

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РФ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
**РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ
УНИВЕРСИТЕТ имени Серго ОРДЖОНИКИДЗЕ**
МГРИ-РГГРУ

X НАУЧНЫЕ ЧТЕНИЯ, ПОСВЯЩЕННЫЕ ПАМЯТИ
ПРОФЕССОРА М.В. МУРАТОВА

ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Материалы конференции



**Москва
2016г.**

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

ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

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

14 – 15 АПРЕЛЯ 2016 г.

Москва 2016

УДК 55(470+571)

ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ. МАТЕРИАЛЫ КОНФЕРЕНЦИИ. – М.: МГРИ-РГГРУ, 2016. – 116 с.

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

Материалы опубликованы при поддержке гранта РФФИ № 16-05-20123.

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР: ПРОФЕССОР В.М. ЦЕЙСЛЕР.

ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕГО КАЙНОЗОЯ НА
ЕВРОПЕЙСКОМ СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ
Т.А. Афанасьева
ГГМ им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

Вопросы стратиграфии кайнозойских отложений Европейского Северо-Востока с начала развития геологической науки в России являются предметом дискуссий на их природу, возраст и историю развития.

Большинство первых исследователей региона (Г.И. Мурчисон, А.А. Кайзерлинг, А.Г. Шренк, Э. Гофман, Н.П. Барбот де Марини, А.А. Штукенберг, Ф.Н. Чернышев и др.) всю толщу покровных образований рассматривали как морские и ледниково-морские отложения четвертичного возраста. В 1876 г. П.А. Кропоткиным была обоснована теория великого покровного оледенения Европейской России. К началу XX века эта теория завоевала всеобщее признание и лишь несколько «упрямцев» (Ф.Н. Чернышев, А.П. Карпинский, М.М. Тетяев и др.) либо не принимали ее совсем, либо признавали частично, существенно сокращая ареал распространения покровных ледников [15].

В начале XX века в регионе появились первые систематизированные работы, в которых признавалось переслаивание ледниковых отложений с толщами водного генезиса: аллювиальных, озерных, морских.

В конце 50-х – начале 60-х годов на Европейском Севере широко развернулись геолого-съемочные работы, сопровождавшиеся значительными объемами бурения и новыми методами исследования. Именно в этот период возникли особенно глубокие разногласия по генезису валунных суглинков, их возрасту и общей природе всего позднекайнозойского разреза. Разные представления о генезисе отложений обусловили принципиально различный характер стратиграфических схем, используемых для картирования.

Исследователи, признающие ледниковый генезис валунных суглинков, представляют верхнекайнозойскую толщу как чередование ледниковых и межледниковых осадков четвертичного возраста [1, 9, 14]. Органические остатки, встречающиеся в диамиктонах, принимаются переотложенными и не изучаются. Этот подход заложен в стратиграфической схеме Восточно-Европейской платформы, принятой на 2-м Межведомственном стратиграфическом совещании в 1986 г.

При этом, исследователи-«гляциалисты» по разному рассматривают проблему оледенения Российской Арктики: отводят различное место центрам оледенений, их возрасту и границам распространения [1, 2].

Исследователи, придерживающиеся ледово-морской теории, отрицают распространение покровных ледников в пределах равнины, а диамитовые толщи считают ледово-морскими осадками. Морская фауна, встречающаяся в разрезах, принимается *in situ*, на основании чего выделяются свиты [3, 6, 7, 10, 11, 17]. Ключевым моментом для картирования кайнозойских отложений территории с ледово-морских позиций является определение возраста осадков, слагающих самые высокие водоразделы (вашуткинской, дозмерской свит,

водетыйской толщи), так как все другие рельефообразующие отложения вложены в них и залегают гипсометрически ниже [5].

Наиболее спорным вопросом в действующих стратиграфических схемах Европейского Северо-Востока является возраст нижней части кайнозойского разреза: просундуйской, колвинской и падимейской свит. Разными исследователями он принимается от миоцена до плейстоцена. Вопрос о возрасте этих свит в настоящее время является наиболее актуальным, так как отражает проблему существования неогеновых отложений на Европейском Севере и время возникновения гляциального шельфа в Арктике.

Впервые к неогену были отнесены все свиты большеземельской серии В.И. Белкиным и Б.Л. Афанасьевым в 1962 г. на основании биостратиграфических данных [3].

В 1966 г. исследователи-маринисты, исходя из скорости современного осадконакопления в Баренцевом море, подсчитали, что для формирования толщи рыхлых отложений Европейского Севера потребуется время, в несколько раз превышающее продолжительность четвертичного периода [6, 11].

В конце 1980-х - начале 1990-х гг. для обоснования неогенового возраста свит были использованы методы сопоставления комплексов органических остатков (моллюсков, остракод, фораминифер, диатомей) с аналогичными комплексами в плиоценовых разрезах Исландии, Западной Европы, севера Канады, Гренландии и Аляски. Однако все эти корреляции по палеонтологическим данным не являлись убедительными [8].

Неприятие неогеновых отложений на Европейском Севере имело вполне определенные основания: во-первых, все стратотипы неогена разработаны на юге Европы для морей Тетиса и Паратетиса и не могли быть непосредственно использованы для расчленения отложений Севера; во-вторых, недостаточно изучена фауна и флора арктических широт и до настоящего времени не сложились однозначные представления о ее развитии. Встречающиеся в неогеновых свитах Севера органические комплексы практически или совсем не отличаются от современных. Однако, последовательное изучение флоры всей полосы Предуралья от Каспийского бассейна на юге до Баренцева моря на севере показало, что даже в пределах Южного Предуралья флоры нижнего-среднего плиоцена были практически уже современными, содержащими лишь отдельные арктотретичные элементы. Тогда какими же они должны быть на Севере? Естественно, что на севере Предуралья современные виды должны были появиться еще раньше. Это «омоложение» могло проявиться и на других группах биоты Севера, поэтому плиоцен и плейстоцен по органическим остаткам оказались практически неразделимыми [18]. Вопрос о наличии неогеновых отложений на Севере мог быть разрешен только постановкой палеомагнитных исследований. Для осуществления этих работ потребовалось более 20 лет.

Первые палеомагнитные исследования были выполнены в 1988 г. в долине р. Морею (скв. ВГК-10). Верхняя часть разреза вскрыла ортозону Брюнес, а нижняя – ортозону Матуяма. Впервые было установлено, что граница между

четвертичными и неогеновыми отложениями проходит в кровле сяттейской свиты, а залегающие ниже осадки падимейской и колвинской свит, имеют неогеновый возраст [18]. В 1990 г. В.Л. Яхимович совместно с В.С Зархидзе разработали первую на Европейском Севере стратиграфическую схему неогеновых отложений [19]. Эта схема представлялась на 4-м Уральском стратиграфическом совещании и рекомендована в качестве рабочего варианта.

Вторая скважина для палеомагнитного изучения (скв. ПМ-1) задана на одной из вершин Большеземельской тундры с абс. отм. 221 м. В разрезе мощностью 309 м были вскрыты палеомагнитные ортозоны Брюнес, Матуяма и Гаусс. В эпоху Матуяма сформировались свиты падимейской серии. В эпоху Гаусс – свиты колвинской серии.

Результаты изучения разрезов двух скважин позволили составить первый на Европейском Севере опорный магнитостратиграфический разрез верхнего плиоцена и провести его корреляцию со стратиграфическими подразделениями Предуралья и Каспийского бассейна [20].

Почти одновременно аналогичные магнитостратиграфические исследования проводились на севере Архангельской области, где в разрезах трех скважин были вскрыты ортозоны Матуяма, Гаусс и Гильберт.

В период с 1993 до 2000 гг. были разработаны принципиально новые палеогеографические схемы для позднего кайнозоя Восточной Европы, севера Западной Сибири и Полярного Предуралья [4,15], составлена первая на Европейском Северо-Востоке карта неоген-четвертичных отложений масштаба 1:500000 и разработаны легенды неогеновой системы к государственным геологическим картам масштаба 1:200000 Полярно-Уральской, Новоземельско-Пайхайской и Северо-Уральской серий [16]. С начала 2000-х годов отложения неогена отражены на всех изданных в регионе государственных геологических картах масштабов 1:200000 и 1: 1000000 [10, 17, 7]. К настоящему времени в пределах Европейского Севера изучено более 10 разрезов кайнозоя, в которых вскрыты палеомагнитные ортозоны Матуяма, Гаусс, Гильберт и отдельные фрагменты ортозон 5 и 6.

Наличие неогеновых отложений на Европейском Северо-Востоке в очередной раз подтверждено результатами изучения комплексов моллюсков колвинской свиты в долине р. Морею и абсолютного датирования раковин циртодарий методом стронциево-изотопной хемостратиграфии (SIS) из разреза р. Ою на Пай-Хое [12, 13].

Таким образом, даже с учетом понижения нижней границы четвертичной системы на уровень 2,6 млн. лет, получен значительный объем информации о наличии неогеновых отложений на Европейском Севере. Они представлены морскими, ледниково-морскими, континентальными и субконтинентальными свитами миоценового и плиоценового отделов. [4, 19, 20].

В итоге следует сказать, что для окончательного решения основных проблем стратиграфии верхнего кайнозоя на Европейском Севере необходимо продолжить изучение опорных разрезов кайнозоя, используя весь комплекс современных методов и, прежде всего, палеомагнитных и биостратиграфических.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреичева Л.Н. Плейстоцен Европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрОРАН. 2002. 322 с.
2. Астахов В. И., Д. В. Назаров, Л. Р. Семенова и др. К проблеме картографирования северного плейстоцена // Региональная геология и металлогения. 2015. № 62. С. 20-33.
3. Афанасьев Б.Л., Белкин В.И. Проблемы геологии кайнозоя Большеземельской тундры // Кайнозойский покров Большеземельской тундры. М.: Изд-во МГУ, 1963. С. 7-12.
4. Афанасьева Т.А. Палеоген и неоген западного склона Полярного, Приполярного Урала и Предуралья: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. СПб: СПГГИ, 1996. 22 с.
5. Афанасьева Т.А. Четвертичные отложения Полярного, Приполярного Предуралья и западного склона Полярного, Приполярного Урала в свете новых геологических данных // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: новые результаты и новые перспективы. Материалы 13 Геологического съезда Республики Коми. Т. 2. Сыктывкар, 1999. С. 192-195.
6. Белкин В.И., Зархидзе В.С., Семенов И.Н. Кайнозойский покров севера Тимано-Уральской области. Геология кайнозоя севера Европейской части СССР. М: Изд-во МГУ, 1966. С. 38-55.
7. Водолазская В.П., Опаренкова Л.И., Зархидзе Д. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист Q-40. Печора: Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ, 2013. 365 с.
8. Гладенков Ю.Б., Петров О.М. Дискуссионные проблемы стратиграфии верхнего кайнозоя Севера СССР // Бюлл. Комис. по изуч. четвертичн. периода. 1990. № 59. С. 5-10.
9. Гуслицер Б.И., Лосева Э.И. Верхний кайнозой Печорской низменности. Сыктывкар, 1979. 44 с. (Сер. Науч. докл. Коми фил. АН СССР; Вып. 43).
10. Жарков В.А, Налимов Н.В., Романова Н.В. и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Серия Полярно-Уральская. Листы Q-41-I,II. Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ, 2000.
11. Крапивнер Р.Б. Стратиграфия новейших отложений бассейна р. Печоры от Камо-Печоро-Вычегодского водораздела до устья р. Цильмы / /Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Уфа: БФАН СССР, 1976. С. 90-141.
12. Крылов А.В., Зархидзе Д.В. Новые данные по стратиграфии и моллюскам неогеновых отложений Большеземельской тундры // Геология полярных областей Земли: Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2009, С. 309-312.
13. Крылов А.В., Гусев Е.А., Кузнецов А.Б., Зархидзе Д.В. Значение моллюсков рода CYRTODARIA для стратиграфии кайнозойских отложений Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014 . № 4 (102). С. 5-23.
14. Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен Печорской низменности и Западного Притиманья (стратиграфия, палеогеография, хронология). М., 2012. 191 с.
15. Чочиа Н.Г., Евдокимов С.П. Палеогеография позднего кайнозоя Восточной Европы и Западной Сибири (ледниковая и ледово-морская концепции). Саранск: Изд-во Мордов. ун-та, 1993. 248 с.
16. Шишкин М.А., Криночкин В.Г. и др. Легенда Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия). Воркута, 1998. 184 с.

17. Шишкин М.А., Малых О.Н, Афанасьева Т.А. и др. Отчет по объекту ГДП-200 листов Q-41-XIX, ХХ: (Пачвожско-Лемвинская площадь). Воркута, 2002. 119 с.
18. Яхимович В.Л., Данукалов Н.Ф. Арктический плиоцен Тимано-Уральской области. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1988. 20 с. Препринт.
19. Яхимович В.Л., Зархидзе В.С. Стратиграфия неогена Тимано-Уральской области. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. 27 с. Препринт.
20. Яхимович В.Л., Зархидзе В.С., Афанасьева Т.А. Опорный магнито-стратиграфический разрез верхнего плиоцена Тимано-Уральской области (гряды Гамбурцева и Яранмусюр). Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 12 с. Препринт.

ШАГИ ПО СОЗДАНИЮ АКТУАЛИЗИРОВАННОЙ СХЕМЫ ПАЛЕОГЕНА ВОРОНЕЖСКО-ПРИДОНЕЦКОГО РЕГИОНА

В.Н. Беньяновский

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

Действующая схема палеогена для субрегионов территории Воронежской антеклизы и Восточного Донбасса была принята в МСК в 2000 г. (Постановления МСК..., 2001). Эта схема кроме характеристики горизонтов (Ахметьев, Беньяновский, 2003) не была опубликована. В 2014 г. МСК была утверждена и в 2015 г. опубликована новая актуализированная региональная схема палеогена, но только для Поволжско-Прикаспийского субрегиона (Александрова и др., 2015). Поэтому на повестке дня стоит аналогичная задача по уточнению и совершенствованию схемы палеогена для Воронежской антеклизы и Восточного Донбасса. В рамках подготовки такой схемы предлагается выделить единый Воронежско-Придонецкий регион, в который следует включить как субрегион территории Воронежской антеклизы, так и субрегион Большого Донбасса (северное, восточное и южное обрамление Донецкого выступа) на территории Ростовской области вплоть до берега Азовского моря.

Для Воронежской антеклизы до сих пор принятые горизонты палеогена, установленные на территории Украины. Предлагается их заменить на российские, воспользовавшись в качестве основы стратиграфической схемой палеогена Воронежской антеклизы, разработанной В.П. Семеновым (1965). Некоторые из выделенных им свит (сергеевская, тиштинская и касьяновская) уже успешно используются с 90-х годов прошлого столетия (Стрельникова, 1991; Козлова, 1999; Khokhlova et al., 1999). Они предложены в качестве основы для горизонтов среднего и верхнего эоцена (Беньяновский, 2016). Этalonный разрез этих горизонтов, с характерными комплексами фораминифер, наннопланктона, радиолярий и диатомей расположен на окраине г. Кантемировка (Бугрова и др., в печати). Он находится в 8 км южнее р. Богучарка и может быть предложен в качестве стратотипа богучаркинской серии среднего-верхнего эоцена, эквивалентной воробьевской свите Т.Е. Горбаткиной и Ю.И. Иосифовой (2004), поскольку использование последнего названия невозможно, так как в живетском ярусе этой же территории

существует горизонт с таким же названием (Ляшенко, 1953). Для палеоценена, нижнего и начала среднего эоцена, а также для олигоцена следует использовать горизонты – тацинский, сальский, цимлянский, соленовский и калмыцкий, стратотипы которых находятся на восточном и южном обрамлении Донецкого выступа и на смежной площади Ергеней. Они официально закреплены в унифицированной стратиграфической схеме палеогена Большого Донбасса (Постановления МСК..., 2001; Ахметьев, Беньяновский, 2003), но могут быть распространены и на субрегион территории Воронежской антеклизы.

В пределах Воронежско-Придонецкого региона намечены семь структурно-фацальных зон (СФЗ) (Беньяновский, 2016): 1 – Новозыбковская (бассейн р. Снов), 2 – Белгородская (бассейны верхних течений рек Сейм, Северского Донца и Оскола), 3 – Павловская (бассейн р. Дон в южной части Воронежской области), 4 – Миллерово-Вешенская (междуречье Северского Донца и Дона), 5 – Тацинская (низовья рек, впадающих в Северский Донец в пределах Ростовской области), 6 – Цимлянская (пространство между устьевой частью Северского Донца и низовьем Цимлянского водохранилища) и 7 – Новочеркасская (Приазовская) (низовья р. Сал, а также бассейны рек Тузлов и Миус). Тацинский горизонт (палеоцен – нижняя часть эоцена) делится на нижний и верхний подгоризонты. К нижнему подгоризонту относятся: сумская свита, гипостратотип которой изучен по скважинам Сновского прогиба в СФЗ 1 и нижнетацинская подсвита и глубокинская свита в СФЗ 5 (Мовшович и др., 1990). Верхний подгоризонт объединяет бузиновскую и вешенскую свиты (СФЗ 3–6) (Ахметьев, Беньяновский, 2003; Горбаткина, Иосифова, 2004). Сальский горизонт (нижний и низы среднего эоцена) разделен на нижний (ипр) и верхний (нижняя часть лютета) подгоризонты. Нижнесальскому подгоризонту соответствует нижнесальская подсерия (СФЗ 1 и 5–7), обоянская и картамышская свиты (СФЗ 3 и 4). Верхнесальскому подгоризонту отвечает верхнесальская подсерия, развитая во всех структурно-фацальных зонах. Богучаркинский надгоризонт (средний – верхний эоцен) включает сергеевский (лютет–низы бартона), тиштинский (бартон) и касьяновский (бартон–приабон) горизонты. Богучаркинская серия присутствует в СФЗ 1–4, а сергеевская, тиштинская и касьяновская свиты развиты в СФЗ 3 и 4. В СФЗ 5–7 сергеевскому горизонту соответствует керестинская свита, а средней и верхней частям богучарского надгоризонта эквивалентна солонская свита Ергеней (Пантелеев, 1947; Тер-Григорьянц и др., 1958). Полная последовательность горизонтов олигоцена (цимлянский, соленовский и калмыцкий) имеется только в СФЗ 5–7 (Воронина, Попов, 1983; Семенов, Столяров, 1988). На территории СФЗ 2 и 3 цимлянскому горизонту соответствуют пасековская и кантемировская свиты, а в СФЗ 1–3 калмыцкому горизонту отвечает змиевская свита (Горбаткина, Иосифова, 2004).

Строение палеогеновых отложений Воронежско-Придонецкого субрегиона отражает палеогеографическую эволюцию дальней краевой части Тетиса, в которой отражено чередование стадий сквозного соединения морей Северо-Западной Европы и водоемов Русской, Скифской и Туранской плит через морепролив, существовавший в Воронежско-Придонецкой области (раннетацинское

и сергеевское время), и периодов частичного (позднетацинское, сальское и тишканско-касъяновское время) или полного прерывания субширотной коммуникации (цимлянско-калмыцкое время), когда водоем рассматриваемого субрегиона становился полуизолированным и превращался в морской залив Скифско-Предкавказско-Крымского моря (Akhmetiev, Beniamovski, 2004).

Работа выполнена в рамках госзадания для ГИН РАН № 0135-2014-0070 при частичной поддержке РФФИ, проект 14-05-00421.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александрова Г.Н., Ахметьев М.А., Беньяковский В.Н. и др. 2015. Унифицированная стратиграфическая схема палеогеновых отложений Поволжско-Прикаспийского субрегиона. Объяснительная записка. Редакторы: М.А. Ахметьев (отв. ред.), С.М. Шик, А.С. Алексеев. Отв. испол.: Г.Н. Александрова и В.Н. Беньяковский. М.: ФГУП «ВНИГНИ». 96 с. + таблицы.
2. Ахметьев М.А., Беньяковский В.Н. 2003. Стратиграфическая схема морского палеогена юга Европейской России // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 78. Вып. 5. С. 40–51.
3. Беньяковский В.Н. 2016. Предложения по структурно-фациальному районированию и субрегиональным горизонтам палеогена Воронежско-Придонецкого субрегиона // ПАЛЕОСТРАТ-2016. Программа и тезисы докладов. М.: ПИН РАН. С. 15–16.
4. Бугрова Э.М., Табачникова И.П., Беньяковский В.Н. и др. Опорный разрез Кантемировка палеогена Воронежского региона // Стратиграфия. Геол. корреляция (в печати).
5. Воронина А.А., Попов С.В. 1983. О стратиграфии и моллюсках майкопских отложений Северных Ергеней // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 58. Вып. 3. С. 62–70.
6. Горбаткина Т.Е., Иосифова Ю.И. 2004. Новые стратиграфические подразделения палеогена Воронежской антеклизы – воробьевская и пасековская свиты // Вестн. Воронеж. ун-та. Геол. № 7. С.28-44.
7. Козлова Г.Э. 1999. Радиолярии палеогена бореальной области России. Практическое руководство по микрофауне России. Т. 9. СПб.: ВНИГРИ. 323 с.
8. Ляшенко А.И. Воробьевский горизонт // Докл. АН СССР. 1953. Т. 92. № 1. С.139–142.
9. Мовшович Е.В., Милявский А.Е., Титова Г.Н. 1990. Геологические особенности северо-восточной окраины Донецкого кряжа и датировка импактных кратеров // Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя. Л.: Наука. С. 96–175.
10. Никитина Ю.П. 1963. О киевском и харьковском «ярусах» Скифской платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 38. Вып. 1. С. 94–108.
11. Пантелеев Ф.П. 1947. Геологическое строение и газоносность Южных Ергеней. М.-Л. 122 с.
12. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 32. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2001. С. 18–20.
13. Семенов В.П. 1965. Палеоген Воронежской антеклизы. Воронеж. 279 с.
14. Семенов Г.И., Столяров А.С. 1988. Вопросы стратиграфии майкопских отложений Волго-Донского региона // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 63. Вып. 2. С. 70–83.
15. Стрельникова Н.И. 1991. Палеогеновые диатомовые водоросли. СПб.: Изд-во С.-Петербургского ун-та. 312 с.

16. Тер-Григорьянц Л.С., Щуцкая Е.К., Темин Л.С., Печенкина А.П. 1958. Белоглинско-солонский горизонт палеогена Ставрополья // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 33. Вып. 5. С. 143–146.
17. Akhmetiev M.A., Beniamovski V.N. 2004. Paleocene and Eocene of Western Eurasia (Russian sector) – stratigraphy, palaeogeography, climate // N. Jb. Geol. Paläontol. Abh. V. 234. P. 137–181.
18. Khokhlova I.E., Radionova E.P., Beniamovskii V.N., Shcherbinina E.K. 1999. Eocene stratigraphy of key sections Dnieper-Donets Depression based on calcareous and siliceous microplankton // Geodiversitas. V. 21. N 3. P. 453–476.

ПРЕДЛОЖЕНИЯ ПО СВИТНОМУ РАСЧЛЕНЕНИЮ КОНЬЯК-КАМПАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕЛОГОРСКОГО РАЙОНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО КРЫМА В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ ПО ОПОРНОМУ РАЗРЕЗУ АЛАН-КЫР

В.Н. Беньяновский¹, Л.Ф. Копаевич²

¹Геологический институт РАН, Москва, e-mail: vnben@mail.ru

²Геологический факультет МГУ, e-mail: lfkopaevich@mail.ru

Главные результаты статьи Брагиной и др. (2016) по коньак-кампанскому разрезу Алан-Кыр заключались в установлении и сопоставлении между собой новых биостратонов (в ранге слоев) по радиоляриям и фораминиферам, а также определении возраста вмещающих пород. Однако потенциал полученного материала позволяет сформулировать некоторые предложения по актуализации свитного деления, что необходимо для геологических работ и воссоздания палеообстановок.

Было обращено внимание, что в последовательности осадконакопления в Белогорском районе центральной части Горного Крыма, демонстрируемой разрезом Алан-Кыр, намечаются две крупные литолого-фациальные толщи. Нижняя (предпозднекампанская) представлена глинисто-известняковой толщей, видимой мощностью 37 м, с конкрециями и желваками кремней, вмонтированными в известняки. Она сложена последовательностью пяти слоев. Первый слой, видимой мощностью в 4 м, представлен известняки белыми, слабо глинистыми, тонкоплитчатыми с частыми конкрециями черных и белых кремней. Слой 2, видимой мощностью в 8 м, почти идентичен первому, так как сложен известняками белыми и светло-желтовато-серыми, глинистыми, массивными, толстопластовыми, с редкими желваками темно-серых кремней. Слой 3, мощностью в 5 м, представлен также как два ниже залегающих слоя известняками, но отличается от них, во-первых, кремнистостью; во-вторых, более темной светло-желтовато-серой окраской, а, в-третьих, наличием прослоев (до 0,3 м) глин зеленовато-серых, известковистых, тонкоплитчатых. В данном слое, так же как и в подстилающих, отмечаются желваками кремней светло-серых известковистых. Наконец слой, венчающий данную серию пород, мощностью в 20 м. очень близок к подстилающему и сложен известняками светло-серыми и светло-желтовато-серыми, плитчатыми, чередующиеся с

массивными кремнистыми известняками (прослои до 0,5 м), содержащими частые стяжения серых и зеленовато-серых глинисто-известковистых кремней. У кремней нет четких границ, они постепенно переходят с окружающей породу. Встречаются прослои (0,2 м) глин зеленовато-серых известковистых. Микробиота этой седиментологической серии представлена радиоляриями, планктонными и бентосными фораминиферами.

Верхняя (позднекампанская) толща резко контрастна по литологии, так как сложена достаточно однородной пачкой глинистых известняков и мергелей с полным отсутствием кремневых стяжений или желваков, видимой мощностью 9 м. Залегает на подстилающих отложениях несогласно с размывом. Микробиота характеризуется полным отсутствием радиолярий, немногочисленными планктонными фораминиферами и полным господством бентосных фораминифер.

Интересно и показательно, что и в разрезе Ак-Кая, расположенному в 12 км к западу от Алан-Кыра, наблюдается очень близкая последовательность двух литологических толщ (Корчагин и др., 2012). В разрезе Ак-Кая нижняя (докампанская) толща сложена известняками мелоподобными, массивными и толстопластовыми, с многочисленными желваками и прослоями кремней черных сливных и белых опоковидных. Видимая мощность пачки 2 м. Выше они сменяются известняками белыми, плотными, толстоплитчатыми, иногда кремнистыми, с прослоями известняков белых, глинистых, тонкоплитчатых, с редкими стяжениями белых опоковидных кремней. Мощность пачки 27 м. Микробиота представлена радиоляриями и фораминиферами. По радиоляриям прослеживаются те же зональные подразделения, что и разрезе Алан-Кыр. Верхняя кампанская толща представлена известняками белыми и светлосерыми, глинистыми, массивными, с хорошо выраженной тонкой слоистостью, лишенными прослоев и стяжений кремней. Мощность слоя глинистых известняков около 30 м (Корчагин и др., 2012).

Нетрудно увидеть, что нижняя толща в разрезе Алан-Кыр и нижняя толща Ак-Кая литологически близки друг другу. Их объединяет, во-первых, наличие по всей пачке известняков стяжений, желваков и прослоев черных кремней или кремней белых опоковидных. Во-вторых, появление в известняках глинистых разностей в виде прослоев, которые отмечаются не в самых низах сравниваемых разрезов, а несколько выше – в разрезе Алан-Кыр в 3-ем слое, а в разрезе Ак-Кая во 2-ой пачке. В-третьих, роднит их также и то, что во вмещающих отложениях отмечается один и тот же набор планктонной микробиоты – радиолярии и планктонные фораминиферы.

Верхняя пачка как в разрезе Алан-Кыр, так и в разрезе Ак-Кая однотипны и литологически близки, а также резко контрастны по сравнению с ниже залегающей серией известняковых пород – толща глинистых известняков белых и светло-серых и полное отсутствие желваков, стяжений и прослоев кремней.

Если принять во внимание имеющиеся схемы свитного расчленения верхнемеловых отложений Горного Крыма, то представляется логичным считать, что верхняя пачка должна быть отнесена к бешкошской свите, которой

придерживались А.С. Алексеев и Л.Ф. Копаевич при расчленении опорных разрезов маастрихта Бешкош и Чахмахлы (Alekseev, Kopaevich, 1998) и которая предлагается и для кампана Белогорского района (Стратиграфія....., 2013).

Для нижней толщи предлагается новая свита – аланкырская (стратотипическим разрезом которого является разрез Алан-Кыр), поскольку ни одна из существующих свит конъяк – кампанского интервала Горного Крыма (Геология шельфа УССР..., 1984; Алексеев, 1989; Kopaevich, Walaszczyk, 1990; Цейслер и др., 1999; Kopaevich, Kuzmicheva, 2002; Никишин и др., 2006; Стратиграфія....., 2013) не подходит для Белогорского района ни по литологии, ни по палеонтологическому наполнению (Беньяковский, Копаевич, 2016).

Работа выполнена в рамках госзадания № 0135-2014-0070 при частичной поддержке проекта РФФИ № № 15-05-04099, 15-05-03004, 15-05-04700, 16-05-00363.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев А.С. Меловая система. Верхний отдел // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя (под ред. О.А. Мазаровича, В.С. Милеева). Изд-во Московского ун-та. 1989. С. 123– 157.
2. Беньяковский В.Н., Копаевич Л.Ф. Конъяк-кампанский разрез Алан-Кыр Белогорского района Горного Крыма: проблемы палеонтологии, био- и литостратиграфии, геологического развития // Алексеев А.С. (ред.). ПАЛЕОСТРАТ-2016. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН. Москва. 26–28 января 2016 г. Программа и тезисы докладов. М.: ПИН РАН, 2016. С.15–16.Брагиной и др., 2016
3. Геология шельфа УССР. Том Стратиграфия (шельф и побережье Черного моря). (Отв. ред. Ю.В. Тесленко). Киев: «Наукова думка». 1984. 184 с.
4. Корчагин О. А., Брагина Л. Г., Брагин Н. Ю. Планктонные фораминиферы и радиолярии из конъяк-сантонских отложений горы Ак-Кая, Горный Крым, Украина // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Том. 20. № 1. С. 1–25.
5. Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю. и др. Геологическая история Бахчисарайского района Крыма (учебное пособие по Крымской практике). Изд-во Московского ун-та. 2006. 60 с;
6. Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України у двох томах. Т.1: Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України / Головний редактор П.Ф. Гожик. К.: ІГН НАН України. Логос, 2013. 637 с.
7. Цейслер В.М., Карапулов В.Б., Туров А.В., Комаров В.Н. О местных стратиграфических подразделениях в восточной части Бахчисарайского района Крыма // Известия ВУЗОИ. Геология и разведка. 1999. № 6. С. 8–18.
8. Alekseev A.S., Kopaevich L.F. Foraminiferal biostratigraphy of the uppermost Campanian-Maastrichtian in SW Crimea (Bakhchisaray and Chakhmakhly sections) // Bull. Inst. Royal Sci. Nat. Belg. V. 67. 1997. P. 103–118.
9. Kopaevich L.F, Kuzmicheva T. The Cenomanian-Turonian boundary in southwestern Crimea, Ukraine: Foraminifera and palaeogeographic implications // Wagreich M. (ed.). Aspects of Cretaceous Stratigraphy and Palaeobiogeography. Proceedings of the 6th International Cretaceous Symposium. Vienna, 2000. Oesterr. Akad. Wiss. Schriftenr. Erdwiss. Komm. 2002. Bd. 15. Wien. P. 129–150.

10. Kopaevich L.F., Walaszczyk I. An integrated Inoceramid-Foraminiferal Biostratigraphy of the Turonian and Coniacan Strata in South-Western Crimea, Soviet Union // Acta Geol. Polonica. 1990. V. 40. P. 83–95.

РАДИОЛЯРИИ СРЕДНЕГО ТРИАСА РАЗРЕЗА МАМАЗАИРБУЛАК (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ ПАМИР)

Н.Ю. Брагин

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Впервые изучены объемные формы радиолярий из карбонатно-кремнистых отложений джангисуйской и бозтеринской свит Юго-Восточного Памира, республика Таджикистан (полевые сборы А.В. Дронова и Ю. Раимбекова). Радиолярии встречаются в прослоях кремнистых пород, характеризуются удовлетворительной сохранностью, частым замещением кремнистого вещества раковин кальцитом, находки их не повсеместны.

В средней части джангисуйской свиты обнаружен комплекс радиолярий позднеанизийского возраста с *Eptingium nakasekoi* Kozur & Mostler, *Archaeospongoprunum bispinosum* Kozur & Mostler, *A. mesotriassicum mesotriassicum* Kozur & Mostler, *Paroertlisponges multispinosus* Kozur & Mostler, *P. rarispinosus* Kozur & Mostler, *Hozmadia rotunda* (Nakaseko & Nishimura) и др., позволяющий отнести вмещающие отложения к верхней части зоны *Tetraspinocystis laevis*, или к зоне *Spongosilicarmiger transitus* зональной шкалы тетического триаса по радиоляриям (Kozur, 2003).

Нижняя часть бозтеринской свиты характеризуется позднеладинским комплексом радиолярий с *Muelleritortis cochleata* (Nakaseko & Nishimura), *M. expansa* Kozur & Mostler, *Spongoserrula raraiana* Dumitrica и др., позволяющим проследить здесь зону *Muelleritortis cochleata* (Kozur, 2003). Полученные по радиоляриям результаты не противоречат данным по двустворчатым моллюскам и конодонтам, известным из этих свит (Дронов. 1994; 2001).

Среднетриасовые комплексы радиолярий Юго-Восточного Памира имеют отчетливый тетический облик. Все определенные здесь виды хорошо известны из тетических районов, а также из некоторых районов Западной Пацифики (Китай, Япония). Эти данные хорошо соотносятся с представлениями о палеогеографическом положении Юго-Восточного Памира в центральной части тетического пояса: между западными тетическими бассейнами (Альпийско-Средиземноморский регион) и сочленением восточно-тетических и тихоокеанских бассейнов (Южный Китай, Таиланд).

Комплексы радиолярий среднего триаса Юго-Восточного Памира характеризуются невысоким таксономическим разнообразием в сравнении с одновозрастными из других тетических регионов. Это низкое разнообразие, скорее всего, объясняется избирательной сохранностью радиолярий вследствие перекристаллизации и замещения карбонатными минералами в ходе диагенеза.

Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № 201253186).

ЗОНАЛЬНАЯ СХЕМА ВЕРХНЕГО АЛЬБА-САНТОНА ТЕТИЧЕСКИХ
ОБЛАСТЕЙ ЕВРАЗИИ ПО РАДИОЛЯРИЯМ
Л.Г. Брагина
Геологический институт РАН, Москва, Россия

Новая зональная схема по радиоляриям разработана для верхнего альба–сантона тетических районов Евразии. В качестве опорных послужили разрезы Крыма, Большого Кавказа (Азербайджан), Сербии, Турции и Кипра. В верхнем альбе выделена одна зона – *Crolanium triangulare*, в сеномане – три зоны: *Patellula spica* (нижний сеноман), *Pseudoaulophacus lenticulatus* (средний сеноман) и *Triactoma parva* (верхний сеноман), в туроне – четыре зоны: *Acanthocircus tympanum* (нижний турон (без верхов)), *Patellula selbukhraensis* (верхняя часть нижнего турона), *Phaseliforma turovi* (средний турон (без верхов)) и *Actinomma (?) belbekense* (верхняя часть среднего турона – верхний турон), в коньяке – две зоны: *Alievium praegallowayi* (нижняя часть коньяка) и *Cyprodictyomitra longa* (верхняя часть коньяка), в пределах сантона – три зоны: *Theocampe urna* (нижний сантон), *Crucella robusta* (средний сантон–нижняя часть верхнего(?) сантон), *Afens perapediensis* (верхняя часть верхнего сантон). Осуществлена корреляция установленных биостратиграфических подразделений с биостратонами схем по радиоляриям, разработанных ранее для Тетиса и Пацифики. Благодаря совместной встречаемости радиолярий и планктонных фораминифер в разрезах Крыма, Кавказа и Турции, биостратоны по радиоляриям коррелируются с зонами по планктонным фораминиферам для Крымско-Кавказского региона (Копаевич, 2011) и могут быть сопоставлены с подразделениями общей шкалы.

Таким образом, впервые создана детальная зональная схема верхнего альба–сантона по радиоляриям для тетических районов Евразии. Наибольшая детальность достигнута при расчленении отложений турона (4 зоны). В целом объем выделенных биостратонов равен подъярусу или немного мене.

Выделенные зоны прослеживаются на значительной территории, охватывающей Горный Крым, Большой Кавказ, Сербию, Турцию, Италию, Испанию, Кипр, Баварию, Польшу, часть Северной Атлантики. Отдельные зональные подразделения (например, зона верхнего альба *Crolanium triangulare*) могут быть использованы за пределами Тетической надобласти, а именно на Русской плите, в Уральском регионе (Зауралье) и на Сахалине.

Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № 0135-2014-0070) и при поддержке РФФИ (грант 16-05-00363).

**СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РАЗРЕЗОВ ПАРТИЗАНСКОЕ И
КРАСНАЯ ГОРКА (ЮЗ КРЫМ) ПО НОВЫМ
МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ**
Е.А. Бровина, М.С. Карпук, Е.М. Тесакова
ГИН РАН, лаборатория микропалеонтологии, Москва, Россия

В работе Ямпольской и др. (2006) приводится описание разрезов Красная горка и Партизанское (бассейн р. Альмы), а также их расчленение по палеомагнитным данным и корреляция между собой. В разрезе Красная горка на уровне 18 м от подошвы был обнаружен хрон обратной полярности. Поскольку возраст этого разреза был получен по планктонным фораминиферам (ПФ) (Горбачик, 1986), этот хрон был определен как ISEA (Ямпольская и др., 2006). В нижних 2м разреза Партизанское также был обнаружен хрон обратной полярности, однако фаунистические датировки для разреза отсутствовали, и было решено, что разрез Партизанское надстраивает разрез Красная горка, и это один и тот же хрон ISEA.

Ярус	Подъярус	Полярность Ogg, Ниной, 2012	Зоны по ПФ	Зоны, подзоны и слои по остракодам	
				Зоны	Подзоны, слои
Аптский	Верхний	C34n	Paraticinella eubejaouaensis	Monoceratina bicuspidata	Слои с Cytherella
					Слои с D. stafeevi
					M. bicuspidata - D. stafeevi
					Saxocythere omnivaga
					M. bicuspidata - R. minima
					Слои с Cytheropteron tesakovae
					Robsoniella minima - Loxoella variealveolata
					Globigerinelloides blowi
					H. luterbacheri
					Leupoldina cabri
Нижний		C34n			Gl. ferreolensis heptacameratus?
		M0r			

Рис. 1. Сопоставление выделенных остракодовых зон и подзон и фораминиферовых зон (настоящая работа).

Для аптских отложений Крыма (разрезы Верхоречье, Марьино, Красная Горка, Партизанское (ЮЗ Крым) и Челноки (В Крым),) установлены следующие зоны по планктонным фораминиферам: *Blowiella blowi*, *Leupoldina cabri*, *Globigerinelloides ferreolensis* (разделяющийся на *Gl. ferreolensis heptacameratus* и *Globigerinelloides ferreolensis s.s.*), *Gl. barri* и *Gl. algerianus*, прослеженные во Франции (Moullade et al., 2015).

По остракодам выделяются зоны *R. minima* – *L. variealveolata* и *M. bicuspidata*, которая подразделяется на три подзоны (Рис. 1.): *M. bicuspidata* – *Robsoniella minima* (соответствующая *L. cabri* и низам *Gl. ferreolensis*), *Saxocythere omnivaga* (верхи *Gl. ferreolensis*, *Gl. barri*, *Gl. algerianus*, низы *H. trocoidea*) и *M. bicuspidata* – *Dorsocythere stafeevi* (верхи *H. trocoidea*, низы *P. eubejaouaensis*).

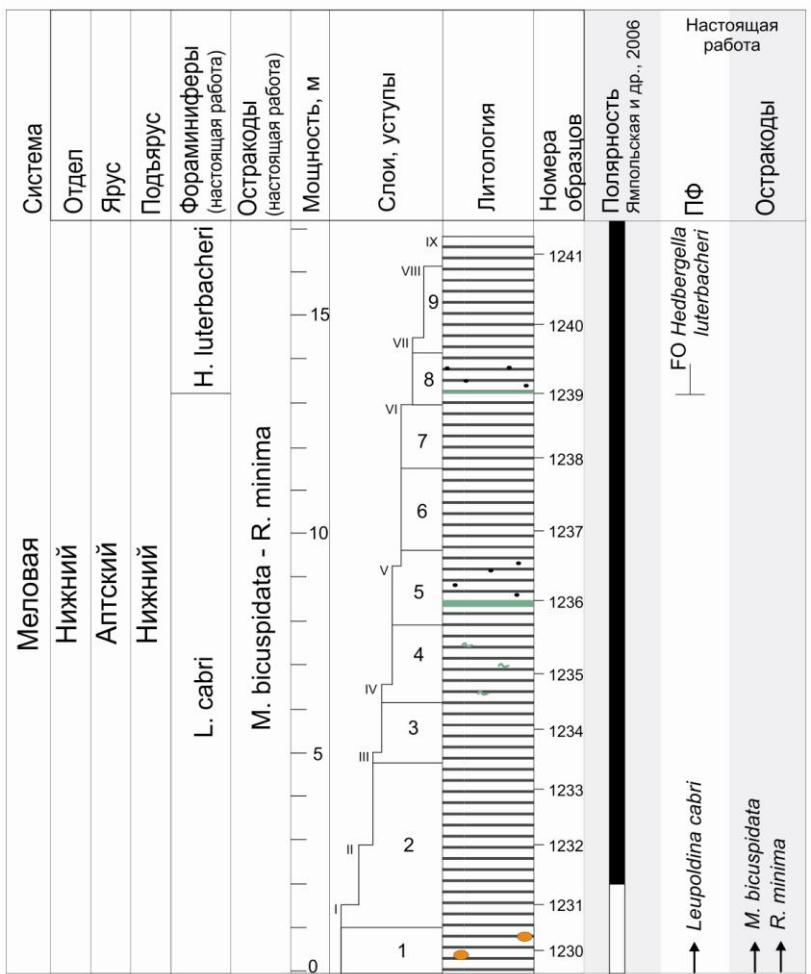


Рис. 2. Биостратиграфическое расчленение разреза Партизанское

из многочисленных представителей *Hedbergella infracretacea* и ювенильных раковин рода *Globigerinelloides*, определить вид по которым невозможно. Поэтому эта часть разреза условно относится к зоне *Gl. ferreolensis heptacameratus*. По-видимому, в это время в бассейне сложились неблагоприятные условия для этого рода ПФ, хотя следует отметить, что остракоды представлены раковинами хорошей сохранности, как взрослые, так и личиночные разных генераций. На уровне 9 м устанавливается граница *Gl. ferreolensis* по ПФ и подзоны *S. omnivaga* по остракодам. На уровне 12 м определяется зона *Gl. barri*, выше которой на 1 м расположена зона *Gl. algerianus*. Граница последней зоны, *H. trocoidea*, проводится на уровне 17 м.

Таким образом, возраст разреза Партизанское на самом деле древнее возраста Красной горки, и это Красная горка надстраивает Партизанское (возможно с небольшим перекрытием), а не наоборот.

Хотя, к какому интервалу относится хрон обратной полярности в Партизанском не известно, поскольку Зона Leupoldina cabri находится стратиграфически ниже хона ISEA (как по Ogg, Hinnov, 2012, так и по данным изучения разреза Красная горка), но выше хона M0 (по Ogg, Hinnov, 2012 и данным изучения разреза Верхоречье). Резкое несоответствие магнито- и биостратиграфических датировок требует дальнейшего изучения.

В разрезах Партизанско^е и Красная горка возраст определен по остракодам и ПФ. Разрез Партизанско^е (Рис. 2) полностью отвечает подзоне *M. bicuspidata* – *R. minima* по остракодам и зонам *L. cabri* и *H. luterbacheri* по ПФ.

Разрез Красная горка (Рис. 3) отвечает подзонам *M. bicuspidata* – *R. minima* (нижние 8,5 м разреза) и *S. omnivaga* (остальная часть) по остракодам, по фораминиферам же в нижней части разреза (1 м) определяется зона *L. cabri*, выше, по появлению индекса, установлена зона *H. luterbacheri* (интервал 2–5 м). В следующей части разреза (4 м), в котором не встречено ни одного индекса, комплекс состоит

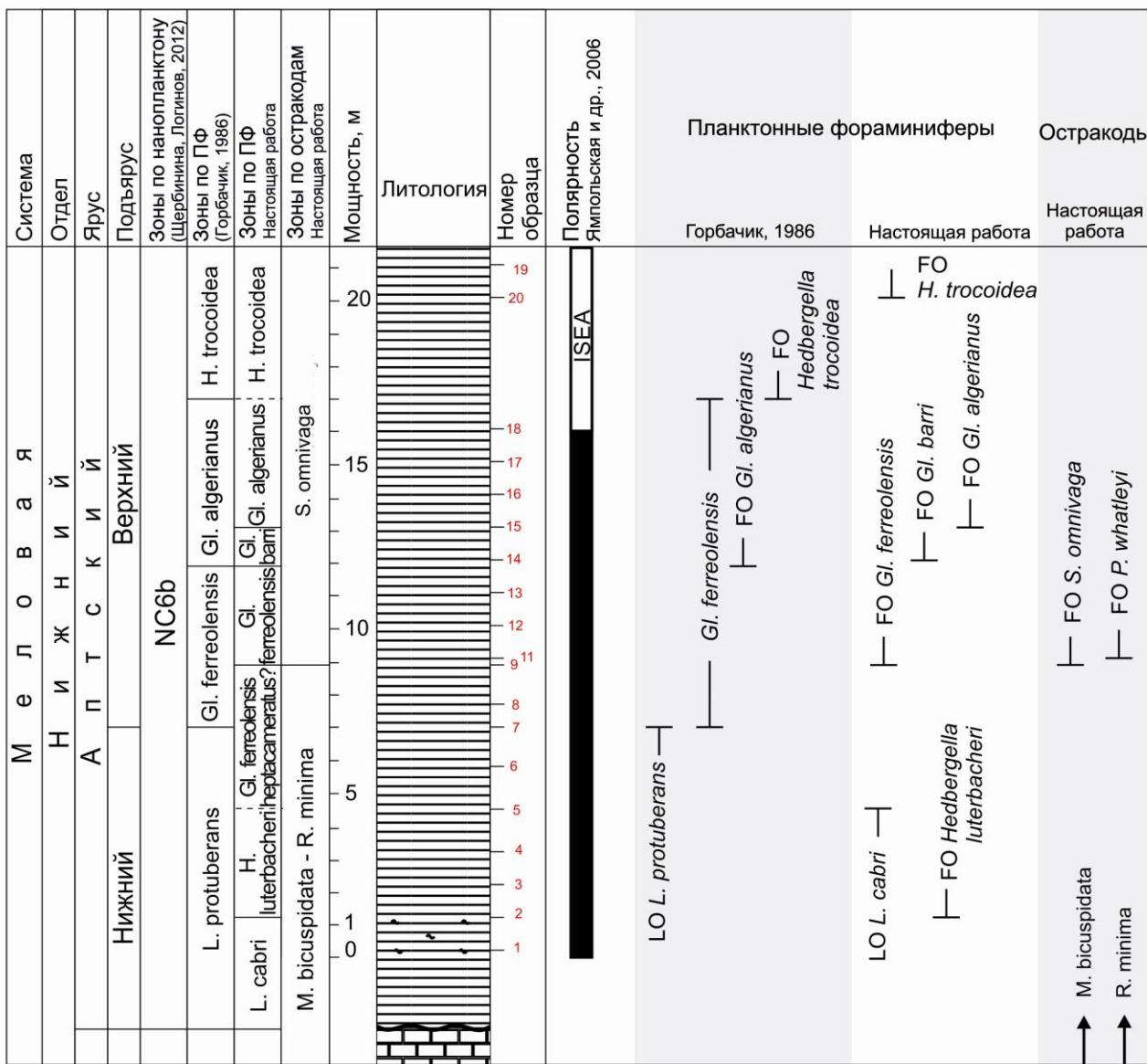


Рис. 3. Биостратиграфическое расчленение разреза Красная Горка

Работа выполнена по тематике Госзадания № 0135-2014-0070 и поддержана грантами 16-35-00468 мол_a, 15-05-08767 А и 16-05-00363 А.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ямпольская О.Б. и др. Палеомагнитный разрез нижнего мела юго-западного Крыма // Вестник МГУ. – 2006. Сер.4. Геология. – №1. – С. 3-15.
2. Горбачик, Т. Н. Юрские и раннемеловые планктонные фораминиферы юга СССР. М. Наука, 1986. 239 с.
3. Moullade M., Tronchetti G., Granier B., Bornemann A., Kuhnt W., Lorenzen J. High-resolution integrated stratigraphy of the OAE1a and enclosing strata from core drillings in the Bedoulian stratotype (Roquefort-La Bedoule SE France) // Cretaceous Research. 2015. 56. p. 119-140.
4. Ogg J.G., Hinnov L.A. Chapter 27. Cretaceous // The Geologic Time Scale. Amsterdam: Elsevier 2012.

О КСЕНОМОРФНЫХ ПЛОЩАДКАХ ПРИКРЕПЛЕНИЯ У *GRYPHAEA DILATATA SOWERBY* ИЗ ОКСФОРДА НИЖНИХ МНЕВНИКОВ (Г. МОСКВА)

А.П. Васина, Е.С. Голинец, В.Н. Комаров
РГГРУ им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

В [9, 10, 12] были описаны ископаемые остатки зоны *Virgatites virgatus* из Нижних Мневников (г. Москва). Помимо окаменелостей волжского регионаряса, в данном местонахождении были обнаружены и оксфордские фоссилии – *Turritella fahrenkohli* (Rouill.), *Pleurotomaria munsteri* Roem., *Pachyteuthis cf. excentrica* (Young et Bird.), *Pachyteuthis panderi* (Orb.), *Pachyteuthis breviaxis* Pavl., *Laevidentalium gladiolus* (Eichwald), *Cardioceras cf. zenaiae* Ilov., *Amoeboceras cf. alternans* (Buch), *Amoeboceras zieteni* (Rouill.), *Cylindroteuthis kostromensis* Geras. Важной составной частью оксфордского комплекса являются также двустворки *Gryphaea dilatata* Sowerby. Указанные устрицы характеризуются средними и крупными размерами (до 12-15 см), очень неравносторчатой, неравносторонней, массивной, широкой раковиной овального, неправильно округлённо-треугольного или грушевидного очертания. Левая створка сильно выпуклая, с крупной, клювовидно изогнутой назад макушкой. Задний край раковины выпуклый, сильно оттянутый в виде крыловидного расширения, отделённый более или менее заметной бороздкой, начинающейся от примакушечной части и протягивающейся к нижнему краю раковины. Передний край слабо выпуклый или почти прямой. Мускульный отпечаток овальный, слегка сдвинутый к заднему краю. Правая створка вогнутая, крышкообразная, округлая или овальная. Наружная поверхность обеих створок покрыта концентрическими пластинами нарастания. На правой створке развиты тонкие радиальные рёбрышки. Изменчивость выражается главным образом в степени развития крыловидного расширения заднего края раковины. Варьирует и форма макушки левой створки, вершина которой очень часто лишена естественной скульптуры и несёт след прикрепления к субстрату [3, с. 130]. Нередко встречаются особи с недоразвитой или, как исключение, с совершенно отсутствующей макушкой, вследствие прирастания створки большой поверхностью.

Материалом для настоящего исследования послужила коллекция *Gryphaea dilatata* Sowerby, собранная В.Н. Комаровым в период с 1971 г. по 1996 г. и насчитывающая 32 левые створки. Целью работы было выявление особенностей эпибиоза у оксфордских устриц *Gryphaea dilatata* Sowerby из Нижних Мневников. Следует отметить, что детальное изучение эпибиоза чрезвычайно важно при комплексных исследованиях самых различных групп ископаемой донной фауны, на что неоднократно указывали исследователи [1, 2, 4, 5, 8, 11, 13].

Прикрепление к субстрату цементацией или непосредственно твёрдой оболочкой фиксируется у различных беспозвоночных, предпочитающих неподвижный образ жизни, причём одни из них прирастают всей нижней

поверхностью, а другие только отдельной, чаще всего начальной частью скелетных структур.

Субстратом для прикрепляющихся цементацией организмов служит лишенное рыхлых наносов твёрдое дно бассейна, а также приподнятые над уровнем осадков предметы неорганического происхождения и твёрдые части скелетов, как погибших, так и живых существ. “И в том и в другом случае явления прикрепления указывают на отсутствие достаточно плотного грунта и достаточно сильных движений в придонных слоях воды, которые могли бы препятствовать накоплению здесь рыхлых осадков. В таких условиях получают развитие только те личинки прикрепляющихся форм, которые оказались на приподнятых над уровнем рыхлых осадков предметах, камнях, гальках или твёрдых оболочках живых или отмерших организмов” [11, с. 66-67].

Размеры площадки прикрепления определяются продолжительностью существования организма в прикреплённом состоянии [11]. Последнее же зависит от величины и характера субстрата. Если им является твёрдое дно акватории, то животное может находиться в прикреплённом положении в течение всего времени своей жизни. Если же субстратом является какой-либо твёрдый предмет, приподнятый над уровнем рыхлого подвижного осадка, то в этом случае продолжительность нахождения организма в прикреплённом состоянии зависит от характера и величины этого предмета. Например, небольшая раковина какого-то организма может служить субстратом для устрицы на ранних стадиях роста, когда её скелет имел незначительные размеры и поэтому был относительно лёгким. С ростом грифеи на известном пределе размеров и веса раковина, являвшаяся субстратом прикрепления, окажется не в состоянии её удержать. Она приподнимается над грунтом и “становится в буквальном смысле слова пленницей устрицы” [8, с. 256], а сам эпибионт переходит к свободно лежащему образу жизни.

У пяти изученных экземпляров (15,6%) следов прирастания обнаружено не было. У остальных установлено довольно значительное многообразие площадок прикрепления, свидетельствующее об осаждении устриц на личиночной стадии на различные твёрдые объекты, обеспечивающие опору и устойчивость эпибионта.

Объектами прикрепления примерно в равных пропорциях являлся биосубстрат (раковины обитателей морского дна и находящиеся на нём остатки нектонных форм) и жёсткий литосубстрат (выступающие над поверхностью рыхлого осадка куски горной породы, галька), в выборе которого устрицы, по всей видимости, были мало специализированы.

У 14 экземпляров (43,7%) выявлены площадки прикрепления, свидетельствующие о прирастании исключительно к раковинам беспозвоночных или их фрагментам, что позволяет считать данный биосубстрат одновозрастным с *Gryphaea dilatata*. Крепление к ископаемым остаткам несёт черты определённой избирательности. В качестве объекта прикрепления грифейдные устрицы успешно использовали преимущественно остатки аммонитов (78,5%), которые могли являться весьма удобными и просторными объектами прикрепления устриц и, вероятно, были

морфологически более выгодны для прикрепления. Осаждение на раковины двустворчатых моллюсков менее распространено (21,5%).

Среди трёх выявленных способов прирастания устриц к твёрдым элементам субстрата (прикрепление, обрастане и облекание) [5] у изученных форм было установлено прикрепление. Это наиболее простое прирастание, характеризующееся небольшой и в целом ровной ксеноморфной площадкой и сопровождающееся незначительными изменениями морфологии раковины, затрагивающими только макушку. К сожалению, небольшой размер площадки делает затруднительным определение таксономической принадлежности объектов биосубстрата и степени прижизненности симбиозов.

Материал субстрата в подавляющем большинстве случаев на ксеноморфной площадке грифей не сохраняется. Как уже было указано ранее, лишь у одного образца на рубце сохранился фрагмент перламутрового слоя раковины аммонита. Открепление от различных субстратов в процессе онтогенеза характерно для устриц и происходит на разных стадиях их полноценного развития. Исключением “могут являться только объекты мелких размеров, которые в процессе онтогенеза устрицы облекаются раковинным веществом, что может привести в ряде случаев к замуровыванию в раковину эпифионта” [4, с. 44].

Общий анализ показывает, что представители *Gryphaea dilatata* примерно в равных пропорциях предпочитали крепиться как на возвышенных площадках (44,4%), так и в понижениях субстрата (37%), однако “не любили” ровные поверхности (18,6%). Самые крупные ксеноморфные площадки (2,5-2,7 см) формировались в случае крепления личинки на возвышенных площадках.

Следует отметить, что при комплексных исследованиях устричных особенно важно изучение особенностей их прижизненного прикрепления именно к макрофаунистическим объектам. Нередко многие фаунистические остатки из-за неблагоприятных условий захоронения бесследно разрушаются, и вследствие этого оказывается невозможным выяснение полного систематического состава древних биоценозов. Тщательное изучение отпечатков поверхности биосубстрата на эпифионтах, массивные толстостенные раковины которых оказываются более устойчивыми к разрушению, позволяет получить дополнительную информацию о систематическом составе населения морского бассейна, то есть является одним из путей преодоления неполноты палеонтологической летописи [6, 7]. Проведённое нами сравнение систематического состава оксфордской макрофаяны, выявленного непосредственной диагностикой собранного раковинного материала, и анализом ксеноморфных площадок прикрепления грифей (обнаружившее, кстати, полное отсутствие сходства), показало возможность выявления в составе сообщества форм (двустворки *Oxytoma*, *Pholadomya*, *Trigonia*), остатки которых в изученном местонахождении либо до сих пор не были найдены, либо не сохранились.

Основным благоприятным фактором, позволяющим провести анализ с необходимой степенью детальности, является массовость случаев эпифиоза для грифейдных устриц. К сожалению, изученная коллекция, включающая

небольшое количество экземпляров, не позволяет получить в полном смысле статистически достоверные выводы. Результаты исследования следует считать предварительными.

Помимо уточнения систематического состава древних биоценозов полученные в процессе изучения ксеноморфных площадок данные могут “оказаться крайне важными как в стратиграфическом, так и в палеобиогеографическом отношениях” [4, с. 45].

ЛИТЕРАТУРА

1. Геккер Р.Ф. Явления прирастания и прикрепления среди верхнедевонской фауны и флоры Главного девонского поля: Очерки по этологии и экологии населения палеозойских морей Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1935. С. 159-280 (Тр. Палеозоол. ин-та АН СССР; Т. 4).
2. Геккер Р.Ф. Тафономические и экологические особенности фауны и флоры Главного девонского поля. М.: Наука, 1983. 144 с.
3. Герасимов П.А. Руководящие ископаемые мезозоя центральных областей европейской части СССР. М.: ГОНТИ, 1955. Ч. 1. 380 с.
4. Иванов А.В. Уточнение систематического состава морских палеобиот на основе анализа эпибионтов (на примере устричных) // Известия вузов. Геология и разведка. 2003. № 6. С. 43-45.
5. Иванов А.В., Первушов Е.М. Некоторые результаты изучения прикреплённых представителей позднемеловой морской фауны // Учён. зап. геол. фак-та Саратовского гос. ун-та. Нов. сер. Вып. 1. 1997. С. 19-28.
6. Комаров В.Н. О неполноте геологической летописи. Статья 1. Взгляды Чарльза Дарвина и современность // Известия вузов. Геология и разведка. 2010. № 3. С. 3-9.
7. Комаров В.Н. О неполноте геологической летописи. Статья 2. Об успехах в сокращении неполноты и не только // Известия вузов. Геология и разведка. 2010. № 4. С. 3-9.
8. Коробков И.А. Введение в изучение ископаемых моллюсков. Ленинград. Изд-во ЛГУ, 1950. 283 с.
9. Лукашенко С.В., Наянова Т.Ф., Комаров В.Н. Местонахождение ископаемых остатков зоны *Virgatites virgatus* в Нижних Мневниках (г. Москва) – уходящая натура // Известия вузов. Геология и разведка. 2009. № 1. С. 3-7.
10. Лукашенко С.В., Наянова Т.Ф., Комаров В.Н. Ископаемые остатки зоны *Virgatites virgatus* из местонахождения Нижние Мневники (г. Москва) // Новые идеи в науках о Земле. Тезисы докладов IX международной конференции 2009. Т. 1. М.: РГГРУ. С. 78.
11. Марковский Б.П. Методы биофациального анализа. М.: Недра, 1966. 271 с.
12. Рожкова Ю.П., Шекина А.Д., Комаров В.Н. Биоразнообразие ископаемых зоны *Virgatites virgatus* из местонахождения Нижние Мневники (г. Москва) // Палеонтология и эволюция биоразнообразия в истории Земли (в музейном контексте). Сборник научных работ. М.: ГЕОС, 2012. С. 108.
13. Сельцер В.Б., Иванов А.В. Результаты анализа прикрепления келловейских *Gryphaea* Поволжья // Вопросы палеонтологии и стратиграфии. Нов. сер. Вып. 1. Саратов: Колледж, 1998. С. 35-40.

ВОЗРАСТ НЕФТЕМАТЕРИНСКИХ КРЕМНИСТО-КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩ
БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ НА ОСНОВЕ
РАДИОЛЯРИЕВОГО АНАЛИЗА

В.С. Вишневская

Геологический институт РАН, Москва, Россия, valentina.vishnaa@mail.ru

В последние годы мезозойские высокобитуминозные глинисто-кремнисто-карбонатных толщ Западной Сибири привлекают все большее внимание специалистов (Амон, 2011; Барабошкин и др., 2015; Панченко и др., 2015). Особенno пристальное внимание принадлежит баженовской свите, поскольку в настоящее время она рассматривается как один из стратегически важных объектов для восполнения ресурсной базы нефтяной отрасли России. ОАО «НК «Роснефть» ведет промышленную эксплуатацию этих отложений на Салымском месторождении (ООО «РН-Юганскнефтегаз») и планирует ее расширение (Афанасьев и др., 2015). В связи с этим возникает вопрос стратиграфического расчленения высокобитуминозные глинисто-кремнисто-карбонатных отложений самой баженовской свиты и ее нижнего и верхнего пределов.

Ранее, радиолярии баженовской свиты изучались Г.Э. Козловой (1983), которая предложила выделять комплексы: средневолжский средневерхневолжский, верхневолжский и берриасский. Именно эти комплексы были использованы в стратиграфической схеме верхней юры Западной Сибири (Решение..., 2004). Э.О. Амон (Амон, 2011) предложил выделять 3 комплекса: один новый средневолжский, средневолжский Г.Э. Козловой и один объединенный из двух предложенных ранее Г.Э. Козловой (1983) как верхневолжский. Но, в связи с тем, что все комплексы были описаны по шлифам, а индекс-виды не признаны валидными (Catalogue..., 2009), возникла необходимость применения новой методики. Применение метода томографии позволило выделить сначала 4 комплекса (Вишневская, 2013), а затем 5 стратиграфических подразделений в качестве биогоризонтов с радиоляриями. На время накопления каждого приходилось приблизительно по 2-2,5 млн. лет (весь титон 12 млн. лет, а средний и верхний волжские подъярусы, а также низы берриаса, которыми обычно датируется баженовская свита, приблизительно 8 млн. лет). Все биогоризонты выделены по эволюционным изменениям рода *Parvingula*.

Нижний радиоляриевый биогоризонт с *Parvingula elegans* (кимеридж), в котором радиолярии представлены всеми морфологическими группами, установлен в верхах абалакской свиты. Среди радиолярий многочисленны сфероиды *Zhamoidellum ovum Dumitrica* (космополит, распространение средний оксфорд – ранний титон), дискоиды *Paronaella mulleri Pessagno*, а также циртоиды *Parvingula elegans Pessagno et Whalen*, *Parvingula cf. blowi Pessagno*, *Parvingula papulata Kozlova and Vishnevskaya*, известные из Печорского бассейна (кимеридж – средняя волга) (Вишневская, 2001).

Наличие индекс-вида *Parvingula elegans Pessagno et Whalen* позволяет отнести этот биогоризонт к кимериджскому зональному подразделению с

Parvingula elegans (по Vishnevskaya, Murcley, 2002; Vishnevskaya, Kozlova, 2012).

Биогоризонт *Parvingula blowi* (нижний титон = нижний? – низы среднего подъяруса волжского яруса) установлен в кремнисто-карбонатном интервале низов баженовской свиты. Нижняя граница биогоризонта *Parvingula blowi* совпадает с подошвой битуминозных отложений, верхняя граница определяется по подошве биогоризонта *Parvingula jonesi*. В составе комплекса определены: *Parvingula blowi* Pessagno, *Parvingula blowi sibirica* Vishnevskaya, *Parvingula papulata* Kozlova and Vishnevskaya, *Traversus tsunoensis* Aita, *Zhamoidellum ovum* Dumitrica. Возраст комплекса радиолярий определен как нижний? – низы среднего подъяруса волжского яруса (=нижний титон) на основании распространения маркирующего вида - *Parvingula blowi* Pessagno, впервые описанного из Калифорнии и имеющего распространение ранний титон.

Биогоризонт *Parvingula jonesi* Pessagno (средний подъярус волжского яруса = «средний титон») установлен в толще глинисто-кремнистых пород – радиоляритов. Горизонт характеризуется преобладанием высококонических *Parvingula*. Возраст комплекса радиолярий определен как средний подъярус волжского яруса на основании распространения маркирующих видов - *Parvingula jonesi* Pessagno, впервые описанного из Калифорнии и, имеющего распространение средний титон - берриас, и *Parvingula excelsa* Pessagno and Blome, впервые описанного из Мексики (распространение начало позднего титона).

Биогоризонт *Parvingula haeckeli* (средний подъярус волжского яруса = верхний титон) установлен в баженовской свите в толще карбонатно-кремнистых пород – радиоляритов. Радиоляриевая ассоциация представлена преимущественно насекомиями, но здесь на смену высококоническим формам приходят средне и даже низкоконические, среди которых определены *Parvingula blomei* Yang, *Parvingula haeckeli* (Pantanelli), *Praeparvingula aff. sencilla* Hull, *Praeparvingula holdsworthi* (Yang). Возраст комплекса радиолярий определен как средний подъярус волжского яруса - низы верхневолжского яруса на основании распространения маркирующих видов - *Parvingula haeckeli* (Pantanelli), имеющего распространение кимеридж – титон (Вишневская, 2001), *Parvingula blomei* Yang, (распространение начало позднего титона и поздний титон Калифорнии и Мексики (Yang, 1993), *Parvingula bluefordae* Hull (верхи верхнего титона). В верхах биогоризонта появляются многочисленные кальцисфера и наннопланктон.

Биогоризонт *Parvingula khabakovi* (самые верхи верхнего подъяруса волжского яруса - берриас) установлен в верхах баженовской свиты. Радиоляриевая ассоциация представлена преимущественно скрытоцефалическими насекомиями, среди которых доминирует род *Williriedellum*, но продолжает встречаться низкоконические *Echinocampidae* и род *Parvingula*. Определены *Parvingula khabakovi* (Zhamoida), *Williriedellum salymicum* salymicum Kozlova, *Zhamoidellum boehmi* Kiessling, *Zhamoidellum* sp. Возраст комплекса радиолярий определен как (самые верхи верхнего подъяруса волжского яруса - берриас) на основании распространения маркирующих видов

Williriedellum salymicum *salymicum* (Kozlova), (берриас), *Parvingula khabakovi* (Zhamoida) (титон-валанжин), *Arctocapsula devorata arctica* (Vishnevskaya and Murchey) (берриас) (Вишневская, 2001; 2013; Vishnevskaya, Kozlova, 2012). Нижняя граница биогоризонта устанавливается по появлению *Williriedellum salymicum*, совпадающему с исчезновением подавляющего большинства видов рода *Parvingula*, характерных для подстилающих отложений, массовому появлению представителей сем. *Williriedellidae*, которые составляет до 75-80% от общего состава радиолярий. Верхняя граница биогоризонта устанавливается по исчезновению радиолярий. В биогоризонте появляются многочисленные кальцисфера и наннопланктон.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, проекты 15-05-04700.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амон Э.О. Радиолярии в баженовской свите (волжский ярус) широтного Приобья, Западная Сибирь // Тр. ИГГ УрО РАН, в. 158, 2011. С. 3–8.
2. Афанасьев И.С., Гаврилова Е.В., Бирун Е.М., Калмыков Г.А., Балушкина Н.С. Баженовская свита. Общий обзор, нерешенные проблемы // Научно-технический вестник ОАО "НК "Роснефть". 2010. № 4. С. 20-25.
3. Брадучан Ю.В., Козлова Г.Е., Месежников М.С. Детальная корреляция отложений баженовской свиты // Основные проблемы нефти и газа Западной Сибири, Л.: ВНИГРИ, 1984. С. 83–92.
4. Вишневская В.С. Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС, 2001. 376 с.
5. Вишневская В.С. Биостратиграфия и палеогеография баженовской свиты по данным радиоляриевого анализа // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Тюмень, 2013. С. 34-37.
6. Козлова Г.Е. Распределение радиолярий в баженовской свите Западной Сибири // Палеобиогеография и биостратиграфия юры и мела Сибири, М.: Наука, 1983. С. 47–55.
7. 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.
8. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС. 2004. 114 с.
9. Catalogue of Mesozoic radiolarian genera // Geodiversitas, 2009. V. 31, №2, 486p.
10. Yang, Q. Taxonomic studies of Upper Jurassic (Tithonian) Radiolaria from the Taman Formation, east-central Mexico. Palaeoworld 1993. №3, P. 1–164.
11. Vishnevskaya, V.S. and Kozlova, G.E. 2012. Volgian and Santonian–Campanian radiolarian events from the Russian Arctic and Pacific Rim. Acta Palaeontologica Polonica 57 (4). P. 773–790.

