средней юре Горного Крыма // Палеонтологический журнал. 2002. № 4. С. 21–22.
4. Комаров В.Н. Первая находка ринхолитов рода *Leptocheilus* Till в Крыму // Известия вузов. Геология и разведка. 2010. № 1. С. 72–73.
5. Комаров В.Н. Первая находка ринхолитов *Leptocheilus (Leptocheilus) chaudonensis* Till в мезозойских отложениях Азербайджана // Известия вузов. Геология и разведка. 2008. № 1. С. 66–67.
6. Мироненко А.А., Комаров В.Н. Новые находки ринхолитов в средней и верхней юре Крыма // Известия вузов. Геология и разведка. 2019. № 1. С. 5–15.
7. Gasiorowski S.M. Les Rhyncholites // Geobios. 1973. V. 6, № 2. pp. 127-191.

О НОВЫХ НАХОДКАХ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ДЕСЯТИНОГИХ РАКООБРАЗНЫХ (DECAPODA) В КРЫМУ

М.А. Ульшин¹, А.И. Тищенко², В.И. Пологов³

¹ Пос. Научный, Крым, Россия; may.ulshin@yandex.ru;

² КФУ, Геологический музей им. Н.И. Андрусова, Симферополь, Крым, Россия;

³ ОО Городской музей палеонтологии, Севастополь, Крым, Россия

За период с 2007 по 2019 гг. авторами на крымских разрезах нижнего мела была собрана значительная коллекция остатков десятиногих ракообразных – более 30 образцов различной сохранности. При этом оказалось, что большинство образцов относятся к таксонам, которые ранее никогда не были описаны из Крыма, а некоторые образцы уже известных из Крыма видов указывают на необходимость в поправках и дополнениях к их описаниям.

Материал: *Atherfieldastacus* sp. (1 экз. – карапакс и части перейопод) найден А.И. Тищенко в 2008 г. в породах верхнего готерива – нижнего баррема на горе Кара-Оба (правый борт долины р. Малый Салгир, примерно в 1 км к востоку от юго-восточной окраины г. Симферополь). Здесь породы верхнего готерива – нижнего баррема (преимущественно известковистые и глинистые буровато-желтые песчаники с прослойями гравелитов) с угловым несогласием залегают на дислоцированных сланцево-песчаных породах битакской свиты (средняя юра) и перекрываются глинами и нуммулитовыми известняками симферопольского регионаряса среднего эоцен [6].

Meyeria ornata (Phillips, 1829) (8 экз.), *Glyphea regleyana* (Desmarest, 1822) (6 экз.), *Hoploparia dentata* (Roemer, 1841) (4 экз.), представленные сброшенными линочными покровами карапаксов, абдоменов и перейопод различной сохранности, *Hoploparia* spp. (2 экз.), *Axiidae* gen. et sp. indet. (1 экз.), *Palaeopagurus couloni* (Tribolet, 1874) (1 экз.), *Palaeopagurus?* sp. (1 экз.), представленные частями клешней – найдены М.А. Ульшиным в нижнеготеривских отложениях окрестностей пос. Научный (Бахчисарайский район). Здесь нижний готерив представлен чередующимися слоями плотно пригнанных друг к другу обожженных плит твердого светло-серого мелкозернистого песчаника (остатки размытых слоев «твердого дна»), и слоями плотных рыжих мелкозернистых песков с ржавыми железистыми конкрециями и окатанным песчаниковым гравием. Слой богат бентосной ископаемой фауной, древесными щепками и раковинами цефалопод. Он формирует плато пос. Научный, согласно залегая на валанжинских рыжевато-коричневых конгломератах с кварцевой галькой, и местами перекрываясь желтоватыми и красноватыми известняками верхнего готерива – нижнего баррема.

На раннеготеривский возраст слоя, прежде всего, указывает комплекс брахиопод – *Musculina* spp., *Cyclothyris* spp. и др. [5]. Также в слое встречаются слепки нор декапод – *Thalassinoides suevicus*, но как норы, так и сами декаподы встречаются в слое неравномерно и не всегда сопутствуют друг другу. Внутри нор декаподы найдены не были.