ТРИАСОВЫЕ, ЮРСКИЕ И МЕЛОВЫЕ РАДИОЛЯРИИ В КРЕМНИСТЫХ ПОРОДАХ КРЫМСКОГО ПОЛУОСТРОВА, ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В.С. Вишневская¹, А.С. Алексеев², В.А. Юдин³

¹ ГИН РАН, Москва, Россия; ² МГУ; ³ Крымская Академия Наук, ОЕН

В последние годы радиолярии приобретают все большее стратиграфическое значение, особенно для кремнистых и глубоководных толщ, лишенных макрофлоры. В Крыму наиболее изучены меловые (альбско-сантоны) радиолярии, которые являются одновозрастными с кавказскими из западного склона Большого Кавказа и офиолитовых поясов Малого Кавказа (Кораевич, Vishnevskaya, 2016), что позволяет предполагать для них единый бассейн обитания.

Недавно нам удалось обнаружить в Лозовской зоне, имеющей ключевое значение для понимания тектонической истории Крыма, несомненно юрский комплекс радиолярий, ранее здесь неизвестный. Он установлен в толще, относящейся в широком смысле к таврической серии. Юрские радиолярии найдены в конкрециях, собранных А.С. Алексеевым в 1983 г. в терригенной толще, сложенной зеленовато-желтыми глинистыми песчаниками и алевролитами (видимой мощностью около 5 м), обнажающейся в верхнем уступе «нового», по терминологии В.В. Юдина (2014), «верхнего», Петропавловского карьера, расположенного недалеко к от Симферополя. Толща с конкрециями расположена непосредственно к северу от «глыбового горизонта», состоящего из крупных тел верхнетоарских красноцветных и серых плинсбахских известняков и других пород (Ипполитов и др., 2008).

Радиоляриевая ассоциация включает *Levileugeo ordinarius* Yang et Wang, распространение которого верхний байос – нижний титон (Yang et Wang, 1990), *Triactoma jonesi* Pessagno (аален–титон), *Paronaella kotura* Baumgartner (средний байос-ранний кимеридж) (Baumgartner, 1984). Это позволяет говорить о средне-верхнеюрском возрасте терригенної пачки с конкрециями.

Первый вид рода *Levileugeo* принадлежит семейству *Leugeonidae* Yang et Wang, 1990, объединяющему морфологически близкие таксоны сферических радиолярий отряда *Spongellaria*, наружная оболочка которых несет редчайший гексагональный элемент: маленькую круглую пору, окруженную шестью одинаковыми треугольными поровыми рамками (рисунок), образующими так называемый гексагон (Baumgartner, 1984). Морфология гексагональной структуры пор внешней оболочки раковин радиолярий семейства *Leugeonidae* Yang et Wang, 1990 (поздний байос – ранний титон) имеет настолько особые черты, что даже фрагмент стенки достаточен для определения признака, позволяющего отнесение к данному семейству (Рис. 1).

Триасовые радиолярии встречены в гальке силицитов – массивных темно-серые до черных кремней, обогащенных углеродом, среди конгломератов базальных слоев наиболее полного разреза демерджинского молассового комплекса, расположенного в 6 км к северо-востоку от г. Алушта на юго-восточном склоне горы Южная Демерджи, в овраге Тапшан-Гя (на последних

картах – Едыфлер). В этих гальках обнаружены представительные комплексы радиолярий верхнего триаса. Среди них *Podobursa primitive* Tekin, *Picapora robusta* Kozur et Mostler, *Spinotriassocampe carnica* Kozur et Mostler и др., обеспечивающие определение карнийского возраста радиоляритов (Куролов и др., 2007; Юдин и др., 2009). В комплексе радиолярий также определены *Pantanellium ex gr. Browni* Pessagno et Blome, *Podobursa* sp. cf. *P. Turriformis* Tekin, *Triactoma* cf. *acythis* (De Wever), *Tubospongopallium* ? *tornatum* Tekin et Mostler, *Plafkerium* sp. cf. *P. hindei* Pessagno, *Staurocontium* ? *trispinosum* (Kozur et Mostler), *Welirella* cf. *weveri* Dumitrica, Kozur et Mostler, *Xiphosphaera?* *fistulata* Carter, имеющие распространение в интервале ладиний–нижний норий (верхи среднего–поздний триаса).

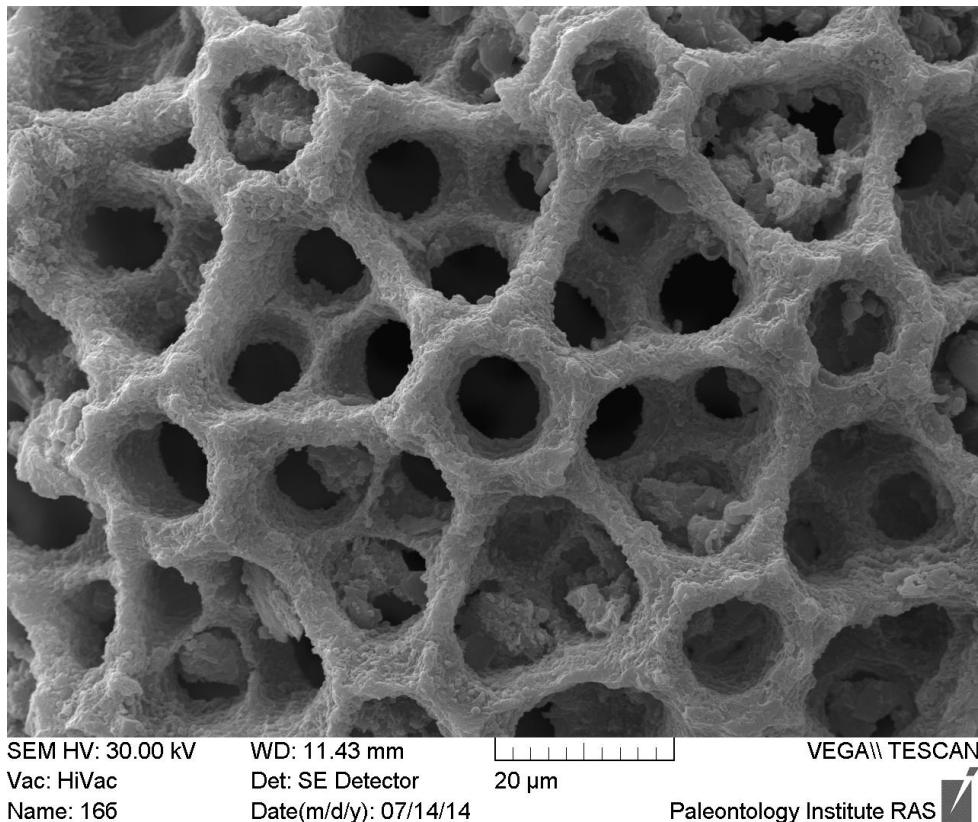


Рис. 1. Юрские радиолярии *Levileugeo ordinarius* Yang et Wang из Петропавловского карьера Крыма, демонстрирующие гексагональный элемент: маленькую круглую пору, окруженную шестью одинаковыми треугольными поровыми рамками.

Демерджинский молассовый комплекс обнажен в локальных выходах вдоль всего южного склона Крымских гор от Судака до Гурзуфа, но название получил от г. Демерджи, поскольку наиболее полно представлен на г. Южная Демерджи, где сложен мощной толщей (до 2000 м) конгломератов. Возраст конгломератов определен от средне-верхнеюрского до верхнеюрского (нижнеоксфордского). Присутствие галек кремнистых радиоляриевых пород в основании разреза демерджинских конгломератов тапшанской свиты свидетельствует о размыве батиальных и абиссальных пород, которые ранее

залегали на коре океанического типа, располагавшейся южнее. Формирование радиоляритов происходило в абиссальных условиях карбонатной компенсации на сотни километров южнее, куда не попадал даже тонкий терригенный материал дистального флиша. Осадочные силициты слагали первый слой океанической коры Мезотетиса. При субдукции они были содраны с базальтового слоя и после размыва аккреционной призмы переотложены в низах молассового комплекса Демерджинского краевого прогиба.

В составе гальки доминируют песчаники и сидериты таврической серии, на которой конгломераты залегают несогласно, но в них, встречаются и более древние красноцветные песчаники, кремни, содержащие конодонты *Gnathodus delicatus* Branson et Mehl нижнетурнейского подъяруса нижнего карбона, яшмы палеозоя (Брагин, Аристов, 2008), известняки с фауной карбона, перми, триаса и лейаса, а также различные гранитоиды палеозойского и докембрийского возраста, наконец, протерозойские гнейсы (Чернов, 1971). Литологический состав галек конгломератов также свидетельствует о южном источнике терригенного материала Муратов, 1973; Чернов, 1971).

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, проекты 15-05-04700.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ипполитов А.П., Тищенко А.И., Рогов М.А., Алексеев А.С., Беко М. // Новое в региональной геологии России и ближнего зарубежья. Материалы совещания. М.: РГГРУ, 2008. С. 43 – 46.
2. Курилов Д.В., Юдин В.В., Вишневская В.С. Триасовые радиолярии – реликты триасового океана в Южном Крыму? // Палеонтологічні дослідження в Україні: історія, сучасний стан та перспективи: Зб. наук. праць ІГН НАН України / П.Ф.Гожик, відпов. Ред. К.: Нора-прінт, 2007. – С. 115 – 116.
3. Муратов. М.В.Руководство по учебной геологической практике в Крыму. Том II. Геология Крымского полуострова. М.: Недра. 1973 – 192 с.
4. Чернов В.Г. О составе верхнеюрских конгломератов горы Демерджи в Крыму. // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1971. № 2. С. 18-28.
5. Брагин Н.Ю., Аристов В.А. Конодонты раннего карбона и другие микрофоссилии в гальках кремнистых пород из верхнеюрских конгломератов горы Южная Демерджи (Крым) // Новое в региональной геологии России и ближнего зарубежья. Материалы совещания. М.: РГГРУ, 2008. С. 21-23.
6. Юдин В.В. Геология и геодинамика района Симферополя. Спелеология и карстология. 2014. № 12. С. 42–56.
7. Юдин В.В., Вишневская В.С., Курилов Д.В. Офиолитовые радиоляриты Крыма в геодинамике Мезотетиса //Доклады Академии наук, 2009, т. 429, №1. С. 89-93.
8. Baumgartner P.O. A Middle Jurassic-Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites // Eclogae Geol. Helv., 1984. V. 77, № 3. P. 729–837.
9. Kopaevich L., Vishnevskaya V. Cenomanian–Campanian (Late Cretaceous) planktonic assemblages of the Crimea–Caucasus area: Palaeoceanography, palaeoclimate and sea level changes // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2016, V. 441. № 3.
10. Yang Q. and Wang, Y. A taxonomic study of Upper Jurassic Radiolaria from Rutog County, Xizang (Tibet). //Acta Micropalaeontologica Sinica, 1990, V. 7, № 3. P. 195–218.

**СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЮРСКОЙ БАРЬЕРНОЙ РИФОВОЙ СИСТЕМЫ
АМУДАРЬИНСКОЙ ВПАДИНЫ**
Е.Ю. Горюнов
РГГРУ им. С. Орджоникодзе, Москва, Россия

В последние годы возрастает роль карбонатных отложений, как объектов поисков в них залежей нефти и газа. Опыт геологоразведочных работ показывает, что из большого многообразия карбонатных пород-коллекторов на первый план выдвигается породы рифового генезиса, характеризующиеся наибольшими емкостными свойствами, что обуславливает при наличии ловушки формирование крупных, высокодебитных залежей нефти и газа.

Наличие мощных перекрывающих соляно-ангидритовых толщ, как это наблюдается в Амударьинском бассейне, Прикаспии, Предуральском бассейне и др. с одной стороны, создает благоприятную обстановку для формирования и сохранения скоплений углеводородов, но с другой - крайне осложняет изучение подсолевых карбонатных отложений, в том числе и методами сейсморазведки. Вследствие этого значительная часть поисковых и разведочных скважин (до 50-60%) оказывается непродуктивной, что приводит к снижению эффективности поисковых и разведочных работ. Таким образом, вопросы взаимоотношений карбонатных и эвапоритовых тел имеют не только теоретический интерес, но и большое практическое значение.

Для решения указанных вопросов автором был выбран Амударьинский бассейн, так как наряду с хорошей геологической изученностью и доказанной высокой нефтегазоносностью здесь наблюдается большое разнообразие карбонатных морфоструктур – барьерная рифовая система, одиночные рифы, подводные палеоподнятия и др., находящиеся в сложных пространственных соотношениях с перекрывающей эвапоритовой толщей.

Как показали многочисленные исследования, на территории Узбекистана и Туркмении получила развитие барьерная рифовая система келловей-оксфордского возраста, перекрытая киммеридж-титонскими эвапоритовыми отложениями, слагающими мощные ангидрито-соляные толщи. Барьерная рифовая система на заключительной стадии формирования в среднем оксфорде разделила две палеогеоморфологические области: шельфовую - мелководную и депрессионную - относительно глубоководную, перед фронтом барьерной системы. Перепады палеоглубин между областями достигали 240 м.

Проведенная палеореконструкция показала, что рельеф карбонатной поверхности в пределах выделенных областей существенно различался. Так, поверхность карбонатного палеошельфа была относительно выровнена и мало контрастна, отмечаются лишь широкие и пологие поднятия амплитудой до 50-100 м. В депрессионной части бассейна рельеф был более сложный. Здесь выделяются одиночные рифы, подводные палеоподнятия, отделенные от карбонатного шельфа системой относительно глубоководных долин.

Анализ взаимоотношений между карбонатной и эвапоритовой формациями свидетельствует, что смена карбонатонакопления отложением эвапоритовых осадков не сопровождалась существенной структурной

перестройкой рельефа. В следствии этого эвапоритовый бассейн на начальном этапе развития унаследовал палеорельеф, сложившийся на стадии карбонатонакопления. По мере накопления эвапоритовая формация выровнила сложный рельеф карбонатной кровли, сыграв роль толщи компенсации.

В полных разрезах формация сложена двумя седиментационными макроциклами - нижним и верхним. В основании каждого из них развиты горизонты ангидритов, вверх по разрезу сменяемые солями. Каждый из макроциклов, в свою очередь, состоит из циклов более мелкого порядка. В геологоразведочной практике элементы макроциклов получили наименования:

- нижний ангидрит, нижняя соль - нижний макроцикл;
- средний ангидрит, верхняя соль - верхний макроцикл. Венчает эвапоритовый разрез горизонт верхних ангидритов.

Исследования показали, что строение отложений нижнего макроцикла контролировалось преимущественно морфологией кровли подстилающей карбонатной толщи, тогда как строение верхнего макроцикла определялись преимущественно интенсивностью консолидационных тектонических прогибаний.

В строении конкретных разрезов нижнего макроцикла эвапоритовой толщи нашли отражение палеобатиметрические условия эвапоритонакопления что позволяет выделить два крупных типа эвапоритовых разрезов нижнего макроцикла:

- мелководный, сформированный над карбонатный шельфом и рифовым плато одиночных рифов;
- глубоководный, формировавшийся в депрессионной области бассейна.

Для относительно мелководного типа характерно:

- сокращенная (до 10-30 м), выдержанная мощность пачки нижнего ангидрита;
- сокращенная (до 50-100 м), выдержанная мощность пачки нижних солей;
- слоистый, пластовый характер залегания как верхних так и нижних частей эвапоритового разреза, выдержанность мощностей литологических горизонтов на значительных (десятки километров) площадях;
- увеличенная (до 450-600 м) мощность карбонатного разреза,
- мелководный характер карбонатных отложений; представленных либо биогермными отложениями, либо сульфатно-карбонатными отложениями тыловой области барьерной системы.

Глубоководный тип отличают:

- линзовидный, клиноформный характер залегания отложений нижнего макроцикла;
- увеличенная (до 200 м) мощность горизонта нижнего ангидрита и изменение его мощности на относительно небольших расстояниях;
- увеличенная (до 400 м) мощность толщи нижних солей и широкая вариация ее значений.
- сокращенная до 250 м мощность подстилающих карбонатов, представленных относительно глубоководными отложениями - шламовыми и доломитистыми известняками, спонголитами, пелитоморфными известняками, кальцисферами;

- обязательное присутствие в кровле карбонатного разреза пачки «черных сланцев».

На склонах барьерной системы и одиночных рифовых массивов наблюдаются резкие переходы от одного типа разреза к другому.

Выявленные закономерности строения нижнего цикла и морфологии барьерной системы позволили провести картирование барьерной системы и одиночных рифов. Наличие единой барьерной системы признано многими геологами, исследующими данный район. Но вопрос о ее пространственной конфигурации по сей день является дискуссионным. Автором для выявления пространственного положения барьерной системы использована, построенная по результатам глубокого бурения, карта мощности горизонта нижнего ангидрита. Зона резкого нарастания его мощности от 30 м соответствует увеличению палеоглубин на склоне барьерной системы и тем самым отражает ее пространственное положение. Полученная таким образом конфигурация барьерной системы имеет довольно сложное пространственное очертание.

Разведанные запасы углеводородов сосредоточены преимущественно в ловушках двух типов - структурно-литологических, приуроченных к внешнему краю барьерной системы, и связанных с одиночными рифами.

Сопоставление карт конфигурации барьерной рифовой системы и постседиментационных дислокаций, позволило прогнозировать наличие ловушек на новых участках. Всего выделено шесть новых участков, суммарной площадью 35 км². По предварительным оценкам потенциальные ресурсы выделенных участков составляют 125 млн. т углеводородов.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. Условия формирования и строение отложений нижнего макроцикла эвапоритовой толщи определялись унаследованным палеорельефом, сформированным на предыдущем этапе в результате интенсивных процессов рифообразования. Формирование верхнего макроцикла контролировалось интенсивностью конседиментационных тектонических прогибаний.

2. Особенности строения эвапоритовой толщи над различными карбонатными морфоструктурами позволяют прогнозировать разрезы подсолевой карбонатной толщи и ее емкостные свойства.

3. Показано широкое развитие и высокая перспективность ловушек структурно-литологического типа, к которым приурочено значительное число открытых месторождений.

4. На основе выявленных закономерностей разработана методика, позволяющая прогнозировать наличие перспективных ловушек в пределах развития отложений барьерной рифовой системы. Выявлены и закартированы 6 перспективных участков суммарной площадью около 35 км², где прогнозируются ловушки нефти и газа.

5. Показана возможность применения разработанной методики в других районах Амударынского бассейна, в том числе на территории Туркменистана, а также в нефтегазоносных бассейнах на территории России (Прикаспийская впадина. Предуральский прогиб и др.), содержащих продуктивные рифовые комплексы.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЛИТОЛОГО-СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА

П.А. Григорченко¹, Ф.Н. Потапова²

¹ ООО «СПб-Гипрошахт», Санкт-Петербург, Россия

² ООО «ГРР», Воркута, Россия

Печорский угольный бассейн расположен на северо-востоке республики Коми и охватывает приполярную и полярную части Предуральского краевого прогиба, представляющего собой систему орогенных впадин и поднятий. Крупнейшая из впадин, Косью-Роговская, является главным угленосным полем бассейна. В ее пределах находится наиболее освоенная часть последнего - Воркутский геолого-промышленный район. Воркутское месторождение располагается в центральной части этого района и является главным резервом коксующегося угля на севере европейской части России. В структурном отношении это брахисинклиналь, вытянутая в северо-северо-восточном направлении. Угленосная толща представлена воркутской серией ранне-позднепермского возраста и печорской серией позднепермского возраста, сложенными преимущественно терригенными осадками. Угольные пласты при сложном строении включают пачки углистого аргиллита и аргиллита. Основные рабочие пласты месторождения: n₁₄₊₁₃₊₁₂₊₁₁ («Мощный»), n₁₄₊₁₃₊₁₂ («Тройной») и n₁₁ («Четвёртый»).

Сложившаяся в бассейне методика обработки углеразведочных данных направлена на всестороннее изучение угольных пластов. Состав и строение вмещающих отложений рассматриваются с точки зрения характеристики стратиграфических подразделений и горно-геологических условий отработки запасов углей. В первом случае использование этих данных имеет статистический характер. Элементы их пространственного анализа используются лишь во втором случае. При этом изучаются только примыкающие к угольным пластам части разреза. Основной же объем рассматриваемой информации (документация скважин, результаты интерпретации каротажных данных и др.) оказывается недостаточно востребованным и проанализированным. Необходимость же такого анализа не требует особой аргументации как с практической, так и с теоретической точек зрения: как для выявления связи угленосности с палеотектоническими особенностями угленосной толщи, так и для уточнения её генезиса. Однако такие исследования применительно к Печорскому угльному бассейну не проводятся. Это обусловлено отсутствием методики и большой трудоемкостью. В связи с этим в рамках, разработанной нами компьютерной системы накопления и обработки углеразведочной информации (ГИС «Уголь»), создана и апробирована при изучении Сейдинского месторождения методика литолого-структурного анализа угленосных толщ.

Литолого-структурный анализ осуществляется на основе двух взаимосвязанных видов графических построений: литолого-структурных карт и литолого-структурных разрезов. Оба вида построений выполняются применительно к стратиграфическим интервалам, разделяющим угольные

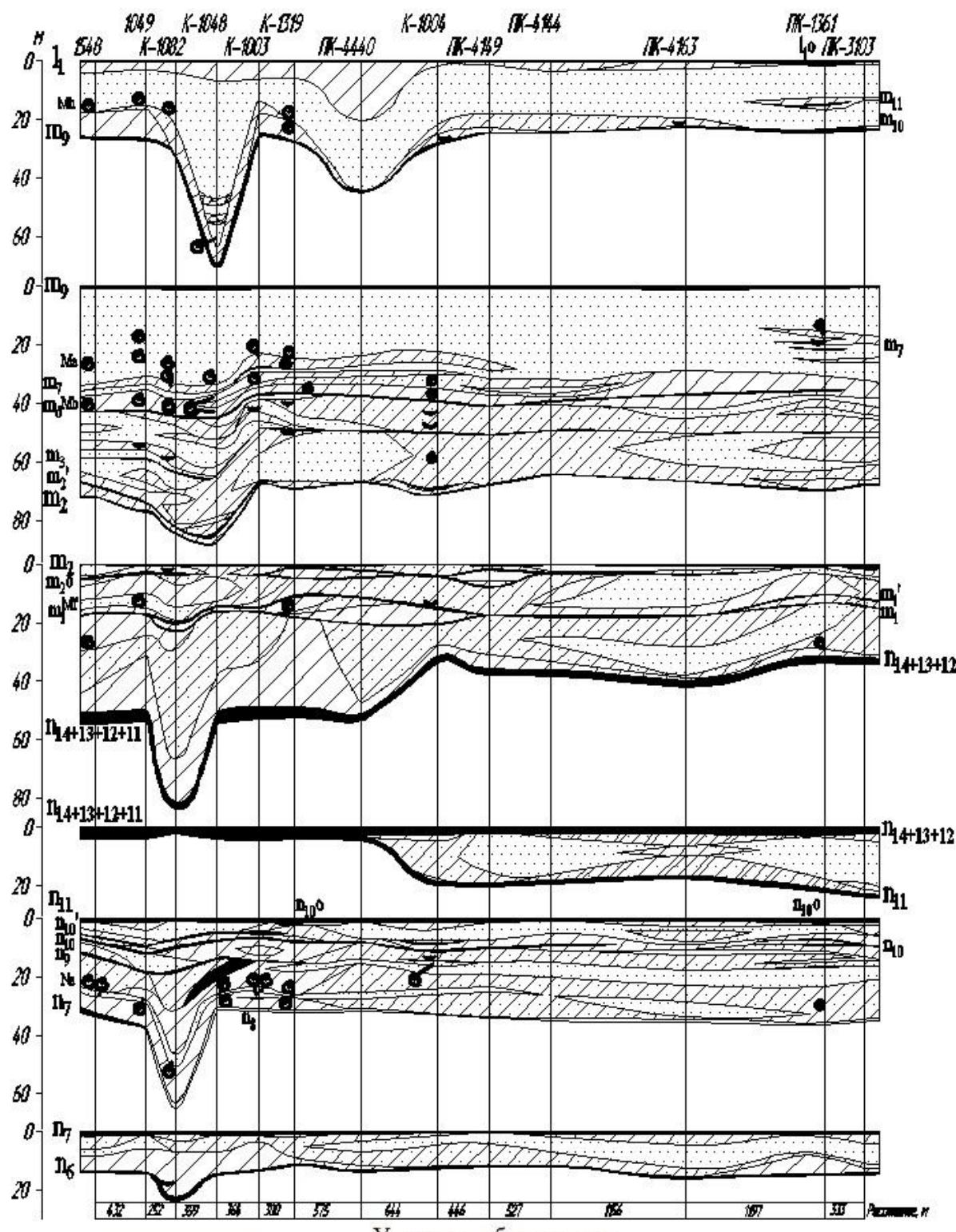
пласти (межупластьям). Построение литолого-структурных разрезов сопровождается выравниванием разрезов скважин по кровле вышележащего угольного пласта. В результате по почве нижележащего реконструируется тектоническая, конседиментационная структура, сформировавшаяся за период образования стратиграфического интервала, разделяющего угольные пласты. Суммарные амплитуды колебательных тектонических движений за этот период отражаются в конфигурации нижележащего пласта.

Строение угленосной толщи иллюстрируется литолого-структурными разрезами, ограниченными сверху вниз пластами l_1 и n_6 (рис. 1). Линия разрезов пересекает Воркутскую мульду внутри контура, образуемого выходом под кайнозойские отложения пласта l_1 и вкрест вытянутости. Непосредственно выше фаунистического горизонта Mb наблюдается смена характера отложений. Выше этой границы распространены два мощных и выдержаных пласта песчаника, разделённые угольным пластом m_9 . Эта часть стратиграфического разреза формировалась, в основном, в условиях открытого морского бассейна (фаунистические горизонты Ma и Mb).

Нижняя часть разреза сформировалась, видимо, в лагунных условиях, и песчаники здесь имеют преимущественно баровое происхождение, что наглядно видно в межупластье $n_{12}-n_{11}$. На переходный режим осадконакопления указывают и находки как морской, так и пресноводной фауны во всех литологических разностях. Рассмотрим закономерности строения угленосной толщи в этой части разреза на примере, прежде всего, стратиграфических интервалов между соседними угольными пластами: m_2-m_1 , m_1-n_{14} , $n_{12}-n_{11}$ и n_7-n_6 . Следует отметить, что нигде не наблюдается последовательность аргиллит-алевролит-песчаник и обратно, что принято считать характерным для угленосных толщ вообще и угленосной толщи Печорского бассейна в частности. Ритмичное (циклическое) строение проявляется только благодаря исключительной выдержанности угольных пластов, по сравнению со всеми прочими отложениями. В разрезе межупластья может преобладать и даже доминировать любая из перечисленных пород. Однако, одной литологической разностью оно может быть представлено только в случае аргиллита (скв. К-1319, m_1-n_{14}). Таким образом, можно говорить о четырёх типах межупластий: аргиллитовом, алевролитовом, песчаниковом и переслаивания. Последний выделяется, если суммарная мощность ни одной из пород не превышает 50%.

На разрезах наблюдаются элементы палеоструктуры: локальное погружение, прослеженное на всех фрагментах между скважинами К-1082 и К-1003 и флексурный перегиб пласта $n_{14+13+12}$.

Таким образом, литолого-структурные разрезы позволяют анализировать строение угленосной толщи и выявлять его особенности и закономерности. Широкое применение этой методики, вероятно, даст возможность выявить общие закономерности строения угленосной толщи Печорского бассейна как литологического, так и структурного характера.



Условные обозначения:

K-1003	Оси и номера скважин	[Solid black square]	Угольный пласт, представленный углём с прослойками аргиллита и аргиллита углистого, единично аргиллитом углистым
Н₁₁	Индексы угольных пластов: основных	[Diagonal hatching]	Аргиллит, аргиллит алевролитовый, аргиллит углистый
Н₁₀0	второстепенных	[Horizontal hatching]	Алевролит, изредка песчаник и аргиллит
М₆	Индексы фаунистических горизонтов	[Dotted pattern]	Песчаник, изредка алевролит крупнозернистый
• ◦	Места находок фауны в керне скважин: а - морской, б - пресноводной	[Cross-hatching]	Гравелит, конгломерат

Рис. 1 Литолого-структурные разрезы стратиграфических интервалов между основными угольными пластами. Масштабы: горизонтальный 1:50000, вертикальный 1:2000

ОСОБЕННОСТИ ДИЗЬЮНКТИВНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА

П.А. Григорченко¹, Ф.Н. Потапова²

¹ ООО «СПб-Гипрошахт», Санкт-Петербург, Россия

² ООО «ГРР», Воркута, Россия

Единственным месторождением в Печорском бассейне по своему местоположению, запасам, качеству углей и горно-геологическим условиям разработки способным заменить Воркутское или составить ему серьезную конкуренцию является Усинское. В структурном плане оно расположено в северо-восточной части Косью-Роговской впадины, структуры второго порядка Предуральского краевого прогиба. и приурочено к структуре третьего порядка – Воргашоро-Усинской моноклинали, обрамлённой на севере поднятием Чернова, на северо-востоке обрезанной Воргашорским взбросом, а на востоке – Ярвожским куполом.

Для уточнения характера разрывных нарушений, определения элементов залегания их сместителей и амплитуд перемещения нами построена карта разрывной тектоники северной части поля шахты № 3 Усинского месторождения с использованием компьютерной технологии. Основным её содержанием является гипсометрия сместителей разрывных нарушений. По изогипсам сместителей для каждого пересечения их скважинами определены элементы залегания (табл. 1).

Таблица 1

**Элементы залегания сместителей разрывных нарушений северной части поля шахты № 3
Усинского месторождения**

Индекс	Порядок	Количество пересечений скважинами	Характеристика разрыва			Элементы залегания сместителя, °					
			мин.	макс.	ср.	мин.	макс.	ср.	мин.	макс.	ср.
A	0	71	20	164	82	160	226	198	3	16	8
Б	1	12	37	178	123	165	186	175	14	22	18
A ₄	2	22	3	29	16	167	235	203	8	16	12
A ₃	3	10	6	23	15	168	253	191	11	44	34
1	3	7	10	25	16	205	215	210	4	6	5
2	3	9	11	46	36	182	265	226	3	11	6
3	3	10	8	26	15	136	220	188	10	26	20
3'	3	9	10	38	18	174	196	188	11	23	18

Как следует из таблицы, дизъюнктивы отнесены к трём порядкам: по взаимоотношениям и величине вертикального отхода (табл. 1). Надвиг «А» - структура 0-го порядка или надпорядковая. Наружение «Б» разделяет рассматриваемое шахтное поле на северную и южную части. Северная часть - первоочередной объект разведки и освоения – является предметом нашего рассмотрения. Наружение «A₄» при небольших вертикальных отходах распространено на значительной площади, что выражается в количестве его пересечений скважинами. Оно разделяет северный участок поля шахты № 3, в свою очередь, на северную и южную части. Все прочие нарушения связаны с

нарушением «А» (отвечаются от него или кулисообразно параллельны ему) и образуют дизъюнктивную зону «А».

Направление падения сместителей разрывных нарушений – от южного («Б», «3», «3'») до юго-западного («2») с преобладанием юго-юго-западного («А», «A₄», «A₃», «1»), что позволяет нам, как и предшественникам, считать преобладающим направлением перемещений северо-северо-восточное. Средние углы падения сместителей, за исключением нарушения «A₃», не превышают 30°. Таким образом, в соответствии с классификацией А.Е. Михайлова, эти нарушения являются пологими взбросами, а «A₃» – крутым взбросом.

Для определения предполагаемых величин перемещения по сместителям дизъюнктивов (истинных амплитуд), а также горизонтальных и вертикальных амплитуд перемещений на гипсометрию разрывных нарушений на карте разрывной тектоники нами были нанесены следы почвы основных угольных пластов (n_{12} и n_7) рассматриваемой площади в висячем и лежачем крыльях нарушений. Амплитуды определялись в точках пересечения сместителя нарушения в скважинах с двойным пересечением пластов, в соответствии с вычисленными ранее элементами залегания сместителей в этих точках (табл. 1). По азимуту падения сместителя через точку его пересечения строится отрезок (вектор) между следами почвы пластов, направленный по восстанию. Длина отрезка равна горизонтальной амплитуде. Истинная и вертикальная амплитуды вычисляются делением на косинус и умножением на тангенс угла падения сместителя соответственно. Таким образом определены амплитуды для трёх наиболее крупных дизъюнктивов (табл. 2).