Hoploparia sp. (6 экз. – почти полные образцы и отдельные клешни) – были найдены В.И. Пологовым в 2007 – 2017 гг. в отработанном Западно-Балаклавском карьере (Балаклавский район) в эрратических валунах апта – альба, которые залегают в слое с линзами обломочного материала [4]. Валуны состоят из твердых серых песчаников с остатками древесины и раковинами мальков разных моллюсков. В них часто встречаются слепки нор *Thalassinoides*, причем один омар был найден в слепке норы. Скорее всего, норы были вырыты именно этими омарами.

Выводы. Образцы *Atherfieldastacus* sp., *Meyeria ornata* и *Glyphea regleyana* – представители инфраотряда *Glypheidea*, который ранее из Крыма известен не был. Более того, вид *G. regleyana* ранее был известен только из юры Европы (байосс – оксфорд), *M. ornata* – из готерива – апта Европы, причем в тетических отложениях этот вид был указан только из апта Англии. Род *Atherfieldastacus* был известен из мела Европы и Северной Америки. Эти находки сильно расширяют их стратиграфическое и географическое распространение (особенно в случае *G. regleyana* – первая находка из мела). Следует отметить большое сходство образца *Atherfieldastacus* sp. с *A. rapax* (Harbort, 1905) (валанжин – баррем Европы), но для уточнения вида нужны дополнительные исследования. Кроме того, это первая находка декапод в верхнем готериве – барреме Крыма. Семейство *Axiidae* (и вообще инфраотряд раков-кротов *Thalassinidea*) не также были известны из нижнего мела Крыма.

Все омары *Hoploparia* sp. из апта – альба Балаклавы, несомненно, относятся к одному виду. Интересно, что один из них – «левша»: его клешни зеркальны по отношению к другим образцам (у этого вида ярко выражена гетерохелия). При этом с того же разреза А.А. Борисяком [1] были описаны два образца омаров: клешня – как новый вид «*Hoploparia Tribolleti*» и карапакс с абдоменом – как *H. dentata* («*Palaeno dentatus*»). Так как одна сторона клешни была закрыта породой, то ее описание оказалось неполным, а позже, по той же причине, Е.С. Левицкий [3] и И.В. Ильин [2] переопределели ее как *H. dentata*, но новые находки позволяют заключить, что это не *H. dentata*. Видимо, на самом деле оба омара, описанные Борисяком, относятся к тому же виду, что и изученные нами новые находки. Интересно, что абдомены и карапаксы балаклавских омаров очень похожи на таковые *H. dentata* (авторам не удалось найти различия), но их клешни очень сильно отличаются от клешней *H. dentata*, так что это другой вид. Для внесения ясности в определение балаклавских омаров нужны дополнительные исследования и сравнения с уже известными видами гоплопарий.

Из найденных авторами видов из Крыма были описаны только *Hoploparia dentata* и *Palaeopagurus couloni* [2, 3]. Таким образом, крымские декаподы весьма разнообразны, но до сих пор мало изучены.

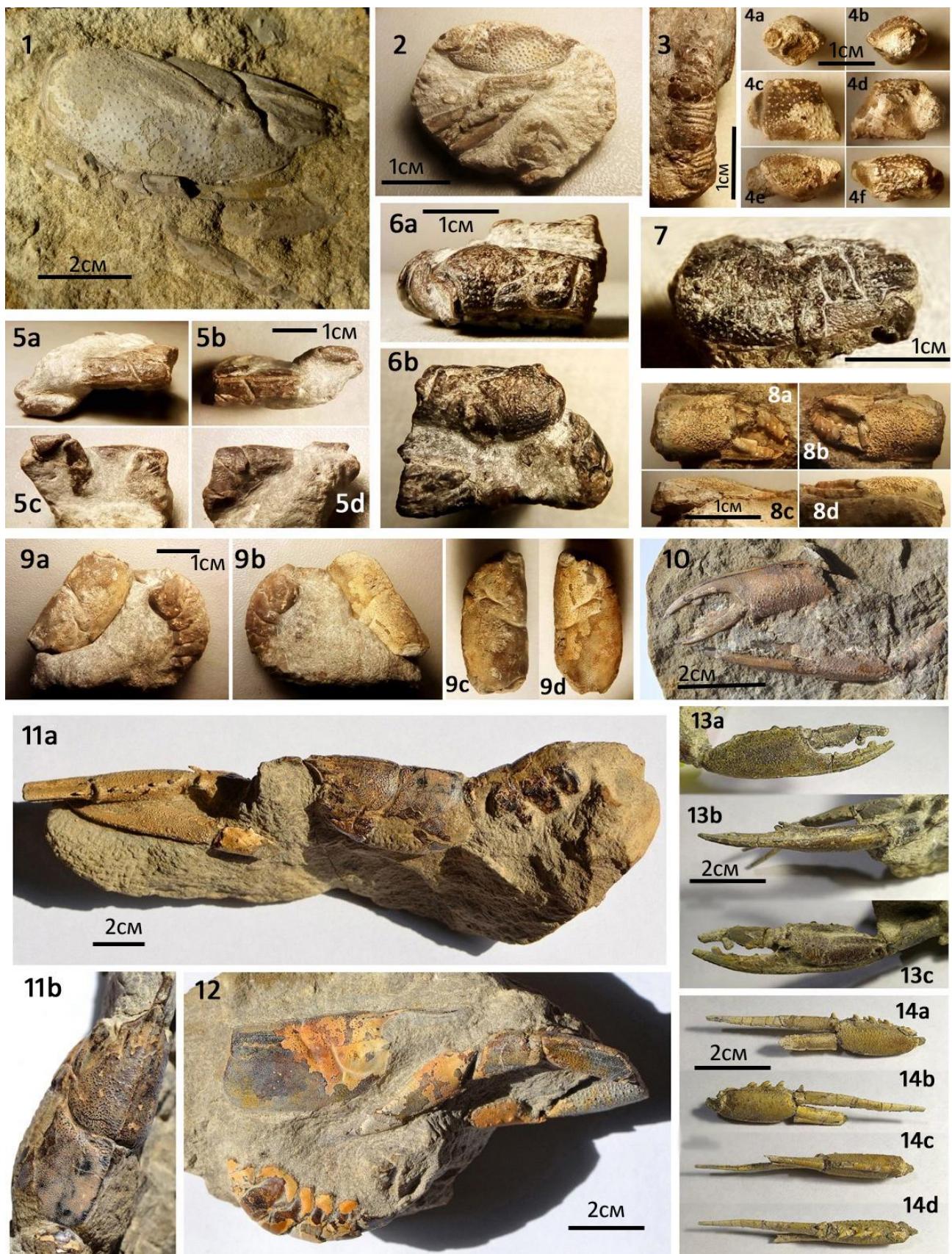


Рис.1. Некоторые образцы крымских нижнемеловых декапод из коллекций авторов:
 1 – *Atherfieldastacus* sp., правая сторона карапакса и перейоподы. Верхний готерив – нижний баррем, гора Кара-Оба, правый борт долины р. Малый Салгир, фото и коллекция А.Тищенко. 2, 3 – *Meyeria ornata* (Phillips, 1829): 2 – неполный карапакс, плевриты абдомена, части уропод и перейопод в положении линьки; 3 – неполный

абдомен. 4 – *Palaearagurus?* sp., ладонь проподита правой клешни (а, б – сечения, с, д, е, ф – верх, низ, внешне- и внутреннебоковой края соответственно). 5 – 7 – *Glyphea regleyana* (Desmarest, 1822): 5 – передняя часть карапакса, мероподит и карпоподит левой передней лапы (а, б – вид сверху, с, д – справа и слева); 6 – неполный карапакс, часть абдомена и перейопод в положении линьки (а – вид сверху, б – слева); 7 – правая сторона карапакса. 8 – *Axiidae gen. et sp. indet.*, клешня (а, б – один и тот же ракурс, с, д – внутренне- и внешнебоковой края). 9 – *Hoploparia dentata* (Roemer, 1841), карапакс и абдомен в положении линьки (а – вид слева, б – справа, с, д – левая и правая стороны карапакса, отделенного от породы). Образцы 2 – 9 – из нижнего готерива пос. Научный, фото и коллекция М.Ульшина. 10 – 14 – *Hoploparia* sp.: 10 – клешни в породе; 11 – почти полный образец (а – вид слева, б – карапакс крупным планом, вид сверху); 12 – почти полный образец в положении линьки, правая сторона; 13 – правая клешня омара – «левши» (обычно так выглядит левая) (а, с – верхняя и нижняя стороны, б – внешнебоковой край); 14 – правая клешня обычного омара (а, б – нижняя и верхняя стороны, с – внешнебоковой край). Образцы 10 – 14 – из апта – альба Балаклавы, фото и колл. В.Пологова.