Таблица 2
Амплитуды основных дизъюнктивов северной части поля шахты № 3 по почве угольного пласта n_{12}

Инд. нар.	Кол. опр.	Вертикальный отход, м			Амплитуда, м								
					горизонтальная			вертикальная			истинная		
		мин.	макс.	ср.	мин.	макс.	ср.	мин.	макс.	ср.	мин.	макс.	ср.
A	13	20	164	82	693	1831	970	45	197	143	700	1841	982
Б	1	37	178	123	214	214	214	53	53	53	221	221	221
A ₄	2	3	29	16	75	89	82	16	19	18	77	91	84

Применительно к нарушению «А» эта методика иллюстрируется рисунком 1. На рисунке показаны следы почвы двух основных угольных пластов (n_{12} и n_7). Полосы перекрытия обоих пластов, заключенные между их следами, в пределах которых они дважды, а иногда и более встречаются в разрезах скважин, отчётливо разделяются на две примерно равные по протяжённости части: юго-западную и северо-восточную, резко различающиеся по ширине. Это обусловлено наличием в северо-восточной части кулисообразно сопряжённых с нарушенем «А» дизъюнктивов 3-го порядка. Направление и величина перемещения по почвам обоих пластов определялись только для юго-западных частей перекрытий, так как в северо-восточных, в силу наличия сопряжённых разрывов, прямое измерение амплитуд невозможно. На рисунке для каждого пласта показаны три определения амплитуды: минимальное, максимальное и наиболее близкое к среднему. По почвам обоих пластов амплитуды закономерно увеличиваются в северо-восточном

направлении. Значения их по обоим пластам, учитывая точность определений (на отрезке измерения сместитель рассматривается как плоскость), можно считать практически равными. Это позволяет сделать вывод об определённой выдержанности величины перемещения по сместителю (истинной амплитуды) с глубиной. Небезынтересно отметить, что в одной скважине (1716), где в разрезе наблюдается повторение одного и другого пласта, для обоих пластов выявлены амплитуды, наиболее близкие к средним значениям. Из таблицы 2 и рисунка 1 следует, что средняя и, тем более, максимальная горизонтальные амплитуды существенно превышает значения, приводимые предшественниками (650-700 м).

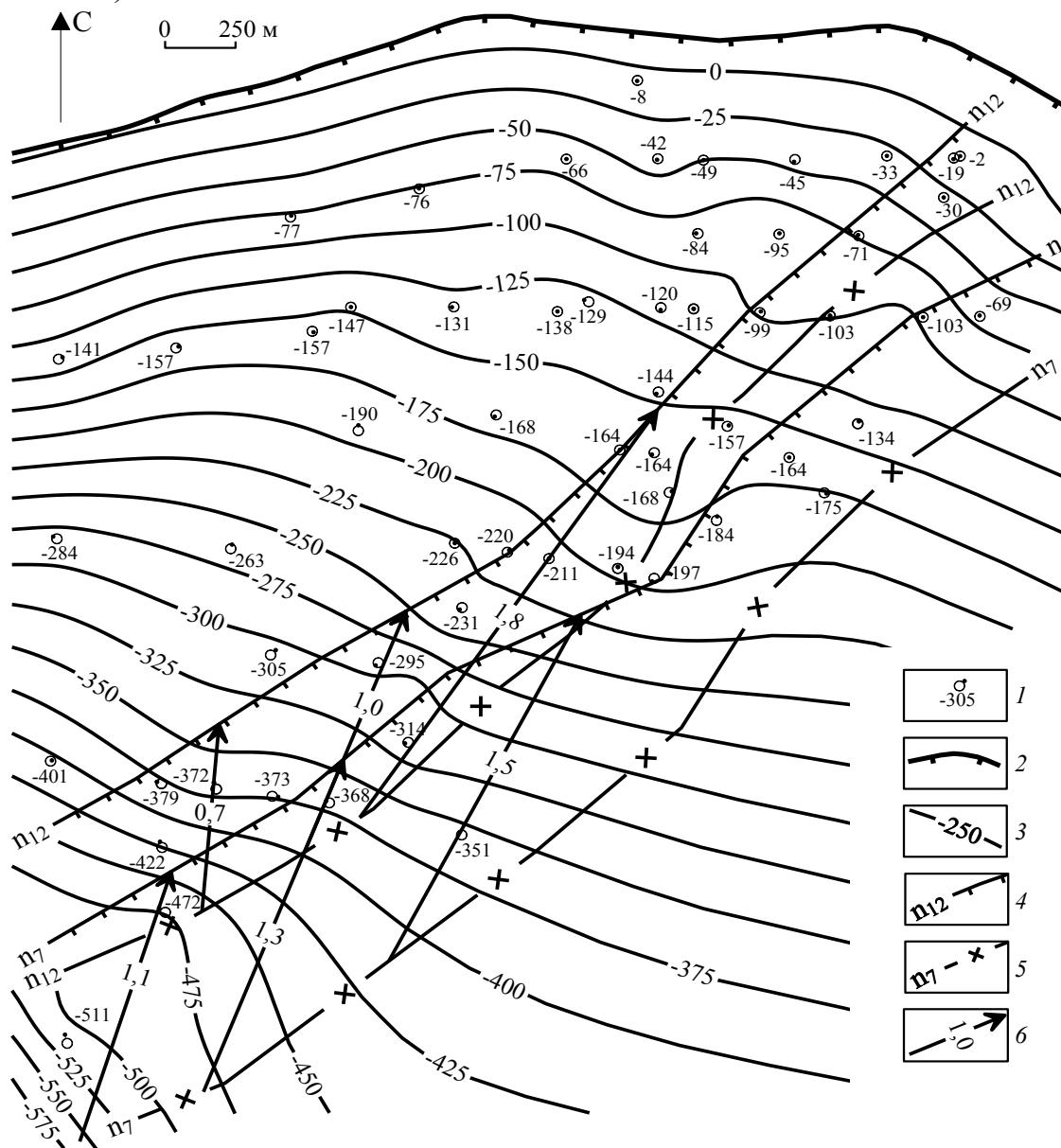


Рис. 1. Гипсометрический план сместителя разрывного нарушения «А» (фрагмент карты разрывной тектоники):

1 – устье буровой скважины, точка пересечения и абсолютная высота сместителя в ней; 2 – выход сместителя под мезокайнозойские отложения и направление его падения; 3 – изогипса сместителя и её абсолютная высота, м; 4 – индекс угольного пласта и след его почвы в висячем крыле дизъюнктива; 5 – индекс угольного пласта и след его почвы в лежачем крыле дизъюнктива; 6 – направление и величина перемещения по сместителю, км.

ВКЛЮЧЕНИЯ В ЦИРКОНЕ КОЖИМСКОГО МАССИВА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Ю.В. Денисова

Институт геологии КомиНЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

Как известно, изучение включений позволяет получить информацию о фазовом составе, химизме, температуре и давлении минералообразующей среды. Особенно интересен в этом отношении циркон - минерал, характеризующийся исключительной стойкостью к различным химическим и физическим воздействиям, происходящим в этой среде. В данной работе представлены результаты изучения включений в акцессорном цирконе Кожимского гранитного массива (Приполярный Урал).

Кожимский массив представляет собой группу вытянутых изолированных тел, находящихся на левом и правом берегах Кожима в бассейнах рр. Осею и Понью (рис. 1.). Этот массив является вторым по площади среди тел, составляющих Кожимский интрузию, в которую входит и Кузьпуюсский гранитный массив. Наиболее полно сохранившиеся граниты Кожимского массива представляют собой среднезернистые лейкократовые породы розового цвета с зеленовато - серым оттенком, обладающие массивной грубоплитчатой текстурой с хорошо выраженной тектонической гнейсоватостью.

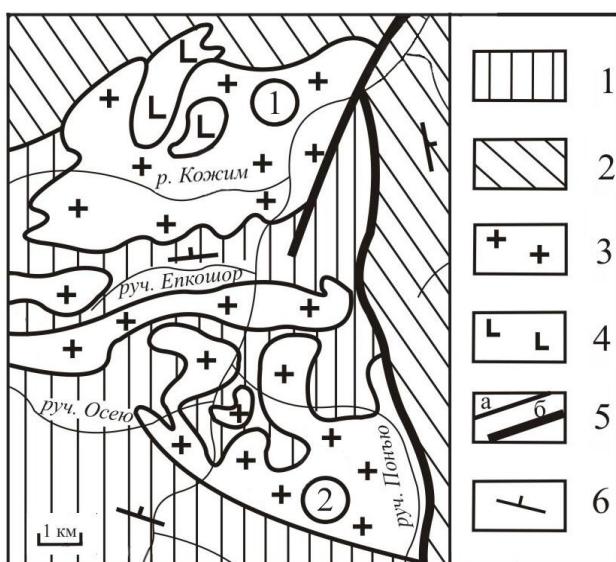


Рис. 1. Кожимский массив. 1 – слюдяно- кварцевые сланцы, зеленые ортосланцы, кварциты; 2 – слюдяно- кварцевые сланцы, порфиры, порфириты, прослои мраморов и кварцитов; 3 – граниты; 4 – габбро; 5 – геологические границы: а – стратиграфические и магматические, б – тектонические; 6 – элементы залегания плоскостных структур. Массивы (цифры в кружочках): 1 – Кузьпуюсский; 2 – Кожимский.

Кристаллы циркона из гранитоидов Кожимского массива часто переполнены газово- жидкими и твердыми минеральными включениями, которые представлены преимущественно включениями биотита, плагиоклаза, кварца, апатита, эпидота. В результате проведенного изучения автором впервые было отмечено включение золота.

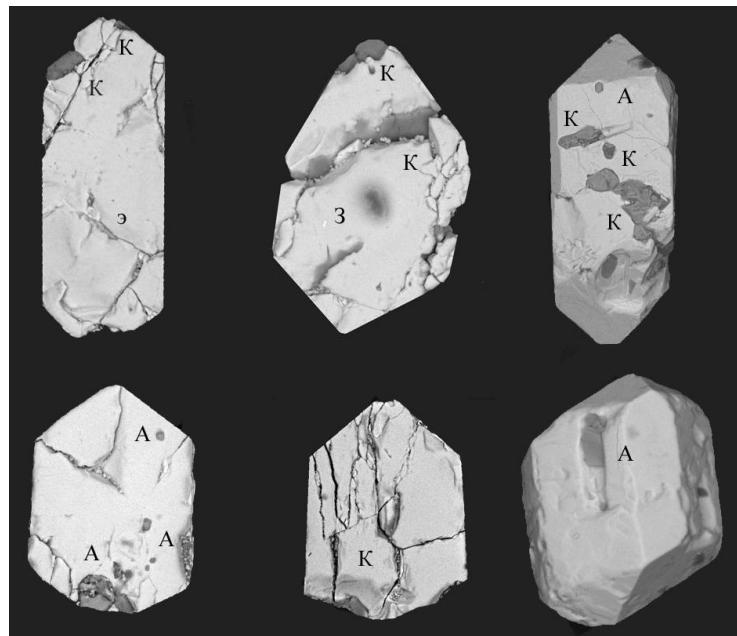


Рис. 2. Включения апатита (А), кварца (К), эпидота (Э) и золота (З) в цирконе из гранитов Кожимского массива.

Синпетрогенные включения в нашем случае представлены апатитом и эпидотом. Кристаллизация этих минералов приходится на разные стадии образования гранитов [2] (апатит-раннемагматическая стадия, эпидот - поздняя стадия), это позволяет говорить о разных временных диапазонах выделения цирконов, содержащих соответствующее включение. Кроме того, наличие того или много включения говорит об изменении химического состава минералообразующей среды. Так, образование апатита напрямую связано с увеличением содержания фосфатов, кристаллизация эпидота возможна за счет избыточного кальция и алюминия.

Наиболее интересным является включение золота, кристаллизация которого происходила во время роста минерала- хозяина (циркона). Температура плавления самородного элемента составляет около 1000 °С, что говорит о крайне высоких температурах (900 и выше °С) минералообразующей среды. Предполагаемый температурный диапазон подтверждает выводы, полученные в ранней работе автора [1], что часть акцессорных цирконов кристаллизовалась на раннемагматическом этапе формирования гранитов Кожимского массива.

Включения кварца, которые представляют собой эпигенетические образования, являются признаком наложенных процессов (катаклаза). При завершении кристаллизации акцессорный циркон подвергался деформации с формированием трещин, в последствии которые были «запечены» кварцем, что стало возможно при повышенном содержании кремния в минералообразующей среде.

Таким образом, анализ состава включений в цирконе позволяет сделать вывод о некоторых особенностях минералообразующей среды. Кроме того, учитывая последовательность кристаллизации минералов во время

формирования породы, появляется возможность получения более детальной информации об отдельных этапах циркоообразования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Денисова Ю. В. Типоморфические и типохимические особенности акцессорных цирконов гранитоидов Приполярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, № 5, 2014. - С. 9 - 16.
2. Фишман М. В., Юшкин Н. П., Голдин Б. А., Калинин Е. П. Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. – М.-Л.: Наука, 1968. – 252 с.

О ФОРАМИНИФЕРОВОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ МАРИИНСКОЙ, ЕЛОВСКОЙ И КРЕМЕНСКОЙ СВИТ БАШКИРСКОГО И МОСКОВСКОГО ЯРУСОВ СРЕДНЕГО УРАЛА (БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ И ФИЛОГЕНЕТИЧЕСКИЙ АСПЕКТЫ)

Т.Н. Исакова¹, О.Л. Коссовая², Г.Ю. Пономарева³

¹ Геологический институт РАН, Москва, isakova@ginras.ru

² ВГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург

³ Пермский государственный университет, Пермь

В настоящее время по-прежнему особенно актуальными остаются исследования фораминифер из пограничных отложений башкирского и московского ярусов, поскольку нижняя граница московского яруса и ее положение остаются предметом дискуссий международной рабочей группы по проблемам ярусных границ Международной Стратиграфической шкалы (МСШ). В связи с этим вызывают интерес разрезы Среднего Урала, где непрерывная последовательность башкирско-московских отложений, содержащих микрофауну фораминифер, наблюдается в открытых обнажениях, в частности по берегам р. Косьва вблизи г. Губаха. В последние годы переизучены разрезы пограничных башкирско-московских отложений в районе г. Губаха и проведено комплексное литолого-биостратиграфическое исследование и описание двух разрезов – Кременной и Мариинский Лог [6, 7]. Разрезы находятся в западном крыле Косьвинской синклинали [3, 4]. Оба разреза представлены как естественными коренными выходами по берегу р. Косьва глинистых, терригенных и карбонатных пород среднекаменноугольного возраста – разрез Кременной, так и заброшенными карьерами на склонах горы Белой – разрез Мариинский Лог. Оба разреза до настоящего времени остаются фаунистически малоизученными и представлены только в Путеводителях стратиграфических экскурсий по карбону Урала [3, 4, 7]. Последние исследования послужили основой для выделения в этих разрезах литостратиграфических подразделений – свит: марииинской, еловской и кременской [6]. Фораминиферы присутствуют во всех выделенных свитах.

Марииинская свита, сложенная мелководными водорослевыми, фораминиферово-водорослевыми, органогенно-обломочными и шламовыми

известняками, наиболее равномерно охарактеризована фораминиферами. Отложения включают ассоциации фораминифер, представленные *Eostaffella*, *Pseudostaffella*, *Millerella*, а также частые *Biseriella*, прослои с массовыми *Bradyina*, обычны разнообразные архедисциды и псевдогломоспиры. В верхней трети мариинской свиты в сообществе фораминифер появляются новые элементы – род *Profusulinella*, и род *Novella*. По всему разрезу рассматриваемой свиты широко распространены остатки водорослей *Ungarella*, *Dvinella*, реже *Komia*. Для еловской свиты характерно увеличение терригенной составляющей, появление глин и глинистых известняков. Наиболее насыщена фораминиферами нижняя половина свиты, содержащая богатые и разнообразные комплексы фузулинид, включающие *Depratina*, *Aljutovella*, *Schubertella*, *Profusulinella*, *Staffelaefomes*, *Ozawainella*, а также *Novella*. Продолжают встречаться *Pseudostaffella* (группы *larionovae*), *Eostaffella*, *Millerella*, обычны *Climacammina*, *Deckerella*, а также редкие архедисциды. Верхняя часть свиты представлена отдельными выходами коренных пород, разделенными задернованными участками. Породы сложены грубозернистыми, преимущественно криноидными разностями известняков с редкими остатками раковин фораминифер плохой сохранности *Eostaffella*, возможно *?Ozawainella*, *?Pseudostaffella*, *Pseudoglomospira*, а также простыми однокамерными *Eotuberitina moljavkini* (Reitl.). В терминальной части еловской свиты фораминиферы не обнаружены. Вышележащая кременская свита представлена только в разрезе Кременной. Свита отличается присутствием комплекса фораминифер, существенно преобразованного за счет появления новых родов и видов фузулинид. В базальном слое фиксируется комплекс фораминифер, отражающий значительную перестройку предшествующего фораминиферового сообщества. В этом комплексе практически исчезают псевдоштаффеллы и эоштаффеллы, единично присутствуют миллереллы и архедисциды. Из подстилающих отложений переходят и увеличивают видовое разнообразие шубертеллы и альютовеллы. Появляются прискоиделлы и массовые депратины. Максимальной численности и разнообразия сообщество достигает в терминальной части разреза, где в фузулинидовых биофациях преобладающими становятся депратины группы *Depratina prisca* и шубертеллы группы *Schubertella gracilis* и *Schubertella minima*.

Анализ специфики стратиграфического распространения фораминифер снизу вверх по разрезу позволяет с достаточной определенностью проследить эволюционные связи в основных группах фораминифер и выделить четыре фораминиферовые зоны в башкирском и две в московском ярусах среднего карбона, снизу вверх: зона *Eostaffella pseudostruvei-E. postmosquensis acutiformis*, соответствующая нижней части мариинской свиты. Зона *Pseudostaffella antiqua* – следующая зона, выделяемая в отложениях этой свиты. В верхней трети мариинской свиты устанавливается местная зона – *Profusulinella primitiva*. В нижней части вышележащей еловской свите выделяется местная зона *Novella aperta*. Верхней части еловской свиты соответствует зона *Aljutovella conspecta* - *Schubertella pauciseptata*. В терминальной части разреза, представленной кременской свитой,

устанавливается зона *Priscoidella priscoidea*. Местные зоны, выделенные в верхней трети мариинской свиты и нижней части вышележащей еловской свиты, свидетельствуют о нарушении стандартной последовательности зональных видов-индексов, ранее [1] установленной для разрезов Среднего Урала. Однако, предложенные зональные стратоны, отражают эволюционные связи в некоторых группах фораминифер и фиксируют одну и ту же последовательность появления зональных видов-индексов в обоих изученных разрезах на границе мариинской и еловской свит.

Филогенетическое развитие фузулинид в башкирском и начале московского веков на Урале рассмотрено Е.И. Кулагиной [2]. В основу филогенетических построений положены эволюционные преобразования в строении раковины фузулинид и предложены филогенетические линии в ряде эволюционных ветвей отрядов *Ozawainellida* и *Fusulinida*. Последовательные филогенетические преобразования, прослеженные для отряда *Fusulinida*, являются основой фузулинидовой зональной шкалы карбона России и имеют важное значение для определения положения нижней границы московского яруса МСШ. Аналогичные прогressiveные эволюционные связи известны и для отряда *Ozawainellida*. На имеющемся материале из разрезов Мариинский лог и Кременной Среднего Урала можно проследить последовательные эволюционные преобразования в филогенетической линии *Millerella* – *Seminovella* – *Novella*, отражающие «общий ход эволюции в сторону раскручивания спирали и появления эволютных, очень плоских форм» [5, с. 46]. Род *Millerella*, появившийся в середине визейского яруса, широко распространен в башкирском. Тесно связан с *Eosataffella*, от которого отличается эволютностью одного-двух наружных оборотов. Дальнейшее закрепление признака эволютности раковины происходит в позднебашкирское время, когда появляются формы с большим числом эволютных оборотов. Для рода *Seminovella* характерны раковины с одним-двумя инволютными внутренними оборотами и остальными эволютными оборотами (до четырех оборотов). Род *Novella* имеет дисковидную симметричную и эволютную раковину. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ проект №15-05-00214.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванова Р.М. Фузулиниды и водоросли среднего карбона Урала (зональная стратиграфия, палеобиогеография, палеонтология). Екатеринбург:УрО РАН, 2008. 203 с.
2. Кулагина Е.И. Эволюция фузулинид в башкирском веке // Новости палеонтологии и стратиграфии: Вып. 10-11: Приложение к журналу «Геология и геофизика». Т. 49. Новосибирск:Изд-во СО РАН, 2008. С. 33-36.
3. Путеводитель стратиграфической экскурсии по карбону Урала. Западный склон среднего Урала, Косьвинский маршрут. Ред. П.А. Сафоницкий, И.В. Пахомова и С.А. Винниковский. Пермь, 1972. 110 с.
4. Путеводитель геологической экскурсии по типовым разрезам подразделений карбона и перми. Косьвинский маршрут. Пермь: Перм. гос. ун-т, 2010. 39 с.

5. Раузер-Черноусова Д.М., Грызлова Н.Д., Киреева Г.Д., Леонтович Г.Е., Сафонова Т.П., Чернова Е.И. Среднекаменноугольные фузулиниды Русской платформы и сопредельных областей. Справочник-определитель. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 380 с.
6. Kossovaya O.L., Alekseev A.S., Isakova T.N., Ponomareva G. Yu. The new data on Early Pennsylvanian deposits in the sections along the Kos'va River // XVIII International Congress on the Carboniferous and Permian. August 11-15, 2015, Kazan, Russia. Abstracts Volume / D.K. Nurgaliev, A.S. Alekseev, G.V. Kotlyar, S.V. Nikolaeva, V.V. Silantiev, M.N. Urazaeva (Eds.). Kazan, Kazan University Press, 2015. P. 98.
7. Middle Urals. Carboniferous and Permian marine and continental successions: Field trip guidebook of XVIII International Congress of the Carboniferous and Permian (ICCP 2015). Perm: August 16-19, 2015/ Perm: Printing house "Aster", 2015. 110 p.

ВОПРОСЫ СТРОЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ (ВЗГЛЯДЫ М.В. МУРАТОВА И СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ)

Б.Б. Караполов

РГГРУ им. С. Орджоникидзе, г. Москва, Россия

Проводя десятые (юбилейные) научные чтения, посвящённые памяти Михаила Владимировича Муратова, мы не можем не задуматься о том вкладе, который внесли его исследования в отечественную геологию и о той роли, которую они играют сегодня. Лишь немногим более 30 лет прошло после выхода последних трудов М.В. Муратова, а как неизвестно изменился геологический «научный ландшафт». В мировой геологической науке господствуют новые идеи, которые одни специалисты успели назвать «научной революцией», связанной с технологическим прорывом в изучении дна океанов, а другие считают кризисом науки, не справившейся с лавиной новых материалов. О необходимости преемственности научного знания забыли. Имена классиков геологии, выдающихся отечественных и зарубежных учёных, практически исчезли из списков цитируемой литературы. В нашей стране на всё это наложилась геополитическая катастрофа, в результате которой геологическая служба (одна из лучших в мире) оказалась почти полностью разрушенной.

И всё же, несмотря на всё сказанное, мы пытаемся готовить геологические кадры, и не можем не думать о настоящем и будущем отечественной геологии. Задачей геологов является изучение земной коры, которой, как известно, называется верхняя твёрдая оболочка Земли, ограниченная снизу сейсмической границей М. Земная кора материков имеет среднюю мощность 35-40 км и обычно условно разделяется на три «слоя», различающиеся по скоростям прохождения сейсмических волн. Её верхняя, приповерхностная, часть, доступная для непосредственного изучения традиционными геологическими методами на глубину до 10 км, уже более двух столетий является объектом серьёзных исследований и изучена сравнительно хорошо. Что же касается нижней, глубинной, части земной коры материков, исследуемой только косвенными методами, и строения коры океанов, то изученность их всё ещё

очень сильно отстаёт от наших знаний о строении и эволюции верхней части коры континентов.

Научные интересы М.В.Муратова были очень широки, но основная часть его исследований была направлена на изучение тектоники и истории геологического развития древних платформ и складчатых геосинклинальных поясов. Многие из этих исследований проводились в процессе коллективной работы совместно с ведущими советскими тектонистами (Н.С.Шатским, А.А.Богдановым, А.Л.Яншиным, В.Е.Хайним и другими) над составлением обзорных тектонических карт Советского Союза, Европы и Северной Евразии. Одним из главных итогов этой работы явилась опубликованная М.В.Муратовым в 1967 г. (в журнальном варианте) тектоническая карта территории СССР [4]. Схема тектонического районирования нашей страны, предложенная М.В.Муратовым, завоевала почти всеобщее признание и используется в большинстве учебников региональной геологии до настоящего времени.

Опыт обобщения и систематизации колоссального фактического материала о геологическом строении Советского Союза показал, что такую работу можно осуществить только на основе учения о геосинклиналях и платформах. В процессе составления обзорных тектонических карт советские исследователи внесли огромный вклад в развитие и совершенствование этого учения. В докладе автора об эволюции представлений о тектоническом районировании Северной Евразии [1] было показано, что становление классической отечественной тектонической картографии завершилось созданием большим коллективом авторов под редакцией А.Л. Яншина тектонической карты Евразии масштаба 1:5000000 и упоминавшейся выше мелкомасштабной тектонической карты М.В.Муратова [4].

Однако, начиная с середины прошлого века, особенно в его последней трети, традиционные подходы к изучению структур верхней части земной коры материков, основанные на учении о геосинклиналях и платформах, стали подвергаться ожесточённой критике. Всё началось с выделения в складчатых областях фрагментов «океанической коры геологического прошлого» [7] и появления палеомагнитных данных, указывающих, как будто, на крупные горизонтальные перемещения материков.

Вывод о том, что выходы офиолитовых комплексов в складчатых областях представляют собой выступы древней океанической коры, был воспринят сравнительно спокойно, без должной критики, несмотря на слабую изученность земной коры океанов. Более того, положение о сущности геосинклинального процесса, как о превращении океанической коры в континентальную, стало почти общепринятым, в то время как океаны и геосинклинали – совершенно разные структуры, и для превращения первых во вторые необходимо допущение весьма сомнительных гипотетических процессов. Однако в то время значение учения о геосинклиналях и платформах в нашей стране ещё не ставилось под сомнение.

С другой стороны, предположение о возможности очень крупных горизонтальных перемещений возродило дискуссии о значении

горизонтальных и вертикальных тектонических движений, о «фиксизме» и «мобилизме». Возникла идея, что все складчатые области являются покровными, шарьяжи стали выделять почти повсеместно, а несогласных обвинять в «фиксизме». Но и это увлечение постепенно сошло на нет, оставив после себя несколько вновь доказанных покровов и много надвигов, подтвердив существование давно известных покровно-складчатых систем, отвергнув необоснованную «покровоманию» и напомнив, что накопление многокилометровых геосинклинальных и платформенных комплексов невозможно без крупномасштабных погружений и воздыманий земной коры.

Новый этап противоборства наступил в связи с появлением, активным насаждением и широким распространением (в том числе, в нашей стране) концепции «тектоники литосферных плит» (ТЛП). Сторонники этой концепции, суть которой заключается в движении крупных литосферных пластин от зон спрединга в срединно-океанических хребтах (где рождается новая океанская литосфера) к зонам субдукции (где происходит погружение океанской литосферы в мантию), объявили её единственной всеобъемлющей теорией, способной ответить на все вопросы развития Земли. Защитники ТЛП положили много сил на то, чтобы дискредитировать учение о геосинклиналях, поскольку оно противоречило их взглядам.

Однако «отменить» учение о геосинклиналях и платформах невозможно, так как оно не является, глобальной геотектонической гипотезой или теорией, объясняющей причины и особенности эволюции земной коры и Земли в целом. Оно представляет собой эмпирическое обобщение колossalного фактического материала, многократно подтверждавшее и продолжающее подтверждать существование определённых закономерностей строения и развития подвижных и относительно стабильных структур верхней части земной коры. Учение о геосинклиналях пережило не одну геотектоническую гипотезу, переживёт оно и экзотическую тектонику плит, доверие к которой уже заметно упало. Что же касается учения о геосинклиналях и платформах, то оно ещё надолго останется основой обучения новых поколений геологов знанию региональной геологии России и Северной Евразии. Труды М.В.Муратова, внёсшего большой вклад в изучение геологии нашей страны и в развитие учения о геосинклиналях, не потеряли и, надеюсь, долго не потеряют своего значения.

Переходя к обсуждению вопроса о строении и эволюции нижней части земной коры континентов и океанов, следует ещё раз подчеркнуть несопоставимость наших знаний о них со знаниями о строении верхней части земной коры материков. Известные геофизические модели [2] остаются ещё в высшей степени условными, а стремление представить дело так, что нам достоверно известен разрез океанической коры, нельзя считать достаточно обоснованным. Рассматривая происхождение материков и океанов [5], М.В.Муратов обращался к этим вопросам, но не предлагал однозначных решений, ограничиваясь перечислением возможных предположений.

Ключевой является, по-видимому, проблема возможности и механизма такого преобразования континентальной земной коры, в результате которого

она приобретает свойства коры океанического типа. Взгляды на этот счёт диаметрально противоположны: от полного отрицания такой возможности до утверждения, что все океаны образовались в результате базификации («оceanизации») древней сиалической коры. Очевидно, что такой разброс мнений свидетельствует о недостаточной изученности проблемы.

Можно привести много примеров срезания типичных материковых структур зонами крупных разломов, за которыми они исчезают и сменяются иными комплексами с корой переходного или океанского типа. Возможность растяжения и преобразования типа коры в протяжённых рифтовых зонах больших сомнений не вызывает. Предположения о площадном рифтогенезе со сменой типа коры на больших пространствах более дискуссионны. С другой стороны, хорошо известны структуры глубоководных впадин внутренних морей и глубоких синеклиз, в которых «растворение» геофизического «гранитного» слоя в связи с погружением почти очевидно. Дело, по-видимому, в недостаточной достоверности этих моделей. Не случайно ни одна сверхглубокая скважина их не подтвердила.

Нельзя сказать, что проблема деструкции континентальной коры обстоятельно освещена в геологической литературе. В связи с этим большой интерес вызывают вопросы деструкции древних платформенных структур, подробно рассмотренные М.В.Муратовым в одной из последних его работ [6]. В этой работе показано, что Верхояно-Чукотская складчатая область, Центральная и Юго-Восточная Азия и некоторые другие регионы Азиатского материка представляют собой результат разрушения и переработки располагавшихся ранее на их месте гигантских кратонов. В настоящее время вряд ли кто-нибудь согласится с предложением М.В.Муратова называть эти структуры деформированными платформами, но предположение о том, что массивы с дорифейским фундаментом и межблоковые складчатые системы образовались в результате переработки древней материковой коры, занимавшей значительную часть Евразии, представляется весьма вероятным.

С проблемой деструкции континентальной коры тесно связаны вопросы заложения и начальных стадий развития геосинклинальных поясов, а также условия образования впадин молодых («вторичных») океанов – Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого. Следуя господствовавшим в то время идеям, М.В.Муратов писал, что до рифейской эры на месте будущих подвижных поясов «располагались бассейны типа океанических» [5, с.95], но в настоящее время такое предположение не кажется столь очевидным. Мысль о том, что к концу раннего докембрая вся Земля (по крайней мере, в пределах современных материков) была покрыта древней континентальной корой («мегагея», «панплатформа») высказывалась давно, но позже (особенно после увлечения мобилистскими построениями) была оставлена. Однако теперь появляются исследования, основанные на современном обширном материале, доказывающие, что к концу раннего протерозоя большая часть поверхности Земли (за исключением впадины Тихого океана) представляла собой единый протоконтинент [3, рис.2].

Таким образом, заложение подвижных поясов происходило, скорее всего, в результате деструкции древней материковой коры. Детали процесса развития земной коры подвижных поясов ещё предстоит исследовать, но уже сейчас понятно, что в этом процессе существенную роль играли как горизонтальные (растяжение-сжатие), так и вертикальные (погружение-воздымание) движения блоков литосферы, происходившие на фоне разномасштабных пульсаций. Эти движения сопровождались сравнительно быстрым в масштабе геологического времени изменением состава и строения как верхней, так и нижней частей коры, механизм которого ещё предстоит выяснить.

Аналогичный подход возможен и к образованию впадин молодых океанов, остающемуся предметом дискуссий. Несмотря на продолжающееся господство идей ТЛП, предлагаемые этой концепцией механизмы вызывают всё больше сомнений. Это касается как геофизических данных об изменении мощности океанской литосферы, плохо вписывающихся в предлагаемую модель [2], так и геологических данных, свидетельствующих о мелководном характере едва ли не большей части осадков, вскрытых скважинами глубоководного бурения [8]. Даже простой анализ тектонических карт областей перехода от континента к океану с изобилием микроконтинентов, сменяющихся блоками с утолщенной океанской корой и далее типичной для океанов литосферой указывает скорее на постепенное погружение и «оceanизацию». Да и казавшийся до сих пор наиболее обоснованным процесс спрединга в срединно-оceanических хребтах сильно скомпрометирован новейшими геологическими и радиологическими данными [9].

И всё же, несмотря на большой интерес к вопросам эволюции земной коры и литосферы, главную роль должны играть исследования конкретных структур верхней части земной коры, внимание к которым (за исключением, разве что, нефтегазоносных структур) в нашей стране незаслуженно снизилось. Быточное мнение, что они и так достаточно изучены, не обосновано и является опасной ошибкой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карапулов В.Б. Тектоническое районирование Северной Евразии (эволюция представлений) // Проблемы региональной геологии Северной Евразии. Материалы совещания. М.: РГГРУ, 2010. С. 47-51.
2. Кунин Н.Я. Строение литосферы континентов и океанов. М.: Недра, 1989. 286 с.
3. Мишкин М.А., Вовна Г.М. Докембрийская сиалическая кора Земли, её происхождение, состав и распространение // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84, вып. 5. С. 3-10.
4. Муратов М.В. Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах // Изв. вузов. Геология и разведка. 1967. С. 17-63.
5. Муратов М.В. Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975. 176 с.
6. Муратов М.В. Древние и молодые платформы // Тектоника платформ и тектонические карты в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1981. С. 6-97.

7. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969, № 4. С. 5-23.
8. Рудич Е.М. Мелководные фации Мирового океана // Океанизация Земли – альтернатива неомобилизма: сб. науч. ст./ Отв. ред. В.В.Орленок. - Калининград: Изд.-во КГУ, 2004. С. 218-234.
9. Шулятин О.Г., Андреев С.И., Беляцкий Б.В., Трухалев А.И. Возраст и этапность формирования магматических пород Срединно-Атлантического хребта по геологическим и радиологическим данным // Региональная геология и металлогения. 2012, № 50. С. 28-36.