Литература

1. Борисяк А.А. Об остатках ракообразных из нижнемеловых отложений Крыма // Изв. Геол. Ком. 1904. Т. XXIII. С. 411–423.
2. Ильин И.В. Меловые и палеогеновые десятиногие ракообразные (Crustaceamorpha, Decapoda) западной части Северной Евразии. // М.: Изд-во МГУ, 2005.
3. Левицкий Е.С. Ископаемые десятиногие ракообразные окрестностей Бахчисарайя (Крым) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1974. Т. 49. № 6. С. 101–119.
4. Лысенко В.И. Новые данные о валунах Балаклавской котловины // Геологический журнал. 2003. № 4. С. 40–47.
5. Смирнова Т.Н., Барабошкин Е.Ю. Валанжин-нижнеготеривские комплексы брахиопод междуречья Кача-Бодрак (Юго-Западный Крым) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 2. С. 48–63.
6. Старцев Д.Б. Материалы к палеоэкологии раннебарремских морских сообществ Крыма // «Теоретичні та прикладні аспекти сучасної біостратиграфії фанерозою України». Зб. наукових праць ІГН. Київ, 2003. С. 198–200.

СОДЕРЖАНИЕ

Александрова Г.Н., Орешкина Т.В., Яковлева А.И. Актуализация региональной стратиграфической схемы палеогена юга Русской плиты: проблемы и пути решения	3
Баярмаа Баатаржав. Изучение олигоценовых и миоценовых мелких млекопитающих местонахождения Таацин-Гол (Долина озер, Центральная Монголия)	6
Брагин Н.Ю., Брагина Л.Г. Позднемеловые офиолитовые меланжи Юго-Западного Кипра: строение, возраст, история формирования	8
Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю. Стратиграфия верхнемеловых отложений осадочного чехла офиолитового массива Троодос (Юго-Западный Кипр)	11
Васильев Н.Ю., Мострюков А.О., Петров В.А., Тверитинова Т.Ю., Тверитинов А.Ю. Численные параметры геолого-структурного контроля процессов эндогенного рудообразования (на примере месторождений Северной Евразии)	13
Вишневская В.С., Гатовский Ю.А. Первая находка позднеюрских радиолярий на Ямале (Арктическая Сибирь)	17
Гладенков А.Ю. Глобальное похолодание олигоцена и его влияние на развитие микропланктонных ассоциаций в Северо-Тихоокеанском регионе	20
Гладенков Ю.Б. Интегральная стратиграфия и особенности геологического развития активных переходных зон от океана к континенту. Расчленение геосинклинальных толщ кайнозоя Северной Пацифики	23
Гречихина Н.О., Яковшина Е.В. Разрез горы Кубалач (Центральный Крым): седиментологические и микропалеонтологические данные	25
Ефимов В.М., Ахмеденов К.М., Якупова Д.Б. Новый вид ихтиозавров из среднего триаса Севера Средней Сибири	27
Журавлёва Н.Д. Методики микропалеонтологических исследований	30
Игнатов П.А., Болонин А.В. Венд-кембрийские сейсмогенные нарушения и позднедевонские тектонические структуры Зимнебережного района Архангельской области	33