ПАЛЕОБАТИМЕТРИЧЕСКАЯ КРИВАЯ ДЛЯ ПОЗДНЕГО БАРРЕМА-АПТА ГОРНОГО КРЫМА ПО ОСТРАКОДАМ

М.С. Карпук

ГИН РАН, лаборатория микропалеонтологии, Москва, Россия

Остракоды, как наиболее чувствительная к изменениям среды группа микробентоса, является наилучшим объектом для палеоэкологических реконструкций. В результате их исследований были построены палеобатиметрические реконструкции, которые показывают изменения относительной глубины Крымского палеобассейна. По глубине обитания выделяются эврибатные, мелководные и условно глубоководные остракоды с ярко выраженным глазными бугорками на раковинах. Наличие остракод с глазными бугорками лимитирует глубину осадконакопления глубиной распространения фотической зоны, которая в общем случае ограничивается 200 м. До работы автора аналогичная кривая была создана Е.Ю. Барабошкиным и К.В. Энсон (2003), однако глубины, реконструированные ими по аммонитам, оцениваются в 600 м.

Были изучены остракоды из 8 разрезов Горного Крыма (Высокое, Верхоречье, Красная горка, Партизанское, Марьино, Кирпичное, Курское и Челноки), подсчитано процентное соотношение экземпляров мелководных, условно глубоководных и эврибатных видов в каждом образце. В итоге были построены кривые изменения относительной глубины осадконакопления, которые впоследствии были сведены в общую батиметрическую кривую для верхнего баррема – апта Горного Крыма, сопоставленную с общей эвстатической кривой (Наq et al., 1987) (рис. 1). Генерализованные кривые в верхней части изученного интервала (верхи нижнего апта – верхний апт) односторонне направлены и показывают понижение уровня моря. В нижней же части интервала (верхний баррем – низы нижнего апта) на крымской кривой наблюдается тренд углубления, а общая эвстатическая кривая демонстрирует понижение уровня Мирового океана. Сравнение исходных кривых показывает высокое совпадение в деталях. Особенно характерными являются совпадающие пики регрессии в середине раннего апта (регрессия Ar-3) и следующей за ней мощной трансгрессии, которая охватывает нижнюю часть ПФ-зоны *L. cabri*, ярко выраженную в изученных разрезах.

Выявление на сводной батиметрической кривой трансгрессивно-регрессивных циклов мелкого порядка позволило выделить 8 основных этапов развития Крымского палеобассейна (рис. 1). Описание этапов приводится снизу вверх по разрезу.

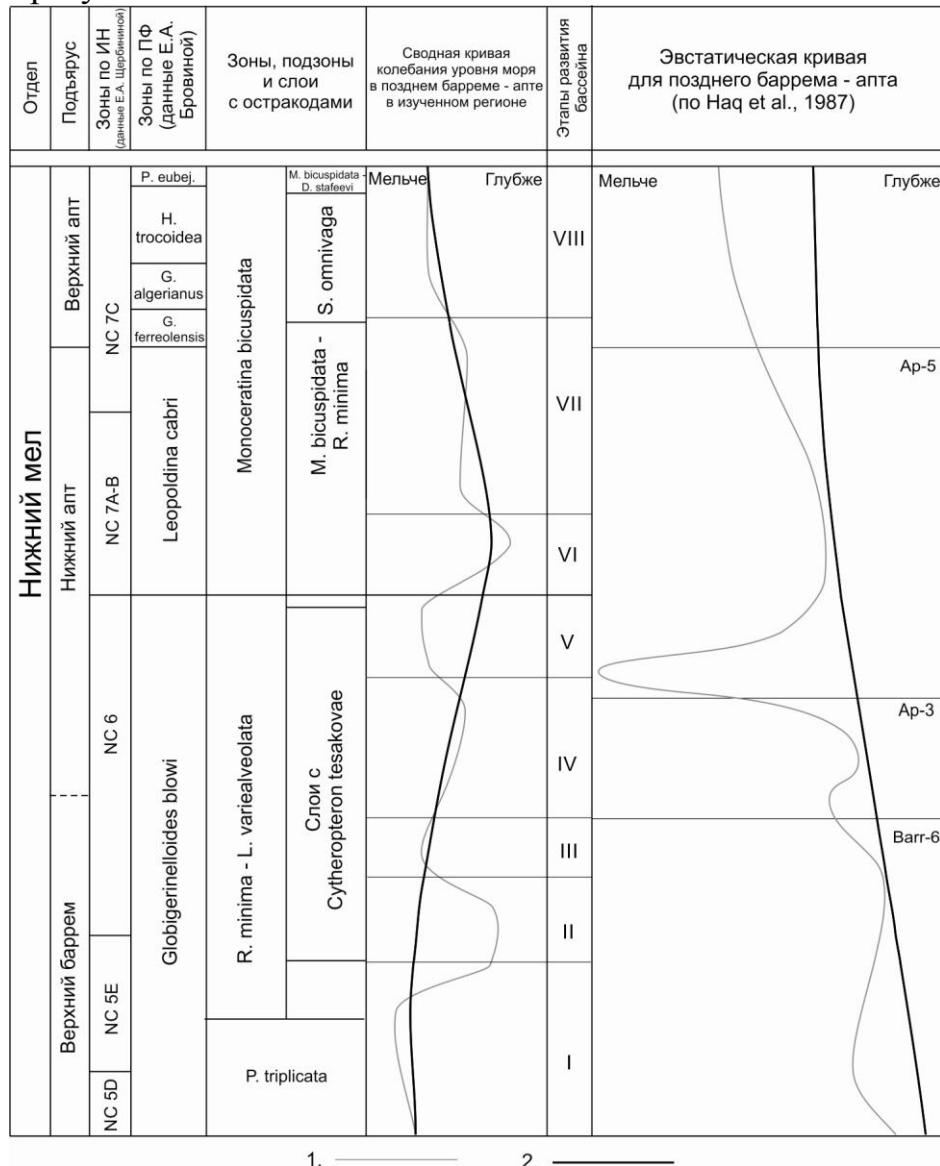


Рис. 1. Сопоставление палеобатиметрической кривой Крымского моря с общей эвстатической кривой.

Условные обозначения: 1 – исходная кривая, 2 – генерализованная кривая

Этап I соответствует О-зоне *P. triplicata* и нижней части О-зоны *R. minima* – *L. variealveolata*, нижней части ПФ-зоны *G. blowi* и ИН-подзоне NC5D и нижней части NC5E и установлен в отложениях разрезов Верхоречье и Высокое. В разрезах Партизанское, Красная горка, Марьино и Кирпичное (разрезы симферопольской группы) эти отложения отсутствуют, а более молодые породы О-подзоны *M. bicuspisdata* – *R. minima* и ПФ-зоны *L. cabri* залегают здесь непосредственно на нижнебарремских известняках с размывом. В подошве глин не было найдено гальки известняков, которая бы свидетельствовала о субаэральном перемыше, поэтому предполагается субаквальный перемыв.

Этап II выявлен в отложениях средней части О-зоны *R. minima* – *L. variealveolata*, средней части ПФ-зоны *G. blowi* и верхней части ИН-подзоны NC5Е и нижней части ИН-зоны NC6. Некоторое увеличение глубины фиксируется в разрезе Верхоречье, в то время как глубина в районе разреза Высокое остается неизменной. Существенно более мелководны отложения разрезов Курское и Челноки, при этом последний накапливался на большей глубине, чем первый.

Этап III отвечает средним частям О-зоны *R. minima* – *L. variealveolata*, ПФ-зоны *G. blowi* и ИН-зоны NC6. Он характеризовался уменьшением глубины в районе Верхоречья на фоне стабильных условий в районах Высокого, Курского и Челноков.

Этап IV охватывает отложения средних частей О-зоны *R. minima* – *L. variealveolata*, ПФ-зоны *G. blowi* и ИН-зоны NC6. Этап выражен очередным увеличением глубины в районе Верхоречья. В разрезе Курское в это время наблюдается перерыв, вероятно, тоже субаквальный.

Этап V выявлен в отложениях верхних частей О-зоны *R. minima* – *L. variealveolata*, ПФ-зоны *G. blowi* и ИН-зоны NC6 и характеризуется дальнейшим уменьшением глубины в районе Верхоречья.

Этап VI отвечает нижним частям О-подзоны *M. bicuspidata* – *R. minima*, ПФ-зоны *L. cabri* и ИН-подзоны NC7А-В. Вероятно, этому этапу предшествовал некоторый перерыв в осадконакоплении, поскольку границы зон по остракодам, ПФ и ИН совпадают, а кроме того, этап характеризуется значительным углублением палеобассейна в центральной части современного Крыма – именно в это время в районе современного Симферополя условия осадконакопления изменились и поверх верхнебарремских известняков стали накапливаться нижнеаптские глины. В районе Верхоречья отложения указанных зон практически полностью срезаны, вероятно, в раннеальбское время, однако небольшая их часть, присутствующая в обнажении Верхоречье 2, накапливалась на большей глубине, чем на предыдущем этапе.

Этап VII охватывает отложения верхней части О-подзоны *M. bicuspidata* – *R. minima* и нижней части О-подзоны *S. omnivaga*, верхней части ПФ-зоны *L. cabri*, зоны *G. ferreolensis* и нижней части ПФ-зоны *G. algerianus*, а также верхней части ИН-подзоны NC7А-В и нижней части подзоны NC7С. Этап характеризуется незначительным уменьшением глубины в районе современного Симферополя.

Этап VIII выявлен в отложениях верхней части О-подзоны *S. omnivaga* и *M. bicuspidata* – *D. stafeevi*, в верхней части ПФ-зоны *G. algerianus* и в зонах *H. trocoidea* и *P. eubejaouaensis*, а также в верхней части ИН-подзоны NC7С. Этап характеризуется дальнейшим уменьшением глубины в центральной части Крыма (район современного Симферополя). Кроме того, в районе Курского появляются отложения подзоны *S. omnivaga*, что знаменует небольшое увеличение глубины и возобновление осадконакопления, хотя в районе разреза Челноки глубина, наоборот, уменьшается.

Работа выполнена в рамках госзадания № 0135-2014-0070 при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ 16-35-00468 мол_а, 15-05-08767 А и 16-05-00363 А.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барабошкин Е.Ю., Энсон К.В. Палеобатиметрия валанжинского – аптского бассейна горного Крыма по индексам прочности раковин аммонитов // Вест. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. – 2003 – № 4 – С. 8-17.
2. Haq et al. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. – 1987 – Vol. 235 – № 4793 – Р. 1156-1167.

У ИСТОКОВ ИЗУЧЕНИЯ НИЖНЕГО МЕЛА КРЫМА И КАВКАЗА

Д.Н. Колганов, В.Н. Комаров
РГГРУ им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

В 2016 г. исполняется 100 лет со дня смерти выдающегося русского геолога и палеонтолога, одного из первых исследователей меловых отложений Крыма и Кавказа Николая Ивановича Каракаша.

Н.И. Каракаш родился 13 июня 1862 г. в Симферополе, где и получил среднее образование. В 1883 г. он поступил на естественное отделение физико-математического факультета Санкт-Петербургского университета. Окончив его в 1887 г. Н.И. Каракаш получил степень кандидата наук и был оставлен при кафедре геологии. В 1889 г. Н.И. Каракаш назначается хранителем геологического кабинета. Очень много времени и сил уделял Н.И. Каракаш преподавательской деятельности, которую он начал в 1896 г. в Санкт-Петербургском университете, руководя практическими занятиями студентов по палеонтологии. Став в 1898 г. приват-доцентом он приступил к чтению лекций по общему курсу палеонтологии (с 1911 г. по поручению руководства физико-математического факультета к этому циклу прибавились ещё и лекции по геологии). С 1904 г. Н.И. Каракаш читает палеонтологию в Горном институте. С 1906 г. в Санкт-Петербурге он начинает проводить лекционные занятия по геологии на сельскохозяйственных курсах и в Психоневрологическом институте, а с 1913 г. также в Женском педагогическом институте.

Основные труды Н.И. Каракаша посвящены меловым отложениям. Научную работу он начал в 1888 г. с изучения палеонтологии и стратиграфии меловых отложений Крыма. О результатах исследования неокомских пород окрестностей с. Биасалы он сделал 25 февраля 1889 г. предварительное сообщение на заседании отделения геологии и минералогии Санкт-Петербургского общества естествоиспытателей. Позднее в том же году этот материал был опубликован в Вене в виде статьи, в которой был приведён список из 52 окаменелостей (преимущественно аммонитов), собранных Н.И. Каракашем, а также имевшихся в коллекции Э.И. Эйхвальда, хранившейся в геологическом кабинете Санкт-Петербургского университета.

В 1890-1892 гг. Н.И. Каракаш под руководством А.А. Иностранцева проводил изыскания в бассейне р. Ассы на северном склоне Главного Кавказского хребта, а в 1895 г. работал в районе Кисловодска. Проведённые исследования позволили ему существенно уточнить стратиграфическую схему меловых отложений, в частности, впервые обосновать позднеальбский возраст чёрных глин, обнажающихся в бассейне р. Ассы и в окрестностях Кисловодска, а также собрать обширную коллекцию меловой фауны. Обобщив результаты всех этих наблюдений, он подготовил и в 1897 г. защитил в Санкт-Петербургском университете магистерскую диссертацию на тему “Меловые отложения северного склона Главного Кавказского хребта и их фауна”.

Выдающиеся научные результаты были получены Н.И. Каракашем в Крыму, где он с 1898 г. по 1912 г. принимал участие в организованной Геологическим комитетом (сотрудником которого являлся с 1898 г.) 10-вёрстной геологической съёмке. В результате им была собрана грандиозная коллекция ископаемых, которая послужила основой для разработки палеонтологически обоснованной схемы нижнего мела. Следует отметить, что Н.И. Каракаш также переопределил и использовал в своей работе все ранее сделанные сборы крымских нижнемеловых окаменелостей, в том числе изучил все оригиналы коллекции Э.И. Эйхвальда. Кроме того, чтобы иметь более полное представление о сравнительном европейском материале, Н.И. Каракаш проанализировал палеонтологические коллекции и специальную литературу в музеях Парижа, Лозанны, Мюнхена, Цюриха, Женевы, Лиона, Берлина и Вены. В 1907 г. в Москве Н.И. Каракаш защитил диссертацию на степень доктора наук под названием “Нижнемеловые отложения Крыма и их фауна” и в этом же году опубликовал одноимённую фундаментальную монографию. Н.И. Каракаш посвятил её памяти профессора палеонтологического музея Мюнхенской академии К.А. фон Циттеля и профессора университета Лозанны Е. Реневье, которые активно помогали ему в процессе работы. На содержании этой капитальной сводки следует остановиться отдельно.

В палеонтологической части данной книги описаны все изученные Н.И. Каракашем формы, как собранные им лично, так и экземпляры из других коллекций. Всего охарактеризовано 10 видов белемнитов (1 вид новый), 8 видов наutilусов (5), 127 видов аммонитов (44), 50 видов гастропод (13), 44 вида двустворок (7), 27 видов брахиопод (7), 6 видов мшанок, 1 вид морских лилий, 21 вид морских ежей (1), 43 вида кораллов (11), 14 видов губок, 4 вида червей, 4 вида рыб (1) и 1 вид рептилий. Н.И. Каракаш отметил, что среди изученных окаменелостей и по числу видов и по числу найденных экземпляров преобладают головоногие моллюски. Во второй части дан обстоятельный обзор всей литературы, посвящённой нижнемеловым отложениям Крыма, и приведены списки таксонов, описанных или упомянутых предшествующими исследователями. Н.И. Каракаш отметил, что до 1888 г. меловые отложения Крыма не составляли предмета специальных исследований и все сведения об этих толщах, за исключением критических палеонтологических данных К.О. Милашевича, опубликованных в 1877 г. в его “Палеонтологических этюдах”, основывались на исследованиях Дюбуа де Монпере, издавшего в 1839-1843 гг.

в Париже шесть томов с описанием своего путешествия по Кавказу и Крыму. Н.И. Каракаш подчеркнул, что натуралисты не прибавили почти ничего к тому, что было указано этим первым учёным исследователем геологического строения Крыма. В третьей части монографии приведено подробное геологическое описание исследованных Н.И. Каракашем районов, сопровождающееся геологическими разрезами, а также списками ископаемых остатков. В заключительной части приведены общие выводы автора. Н.И. Каракаш отметил, что в целом нижнемеловая фауна Крыма представлена 378 видами, из которых 206 известны в Западной Европе. Анализ ископаемых и их сравнение с соответствующими комплексами в Западной Европе дало Н.И. Каракашу основание расчленить нижний мел Крыма на валанжинский, готеривский, барремский, аптский и альбский ярусы. Н.И. Каракаш подробно проанализировал состав ископаемых для каждого яруса, рассмотрел фаунистический состав относящихся к ним пород, а также сделал интересные выводы о палеогеографических обстановках, существовавших в Крыму в соответствующие века. Он подчеркнул своеобразие нижнемеловой фауны Крыма и кратко наметил основную направленность эволюции встречающихся здесь аммонитов. Следует отметить, что в данном разделе приведена подробная таблица географического распространения изученных ископаемых в разных районах Крыма и в других регионах, а также схема сопоставления нижнемеловых отложений Крыма и других областей.

Некоторые ценные сведения были получены Н.И. Каракашем и по юрским отложениям Крыма. Так, участвуя в проведении поисков каменного угля в бассейне р. Качи, он детально изучил развитые здесь образования додгера. Им же в районе Гурзуфа было установлено наличие палеонтологически охарактеризованных известняков лузитанского яруса. Из этих слоёв он описал богатую фауну кораллов и гастропод. В Горном Крыму Н.И. Каракаш обнаружил также отложения кимериджа и описал заключённые в них окаменелости.

Творческая мысль Н.И. Каракаша не ограничивалась палеонтолого-стратиграфическими вопросами. Его интересовали гидрогеологические исследования в верховьях р. Салгир для решения актуальных вопросов водоснабжения Симферополя, условия залегания артезианских вод в окрестностях Феодосии, месторождения железных руд в Жиздринском уезде Калужской губернии, геологические изыскания по ряду проектируемых в Европейской России линий железных дорог. Известный интерес представляют его труды, связанные с изучением оползневых явлений на Южном берегу Крыма.

Н.И. Каракаш был членом Петербургского Минералогического общества и участвовал в работах Международного геологического конгресса (МГК). Он принимал участие в деятельности 7-й сессии МГК, проходившей в Санкт-Петербурге в 1897 г. Н.И. Каракаш был членом организационного комитета и проводил экскурсию для участников сессии на Северном Кавказе по маршруту от Минеральных Вод до Кисловодска. Во время восьмой сессии МГК,

состоявшейся в Париже в 1900 г., он совершил экскурсию по Пиренеям. Умер Н.И. Каракаш 23 ноября 1916 г. в Санкт-Петербурге.

Перу Н.И. Каракаша принадлежит около 60 публикаций, большинство из которых посвящено палеонтологии и стратиграфии меловых отложений Крыма. Значительное научное значение продолжают сохранять не только его палеонтологические, но и стратиграфические выводы.

В честь Н.И. Каракаша назван ряд юрских и меловых видов ископаемых остатков – двустворок, гастропод, головоногих моллюсков, а также род аммонитов *Karakaschiceras* Thieuloy. Когда студенты и преподаватели находят в процессе Крымской учебной геологической практики МГРИ-РГГРУ окаменелости, впервые установленные Н.И. Каракашем или названные в его честь, они всегда отдают дань памяти этому неутомимому исследователю нижнемеловых отложений, разностороннему палеонтологу, автору работ, ставших основой фундаментальных описаний Крыма и Кавказа.

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О РАДИОЛЯРИЯХ ПАЛЕОЦЕНА ИЗ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА СВИТЫ ЦИЦЕ НА Р. ТУАПСЕ: БИОСТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕООБСТАНОВКИ

Д.В. Кочергин

Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия

На Южном склоне Западного Кавказа в 2015 г. был изучен опорный разрез палеоценовых отложений свиты цице, расположенный в нижнем течении р. Туапсе. Актуальность исследований отложений свиты цице вызвана необходимостью устранения неопределенности ее возрастных ограничений и представляет большой практический интерес в связи с важностью картирования отложений данной свиты.

Важным фактором исследований является определение положения нижней границы свиты цице, залегающей с угловым несогласием на датских отложениях Шепсинской свиты. В настоящее время по материалам геологической съемки на северном и южном склонах Западного Кавказа отложения свиты цице соответствуют зеландскому ярусу согласно присутствующему индекс-вида фораминифер *Morozovella conicotruncata* Subbotina (Ахметьев, Беньяновский, 2003).

В исследованном фрагменте разреза, относящегося по материалам геологической съемки к нижней подсвите свиты цице (Посаднев, 1970), в стратиграфической последовательности в флишевом цикличном переслаивании залегают окременные светло-серые, голубовато-серые опоковидные аргиллиты (мощностью 0,07-0,15м), переслаивающиеся со светло-серыми мергелями (мощностью 0,03-0,07м). Данная часть разреза представляет собой фрагмент крыла складки в горизонтальном залегании. Общая мощность исследованного фрагмента разреза составляет 6м.

Подстилающие отложения Шепсинской свиты датского яруса представлены неритмичным чередованием прослоев мергелей, опок,

спонголитов, глин, песчаников, алевролитов, с мощностью прослоев от 5 до 15 см, реже прослоев кремней и радиолярий. Мощность отложений шепсинской свиты на территории района исследований достигает 170 м.

Из исследованных образцов 04/10 и 04/12 окремненных опоковидных аргиллитов выделен и определен разнообразный комплекс радиолярий хорошей сохранности, включающий более двадцати видов, относящихся к классам *Nassellaria*, *Spongularia*, *Stauraxonaria*.

Характерными и доминантными видами в данном разрезе являются: *Amphisphaera aotea* Hollis, *A. kina* Hollis, *A. spinulosa* Hollis et Hanson, *Artostrobus pusillum* (Ehrenberg), *Hexacodium paleocenica* (Sanfilippo et Riedel), *Lithomespilus* aff. *coronatus* Squinabol, *L. mendosa* (Krasheninnikov), *Periphona alveolata* (Lipman), *Spongurus bilobatus* Clark et Campbell.

Среди изученных радиолярий биостратиграфический важными и определяющими возраст нижней подсвиты свиты цице являются два вида-индекса одноименных зон датского яруса стандартной шкалы палеогена тропическо-субтропического пояса земли (GTS-2012): (1) *Amphisphaera aotea* Hollis, соответствующая зоне по нанопланктону (NP1), (2) *Amphisphaera kina* Hollis, отвечающая зоне (NP2).

Таксономический состав данного комплекса радиолярий указывает на океанические обстановки Тетической области по аналогии с близкими ассоциациями из Южной Пацифики (Новозеландско-Австралийско-Тасманская область) (Hollis, 2002) и Северо-западной Атлантики (по материалам глубоководного бурения) (Nishimura, 2001). Батиальные условия могут характеризоваться пелагическими обстановками близкими к континентальному склону или подножию склона, что соответствует тектонической модели предложенной М.Л. Коппом и И.Г. Щербой (Копп, Щерба, 1985) для данного региона. На морских пространствах континентального шельфа радиолярии не отмечались.

Выделенный комплекс радиолярий приурочен к зоне субтропиков. Однако находка представителей холодноводного семейства *Prunoidea* указывает на активную динамику вод палеоценового бассейна, и возможность проникновения в субтропическую область бореальных форм из более северных акваторий.

Вероятно, осадконакопление в данном районе осуществлялось в условиях континентального склона, со значительными углами уклона. По мнению Ч.Б. Борукаева (1980) эта зона представляла на Западном Кавказе батиметрическую ось бассейна. Глубоководные условия обитания нашли свое отражение в особенностях таксономического состава ассоциации радиолярий:

(1) большое количество представителей класса *Nassellaria* среди описываемых радиолярий указывает, как на активную динамику вод палеобассейна, так и на океанические, глубоководные обстановки осадконакопления;

(2) отсутствие дискоидных форм радиолярий в изучаемом комплексе, по сравнению с описанным выше по разрезу комплексом (Кочергин, 2015), может

свидетельствовать об отдаленности акватории от латеральной и неритической зон, и ее приуроченности к зоне пелагиали.

В результате проведенных исследований впервые: (1) установлен видовой состав нового комплекса радиолярий из нижней подсвиты свиты цице; (2) определены датские виды-индексы *Amphisphaera aotea* и *Amphisphaera kina*, характеризующие две нижние зоны стандартной шкалы палеоценена по радиоляриям субтропических поясов Северного и Южного полушария; (3) показано, что нижние горизонты свиты цице имеют не зеландский, а датский возраст, что модернизирует стратиграфическую схему палеоценена Большого Кавказа; (4) рассматривается возможность формирования новой ассоциации радиолярий в батиальных условиях морских субтропиков.

О ПЕРВЫХ НАХОДКАХ МОРСКОЙ ПЛИОЦЕНОВОЙ МАЛАКОФАУНЫ В АРХАНГЕЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

Вихтовско-Керцельский модельный ряд приживленного захоронения и

современного переотложения морского фаунистического комплекса

С.А. Левин (Пинежский)¹, А.В. Крылов², Е.В. Полякова³, А.Н. Чеповский⁴

¹ Русское Географическое Общество, Москва, Россия

² ЗАО «Полярgeo», Санкт-Петербург, Россия

³ Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск, Россия

⁴ ООО «eСЛ Девелопмент», Новосибирск, Россия

Систематическое изучение разрезов квартера Арктической периферии России проводится авторами в общем контексте оценки потенциала вещественного массопереноса на территории, от побережья Белого моря и до западного склона Урала, где проблема генезиса и возраста покровного чехла квартера находится в состоянии полной неопределенности и требует срочного разрешения на основе, прежде всего, данных классической биостратификации разрезов с детальным изучением вмешенной в них фауны. Причины последнего и сама экстремальная ситуация, сложившаяся здесь, более чем, подробно рассмотрены нами в последних публикациях [2-4], где, в частности, подчеркнуто особо, что от решения этой проблемы напрямую зависит сама региональная стратегия выявления месторождений россыпного класса, которая практически сводится к нулю при доказанности эволюции всей территории по многочисленным полигляциальным моделям и, наоборот, приобретает абсолютно реальную перспективу при условиях достоверно установленной аквальной генетической природы неконсолидированных четвертичных толщ и последующего восстановления обстановок россыпнеобразования с позиций поисковой морской геологии в крайне сложных геоморфологических условиях высокоприливных морских бассейнов.

Мы совершенно сознательно проводим свои полевые работы на принципе детального изучения малакофауны крупных опорных полигонов, где среди них всех особое, но далеко не первое место, занимает район Вихтовского месторождения целестина, которое приурочено к крупной кольцевой структуре

Едемского-Пахтусовой [3] и является уникальным не только по типу минерагенической специализации, но и по особенностям своего влияния на всю биоту не только вмещающих формаций палеозоя, но и четвертичного покрова. Последнее связано здесь с высокой подвижностью самого стронция в подземных водах, создававших (и создающих) на структуре и на большей части сопредельной площади эксклюзивные конседиментационные условия прижизненного существования моллюсков из-за способности стронция замещать кальций не только у человека, но и у морских обитателей с достижением достаточно специфических результатов, напрямую производных от экологии существовавших здесь морских бассейнов с общим повышенным содержанием стронция.

Наличие ракуши морского облика в рыхлых покровных толщах Вихтово было зарегистрировано нами еще в 1971 году при кратковременных остановках на бечевнике р. Пинеги под правым склоном ее долины, где месторождение вскрывается рекой на протяжении около одного километра и где крупный детрит и отдельные створки хорошей сохранности встречаются повсеместно и отличаются несвойственной другим местонахождениям, крупностью размеров, с достижением длины замков у *Arctica islandica* 5,5 и даже 7,2 см при толщине сохранившихся створок до 0,6 см. При восстановлении исходных геометрических параметров самих раковин из сборов тех лет было установлено, что этот вид фауны Вихтовского местонахождения достигает в диаметре 10-14 см и почти втрое превышает по размерности свои аналоги из вышерасположенных приречных разрезов: Чикинского, Нижнепочерченского, Устьежугско-Пинежского и Печгорского, что уже тогда поставило под сомнение какую-либо возможность ее переотложения из последних и вызвало необходимость определения других источников, уже с инситным залеганием поблизости от самого месторождения или непосредственно в его вскрыше. Все последующие работы в этом направлении долгое время не давали сколь-нибудь вразумительного результата, и только в 2014 году на плакоре было выявлено скопление ракуши в бесспорном коренном залегании и определен ее видовой состав с разбивкой коллекции на две равных половины, где первая определялась С.В. Поповым из ПИН РАН, которому мы выражаем здесь свою искреннюю признательность, а вторая была направлена в ЗАО «Поляргео» (Санкт-Петербург) второму из авторов данной статьи для пополнения музеиных коллекций.

Результаты определения первой половины сборов опубликованы [3], а во второй были выявлены две раковины морских моллюсков, вообще, атипичного для плейстоцена вида, в связи с чем, в 2015 году был совершен внеплановый целевой выезд на Пинежье и проведены дополнительные работы с целью исключения каких-либо случайностей и подтверждения предварительного заключения на более значимом фактическом материале. На сегодняшний день промежуточный итог наших исследований сводится к тому, что по правому берегу реки Пинеги под бывшей дер. Вихтово на т. н. Вихтовском склоне в зоне с географическими координатами $64^{\circ}32'30''$ Сев. шир. и $44^{\circ}02'40''$ Вост долг. (центр обнажения) на бечевнике и коренном берегу долины выявлены

раковины морских моллюсков, поступающие сюда с бровки склона в результате ее разрушения под прямым воздействием солифлюкционных процессов и систематического оползания рыхлых масс по склону крутизной от 32 до 47 градусов, которые представлены сложным меланжем из песков и алевритов квартера и мелкого щебня подстилающих огипсованных терригенных красноцветов вихтовской свиты верхней перми. Склон имеет строго выдержанную южную экспозицию и, тем самым, находясь в режиме ежесуточной смены охлаждения нагреванием, разрушается в алгоритме нон-стоп практически во все сезоны года с резкой активизацией деструкции песчаников, алевролитов, мергелей и гипсов в период максимального выпадения позднелетне-осенних дождей, когда плащевидная водная пленка механически перемещает мелкощебнистый меланжированный материал вниз по склону со скоростью от 0,4 до 0,7 м. в час и, в том числе, ракушу из над- и прибровочной части разреза. Сам раковинный материал не образует там отчетливо выраженных концентрированных или линзовидных прослоев, а находится, скорее, в равномерно-рассеянном состоянии с залеганием в горизонтальнослоистых полимиктовых, незначительно алевритистых, тонко-среднезернистых песках коричневато-серой окраски различных оттенков, которые ниже постепенно сменяются более красноцветными разностями и на контакте с алевролитами и песчаниками (которые, представляют из себя верхнюю часть коры выветривания) клиновидно и карманообразно вмыты в подстилающие породы. В двух случаях удалось отследить, как из подобного рода неровностей коренных пород отдельные экземпляры малакофауны смещаются вниз по склону по системе мелких зачаточных делливидных промоин и располагаются только в них по всей длине, а в одном случае створка просто «приехала» по одной, непосредственно, к ногам, при проведения описания и фотографирования деталей строения тылового шва. Этот процесс приводит к тому, что при транспортировке вниз по склону на пути длиной в 35-40 метров прижизненно захороненные моллюски верхней части склона, состоящие из двух скрепленных в замке створок (6 находок) теряют свою изначальную целостность и поступают к тыловому шву и на бечевник в разомкнутом состоянии, что никоим образом не противоречит их инситному залеганию и лишь (при рассмотренных выше условиях) дает типовую модель переотложения раковинного (и другого, изначально, автохтонного) материала в пределах речных долин в которой на примере Вихтовского склона можно достоверно и «вживую» отслеживать какими путями древняя малакофауна поступает, в итоге, в современный аллювий и перемещается, уже в его составе, далее по руслу, редко, но все же, появляясь, как экзотический феномен, в нижерасположенных русловых косах, на удалении 800 м. от обнажения.

Вторая модель процесса переотложения наблюдается (и опять-таки) в «живом» виде в непосредственной близости от Вихтовского склона в урочище, носящем у местного населения название Керщелья или Керщель, которое известно как место первой находки на Пинеге целестиновых конкреций [1] и находится здесь же по правому берегу всего лишь в 350-400 метрах выше по течению от точки условного разделения коренного берега на эти два участка,

которой, в нашем случае является Вихтовская ворга и протекающий по ней ручей. В геоморфологическом отношении Керцелье резко отличается от Вихтовской части Пинежской долины тем, что, в нем, коренной берег обрывается к реке вертикальным уступом, под которым находится глубокая 4-6 метровая внутрирусловая впадина (яма) и прямой доступ в него по берегу реки практически недоступен, а сам уступ рассечен системой вертикальных расщелин от бровки и до уреза воды с горизонтальными промоинами вдоль него, поднимающимися до высоты 3,5 метра и проработанными рекой в периоды весенних половодий и осенних дождевых паводков. Со стороны реки Керцельская яма и склон блокированы русловой косой с образованием своеобразной седиментационной ловушки куда вдоль косы по касательной поступает речной песок, а из расщелин самого Керцелья склоновый меланжированный материал со вмешенной в него морской ракушей, которая ни по степени сохранности, ни по условиям изначального залегания, ни по видовому составу ничем не отличается от Вихтовской, но при перемещении аккумулируется непосредственно в самой яме и не транспортируется далее вниз по течению реки. При этом русловая коса в меженный период ежегодно надвигается на яму и склон и также ежегодно в осенние паводки и, особенно, в весенние половодья размывается заново, но, ни на память коренного населения, ни при прямых наблюдениях первого из авторов на протяжении 32 лет никогда не замыпалась песком и до настоящего времени сохраняет свою глубину и морфологию в практически неизменном виде. Причина последнего была выявлена в 2014 году, когда в самой Керцельской яме при подводном ее обследовании были обнаружены мощные восходящие источники воклюзного типа связанные с зоной глубинной циркуляции подземных вод, присущие периферии фактически всех подобных (в той или иной степени) закарстованных массивов, где не только в реках но и в проточных озерах происходит постоянное взмучивание осаждающего материала и вынос его мелких фракций назад в стрежневую зону реки с параллельным гравитационным осаждением тяжелых минералов и крупных замков морских моллюсков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Едемский М.Б. О геологических работах в бассейнах рек Пинеги и Кулоя в 1923-1926 г.г. – Москва. Изд-во научно-технического управления ВСНХ. – 1928 – С.4-65.
2. Левин С.А., Чеповский А.Н. «Кулойский» (?) «сердж» (?) и этические аспекты изучения проблемных регионов. Статья 1. Постановка проблемы на обсуждение и основные причины сомнений в достоверности заключений о генетической сущности объекта исследований. // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований – Материалы IX Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. г. Иркутск, 15-20 сентября 2015 г. – Иркутск. – 2015. – С.261-263.
3. Левин С.А., Чеповский А.Н., «Кулойский» (?) «сердж» (?) и этические аспекты валидности изучения проблемных регионов. Статья 2. Объект исследований при многопозиционной авторской оценке его генезиса и эволюции во времени // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления

дальнейших исследований – Материалы IX Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. г. Иркутск, 15-20 сентября 2015 г. – Иркутск. – 2015. – С.263-266.

4. Левин С.А., Чеповский А.Н., «Кулойский» (?) «сердж» (?) и этические аспекты валидности изучения проблемных регионов. Статья 3. Материалы к проблеме картографирования Северного плейстоцена по методологическим установкам ФГУНПП «Аэрогеология» // Сборник научных трудов по итогам 2 научно-практической конференции ИЦРОН «Естественные и математические науки: вопросы и тенденции развития» – Красноярск. – 2015. – С.86-92.

О ПЕРВЫХ НАХОДКАХ МОРСКОЙ ПЛИОЦЕНОВОЙ МАЛАКОФАУНЫ В АРХАНГЕЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

Видовой состав Вихтовско-Кершельского фаунистического комплекса
С.А. Левин (Пинежский)¹, А.В. Крылов², Е.В. Полякова³, А.Н. Чеповский⁴

¹ Русское Географическое Общество, Москва, Россия

² ЗАО «Поляргео», Санкт-Петербург, Россия

³ Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск, Россия

⁴ ООО «eСЛ Девелопмент», Новосибирск, Россия

Вихтовско-Кершельское местонахождение малакофауны расположено в достаточно типовой для Пинежья геоморфологической обстановке, которая регламентируется на всем его пространстве широким развитием в цоколях террасового комплекса карстопораженных карбонатных, сульфатных, сульфатно-терригенных, терригенно-сульфатных и карбонатно-терригенных породно-вещественных комплексов палеозоя [8], создающих экстремально-повышенные условия растворимости автохтонной фауны и производную от этого процесса крайне низкую степень сохранности ее изначального облика. На это, как правило, не обращают особого внимания и, как нам представляется, совершенно напрасно, поскольку в карстопораженных районах вообще, а на периферии карстовых массивов Севера, тем более, создаются, как раз, те условия, при которых избыточные атмосферные воды не застаиваются на водоупорных литологических барьерах, а инфильтруются на большие глубины крайне быстро и с течением времени, обладая постоянно повышенной природной агрессивностью (недонасыщенностью карбонатами и сульфатами) растворяют ракушу химическим путем, уничтожая на ней, сначала, мелкую скульптуру, потом целостность створок с расчленением их на детрит, а потом и химически сглаживают его с закруглением истонченных кромок. Последнее приписывается, как правило только механическому переотложению, но в общем и целом, это не более чем органичный природный процесс и в нем важно иметь в виду, что любая ракушка всего лишь, так или иначе, своеобразно организованная форма существования карбоната кальция, которая точно так же как и все карбонаты в других своих структурно-текстурных формах подвержены процессам выщелачивания и дальнейшей миграции уже в растворах. Для понимания степени их (карбонатов) растворимости крайне важен фактор

времени нахождения в субаэральных условиях, который, при прочих равных условиях, (химической чистоте, трещиноватости, условиям залегания и т.д.) приводит к тому, что чем больше карбонаты (и малакофауна, в том числе) находятся под прямым воздействием всей совокупности агрессивных природных агентов, тем выше степень их современной общей деструкции и природный стронций в них не является препятствием для химического растворения, поскольку сам подвержен тем же комплексным процессам дезинтеграции и в нынешних климатических условиях уничтожается фактически прямо на глазах.

Сам этот процесс отслеживался нами в Вихтово с 1972 года в, своего рода природной лаборатории, где в урасюхе (Пинежское название потаенных местечек), были выставлены на поверхность 3 друзы целестины щетковидной формы, 3 друзья того же целестины призматического (баритового) габитуса и рядом на глубину 40 см прикопаны 16 крупных раковин различных видов моллюсков из под Вихтовского склона, с созданием, в последнем случае, полной литологической аналогии строения четвертичного разреза. Отслеживание изменений проводилось для друз как визуально, так и через взвешивание каждого из образцов на безмене, а раскоп с ракушей вскрывался с периодичностью в пять лет и количественные потери устанавливались у нее при обмерах штангенциркулем и микрометром для каждого заранее пронумерованного образца. В итоге было отслежено как на 14 году наблюдений классические друзья просто рассыпались на составные кристаллы и на 21 растворились полностью; призматические, на те же даты потеряли в весе сначала 6, а потом 11% веса, а створки моллюсков при их замерах в 2015 году по длинным осям уменьшились на величину от долей до 0,2 мм и только в одном случае в одной из них образовалась сквозная каверна диаметром менее одного миллиметра. Мы не придаем какого-либо абсолютного значения этим данным, поскольку ясно понимаем, что современные субаэрально-субаквальные природные условия значительно отличались от таковых же в прошлом, но считаем возможным на их базе обратить внимание на саму проблему дезинтеграции малакофауны не только в них, но и в условиях посмертного ее существования в обстановках древних палеоакваторий, где вся малакофауна, после прекращения жизненного цикла сразу же попадала в суперэксклюзивные условия агрессивной водной среды и просто обязана была разрушаться в ней не только при чисто механическом перемещении, но и опять-таки (и прежде всего) через химическое растворение. Последнее связано с тем, что морская вода нормальной солености (на уровне 30-35 промилле содержания в ней хлорида натрия) обладает увеличенной на 1-2 порядка карбонатной емкостью [4] или, говоря другими словами, карбонатной агрессивностью увеличенной в десятки и сотни раз, в результате чего, сама отмершая ракуша, не обладая способностью восстановления своего «эксоскелета» путем ассимиляции карбоната кальция из морской воды, обязана была растворяться со значительно большими скоростями и в этом своем посмертии просто не могла сохраняться на протяжении сотен тысяч и, тем более, миллионов лет.

В нашем, более чем конкретном случае, будучи в бесспорном коренном залегании с первоначальным захоронением в морской обстановке и подвергаясь переотложению по двум современным вышерассмотренным моделям в условиях, также воздействия на нее агрессивных атмосферных осадков а, периодически, даже пресных речных вод вся малакофауна Вихтово-Керщелья имеет прекрасную для этих условий сохранность и не менее удивительный возраст, который при сопоставлении с зарубежными эталонными коллекциями дает интервал плиоценена с отражением в своем составе достаточно различных седиментационных обстановок.

Так, в частности, обнаруженная малакофауна, представленная видами *Astarte paichoichus* Krylov et Marquet [6] и *Mya gudmunduri* – форма Б [9], характерна для падимейской свиты плиоценена Большеземельской тундры, Припечорья и Югорского полуострова; *Spisula subtruncata* [10] известна из пьяченецкого яруса Англии (Коралловый Краг, разрезы в районе г. Саттон) [9,10] и Бельгии (формация Лилло, разрезы у г. Калло) [7], где входит в число руководящих видов для этого интервала и не переходит там же выше, в гелазский и калабрийский ярусы нынешнего эоплейстоцена, нижняя граница которого проводится, как известно, по подошве гелазия и в абсолютных величинах отвечает времени от 2 580 000 лет и выше [2].

В южных европейских стратотипах эти виды не поднимаются выше уровня гелазского яруса и считаются вымершими [7, 10 и др.], но на Арктическом Европейском Севере такие же фаунистические комплексы различной степени полноты, но все той же идеальной для своего возраста сохранности выявлены в отложениях верхнего плиоценена на Печоре у Кипиево, на руч. Пленшор (Пленшор) у с. Адак [5], и притоке Усы - реке Сыни [5], где, кроме того, обнаружены и карнологические артефакты миоцена [3], а это позволяет, уже сейчас, обоснованно утверждать, что, начиная с неогена тепловодные моллюски заселяли не только южные морские палеоакватории, но и обитали в средних и высоких северных широтах и эволюционировали в алгоритме общей регрессии Мирового Океана с производным от нее распадом некогда единого морского бассейна на составные части, а также распреснением в них морских вод за счет увеличения континентальной суши и зарождения на ней речных дрен.

Подтверждением последнему служат обнаруженные в Вихтово-Керщелье пресноводные моллюски: *Unio cf. Hybrida* Bogatchev (форма, известная из кипиевской свиты (верхний плиоцен) р. Печоры) [5] и кинельской свиты (верхний плиоцен) Прикамья [1] (табл. 1.), которые, будучи широко и равномерно рассеяны по бечевнику и Вихтовскому склону, вскрыты непосредственно в шурфах и расчистках только в двух случаях, что дает основание рассматривать обстановки такого рода как повод дальнейшего продолжения работ, но не позволяет на этом этапе и уровне изученности прийти к каким-либо окончательным выводам.

В остальном фаунистическом комплексе доминируют стандартные плиоцен (?) – верхненеоплейстоцевые виды моллюсков: *Arctica islandica* (Linnaeus-аркт. и атлант. формы); *Astarte elliptica* (Brown); *A. montagyi* (Dillwyn-аркт.форма); *A. sulcata* (Da Costa); *A. borealis* Schumacher; *A. borealis forma*

placenta (Morch) и *A. jenissae* (Sachs), которые согласно ныне действующей легенде Мезенской серии листов не позволяют четко стратифицировать вмещающие осадки с четким отнесением их к микулинскому или ленинградскому горизонту из-за фактически полной адекватности их фаун, но которые, при отсутствии покровных валунных диамиктонов (и вообще каких-либо иных покровных толщ) и исключения возможности переноса от вышележащих, по реке, разрезов, позволяют констатировать, что никакие ледниковые потоки и покровы в среднее течение р. Пинеги с момента формирования здесь морских толщ не проникали.

Табл. 1. Сопоставление обнаруженного комплекса вымерших моллюсков в разрезах Вихтово-Керщелье р. Пинеги с аналогичными комплексами из разрезов севера Республики Коми.

Виды вымерших моллюсков	Река Пинега Вихтово-Керщелье	Река Печора – село Кипиево	Река Уса село Адак (руч. Пленшор)
<i>Spisula subtruncata</i> (Wood)	+		+
<i>Mya gudmunduri</i> (Strauch)	+	+	+
<i>Unio cf. hybrida</i> Bogatchev	+	+	
<i>Astarte paichoicus</i> Krylov et Marquet	+	?	+

ЛИТЕРАТУРА

- Богачев В.В. Материалы к истории пресноводной фауны Евразии. – Киев. – Изд-во АН УССР. – 1961. – С.403
- Борисов Б.А. Об изменении уровня нижней границы четвертичной системы и уточнении возраста границ ее основных подразделений // Региональная геология и металлогения. – 2010. № 41. – С. 26-28.
- Жарков В.А., Зиновьева Е.В., Трофимова С.С. О первой находке *Aracites interglacialis wieliczki* в бассейне Печоры. // Уральский геологический журнал. – Екатеринбург. – 2015, №5 – С.13-24.
- Колодяжная А.А. Агрессивность поверхностных вод в карстовых районах Европейской части СССР. – М., Наука. – 1970. – С.151.
- Крылов А.В. Стратиграфия отложений верхнего кайнозоя района среднего течения р. Печора // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Том 1, – СПб, 2011, – С.302-304.
- Крылов А.В., Марке Р. Морские моллюски атлантического происхождения из отложений плиоцена-плейстоцена запада Российской Арктики и их биостратиграфическое значение. Моллюски родов *Astarte*, *Cyrtodaria*, *Mya*, *Panomyia* // Региональная геология и металлогения. – 2014. № 60. – С.35-51.

7. Marquet R. The Neogene Bivalvia (Heterodontia and Anomalodesma) and Scaphopoda from Kallo and Doe (Oost-Vlaanderen, Belgium) – Paleontos. 2005, Vol. 6, – P. 1-142.
8. Полякова Е.В. Стронций в подземных водах Мезенской Синеклизы. – Germany, LAP Lambert Academic Publishing. – Hamburq. 2012. – C.185.
9. Strauch F. Phylogenese Adaptation und Migration einiger nordischer mariner Mollusken-genera (Neptunea, Panomya, Cyrtodaria und Mya) // Abhandlangen der Senckenberg Naturforsch. Gesellsch. – Frankfurt am Main, 1972, Bd. 531, – P. 1-211.
10. Wood S.V. The Mollusca of the Crag. Bivalves. Part 2 // Monograph of the Palaeontographical Society. – 1857. Vol. 9. Is. 33, – P. 217–342.

МЕЖРЕГИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ МИОЦЕНОВЫХ ЭВАПОРИТОВ ЮЖНОГО КАВКАЗА

Г.У. Мелик-Адамян

Институт геологических наук (ИГН) НАН РА, Ереван, Армения; hmelik-adamyan@mail.ru

На территории Кавказа и Армянского нагорья эвaporитовые формации с промышленными запасами каменной соли от нескольких миллионов до нескольких десятков миллионов тонн известны только на территории центральной Армении (ереванский грабен-синклиниорий), Нахичеванской АР и восточной Турции (Кульп, Кагзман, Муш, Ван, Эрзинджан и др.) [2,4, 14].

В Армении эти отложения известны под названием джрвежской гипсо-соленосной свиты мощностью до 1400м (стратотип в приереванском районе), которая в свою очередь подразделяется на нижнюю ангидритовую (глины с гипсовыми и ангидритовыми прослойками 15-70м), среднюю, или соленосную (пласти с промышленными запасами каменной соли с прослойками глин и глинистых сланцев, а местами линз калийных солей от 50м в поднятиях и до 1300м в прогибах) и верхнюю, или гипсонасную (глины, реже песчаники, перемежающиеся с гипсом 15-150м) [12,13,14].

Относительный геологический возраст данной свиты, ввиду отсутствия ископаемой фауны непосредственно в отложениях свиты, традиционно датировался нерасчлененным средним миоценом [12,14] с возрастными границами от 15,97 до 11,6 Ma, охватывающим в восходящем порядке интервал от верхней $\frac{3}{4}$ части тарханского до среднесарматского регионаряуса Восточного Паретиса [10] или неодифференцированным караган-чокраком [13].

Детальное изучение и анализ всех имеющихся фактических материалов, в том числе фоновых, позволили автору уточнить возраст данной свиты в пределах варненских слоев (мелитопольских, или туркменских) среднего карагана [7] с приблизительным возрастным диапазоном в 14 -14,3Ma [10].

Общекарагансое обоснование приводится по наличию ископаемой остракоды *Illocypris bradyi*, установленной по многочисленным скважинам непосредственно над и под соленосными отложениями [3] и которая в пределах Восточного Паретиса нигде не встречается ниже карагана [5,14]. Среднекараганский возраст обосновывается по наличию типично

верхнекараганских (картвельских) пелиципод *Barnea pseudoustjurtensis* и др. (определения Б.П.Жижченко) непосредственно из перекрывающих свиту отложений [14]. Данная интерпретация хорошо вписывается в общую палеогеографическую ситуацию среднекараганского времени Восточного Паратетиса в целом: нормально соленый бассейн, жаркий аридный климат, температура воды 25⁰-30⁰ и нестабильные тектонические условия, эпизодически создающие затруднительную связь с открытым морем, необходимые для образования соляных толщ хлоридного состава [2,6,8,9].

В Нахичеванской АР гипсо-соленосные отложения с промышленными запасами каменной соли (85м) также условно сопоставляются с нерасчлененным караганским региоярусом [14]. Для раннечокрак-позднесарматского отрезка в пределах всего Восточного Паратетиса эвригалинные условия (соленость бассейна более 30 промилле), кроме среднего карагана, наблюдались только в раннем конке и раннем сармате, а в остальные интервалы (в т.ч. нижнее и верхнее караганское время) соленость варьировала 6-18 промилле [9]. Кроме того, для всего среднемиоценового времени в пределах Южного Кавказа наиболее аридные условия (летне-сухие и очень жаркие), благоприятные для образования эвапоритов, были также характерны для карагана [11]. В Армении из джрвежской свиты среднего карагана тоже определена споро-пыльца очень сухолюбивых фисташковых, эфедровых и ксерофитных трав[6].

Вышеизложенные факты позволяют фаунистически обоснованные среднекараганские эвапоритовые формации Армении и Нахичеванской АР коррелировать с вышеперечисленными эвапоритами турецкой части Армянского нагорья, ранее датированных нерасчлененным средним миоценом, к которым приурочены более или менее значительные промышленные запасы каменной соли [4], и высказать предположение о вероятном едином среднекараганском региональном этапе эвапоритообразования, по крайней мере, для Эвксино-Каспийской части Восточного Паратетиса. Единственными достоверно фаунистически датированными эвапоритовыми образованиями Армянского нагорья некараганского времени являются позднесарматские (карлезские) маломощные соленосно-гипсоносные отложения в Нахичеванской АР (Дуздаг) с непромышленными запасами каменной соли (5-10м) [1, 14].

ЛИТЕРАТУРА

1. Али-Заде А.А. Сармат Азербайджана. М.: Недра, 1974, 220с.
2. Благовидов В.В. Неогеновые соленосные формации средней и центральной Азии. Тр.Ин-та геолог. и геофиз. Сибирского отд. АН СССР. вып.394, Новосибирск, 1978, 148 с.
3. Бубикян С.А. Биостратиграфия и фауна остракод олигоценовых, миоценовых и плиоценовых отложений центральной и юго-западной частей Арм.ССР. Фонды ИГН НАН РА, 1973, 201 с.
4. Вегуни А.Т. Геология Армянского нагорья и богатство недр. Ереван: Изд.ЕГУ, 2001, 435 с. (на арм.яз.)

5. Ворошилова А.Г. Стратиграфия миоценовых отложений Азербайджана. Стратиграфия неогена Восточно-Европейской части СССР. М.:Недра, 1971. С. 283-300.
6. Лейе Я.В. Споро-пыльцевые комплексы из третичных отложений приереванского района Армении. Фонды ИГН НАН РА. Ереван, 1960. 192с.
7. Мелик-Адамян Г.У. Детализация и уточнение стратиграфической схемы среднего и верхнего миоцена (тархан-понт) центральной Армении. Заключительный отчет по 2005-2009гг. Фонды ИГН НАН РА. Ереван, 2009, 85 с.
8. Мовсесян М.А., Петросов Х.И. Некоторые вопросы минералогии и палеогеографии соленосной толщи приереванского района. Изв.АН Арм.ССР, серия геолог. и географ. науки, 1962, #6, С.14-24.
9. Невесская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. Типы неогеновых морских и неморских бассейнов на примере Восточного Паратетиса. Палеонтологический журнал. 2005, #3, С.3-12.
10. Попов С.В., Ахметьев М.А., Головина Л.А., Гончарова И.А. и др. Региоярусная стратиграфическая шкала неогена юга России: состояние и перспективы. Материалы Всероссийской конференции. Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства. М.: ГИН РАН, 2013, С.356-359.
11. Практическая палиностратиграфия. Л.: Недра, 1990, 229 с.
12. Саркисян О.А. Геологическая энциклопедия Армении. Геологический очерк Армении. Стратиграфия и свиты. Ереван: Геоид, 2013, 443 с.
13. Стратиграфический словарь СССР. Палеоген, неоген, четвертичная система. Л.: Недра, 1982, 611 с.
14. Стратиграфия СССР. Неогеновая система, полутором 1. М.: Недра, 1986. 317с.; полутором 2. М.: Недра, 1986, 442 с.

МЕЖРЕГИОНАЛЬНАЯ БИО- И МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ АММОНИТОВЫХ ЗОН СЕНОМАНА НАГОРНО- КАРАБАХСКОЙ РЕСПУБЛИКИ

Г.У. Мелик-Адамян¹, Х.В. Хачанов²

¹ Институт геологических наук НАН РА, Ереван, Армения;

² аппарат Президента НКР, Степанакерт, НКР; hmelik-adamyan@mail.ru

К настоящему времени из 10 аммонитовых биозон сеномана (3 зоны в нижнем сеномане 100,5 – 95,84 Ma и 3 зоны в среднем сеномане 95,84-94,71Ma) Западной Европы с характерными 10 индекс-видами [14,15, Global Time Scale 2015] из Закавказского региона в целом известны только два вида аммонитов: по одному из нижнего и среднего сеномана Нагорно-Карабахской Республики (НКР) и Грузии [1,2,4].

Нижнесеноманский зональный вид *Mantelliceras cf. mantelli* известен из известковисто-глинисто-аргиллитовой пачки (60м) в 1 км севернее села Гетаван Мардакертского района НКР, из глинисто-аргиллитовой толщи (125м) в 5км севернее села Дадиванк и из глинисто-аргиллитово-песчаниковой пачки (110м) северного склона высотной отметки 2845м, в 7км северо-восточнее села Нор-Хархапут Шаумянского района НКР. *M.mantelli* известен также из аргиллитово-

глинистых отложений (375м) северо-западнее вершины Зингарли (3054м) в приграничной к НКР северной части Азербайджанской Республики [1,2,6,7, 11].

Среднесеноманский зональный вид *Acanthoceras rhotomagense* известен из грубозернистых и известковых песчаников (4м) окрестностей села Ниги Мартунинского района, окрестностей села Атерк [9] и Гетаван (глинисто-песчаниковая пачка 65м) Мартакертского района НКР, а также из окрестностей села Хандзадзор Гадрутского района [1,2,7].

Согласно некоторым представлениям [6], в нижнем сеномане НКР выделяются два биостратиграфических уровня: белемнитовая зона *Neohibolites ultimus* и аммонитовая зона *M.mantelli*. Судя по изложенной последовательности, белемнитовая зона находится ниже. Однако, согласно новейшим данным, биостратиграфический диапазон этой тепловодной формы белемнита охватывает довольно широкий интервал для Крымско-Кавказского региона от верхнего альба до конца нижнего сеномана [3], а для северо-западной Европы – весь нижний сеноман и первую нижнюю треть среднего сеномана до аммонитовой биозоны *Cunningtoniceras inerme* включительно[16], с верхней границей 95,72 Ma [13,14].

Биостратиграфический диапазон *M.mantelli*, который известен из многочисленных местонахождений Грузии, Казахстана, Ирана, Франции, Германии, Англии, Южной Индии, Японии, Африки и Мадагаскара, в свете современных представлений, намного более узок и повсеместно маркирует только среднюю часть нижнего сеномана, границы которого ранее принимались в интервале 98,94-97,39 Ma [8,13], а согласно более новым Ar-Ar датировкам, от 99,6 до 97,74 Ma [12, 14, 15].

Согласно тем же данным [6], состояние изученности палеонтологического материала позволяет рассматривать средний и верхний сеноман НКР в нерасчлененном виде, хотя и признается приуроченность аммонита *A.rhotomagense* к неотдифференцированному среднему сеноману. Однако, хорошо известно, что аммонит *A. rhotomagense* не только в глобальном масштабе однозначно маркирует средний сеноман, но и, по последним данным, в Европе характеризует только среднюю часть среднего сеномана в абсолютном интервале 95,72-94,93Ma [14, 15].

Более того, в Туркмении и Северном Кавказе четко и однозначно маркирует неизвестную ранее обратнонамагниченную среднесеноманскую субзону, длительность которой оценивается в 0,1-1Ma [5,10]. Продолжительность этой аммонитовой обратнонамагниченной субзоны в целом согласуется с объемом 0,79Ma биозоны *A.rhotomagense* в Европе, что, в свою очередь, повышает надежность корреляционного потенциала этого индекс-вида.

Таким образом, несмотря на отсутствие палеомагнитных характеристик сеноманских слоев с *A.rhotomagense* в НКР [11], эти фауносодержащие слои с большей долей вероятности можно коррелировать с вышеупомянутой нововыявленной обратнонамагниченной субзоной и соответствующей аммонитовой европейской биозоной средней части среднего сеномана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алиев М.М., Ализаде А.А., Алиюлла Х. Верхний мел. Меловая фауна Азербайджана. Баку: Элм, 1988, с.32-74.
2. Ализаде А.К., Алиюлла Х., Мамедзаде Р.Н. и др. Верхний мел. Геология Азербайджана. т.1. Стратиграфия. ч.2. Мезозой и кайнозой. Баку: Nafta-press, 1997, с. 194-242.
3. Атлас меловой фауны юго-западного Крыма. Ленинград, 1977, 357 с.
4. Геология СССР. т.Х. Грузинская ССР, часть 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. 654 с.
5. Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Фомин В.А. Магнитостратиграфическая шкала меловой системы. Современное состояние, проблемы построения и перспективы развития. Меловая система России и ближнего зарубежья. Сборник научных трудов. Саратов: Изд. Саратовского ун-та, 2007, С.69-87.
6. Касумзаде А.А., Алиев Г.А. Биостратиграфия сеноманских отложений Малого Кавказа. Тезисы докладов “Меловая система России: Проблемы стратиграфии и палеогеографии. Санкт-Петербург, 2004, с.37.
7. Мелик-Адамян Г.У. Стратиграфия. Верхний мел. Геология и минеральные ресурсы Нагорно-Карабахской Республики (п/р Р.Т.Джрабашяна и Г.А.Габриэлянца). Ереван-Степанакерт: Зангак-97, 2011, с.40-51.
8. Олферьев А.Г., Беньяновский В.Н., Вишневская В.С. и др. Верхнемеловые отложения северо-запада Саратовской области. Статья 2. Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008, т.16, #3, С.47-74.
9. Ренгартен В.П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональная стратиграфия СССР. т.6. М.: Изд.АН СССР, 1959, 540 с.
10. Фомин В.А., Молостовский Э.А. Магнитостратиграфия сеноманских отложений Западного Туркменистана. Бюлл. МОИП, отд. геол., 2001, т.76, вып.4, С.62-70.
11. Шихайлибейли Э.Ш., Абдуллаев Р.Н., Гасанов Т.А. и др. Геология и полезные ископаемые Нагорного Карабаха Азербайджана. Баку: Элм, 1994, 284 с.
12. Benton M., Philip C., et al. Calibrating and constraining molecular clocks. The Timetree of Life. Oxford University Press, 2009, pp.35-86.
13. Hardenbol J., Thierry J., et al. Mezozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. SEPM, Spec.Publ., 60, 1998, p.3-15.
14. Jarvis I., Gale A., Hugh C. et al. Secular variation in Late Cretaceous carbon isotops: a new $\delta^{13}\text{C}$ carbonate reference curve for the Cenomanian-Campanian (99.6–70.6 Ma). geol. Mag. 143 (5), 2006, pp. 561-608.
15. Kennedy J.W., Gale A.S. Upper Albian and Cenomanian ammonites from Djebel Mrhila, Central Tunisia. Revue de Paléobiologie, Genève (décembre 2015) 34 (2), P. 235-361.
16. Mitchell S.F. Eight belemnite biohorizons in the Cenomanian of northwest Europe and their importance. Geological Journal # 40, 2005, p.1-20.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ АНТИАРХ (PISCES, PLACODERMI) СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ В СРЕДНЕМ–ПОЗДНЕМ ДЕВОНЕ

С.В. Молошников

Музей землеведения МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Антиархи (Antiarchi) – своеобразная группа панцирных рыб, у которых голова, передняя часть туловища и грудные плавники покрывались массивным панцирем, состоящим из отдельных костных пластин. Благодаря такому панцирю, их остатки хорошо сохраняются в ископаемом состоянии и часто используются в биостратиграфии девонских континентальных и прибрежно-морских отложений. Эта группа рыб вполне обоснованно может быть отнесена к числу руководящих ископаемых девона. С 1999 г. автором проводится изучение остатков антиарх из средне-верхнедевонских отложений различных регионов Северной Евразии: Восточно-Европейской (далее ВЕП) и Сибирской платформ, западного склона Южного Урала, Алтае-Саянской и Тянь-Шаньской складчатых областей и Казахского нагорья. В результате проведенной работы было изучено более 1500 экземпляров из 60 местонахождений, что позволило уточнить и дополнить систематический состав антиарх, а также изучить особенности их развития на указанных территориях.

Средний и поздний девон характеризуются широким распространением настоящих антиарх Euantiarchi, появившихся в конце раннего девона [Young, 1984; Zhang, Young, 1992]. К этому времени исчезают многие раннедевонские примитивные антиархи. В среднедевонское время появляются семейства и роды настоящих антиарх, существовавших в позднем девоне. Среди них широко распространенные роды *Bothriolepis* Eichwald и *Asterolepis* Eichwald, известные с эйфельского времени [Каратаюте-Талимаа, 1963; Лярская, 1981; Zhu et al., 2000; Zhao, Zhu, 2010].

Эйфель. На территории Северной Евразии первые антиархи, относимые к роду *Bothriolepis*, по-видимому, появляются в эйфеле на территории Западного Тянь-Шаня [Moloshnikov, 2008], но большее развитие в это время получили астеролепидные антиархи. В нижнем эйфеле центрального субрегиона ВЕП присутствуют *Asterolepis* и *Byssacanthus* [Lukševičs et al., 2010]. Представители этих родов также известны из эйфельских отложений северо-запада этой платформы – *A. estonica* и *B. dilatatus* [Лярская, 1981].

Живет. В живетское время антиархи были более многочисленными и распространяются по территории Северной Евразии шире. На территории ВЕП в живете наиболее многочисленны представители родов *Asterolepis* и *Byssacanthus*, существовавших с эйфеля, – *A. estonica*, *A. ornata*, *B. dilatatus* и др. [Лярская, 1981]. В это же время на территории ВЕП появляются первые ботриолепидиды [Каратаюте-Талимаа, 1966; Lukševičs, 2001]. В живете Центрального Казахстана антиархи представлены эндемичными птерихтиодидами *Stegolepis jugata*, *S. tuberculata* и *Sherbonaspis andreanna*, аспераспидидами *Asperaspis carinata* и ботриолепидными антиархами – тенизолепидинами *Tenizolepis asiatica*, *T. rara* и ботриолепидинами *Bothriolepis kassini*, *B. babichevi* [Малиновская, 1973, 1977; Пантелеев, 1993; Malinovskaya,

1992]. Казахстанский *Stegolepis* с коротким панцирем и развитым спинным шипом на передней среднеспинной кости очень близок европейскому *Byssacanthus*. Тенизолепидины *Tenizolepidinae* gen. et sp. indet. встречены и в среднем девоне (живет?) Тывы. Они демонстрируют сходство с казахстанскими тенизолеписами, что, вероятно, указывает на связь между центрально-казахстанской и южно-сибирской ихтиофаунами. На территории Сибирской платформы в позднедевонское (накахозское) время известны редкие антиархи – *Bothriolepis* (?) sp. В конце девона в Северной Евразии исчезают птерихтиодиды и тенизолепидины; только в живетское время были распространены и аспераспидиды.

Фран. В франском веке антиархи распространились в значительной части территории Северной Евразии. На территории ВЕП широко распространяются как астеролепидиды, так и ботриолепидиды. В северо-западном субрегионе ВЕП в ранне-позднефранское время вместе с астеролеписами (*Asterolepis radiata*, *A. syasiensis* и др.) присутствуют и ботриолепидиды (*Bothriolepis prima*, *B. obrutschewi*, *B. cellulosa* и др.). В центральном субрегионе астеролепидиды были многочисленными только в раннефранское (тиманско-киммерийское) время. Отсюда известны *Asterolepis radiata* и *A. cf. A. syasiensis*. Начиная с саргаевского времени, в ихтиофауне этого субрегиона платформы представлены редкие ботриолепидиды [Молошников, 2002]. Фран Центральной и Северной Азии характеризуют только ботриолепидиды; достоверные астеролепидиды из этих регионов неизвестны. В Центральном Казахстане существовали эндемичные виды широко распространенного рода *Bothriolepis* (*B. amankonyrica*, *B. kassini*, *B. nikitinae*, *B. tastenica*); на Западном Тянь-Шане – *B. sanzarensis* и *B. (?) turanica*; на Южном Урале – *B. markovskii*. Последний вид является первым ботриолепидидным антиархом на изучаемой территории, у которого развился костный спинной гребень, служивший стабилизатором при плавании. Во фране Южной Сибири встречен как эндемичный *Bothriolepis sibirica*, так и схожие с европейскими формами *Bothriolepis* cf. *B. cellulosa* и *Grossilepis* aff. *G. tuberculata* [Обручев, 1941; Сергиенко, 1961], что предполагает связь между тувинской и евразиатской ихтиофаунами в это время. Наличие такой связи подтверждается и находками ботриолепидид во фране Кузбасса, схожих с ботриолеписами из Польши и ливнолеписами Европейской России.

Судя по находкам антиарх *Asterolepis* cf. *A. maxima*, *B. cf. B. obrutschewi*, *B. cf. B. traudschildi* и др. в верхнем девоне Северной Земли [Лукшевич, 1999; Lukševičs, 1999], представленных формами сходными с европейскими, а также *Grossilepis* sp. indet. на северо-западе Сибирской платформы [Матухин и др., 1980], в позднем девоне североземельская и сибирская ихтиофауны были тесно связаны с евразиатской в отличие от южно-сибирской, которая сохраняла самостоятельность, и в ихтиофауне которой представлены эндемичные виды *B. sibirica* и *B. dorakarasugensis*.