Коваль В.И., Гурин В.А., Наравас А.К. Метеориты – ИСТОЧНИКИ ИНФОРМАЦИИ О НАШЕЙ ВСЕЛЕННОЙ	35
Константинов А.Г. СОСТАВ И ОСОБЕННОСТИ РАССЕЛЕНИЯ ЛАДИНСКИХ АММОНОИДЕЙ БОРЕАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ	39
Копаевич Л.Ф., Вишневская В.С. Роль меловых микрофоссилий в палеоклиматических реконструкциях	42
Кузьмин С.Н., Хузина И.Р., Ульшин М.А., Гапоненко Е.С., Комаров В.Н. ПЕРВАЯ НАХОДКА ЛАГЕНИД BULLOPORA ROSTRATA QUENSTEDT НА РИНХОЛИТАХ	45
Майорова Т.П., Седаева К.М., Светов С.А., Баранов Д.А. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗВЕСТНЯКОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА	48
Маленкина С.Ю. ДИАГНОСТИКА СВИТ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ ОКСФОРДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ МОСКОВСКОГО РЕГИОНА	50
Маринин А.В. ТЕКТОДИНАМИКА ПОКРОВНО-НАДВИГОВЫХ НАРУШЕНИЙ ЗАПАДНОГО КАВКАЗА	53
Мелик-Адамян Г.У. К ПРОБЛЕМЕ МЕЖРЕГИОНАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ УСТРИЧНЫХ СЛОЕВ МИОЦЕНА РЕСПУБЛИКИ АРЦАХ	56
Мигурский Ф.А., Агафонова Г.В., Карабанов А.Н. К ПРОБЛЕМЕ ФОРМИРОВАНИЯ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ТОЛЩ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	59
Микадзе Х.Э., Икошвили Н.Д., Онофриишивили М. БИОСТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАЛНОЙ ГРУЗИИ И НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПО ПЛАНКТОННЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ	62
Минина О.Р., Ланцева В.С. ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА ЕРАВНИНСКОЙ ПОДЗОНЫ УДИНО-ВИТИМСКОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	65
Мироненко А.А. ВОЗНИКНОВЕНИЕ КАЛЬЦИТОВЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЧЕЛЮСТНОМ АППАРАТЕ ГОЛОВОНОГИХ МОЛЛЮСКОВ	68
Молошников С.В., Линкевич В.В. ПАНЦИРНЫЕ РЫБЫ СЕМЕЙСТВА BOTRIOLEPIDIDAE COPE (ANTIARCHI) ИЗ БИЛОВСКОГО МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ФАМЕНСКИХ ИСКОПАЕМЫХ (ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ГЛАВНОГО ДЕВОНСКОГО ПОЛЯ) ...	72
Носкова Е.С., Агафонова Г.В. НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ АЛАДИНСКОЙ СВИТЫ СРЕДНЕГО РИФЕЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА	75

<i>Погребс Н.А., Межеловская С.В., Межеловский А.Д.</i> ЭКСКУРСИЯ НА НОВОМОСКОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ГИПСА	78
<i>Погребс Н.А., Фролов В.В.</i> УНИКАЛЬНЫЕ КОЛЛЕКЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО РЕГИОНА ТФГИ И ИХ ИЗУЧЕНИЕ НА Подмосковной геологической практике	81
<i>Попков В.И., Попков И.В., Дементьева И.Е.</i> Тектоника и перспективы нефтегазоносности складчатого основания Черноморско-Каспийского региона	84
<i>Попков И.В., Попков В.И., Чашкий В.П.</i> СТРОЕНИЕ И ФОРМАЦИОННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА доюрских осадочных комплексов Западного Предкавказья	87
<i>Прошина П.А.</i> ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПЛАНКТОННЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ КАМПАНА-МААСТРИХТА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА МАССИВА ТРООДОС (Юго-Западный Кипр) ..	90
<i>Разумовский А.А., Новиков И.А., Рудько С.В., Рязанцев А.В., Кузнецов Н.Б., Яшунский Ю.В.</i> ПРОБЛЕМЫ КОРРЕЛЯЦИИ РАЗРЕЗОВ ВЕНДА ВОСТОЧНОГО – СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ Восточно-Европейской платформы	91
<i>Рапацкая Л.А.</i> Структурно-тектонический контроль положения нефтегазоносных горизонтов Верхнечонского нефтегазоконденсатного месторождения	95
<i>Садовников Г.Н.</i> Состав и возраст траповой формации Северо-Востока Сибирской платформы	98
<i>Сахненко К.В., Зайцева Е.Л., Гибшман Н.Б.</i> Значение фораминифер надсемейства PALAEOTEXTULARIOIDEA для стратиграфии и палеобиогеографии нижнего карбона Евразии	101
<i>Соловьев В.И., Игнатьев Н.С., Ерофеев А.В., Комаров В.Н.</i> О первом опыте применения 3D-сканирования, моделирования и печати ринхолитов (MOLLUSCA, SERHALOPODA)	104
<i>Туров А.В., Агафонова Г.В., Андрухович А.О., Комаров В.Н., Рахимова Е.В.</i> Нижнеюрские известняки окрестностей с. Трудолюбовка (Юго-Западный Крым)	107
<i>Ульшин М.А.</i> Первая находка ринхолита рода LEPTOCHEILUS TILL в юре Крыма	111
<i>Ульшин М.А., Тищенко А.И., Пологов В.И.</i> О новых находках нижнемеловых десятиногих ракообразных (DECAPODA) в Крыму	113