Фамен. В фамене разнообразие антиарх в Северной Евразии сократилось. К концу франа полностью исчезают виды рода *Asterolepis*. В фамене центрального субрегиона ВЕП ботриолепидиды более разнообразны и многочисленны, чем в франское. В это же время на указанной территории

появляются ремиголепидиды. Из задонского ихтиокомплекса известны [Moloshnikov, 2008]: *Bothriolepis sasnensis*, *Bothriolepis* cf. *B. leptocheira*, *Livnolepis zadonica*, *Rossolepis brodensis*, *Remigolepis* (?) sp. Среди задонских антиарх преобладают виды, в основном характерные только для этого субрегиона. Только один вид *B. leptocheira* был распространен значительно шире. Его остатки известны из фаменских отложений Шотландии, Прибалтики и Северной Земли. Кроме того, из нижнего фамена Южного Тимана известен *B. jeremejevi*, обнаруживающий существенное сходство с *B. leptocheira* [Stūris, Lukševičs, 2010, 2011]. В плавском ихтиокомплексе присутствует *Bothriolepis ciecere*, характерный для кетлерского горизонта Прибалтики [Лукшевич, 1991; Lukševičs, 2001]; в хованском – ремиголепидид *Remigolepis armata* с развитым спинным шипом в задней части туловищного панциря. Этот вид является последним из известных в настоящее время антиарх на территории ВЕП.

Фамен Минусинской впадины характеризуется одним видом эндемичных ботриолепидiformных антиарх – *Tubalepis extensa* [Сергиенко, 1961; Пантелеев, Молошников, 2003]. С территории Кузнецкого прогиба из подонинского горизонта известны микроостатки *Bothriolepis* sp. и *Antiarchi* indet. [Толоконникова, 2008]; из верхнего девона Северного Тянь-Шаня – дианолепидиды *Kirgisolepis karabaltaensis* и ремиголепидиды *Remigolepis karakoliensis*, *R. suusaturensis* [Panteleyev, 1992].

Выводы. В развитии антиарх в среднем-позднем девоне Северной Евразии могут быть выделены три этапа [Молошников, 2014].

Первый, среднедевонский этап (эйфель–живет) характеризуется широким развитием птерихтиодид. В среднем девоне ВЕП распространены также астеролепидиды; в Казахстане – аспераспидиды филогенетически близкие к птерихтиодидам. В это время во многих ихтиокомплексах Северной Евразии были представлены только редкие ботриолепидиды. В живете Казахстана существуют и дианолепидиды подсемейства *Tenizolepidinae*, которые исчезают к концу животского времени.

Во время второго, франского этапа на территории Северной Евразии широко распространяются ботриолепидиды, представленные видами рода *Bothriolepis*. На территории ВЕП в это время присутствуют также астеролепидиды, вымирающие к концу франского века.

Третий, фаменский этап характеризуется широким распространением во многих районах Северной Евразии антиарх отряда *Bothriolepiformes*. В раннем фамене на территории ВЕП распространяются ливнолепидиды и ботриолепидиды, а в Минусинской котловине – тубалепидиды. Отряд *Asterolepiformes* в фаменский век представлен семейством *Remigolepididae*. Виды рода *Remigolepis* встречены на территории ВЕП и Северного Тянь-Шаня.

Наиболее существенные изменения таксономического состава антиарх в среднем–позднем девоне Северной Евразии происходили на границах животского и франского, франского и фаменского веков.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ТЕРРИТОРИИ ГОРНОГО КРЫМА И ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА В ПОЗДНЕМ ТРИАСЕ И РАННЕЙ ЮРЕ

Д.И. Панов

МГУ им М.В. Ломоносова; Москва, Россия

Интерес к триас-лейасовому интервалу сейчас обострился в связи с проблемой соотношения Палеотетиса и Тетиса. Мы пытаемся решить этот вопрос исходя из анализа расположения триасовых и юрских бассейнов и закономерностей строения их разрезов.

Верхнетриасовые отложения Горного Крыма и южного склона Большого Кавказа накапливались в относительно узком и протяженном бассейне, который представлял собой реликт южной гондванской пассивной окраины океана Палеотетис. С юга он ограничивался либо непосредственно континентом Гондваны, либо отковавшимися от него микроконтинентами (Иранский и др.), если допустить раскрытие «Мезотетиса» в области Тавра и Загроса уже с триаса. К северу этот бассейн интенсивно субдуцировал под активную северную – лавразийскую окраину, под герцинские складчатые сооружения Степного Крыма и Большого Кавказа, возникшие при закрытии осевой части Палеотетиса.

В Крыму осевая часть триасового бассейна располагалась в Горно-Крымской зоне, занимавшей основную часть современного Горного Крыма. Здесь накапливалась нижнетаврическая свита [4, 6] терригенного флиша. По сравнению с нижнеюрской верхнетаврической свитой, эти отложения более мелководны: в разрезе преобладают ритмы проксимального типа, среди песчаников часто встречается примесь грубого обломочного материала, полностью отсутствуют чисто глинистые толщи, относительно многочисленны остатки бентосных организмов, по которым возраст свиты определен как поздний триас (карний – норий). Подстилается нижнетаврическая свита песчано-глинистыми отложениями, возможно, позднепалеозойского возраста [10]. Северному борту бассейна соответствует Лозовская зона, прослеживающаяся вдоль северного склона Горного Крыма. Верхнетриасовые отложения представлены там шельфовыми песчано-глинистыми отложениями курцовской и салгирской свит [5].

На Большом Кавказе осевая часть триасового бассейна протягивалась вдоль зоны Южного склона. Триасовые отложения здесь представлены гвадарашской свитой [2] ритмичного чередования песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, среди которых залегают пласты грубозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов. В свите найдены фораминиферы позднетриасового возраста и выделен триасовый палинологический комплекс. Гвадарашская свита – верхнее подразделение верхнепалеозойской десской серии, подстилается пермскими) отложениями.

И в Крыму, и на Кавказе характер верхнетриасовых отложений явно свидетельствует об их накоплении в сокращающемся мелководном бассейне. К концу норийского века этот бассейн полностью закрылся вследствие субдукции

под активную окраину Лавразии. Однако, это не сопровождалось значительными деформациями, вероятно, в связи с тем, что основная фаза сжатия уже проявилась ранее, в раннегерцинское время при закрытии осевой части Палеотетиса. В Крыму угловые несогласия между триасом и юрой фиксируются только в Лозовской зоне. На южном склоне Большого Кавказа отмечаются деформации и метаморфические преобразования в десской серии, которые не затрагивают нижнюю юру. Там же отмечается четкое географическое несогласие в основании юры: базальные слои юрских отложений налегают на разные горизонты десской серии – от девона до триаса [1]. Стратиграфическое же несогласие, перерыв, соответствующий рэтскому и геттангскому ярусам, фиксируется повсеместно и в Крыму, и на Кавказе. Отсутствие процессов горообразования обусловило формирование во время перерыва каолинитовой коры выветривания, признаки которой обнаруживаются и в Крыму [8], и на Кавказе.

В раннеюрское время самая северная ветвь Тетиса раскрылась (или стала активно расширяться) южнее – на месте Анатолийско-Малокавказской олиолитовой зоны, которая представляет собой шов от этого закрывшегося океана. Нижнеюрские же отложения Крыма и Большого Кавказа накапливались в новообразованных бассейнах рифтогенного типа, которые возникли в условиях растяжения на северной пассивной окраине раскрывающейся Анатолийско-Малокавказской ветви Тетиса [3, 9]. Осевые части раннеюрских бассейнов располагались в Горнокрымской зоне и зоне Южного склона Большого Кавказа, на месте закрывшихся в конце триаса реликтов бассейна Палеотетис. Отсюда и представления о существовании «единой триасово-нижеюрской таврической серии» в Крыму и непрерывно развивавшемся в позднем палеозое и мезозое бассейне на Кавказе.

Раннеюрские бассейны Крыма и Кавказа развивались совсем иначе, чем триасовые. В развитии их выделяются два этапа:

Синемюр – ранний плинсбах. Формирование еще достаточно узкого, на Кавказе – грабенообразного бассейна. В Крыму в осевой части накапливался фациально изменчивый проксимальный песчаный флиш ченской свиты; на бортах – также фациально изменчивые свиты (эскиординская и «моховых камней») грубых песчаников, конгломератов и глинистых пород, с линзами известняков [4, 6, 7].

На Кавказе в очень узкой осевой части бассейна накапливались глубоководные глинисто-алевритовые толщи, а на его ступенчато погружавшихся бортах – мелководно-морские фациально изменчивые толщи гравелитов, песчаников, алевролитов, местами с линзами известняков (сванетский горизонт). Ступенчатое (по разломам) погружение фундамента сопровождалось (как и в Крыму) локальными проявлениями вулканизма средне-кислого состава, что подтверждает рифтовую природу бассейнов [9].

Поздний плинсбах – аален. Расширение бассейнов и углубление их осевых частей. В Крыму в осевой части бассейна накапливались глубоководные отложения верхнетаврической свиты [4, 6]. Разрез ее начинается аргиллитовой толщей, фиксирующей резкое углубление осевой части бассейна. Выше

следуют толщи преимущественно дистального флиша, а в кровле – толща аргиллитового субфлиша, с признаками обмеления бассейна. Остатки бентоса практически отсутствуют, возраст устанавливается по единичным находкам аммонитов, белемнитов и фораминифер. На северном борту бассейна, в Лозовской зоне верхнетаврическая свита замещается шельфовой песчано-глинистой джидайрской свитой (только тоар и аален), распространенной шире, чем синемюр – нижний плинсбах [5].

На Кавказе в осевой части бассейна в той же последовательности, что и в Крыму, следуют: циклаурский горизонт глинистых пород, флишевый казбекский горизонт и, опять же, глинистый анчхойский. С эпохами наибольшего прогибания, которые фиксируются накоплением глинистых толщ, связаны проявления подводного вулканизма основного состава: подушечные базальты, дайки и силы диабазов. На северном борту бассейна отложения верхнего плинсбаха – аалена пользуются широким распространением, залегая на доюрских образованиях, и представлены шельфовыми песчано-глинистыми толщами. Максимальной ширины бассейн достигал в ааленское время, однако, в это же время отмечается и начало его обмеления.

В конце аалена – начале байоса происходит полное закрытие Горнокрымского и Большекавказского бассейнов в условиях сжатия вследствие преобразования северной окраины Тетиса в активную окраину и развития там процесса субдукции. Закрытие этих бассейнов сопровождалось интенсивной складчатостью и надвигообразованием, что исключало возможность формирования коры выветривания во время регионального раннебайосского перерыва.

Изложенный выше материал показывает, что никаких непрерывно развивавшихся в триасе и юре бассейнов в Крымско-Кавказской области не было.

Триасовые и лейас-ааленские отложения формировались в принципиально разных геодинамических условиях, которые проявились совершенно одинаково и в Крыму, и на Кавказе. Верхнетриасовые отложения – в сокращающихся бассейнах – реликтах Палеотетиса, закрывшихся к концу триаса. Закрытие этих бассейнов не сопровождалось ни существенными деформациями, ни горообразованием.

Лейас-ааленские отложения накапливались в новообразованных бассейнах рифтогенного типа на пассивной окраине Тетиса в условиях растяжения. В синемюре и раннем плинсбахе происходило заложение бассейнов, с позднего плинсбаха до аалена – их расширение и углубление, а в конце аалена – их закрытие, сопровождавшееся складчатостью и, в определенной степени, горообразованием.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белов А.А., Сомин М.Л. О преднижеюрском несогласии в Сванетии (Центральный Кавказ). // Докл. АН СССР. 1964. Т. 159, № 1. С. 81 – 84.

2. Казьмин В.Г., Сборщиков И.М. Палеозойские и раннекиммерийские деформации на Кавказе и их место в развитии Тетиса. // Геодинамика Кавказа. – М., Наука, 1989. – С. 46-54.
3. Ломизе М.Г., Панов Д.И. Амагматическая начальная фаза субдукции на Крымско-Кавказской окраине Тетиса. // Геотектоника. 2001. № 4. С. 78 – 92.
4. Муратов М.В. О стратиграфии триасовых и нижнеюрских отложений Крыма. // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1959. № 11. С. 31 – 41.
5. Панов Д.И. Стратиграфия триасовых и нижне-среднеюрских отложений Лозовской зоны Горного Крыма. // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2000. Т. 77, вып. 3. С. 13-25.
6. Панов Д.И., Болотов С.Н., Косоруков В.Л. и др. Стратиграфия и структура таврической серии (верхний триас – лейас) Качинского поднятия Юго-Западного Крыма. // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009, Т. 84, вып. 5. С. 52 – 73.
7. Панов Д.И., Болотов С.Н., Никишин А.М. Схема стратиграфического расчленения триасовых и нижнеюрских отложений Горного Крыма. // Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона. Симферополь: Таврия-Плюс. 2001. С. 127 – 134.
8. Панов Д.И., Болотов С.Н., Самарин Е.Н., Гостев М.Ю. Перерывы в разрезе триасово-юрских отложений Горного Крыма и их историко-геологическое значение. // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2004. № 2. С. 21 – 31.
9. Панов Д.И., Ломизе М.Г. Ранняя и средняя юра Большого Кавказа. // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. Глава 2. М., ГЕОС. 2007. С. 39 – 110.
10. Славин В.И. Геологическое развитие Крыма в мезозое. // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1989. № 6. С. 24 – 37.

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОФИОЛИТОВОЙ
АССОЦИАЦИИ ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА**
М.Ю. Промыслова, Л.И. Демина, А.И. Гущин
Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

История геологического развития Крыма, детально описанная в многочисленных работах выдающегося ученого М.В. Муратова, вряд ли когда-нибудь потеряет свою актуальность. Она построена на основе господствующей в период его деятельности геосинклинальной концепции [2, 6]. В последствии на смену геосинклинальной парадигме пришла теория тектоники литосферных плит, в основу которой положены представления о геодинамических обстановках проявления разнообразных геологических процессов. Развитие абстрактных геосинклиналей стало возможным связывать с определенными типами геодинамических обстановок. На наш взгляд существенных противоречий между этими двумя концепциями не существует, они не просто дополняют, но и взаимно обогащают друг друга.

Нами изучались магматические образования, развитые в береговых обрывах южной окраины Гераклейского полуострова Юго-Западного Крыма. Здесь в районе мыса Фиолент установлен полный разрез офиолитовой ассоциации, включающий серпентинизированные ультрабазиты и серпентиниты; расслоенный базит-ультрабазитовый комплекс; габбро и габбро-

долериты; фрагменты комплекса параллельных даек; подушечные лавы; кремнистые черные слоистые образования и яшмы [3, 8, 9]. Наращивание разреза офиолитовой ассоциации происходит в направлении с северо-запада на юго-восток. Отметим, что ранее Е.Е. Шнюкова [11] отнесла к офиолитам развитые на западе Фиолента интрузивные тела габбро-долеритов, габброноритов с верлитами, лерцолитами и дунитами. По ее мнению, они генетически связаны с Ломоносовским подводным массивом, расположенным на дне Черного моря в 24 милях к юго-западу от мыса Фиолент. Геодинамическая природа массива является спорной. Согласно А.Ф. Шнюкову и др. [10] он представляет собой магматические фрагменты островной палеодуги мелового возраста. В то же время В.В. Юдин [12] считает его верхнемел-палеогеновым задувово-спрединговым комплексом, образовавшимся при раскрытии Западно-Черноморской впадины.

М.В. Муратовым с соавторами [2] магматические породы Юго-Западного Крыма, в том числе и Фиолента относились к спилит-кератофировой формации. В соответствии с современными представлениями это контрастная риолит-базальтовая серия, которая может формироваться в различных геодинамических обстановках: континентальных и межконтинентальных рифтах, медленноспрединговых срединно-океанических хребтах, задувовых бассейнах.

Детальное изучение химического состава, включая распределение редких земель и широкого спектра других микроэлементов, ультрабазитов, подушечных лав и долеритов из офиолитов района мыса Фиолент, указывает на их надсубдукционную природу и принадлежность к задувовому бассейну, достигшему в своем развитии стадии спрединга [8, 9].

Во время полевых исследований 2015 года в береговых обрывах, расположенных на восточном окончании выходов магматических пород Фиолента, нами были встречены так называемые офиокальциты, представляющие собой брекчии серпентинитов и серпентинизированных ультрабазитов, сцементированные карбонатным материалом. Помимо ультрабазитов в обломках могут присутствовать также подушечные лавы, породы даек и кремнистые образования [4, 5]. Подобные брекчии широко распространены в офиолитах Кипра, Лигурии, Малого Кавказа, Южного Тянь-Шаня, хребта Гуйран-Сайхан Южной Монголии и других областей. Их образование связывается с перерывами в формировании офиолитов, когда в условиях сильно расчлененного рельефа морского дна размываются верхние части разреза вплоть до серпентинитов [1].

На восточном участке района мыса Фиолент от Мраморной бухты до мыса Аяя-Бурун обнажаются две толщи подушечных лав, различающихся текстурно-структурными особенностями, фрагменты комплекса параллельных даек, а также брекчии, среди которых встречаются офиокальциты. В них присутствуют как остроугольные, так и в разной степени окатанные обломки разнообразных пород (ультрабазитов, даек, основных лав), некоторые из которых достигают размеров до 0,5–0,8 м. Контакт офиокальцитов с перекрывающими подушечными лавами подорван. Вблизи контакта потоки лав разделены

прослоем толщиной до 1 м брекчий с обломками этих же лав и также сцементированных карбонатным материалом. Лавовая толща пропитана карбонатным материалом, который концентрируется как в межподушечном пространстве, так и в радиальных рассекающих подушки трещинах, утолщающихся от их центров к краям. Присутствие значительного количества цементирующего карбонатного материала свидетельствует о том, что извержения основной лавы происходили на глубинах морского дна, расположенных выше уровня карбонатной компенсации, что отличает этот участок от находящихся западнее, где в цементе брекчий, содержащих ультрабазиты, первичные карбонаты практически отсутствуют.

Широкое развитие глыбовых брекчий является признаком аномальных склонов рифтовых долин медленноспрединговых хребтов, которые возникают при пересечении их трансформными разломами [4]. В этом случае происходит резкое поднятие внутреннего угла долины, разрушение слагающих его пород, образование у подножия поднятия глыбовых осыпей, которые при цементации превращаются в брекчии. В последствии осыпи заливаются новыми порциями лавы. Именно такие взаимоотношения брекчий и лав наблюдаются в восточной части Фиолента. Ранее эти брекчии относились к пирокластическим образованиям – туфам. Широкое развитие «туфов» было веским аргументом в пользу отнесения магматизма района к островодужному типу.

Похожие взаимоотношения ультрабазитов, дайкового комплекса и подушечных лав описаны в офиолитовом массиве Троодос на Кипре, для которого также предполагается связь их формирования с трансформным разломом [7].

Отметим, что помимо первичных в районе мыса Фиолент очень широко распространены брекчии тектонической природы, приуроченные к многочисленным зонам разломов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абакумова Л.Н., Березнер О.С., Гусев Г.С. и др. Изучение офиолитовых комплексов при геологическом картировании. М.: Роскомнедра, Геокарт, МАНПО, 1994. 254 с.
2. Геология СССР. Т. VIII. Часть 1. Геологическое описание. Ред. М.В. Муратов. М.: Недра, 1989. 576 с.
3. Демина Л.И., Промыслова М.Ю., Короновский Н.В., Царев В.В. Первая находка серпентинитов в коренных обнажениях Горного Крыма // Вестник МГУ. Серия 4, геология. 2015, № 5. С. 12–20.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука. 1993. 192 с.
5. Книппер А.Л. Офиокальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитовых комплексов // Геотектоника. 1978. № 2. С. 50–65.
6. Муратов М.В., Архипов И.В., Успенская Е.А. Структурная эволюция Горного Крыма в сравнении с Западным Кавказом и восточной частью Балканского хребта // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 1984. Т. 59, вып.1. С. 3–10.

7. Мурс Э.М., Вайн Ф.Дж. Массив Торос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 53–74.
8. Промыслова М.Ю., Демина Л.И., Бычков А.Ю., Царев В.В., Гущин А.И. Природа магматизма района мыса Фиолент (Юго-Западный Крым) // Вестник МГУ. Серия 4, геология. 2014. № 6. С. 14–22.
9. Промыслова М.Ю., Демина Л.И., Бычков А.Ю., Гущин А.И., Короновский Н.В., Царев В.В. Офиолитовая ассоциация Юго-Западного Крыма // Геотектоника. 2016. № 1. С. 25–40.
10. Шнюков А.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев: НАНУ, 1997. 287 с.
11. Шнюкова Е.Е. Магматизм зоны сочленения Западно-Черноморской впадины, Горного Крыма и Скифской плиты. Автореф. докторской диссер. Киев, 2013. 40 с.
12. Юдин В.В. Магматизм Крымско-Черноморского региона с позиций актуалистической геодинамики // Мінеральні ресурси України. 2003. №3. С. 18–21.

**ГРАНИЦА НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ОТДЕЛОВ ПЕРМИ В
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ФАЦИЯХ НА СЕВЕРЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ
РОССИИ**
С.К. Пухонто.

ГГМ им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

Пермские отложения на территории северо-востока европейской части России занимают значительные площади на севере Предуральского краевого прогиба (Карская, Коротаихинская, Косью-Роговская Большесынинская, Верхнепечорская впадины) и в Печорской синеклизе. Представлены морскими, лагунно-морскими и континентальными отложениями, содержащими мощные угольные залежи. Кроме самых нижних горизонтов пермской толщи и прослоев карбонатных пород с горизонтами с морской и солоновато-водной фауной на Пай-Хое, это преимущественно сероцветные терригенные осадки: циклически переслаивающиеся песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослойями гравелитов и конгломератов. В южных районах этой территории характерно присутствие пестроцветов. В толще пород часто встречаются сидеритовые, анкеритовые и мергелистые конкреции. Органические остатки представлены разнообразными группами ископаемых организмов – брахиоподами, двустворчатыми моллюсками, остракодами, остатками рыб, крыльями насекомых, единичными позвоночными и др. Отличительной особенностью пермских отложений является наличие в них многочисленных ископаемых растений, состав которых определяется положением этой территории в северо-западной части Ангарской палеофлористической области, выделенную в особую Печорскую палеофлористическую провинцию (Мейен, 1970).

Особенности литологического состава пермских отложений позволяют выделить ряд одновозрастных свит. Все они хорошо коррелируются между собой и со стратотипами свит Среднего Урала и Русской платформы (Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала 1980–

1994 гг.). Корреляция свит, выделенных в континентальных отложениях, и границы между ними проводятся, в основном, по ископаемым растениям, спорам и пыльце. Реже – по неморским двустворчатым моллюскам.

В истории развития пермской флоры на северо-востоке европейской части России отмечается 4 рубежа существенного изменения ее состава. Флора в незначительном количестве содержится в отложениях, синхронных артинскому ярусу, и многочисленная – в отложениях, синхронных кунгурскому, казанскому, уржумскому ярусам и ярусам татарского отдела.

Наиболее резкая смена растительных комплексов происходит на границе воркутской и печорской серий. На этом уровне на севере Предуральского прогиба меняется палеогеографическая, палеотектоническая и палеоклиматическая обстановки. Однако, граница между отделами перми согласно Стратиграфическим схемам 1994 г. проводится ниже этого уровня, т.е. внутри шешминского горизонта, с чем трудно согласиться, так как первые элементы шешминской флоры в Печорском Приуралье появляются только в отложениях печорской серии.

Такая же картина наблюдается не только на севере Предуральского прогиба (Корреляция разнофациальных разрезов..., 1981; Владимирович, 1982; Есаурова, 1983; Пухонто, 1998, и др), но и в Тимано-Печорской провинции (Смоллер, 1988); на Новой Земле (Пермские отложения Новой Земли, 1981); в Кузнецком бассейне (Дуранте, Пухонто, 1999; Пухонто, 2000, и др.) и в других регионах Сибири.

Флористические комплексы соликамского и шешминского горизонтов резко отличаются друг от друга, при этом первый больше тяготеет к комплексам кунгурского яруса, а второй – казанского. То же наблюдается и в составе фауны. И было бы справедливо соликамский горизонт считать четвёртым горизонтом кунгурского яруса, а шешминский – включить в состав казанского яруса, возможно, вернувшись к первоначальному названию «уфимская свита» (Нечаев, 1915; Решения Пермской конференции, 1950). Искусственно созданный уфимский ярус исключить из Региональной стратиграфической схемы перми.

Вопрос о существовании уфимского яруса как самостоятельной стратиграфической единицы, включающей соликамский и шешминский горизонты, постоянно дискутируется. Впервые название «уфимский ярус» было предложено А.В. Нечаевым в 1915 г. Так он предложил называть толщу пермских отложений, распространённых на востоке Европейской России и «...западающих между пермо-карбоном и казанским ярусом» и охарактеризованную преимущественно растительными остатками. До этого эти отложения называли «красноцветная толща», «нижнепермская красноцветная группа» и др. Не все специалисты приняли эту точку зрения. О шатком положении уфимского яруса высказывались Г.Н. Фредерикс, А.А. Чернов, а позднее – Е.И. Тихвинская. В 1946 г. она писала: «...нет ни малейших оснований отделять «соликамские плитняки» от толщи генетически с ними связанных верхнекунгурских образований и соединять их с толщой чуждых им по происхождению казанских морских отложений...» (Тихвинская, 1946, с. 97).

В 1952 г., проводя корреляцию верхнепермских красноцветных отложений, Е.И. Тихвинская показала, что «...красноцветы Приуралья, ранее ошибочно выделенные А.В. Нечаевым в особый «уфимский ярус», на деле представляют собой комплекс разновозрастных красноцветных отложений». В последнее десятилетие в связи с детальным изучением стратотипических разрезов этих горизонтов и их сопоставлением с аналогами в других областях, появились новые убедительные данные, говорящие не в пользу уфимского яруса. Увеличение объема уфимского яруса за счет присоединения к нему соликамского горизонта кунгурского яруса по Решению Межведомственного стратиграфического комитета привело к немалым проблемам. Уфимский ярус был включен в состав верхнего отдела перми вместе с соликамским горизонтом, создав неудобства при проведении его нижней границы.

При детальном переизучении пограничных отложений нижнего и среднего отделов перми Печорского Приуралья, Приполярного Урала и северо-восточного Пай-Хоя, представленных сочетанием морских, прибрежных, дельтовых, лагунных и континентальных отложений, проведена оценка динамики биоразнообразия ископаемых организмов, установлены зональные последовательности по брахиоподам, строго увязанные с распространением макрофлористических остатков, аммоноидей и данными циклостратиграфии, что позволило уточнить положение границы отделов перми в основании шешминского горизонта, присоединив его к казанскому ярусу (Котляр и др., 2004). Авторами установлен кунгурский возраст аналогов соликамского горизонта в морских отложениях севера Предуральского прогиба.

Позвоночные, найденные в аналогах соликамского горизонта на юге Косью-Роговской и Верхнепечорской впадин, представлены нижнепермскими батрахозаврами и стегоцефалами (Конжукова, 1956; Дмитриев, 1958; Ивахненко и др., 1997). Присутствующие здесь пелециподы, остракоды, остатки рыб имеют нижнепермский облик.

Среди насекомых преобладают насекомые, «возраст которых вряд ли моложе нижнего кунгура» (Родендорф, 1947). В средней части интинской свиты, в горизонте Ia, много отпечатков крыльев *Sindon* sp.

Российские ученые разработали и приняли параллельную Восточно-Европейскую Стратиграфическую шкалу для регионов с широким развитием континентальных отложений. Согласно Решениям... (2004, 2005) пермские отложения подразделяются на три отдела и ряд ярусов. Корреляция этих двух шкал по флористическим данным поддерживается многими исследователями, которые считают шешминские отложения фациальным аналогом нижней части морской казани (Есаулова, 1996, 1998; Буров, Есаулова, 2004; Голубев, 1999, 2012). В отложениях шешминского горизонта в Печорском бассейне в комплексе с элементами казанской флоры встречаются отпечатки *Wattia*, характерной для роадских отложений Северо-Центрального Техаса (США) (Mamay, 1967; DiMichele et al., 2001). В Печорском Приуралье все известные виды *Wattia* (Пухонто, 1998, 2005, 2007, 2010) встречены только в отложениях биармийского и татарского отделов и появляются на границе воркутской и печорской серий. Этот факт можно использовать для корреляции двух

стратиграфических шкал перми: Международной и Восточно-Европейской, принятой для континентальных отложений.

Считаем, что помимо методов корреляции этих шкал, основанных на магнитостратиграфических исследованиях, изотопном анализе, фузулинидах, аммонитах и конодонтах, должен быть еще один, основанный на флористических комплексах.

ЛОКАЛЬНЫЕ ФАКТОРЫ ДИЗЬЮНКТИВНОЙ ТЕКТОНИКИ И ИХ РОЛЬ В ОНТОГЕНЕЗЕ УГЛЕВОДОРОДОВ

Л.А. Рапацкая
ИрНИТУ, Иркутск, Россия

Анализ условий геодинамического формирования месторождений нефти и газа на Сибирской платформе позволяет установить многофакторную и разнополярную роль дизьюнктивной тектоники в онтогенезе углеводородов (УВ). Все факторы по масштабам и значимости, в определённой мере условно, разделены на три группы: *глобальные, региональные и локальные*.

Глобальные факторы определяют приуроченность крупнейших нефтегазоносных бассейнов мира к пассивным континентальным окраинам древних кратонов и к рифтам, главным образом, мезозойско-кайнозойского возраста. *Региональные факторы* обусловливают формирование сложной мозаичной системы разломов разных масштабов, направлений и рангов, определяющее «claveishnoe» сопряжение горстов и грабенов разного масштаба, с резким дифференцированием процессов интенсивной эрозии в первых и образования мощных осадочных толщ с обильным накоплением $C_{\text{орг}}$ во вторых. Результатом действия этих факторов является формирование нескольких поясов месторождений УВ на Сибирской платформе различного фазового состава.

В работе более подробно рассмотрены некоторые *локальные факторы*, которые участвуют в формировании различных типов ловушек, изменениях структурных планов и переформировании, являются причинами их разрушения; приводят к сдавливанию нефтегазоносных горизонтов, служат путями миграции и перетоков флюидов из автохтона в аллохтон; вызывают засаление и дилатацию коллекторов; являются причиной аномально низких пластовых давлений (АНПД); служат источниками теплового прогрева осадочных толщ.

Вот только некоторые примеры. Известно, что Сибирская платформа окружена складчатыми областями и зоны сочленения с ними имеют преимущественно шарьяжно-надвиговое строение со смещением структур в сторону платформы. Возраст шарьяжно-надвиговых дислокаций меняется от каледонид до герцинид и поздних мезозоид.

Одной из наиболее перспективных структур на УВ является Непско-Ботубинская антеклиза (НБА) чешуйчато – блокового строения, обусловленного чередованием горстообразных выступов фундамента –

надвиговых пластин и грабенообразных прогибов – поднадвиговых зон. В зонах сочленения НБА и Предпатомского прогиба выявляется сдавивание продуктивных горизонтов по надвиговым поверхностям в целом ряде нефтегазоносных площадей: Междуречинской, Дулисъминской, Аянской, Даниловской площадях и ряде др. (рис.1). На Аянской площади после шестиметрового блока гранитов вскрыт обычный осадочный разрез терригенных отложений, ниже которого находятся породы фундамента.

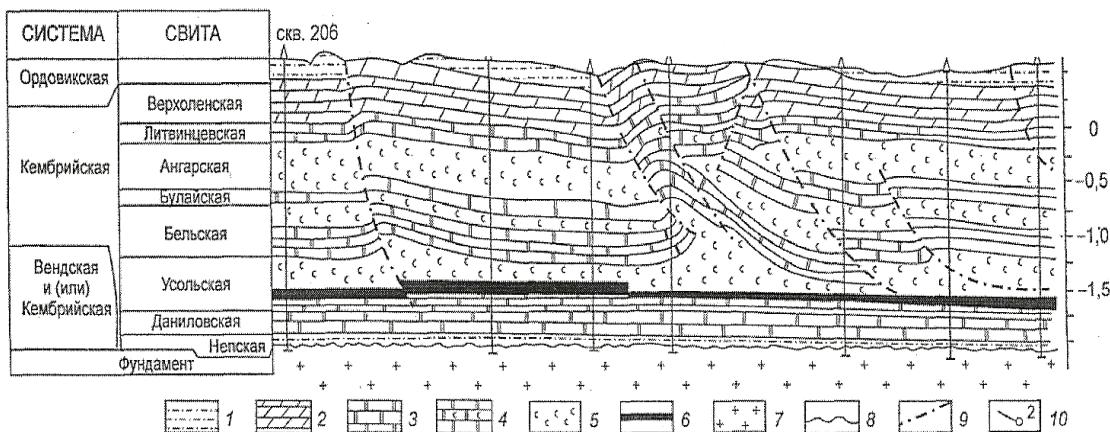


Рис. 1. Геологический разрез через Междуреченскую, Дулисъминскую и Аянскую площади юго-западной части Непско-Ботубинской антеклизы (по Шемину, 1988).

1-7 – породы: 1-терригенные, 2-терригенно-карбонатные, 3-карбонатные, 4-карбонатные с выщелоченными солями, 5-преимущественно галогенные, 6-долериты; 7-породы фундамента; 8-перерывы в осадконакоплении; 9 - надвиги; 10 - скважины.

На схематических геологических разрезах Даниловского месторождения НБА, приуроченного к структуре складчато-надвиговых дислокаций, хорошо видны разномасштабные смещения по разрывным нарушениям различного характера (рис.2).

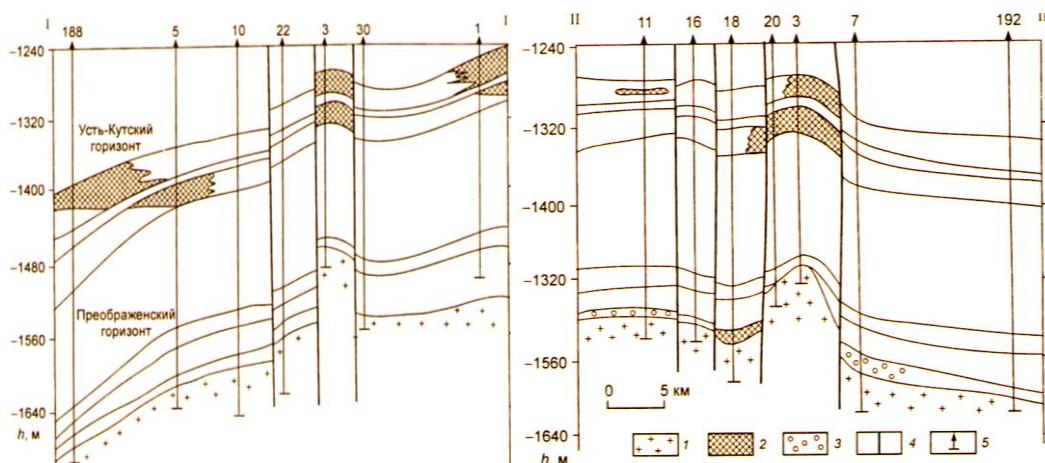


Рис. 2. Геологическое строение Даниловского месторождения (Соколов и др. 1989).

1-фундамент; 2-нефтяная залежь; 3-газоконденсатная залежь; 4-разломы; 5-скважины.

При преобладании сдвиговой составляющей разломы формируют различные типы ловушек УВ: структурных, литологических,

стратиграфических. На ряде месторождений НБА отмечается изменение локальных структурных планов залежей по ориентации разломов: многопластовые залежи ловушек в карбонатных породах нижнего кембрия имеют северо-северо-западное простирание, а в терригенных породах венда – субмеридиональное или северо-северо-восточное (рис.3).

Иногда наблюдаются образование вторичных залежей в результате перетоков по разрывным нарушениям. Мигурский А.В. (1990) описывает залежь УВ в аллохтоне (в бельской свите), как вторичную, образовавшуюся путём перетока из осинского пласта усольской свиты (автохтона) через взбросонадвиг, послуживший проводником УВ. О путях перетока жидких и газовых флюидов, которыми могут служить разрывные структуры, разрушающие ловушку, упоминал в своих работах и А.С. Барышев.

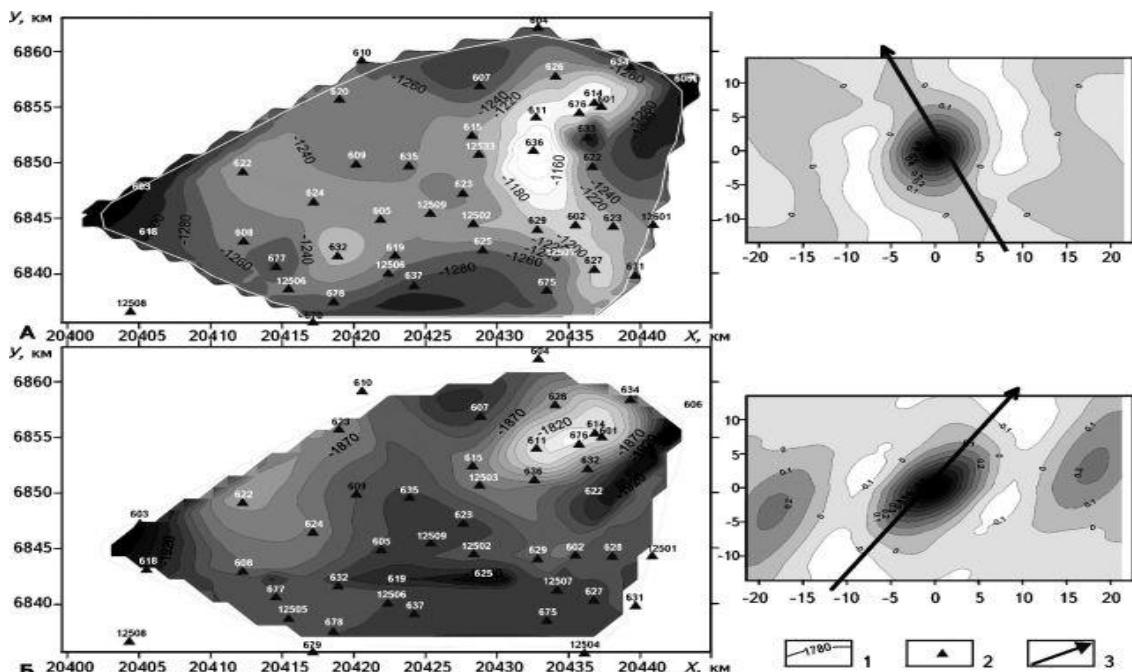


Рис.3 Структурные планы и двухмерные функции автокорреляции по продуктивным юряхскому Ю-1 (юряхская свита нижнего кембрия – А) и харыстанскому харыстанская свита венда – Б) горизонтам Верхне-Вилючанского месторождения: 1 – скважины глубокого бурения, всрывшие пласты; 2 – изогипсы глубины залегания продуктивного горизонта, м; 3 – направление простирания двухмерной функции автокорреляции.

Как отмечают исследователи, распределение коллекторов и неколлекторов, как правило, определяется не столько литологическим фактором, сколько наличием отдельных блоков залежей, обусловленных тектоническими нарушениями. Результатом проведённых реконструкций было установление наличия единой древней залежи для Мачобинской и Ирреляхской площадей. Блоковое строение залежей подтверждается также различными уровнями флюидных контактов (ГНК, ГВК, ВНК) в блоках, а также отсутствием гидродинамической связи между их отдельными частями.

Еще одной проблемой при освоении месторождений УВ является наличие залежей с аномально низкими пластовыми давлениями (АНПД), что связано с многочисленными тектоническими нарушениями и внедрением интрузивных

тел различного возраста. При этом в условиях безнапорных гидрогеологических систем, формируется нисходящая фильтрация пластовых вод, быстрое «залечивание» проводящих каналов, что служит положительным фактором сохранности залежей УВ.

Практически все месторождения юга Сибирской платформы характеризуются сильной тектонической раздробленностью - дилатансией пород, как результат надвигообразования. Особенно интенсивному раздроблению подвергались на отдельных участках карбонатные породы, характеризующиеся повышенной трещиноватостью, в результате чего в них сформировались вторичные коллекторы (Марковское, Пилюдинское месторождение и др.). Часто разломы разделяют залежи различного фазового состояния, находящиеся на одном гипсометрическом уровне (Верхнечонское, Среднеботуобинское месторождения и др.).

Немаловажную роль играют разломы в процессе засолонения коллекторов. Известно, что разломы служат путями проникновения трапповых тел. Л.А.Барышев отмечает пространственное совмещение зон интенсивного внедрения трапповых тел с зонами засолонения. Трапповые тела, «заличивая» Могинско-Ленский и Тымпышано-Ботуобинского разломы на Верхнечонском месторождении, вызывают прогрев осадочного чехла, что приводит к резкому увеличению растворимости солей и формированию рассолов с высокой минерализацией. Рассолы, более плотные, чем флюиды, проникая в поры коллекторов, вытесняют наверх флюид, а понижение температуры приводит к их засолонению при выпадении солей (галита и сульфатов). Временной интервал протекания процесса засолонения весьма широк, но наиболее интенсивное и масштабное засолонение отмечено в пермотриасовый период.

Подводя итог вышеизложенному материалу, можно констатировать, что дизъюнктивная тектоника, в самых разных масштабах её проявления: глобальных, региональных и локальных через структурный, вещественный, флюидодинамический контроль играет очень важную роль в онтогенезе УВ.

**ИНТЕРЕСНАЯ РОЛЬ СРЕДНИХ АРИФМЕТИЧЕСКОГО,
ГАРМОНИЧЕСКОГО И ГЕОМЕТРИЧЕСКОГО ПРИ КАТАГЕНЕЗЕ УГЛЯ**
С.В. Рябинкин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

В беседе с корреспондентом газеты "Смена" от 25 августа 1974 года Дмитрий Васильевич Наливкин приводит свое мнение о работе ученого: "Ученого есть свои заповеди. Скажу о себе: я никогда и никому не верил на слово. Абсолютных авторитетов для меня не существовало, не существуют и сейчас. Каждый человек может ошибиться, ничего в этом страшного нет. Это нужно предполагать, если сам занимаешься тем же предметом, что и он.

Начиная любую работу, ученый должен прежде всего сомневаться, задумываться над новым, почувствовать, что в известном науке что-то не так.

Вторая заповедь у меня – самое большое внимание обращать на что-нибудь необыкновенное. На то, что выделяется, отличается от обычного. Этому я научился у академика Карпинского. Он в этом отношении был непревзойденным ученым. У него нет ни одной работы, которая касалась бы чего-то обыкновенного. Этим он выделялся и сделался ученым с мировым именем. Я пытался следовать ему – занимался спорными вопросами науки, необыкновенным.

А третья заповедь – класть в основу исследования взаимосвязи явлений, диалектику природы.

Итак, повторю: ничему не верить на слово, изучать необыкновенное и постоянно учитывать взаимосвязи явлений".

Автор настоящих тезисов обратил внимание на одну казалось бы маленькую деталь. Расчет (и оценка!) величины убыли вещества (в процессе катагенеза) по уравнениям материального баланса, которые возникают при рассмотрении флюидогенерации при метаморфизме (или катагенезе) угля, выполняется исходя из среднего арифметического между двумя минимальными величинами, одна из которых неизменно определяется нулевой генерацией влаги, а другая определяется нулевой генерацией CH_4 (или CO_2 в более редких случаях – H_2S , NH_3). По мнению Елены Александровны Рогозиной, именно этот показатель и вносит существенную неопределенность в решение всей системы балансовых уравнений, возникающих в процессе катагенезе (метаморфизма) угля.

Именно на эту величину автор настоящих тезисов и обратил свое пристальное внимание и попытался подойти к вопросу с точки зрения нахождения этого показателя не как среднего арифметического, а как среднего геометрического. В результате анализа совокупности всевозможных решений автор этих строк пришел к выводу о том, что ключевой стороной нахождения решений балансовых уравнений является убыль вещества в процессе катагенеза угля и она-то является "альфой и омегой" поиска решений.

В докладе будут приведены данные, отражающие некоторую независимость ряда элементных значений различных стадий катагенеза от эволюции органического вещества угля. Это обстоятельство сближает наши расчеты балансовых уравнений эволюции угля с основным принципом, на котором основывается все (без исключения!) термохимические расчеты. Это положение, известное под названием закона Гесса, может быть сформулировано в таком виде. Тепловой эффект реакции зависит только от начального и конечного состояний реагирующих веществ, но не зависит от промежуточных градаций процесса.

Работа выполнена при поддержке программ фундаментальных исследований УрО РАН-ФАНО «Закономерности размещения и условия формирования скоплений углеводородов в осадочных толщах Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции» (проект № 15-18-5-21).

**АНАЛИЗ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ И ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫХ
СВОЙСТВ ТЕРРИГЕННЫХ И КАРБОНАТНЫХ ТУРБИДИТОВ**
К.П. Рязанов

Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», Санкт-Петербург,
Россия

Методы современных микротомографических исследований в области геологии на территории нашей страны введены в качестве дополнительных мер для изучения осадочных горных пород относительно недавно [3]. При проведении комплексного изучения пород, в интервале средний девон - нижний карбон, в ходе ГДП-200 в 2013-2014 гг., по отобранным образцам пород из падейской ($D_{1-2} pd$), путьюской ($D_{2-3} pt$), громашорской ($D_3 gr$), силоваяхинской ($D_3-C1 sl$) и карской ($C_1 kr$) свит северо-восточного Пай-Хоя (Амдерминской площади), в комплексе с петрофизическими параметрами, автор попытался выявить закономерности между такими измеренными величинами, как плотность, абсолютная и открытая пористость. Помимо этого, при последующей обработке материалов был выявлен еще один критерий – это распределение и объемное содержание рентгеноплотных минералов (сульфидов) в каждом из образцов.

Цель данных исследований состоит в выделении потенциально продуктивных и простых способов изучения внутреннего строения осадочных пород и определения коллекторских свойств для нужд нефтегазопромысловой геологии. Данные изыскания проводились на базе Горного университета в специализированной рентгеномикротомографической лаборатории на оборудовании Skyscan 1173 (Бельгия) с пространственным разрешением от 14,92 до 9,95 мкм, при ускоряющем напряжении источника в интервале 93-130 кВ с использованием фильтров из латуни (0,25 мм), либо алюминия (1 мм). Материал для анализа был отобран из пород терригенного и карбонатного состава (табл. 1).

Табл. 1. Характеристика экспериментальных образцов.

№ образца и литология	Плотность, г/см ³	Абсолютная пористость, %	Открытая пористость, %	Сульфиды (объемн. %)
Обр. 2088/24. Силицит с глинистыми примазками.	2,48	3,26	3,18475	0,5
Обр. 2088/19. Силицит с редкими глинистыми примазками.	2,54	0,02	0,00012	0
Обр. 2087/5. Известняк слабо кремнистый, тонкодетритовый.	2,50	0,09	0,00416	0,07
Обр. 2037/18. Известняк "глазковый", пелитоморфный.	2,48	0,13	0,0009	0,02
Обр. 6168/1. Песчаник кварцевый мелко-тонкозернистый.	2,64	5,66	3,7146	0,2
Обр. 6125/5. Песчаник кварцевый средне-мелкозернистый, пористый.	2,50	39,67	39,429	0,14

Обр. 6125/5. Песчаник мелко- среднезернистый мозаичный редкопористый.	2,21	21,05	20,268	0,04
Обр. 6186/1. Песчаник кварцевый тонко-мелкозернистый.	2,59	1,94	0,081608	0,03
Обр. 6013/1. Песчаник кварцевый тонко-мелкозернистый кремниевый.	2,60	10,91	5,14	0,2
Обр. 6018/1. Песчаник кварцевый разнозернистый.	2,70	11,65	5,2953	0,24

Как известно, с помощью одного из методов кажущегося сопротивления (микрокаротаж) возможно, улавливать такое свойство коллекторов в скважине, как абсолютная пористость, а на стандартных образцах при насыщении пористого образца керосином под вакуумом (метод Преображенского) получать возможность расчета коэффициентов пористости. В нефтегазопромысловой геологии более важен коэффициент открытой пористости, характеризующий коллекторские свойства породы.

Тот факт, что для фильтрационно-емкостных свойств пород открытая пористость имеет большее значение, чем абсолютная, натолкнуло нас на необходимость найти определенную зависимость между этими двумя величинами.

В ходе изучения было выявлено, что значения пористости образуют некоторую линейную зависимость. Прямая связь между этими двумя величинами может помочь в интерпретации результатов геофизических исследований скважин без использования дополнительных методов – вычислении открытой пористости по значению абсолютной пористости.

Абсолютная и открытая пористости обратно пропорциональны плотности пород, только в том случае, если сравниваются породы одного минерального состава. По полученным данным, в турбидитах связь плотности и пористости довольно слабая, заметно больше пористость связана с составом: отсортированность терригенного материала указывает на хорошую пористость, в отличие от практически непроницаемых карбонатных пород [4,7,8].

Заметим, что предыдущие рассуждения ссылаются лишь на нефтегазопромысловую геологию. Используя кластерный анализ, были найдены сходные объекты. Фактически, кластерный анализ является не столько обычным статистическим методом, сколько "набором" различных алгоритмов "распределения объектов по кластерам".

Существует мнение, что в отличие от многих других статистических процедур, методы кластерного анализа используются в большинстве случаев тогда, когда вы не имеете каких-либо умозрительных гипотез относительно классов, но все еще находитесь в описательной стадии исследования. Следует понимать, что кластерный анализ определяет "наиболее возможно значимое решение".

По полученным данным, можно констатировать:

Во-первых, как и предполагалось, пористости объединяются в один кластер, а объемное содержание рентгеноплотных минералов (сульфидов) и плотность в другой. Плотность зависит напрямую от рассеянного содержания сульфидов в экспериментальных образцах.

Во-вторых, на дендрограмме распределения по вещественному материалу выделились несколько кластеров:

Обр. 6186/1, 2037/18, 2087/5 и 2088/19 сгруппировались в кластер по признаку наименьшей величины пористости (подтверждает вышеописанное), 6186/1 – является аномальным, по причине плохой пористости и относительно высокого содержания сульфидов;

Обр. 6168/1 и 2088/24 объединены по схожему значению всех показателей. Предположительно, это объясняется количественным распределением кремнезема, влияющим на измерения;

Обр. 6018/1 и 6013/1 – это терригенный кластер с одинаковыми показателями;

Обр. 6125/5 и 6179/1 – аномальные значения (высокая пористость).

Выводы из проделанной работы можно сделать следующие: как и по корреляции пористости и других показателей, так и по подтверждению их взаимосвязи кластерным анализом, вероятнее всего, можно более простыми способами определять коллекторские свойства для нужд нефтегазопромысловой геологии.

На основе данных, полученных при рентгенотомографической обработке материала на оборудовании, типа Skyscan 1173 (Бельгия), имеется возможность использовать наиболее точные выходные параметры пористости пород со статистическими решениями, без расчета дополнительных коэффициентов и применения лабораторных или геофизических исследований.

Интерес к изысканиям такого рода появился при изучении проведенных работ по данной площади, здесь по результатам бурения скважины АД-2 [2], во время испытаний на воду, с глубины 165 м. была поднята колонковая труба, покрытая с поверхности вязкой маслянистой жидкостью. По заключению предшественников, исследованное вещество отнесено к битумам нефтяного ряда - нафтидам, а вмещающими породами являются песчаники падейской свиты со значениями: пористость 22,4-28,3%, проницаемость 436,641 мД [1,5].

Данные изучения требуют дальнейших опытов, а также направлены на популяризацию таких анализов. Рентгеномикротомографические исследования позволяют решать задачи в различных геологических областях и дают объективные результаты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богацкий В.И. Данилевский С.А. Отчет по проверке нефтегазопроявлений в гидрогеологической скважине близ поселка Амдерма (Карская впадина). Отчет о работе за 1967-1968 гг. Т. 1. 1968.
2. Денисова В.С. Результаты бурения гидрогеологических скважин на площадке АД. Отчет о работе за 1967-1969 гг. Т. 1 и 2. 1969.

3. Журавлев А.В., Вевель Я.А. Возможности использования вычислительной микротомографии в микропалеонтологических и литологических исследованиях // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2012. - Т.7. - №2.
4. Калашников Н.В., Михайлова З.П., Чеусова Г.Н. Стратиграфия каменноугольных отложений реки Песчаной (Северо-Восточный Пай-Хой) // Стратиграфия палеозоя северо-востока европейской части СССР. Тр. ИГ КФАН СССР, Вып. 37. Сыктывкар, 1981. С. 53-57.
5. Отчет по объекту «ГДП-200 листов R-41-XX, XXI (Амдерминская площадь)» / ЗАО «МИРЕКО» Сыктывкар, 2014.
6. Романовский С.И., Тараканов А.С., Бергер В.И. Литогеодинамический анализ угленосных и турбидитных формаций. Методические рекомендации. Л., 1990. 116 с. (Мингео СССР, ВСЕГЕИ).
7. Юдина А.Б. Кремнисто-терригенная среднедевонская формация Пай-Хоя. // Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя: Тр. ИГ Коми фил. АН СССР. – Сыктывкар. – 1986. – Вып. 56. С. 11-19.
8. Шишлов С.Б. Структурно-генетический анализ осадочных формаций СПб.: С.-Петербург.

ИСТОРИЯ ТРАППОВОГО ВУЛКАНИЗМА И ПЕРЕХОД ОТ ПЕРМИ К ТРИАСУ В СРЕДНЕЙ СИБИРИ

Г.Н. Садовников

РГГРУ им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

В последнее время трапповый вулканализм Сибири рассматривается как главная причина биотических изменений на границе перми и триаса. Анализ эволюции биоты вулканических плато Сибири заставляет усомниться в этом.

В вишкильском (северодвинском) веке перми древесный ярус на равнине образуют различные *Cordaites*. В травянистом покрове склонов доминируют папоротники *Todites* и *Pecopteris* с лопастными пекоптероидными перышками. В травянистом покрове низин доминируют членистостебельные *Phyllotheca*. В непроточных бассейнах известны только конхостраки *Bipemphigus gennisi* (Novojilov), в слабопроточных – остракоды *Suchonella stelmachovi* (Spizharsky). В проточных бассейнах доминантами являются двустворки *Concinella concinna* (Jones) и *Prilukiella subovata* (Jones), *Palaeanodonta biltchanica* Malovetskaia, *P. obrutschevi* (Ragozin).

В вятском веке в древесном ярусе гор присутствуют хвойные *Elatocladus linearis* Prynada и *Quadrocladus pachyphyllus* (Prynada) Sadovnikov. На равнине преобладают *Voltzia* (?) *avamica* Mogutcheva. Травянистый покров гор включает папоротники *Acrostichides kirjamkense* (Prynada) Sadovnikov, *A. pseudogermanica* (Halle) Sadovnikov, *A. linnaeaefolius* (Bunbury) Fontaine). На равнине преобладают *Acrostichides* (*Lazaripteris*) *tunguskanus* (Prynada) Sadovnikov, *A. (Acrostichides) linnaeaefolius*, *Tungussopteris sphenopterooides* Vladimirovich, *Todites borealis* (Prynada) Sadovnikov, *T. korvunchanica* Vladimirovich, *T. plectrophora* Harris, *Cladophlebis kaoiana* Sze, *C. lobifera* Prynada, *C. neuburgiana* Molotkova et Teslenko, *Pecopteris crenata* Prynada, *Sphenopteris trisepta* Schvedov.

На приморской равнине присутствуют *Schvedopteris lobata* Mogutcheva. Голосеменные *Madygenia borealis* Radczenko, *Parajacutiella (?) angusta* Mogutcheva, *Maria* sp., возможно, также принадлежат травянистому покрову склонов. Голосеменное *Rhipidopsis lobata* Halle приурочено к склоновым или околоводным ассоциациям.

В травянистом покрове низин преобладают членистостебельные *Paracalamites (?) triassica* Radczenko, присутствуют мхи (?) *Mesenteriophyllum*, плаунообразные *Tomiostrobus* (?), членистостебельные *Koretrophyllites chantaica* Mogutcheva, *Neokoretrophyllites annularioides* Radczenko, *N. linearis* (Prynada) Sadovnikov, *Schizoneura altaica* Radczenko et Vladimirovich, *Sphenophyllum thonii* Mahr, каламиты (*Arthropitys*, *Asteromyelon*). Иногда доминируют гинкгоопсиды *Pursongia beloussovae* (Radczenko) S.Meyen. На равнине и приморском уровне известны только *Paracalamites (?) triassica* Radczenko.

В непроточных бассейнах на горном уровне идентифицированы конхостраки *Limnadia glabra* (Mitchell), *Pseudestheria* (*Pseudestheria*) *novacastrensis* (Mitchel), *Megasitum volgaense* Novojilov. На равнинном и приморском уровнях доминируют чаще всего *Bipemphigus gennisi*, на приморском гораздо реже – *Limnadia glabra* и *Cyclestheria krivickii* Novojilov. Слабопроточные бассейны заселяют остракоды: в горах *Darwinula innae* Mischina, *D. spizharskyi* Posner, (?) *Kemeroviana leguminiformis* Neustrueva, *Tatariella* sp.; на равнине *Suchonella stelmachovi* (доминируют), *Darwinula* (*Darwinula innae*, *D. malachovi* (Spizharsky), *D. parallela* (Spizharsky) и др.), *Tatariella wologodskiella* Mischina, (части), *Darwinuloides*, *Gerdalia* (редки). В проточных бассейнах преобладают двустворки *Prilukiella elliptica*, *P. subovata*, *Palaeanodonta bobicamensis* (Ragozin), *P. biltchanica* Malovetskaia, *P. compressa* Ludwig, *P. emelianovae* Ragozin, *P. evenkiensis* Malovetskaia, *P. korbuntschaniensis* (Ragozin), *P. netschajewia* Lobanova, *P. obrutschevi* (Ragozin),, *P. opinata* (Ragozin), *P. parallela* Amalitzky, *P. stepanovi* Malovetskaia, *P. subcastor* Amalitzky, *P. tungussica* (Ragozin), *Anthraconauta nidymersis* Malovetskaia, *Anthraconaea castor* (Eichwald).

В самом конце перми (хунгтукунское ≈ вязниковское время) известен только равнинный уровень. В древесном ярусе уменьшается роль *Voltzia* и увеличивается – *Quadrocladus pachyphyllus*. Присутствует *Elatocladus linearis*. В травянистом покрове склонов уменьшается роль *Acrostichides*. Подрод *Lazaripteris* исчезает. Основными доминантами являются *Todites crenata*(Prynada) Sadovnikov, *T. borealis*, *Sphenopteris trisepta*. Иногда доминирует также *Pursongia beloussovae*. Травянистый покров низин включает *Takhtajanodoxa* (?) sp., *Lobatannularia* (?) *evenkora* Prynada, *Paracalamites* (?) *triassica*.

В непроточных бассейнах, как и ранее, очень часто доминирует *Bipemphigus gennisi*, часто – *Limnadia glabra*. Снижается роль *Cyclestheria krivickii*. Но иногда доминантами или кодоминантами являются *Limnadia vana* Novojilov, *Lioestheria evenkiensis* (Lutkevich), *Glyptoasmussia belmontensis* (Mitchell), *Echinolimnadia mattoxi* Novojilov. В слабопроточных бассейнах наряду с *Suchonella stelmachovi*, доминантами и кодоминантами являются

Darwinula mera Mischina, *D. parallelia*, *D. triassiana* Beloussova, *Darwinuloides sentjakensis* Mandelstam, *Gerdalia clara* Mischina. В проточных бассейнах фауна двустворок сходна с лебедевской. Исчезают *Palaeanodonta compressa*, *P. emeljanovae*, *P. korbuntschaniensis*, *P. obrutschevi*, *P. opinata*, *P. stepanovi*, *P. tungussica*, появляются *P. biltchanica*, *P. fischeri* Amalitzky, *P. netschajewia*, *P. planiuscula* Malovetskaia, *P. polkini* Ragozin, *P. subparallelia* Amalitzky). Отмечены *Palaeomutela rectodonta* Amalitzky, *Anthraconia vivi* Malovetskaia, (?) *Thracia euri* Malovetskaia, *Microdontella maltseviensis* (Ragozin).

В самом начале триаса (?) (путоранское время) древесный ярус включает *Quadrocladus pachyphyllus* и *Elatocladus linearis*. Травянистый покров склонов состоит из *Todites lobifera*, *Acrostichides linnaeaefolius*, *A. shvedovii* Sadovnikov, *Mertensides lingulatus* Mogutcheva, *M. concinnus* Mogutcheva, *Boreopteris*, *Yavorskyia arctica* Shvedov. *Parajacutiella* (?) *angusta*. Травянистый покров низин включает *Paracalamites* (?) *triassica*.

В стоячих бассейнах обычно доминируют *Falsisca* (*F. turaica*, *F. zavjalovi*, *F. kanandaensis* Novojilov) или *Limnadia* (*L. markevitchi* Novojilov, реже *L. glabra*, *L. podrabineki* Novojilov, редко *L. hovorkilica* Novojilov, *L. pirdaica* Novojilov, *L. pygmaea* Novojilov, *L. tembentschiensis* tembentschiensis, *L. vana*). *Tripemphigus sibiricus* Novojilov иногда доминируют в середине путоранского времени. Редки, но иногда многочисленны, *Lioestheria evenkiensis*. В слабопроточных бассейнах обычны *Darwinula mera*, *Gerdalia clara*, *G. compressa* Mischina, *G. dactyla* Beloussova. В горах в проточных бассейнах часты двустворки (?) *Thracia euri*, (?) *Myoconcha nidymensis*, на равнине сохраняются *Prilukiella subovata*, *Palaeonodonta fischeri*, *Palaeomutela rectodonta*.

В раннем триасе травянистый покров склонов образован *Osmundopsis*, *Acrostichides* (*Lazaripteris*) *tunguskanum*. Возможно, *Lepidopteris arctica* Mogutcheva также являются травянистыми. Травянистый покров низин плато образован *Mesenteriophyllum* sp., *Pleuromeia taimyrica* Sadovnikov. На периферии плато доминируют *Tomostrobus gorskyi* Vladimirovich или *T. migayi* Schvedov, на приморском уровне – *Dzergalanella merianii* (Brongniart) Sadovnikov и *Neocalamites*.

В позднем триасе травянистый покров склонов на равнине образуют *Danaeopsis emarginata* Brick, *Cladophlebis ovata* Fontaine, *C. vaccensis* Ward. Травянистый покров низин включает *Dzergalanella merianii*, *Neocalamites hoerensis* (Schimper) Halle.

Таким образом, в течение всего времени вулканизма биота богата и разнообразна. Ни начало вулканизма, ни резкое увеличение выбросов туфов, ни появление и усиление излияния лав вместо туфов, ни полная замена туфов лавами не уменьшает биоразнообразие в области извержений. Наоборот, разнообразие неуклонно растет. Особенно большой рост был как раз в начале выбросов туфов. А после завершения основного этапа вулканизма в индском веке (фаза *Otoceras boreale*) биоразнообразие резко падает. Наибольшие изменения происходят именно на путоранско-индской границе. Видимо, рост разнообразия в ходе извержений связан не с собственно вулканизмом, а с

ростом плато вследствие вулканизма. Кризис по модели А.С. Алексеева на плато в эпоху вулканизма отсутствует. Прямая связь изменения биоты на рубеже перми и триаса и траппового вулканизма маловероятна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Садовников Г.Н. Переход от перми к триасу в сибирской области траппового вулканизма // Палеоботанический временник. Приложение к журналу «*Lethaea rossica*». Вып. 2. ГЕОС, 2015. С. 241–246.
2. Садовников Г.Н. Эволюция биома вулканического плато Сибирской платформы // Палеонтол. журн. – 2016 (в печати).

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПИРИТОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ПОРОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ГОРНОГО КРЫМА: СХОДСТВО И РАЗЛИЧИЕ

К.М. Седаева¹, С.А. Светов², Т.П. Майорова^{3,4}

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

² Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия

³ Сыктывкарский госуниверситет, Сыктывкар, Республика КОМИ, Россия

⁴ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Республика КОМИ

Впервые проведено геохимическое исследование пиритов и вмещающих их породных комплексов мезозоя и кайнозоя Горного Крыма, выполненное с применением LA-ICP-MS и ICP-MS анализов в Институте геологии КарНЦ РАН. Были исследованы образцы пирита и пород разных комплексов, сформированных в орогенную и субплатформенную фазу его развития. Это песчаники, алевролиты и аргиллиты верхнего триаса и нижней юры (T_3 - J_1tv); туфопесчаники и туфоалевролиты байосского яруса средней юры (J_2bj); биогенные известняки титонского яруса верхней юры (J_3t); глинистые известняки берриасского яруса (K_1b); песчаники готеривского (K_1h) и альбского (K_1al) ярусов нижнего мела; песчаники и известняки сеноманского яруса (K_2s); известняки туронского (K_2t) и кампанского (K_2cp) ярусов верхнего мела, и нуммулитовые известняки лютетского яруса эоцена (E_2^2l). Из эндогенных образований средней юры (J_2), входящих в состав орогенного комплекса Горного Крыма, были исследованы пирит и вмещающие его породы из: 1) плагиогранитов (г. Кастель, севернее г. Алушты); 2) габбро-диоритов (г. Аюдаг, западнее г. Алушты); 3) меланобазальтов, андезиодакитов и дацитов (Школьный карьер, с. Партизанское) и 4) туфолововой толщи с кальцит-сульфидными (Петропавловский карьер) и кварц-карбонатными (карьер Лозовое, южнее г. Симферополя) жилами и дайками габбро-диоритов. По результатам исследования была сформирована база данных, включающая около 200 прецизионных анализов состава минеральных фаз, выполненных для 55 элементов.

Среди них выявлены *рудогенные* (Co, Ni, Cr, Cu, Zn, Pb, Mo, Sn, W, Ti, V, Au, Ag, As, Sb), *редкие и рассеянные* (P, Ba, Li, Be, Sc, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Hf, In, Ta, Th, U и весь ряд редкоземельных элементов), а также *петрогенные* (Mn, K,

Fe, Mg) элементы, которые входят в состав минеральных микровключений в пиритах и вмещающих их породных комплексов. Суммарное их содержание значительно варьирует от 0.001 до 10000 ppm (от $1 \cdot 10^{-7}$ до 1,0 вес. %), а в некоторых случаях и больше. Минимальные концентрации характерны для Be, In, REE (Tb, Ho, Tm, Lu), Ta, W, Ag, Au, U. Их содержание изменяется от 0.001 до 0.8 ppm (от $1 \cdot 10^{-7}$ до $8 \cdot 10^{-5}$ вес. %), а максимальные – для петрогенных и рудогенных элементов (Mg, Ti, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, As, Sb), содержание которых колеблется от 3-5 ppm до 1200 ppm (от 0,0003 до 0,12 вес. %). Видовая однородность состава элементов-примесей и идентичный характер их распределения в пиритах и породах разных (*по составу, строению, генезису и возрасту*) осадочных и магматических комплексов Горного Крыма указывает на их геохимическое родство. Источником элементов-примесей пирита и разновозрастных осадочных комплексов являлись одни и те же магматические образования. Формирование видового состава элементов-примесей пирита и осадочных комплексов сопряжено в пространстве с эндогенными комплексами в результате «сбрасывания» элементов на отдельных этапах геологической истории Горного Крыма [Алексеенко, 2002; Седаева и др., 2013].

Несмотря на близость элементного их состава, выявлены значительные различия в их концентрациях. Содержание таких элементов, как Mg, Sc, Ti, V, Mn, Zn, Cr, P, Zr, Y, Ba, Th, REE, значительно выше в пиритах и вмещающих их породах эндогенной природы, чем в пиритах и породах из осадочных комплексов. Исключением являются песчаники, алевролиты и аргиллиты таврической серии (T₃-J_{1tv}) с относительно высоким содержанием Zn (100-178 ppm), Ti (3156-3948 ppm) и REE за счет повышенного содержания в них слюд (*биотита, хлорита и мусковита терригенной и нередко пепловой природы, часто измененных*) и хлоритизированных плагиоклазов среднего состава, концентрирующих эти элементы. Однако распределение для Ni из пиритов разных породных комплексов отмечается обратная тенденция, его максимальные концентрации выявлены в пирите из осадочных пород (достигают 840 ppm), а в пирите эндогенных комплексов концентрация Ni в среднем составляет 1-10 ppm. Подобная тенденция так же характерна для Mo (пирит магматических пород – 0.02-6.7 ppm, осадочных – 4.8-40.5 ppm) и Ge (пирит магматических пород – 2.0-5.3 ppm, осадочных – 3.5-7.2 ppm). При этом важно подчеркнуть, что для Be, Sn, Au, W близкие значения концентраций не коррелируются с условиями образования самого пирита и вмещающих его пород. Среди пород максимальные концентрации Ni отмечаются в андезиодакитах (с содержанием 184,19 ppm), а повышенное содержание – в песчаниках и алевролитах T₃-J_{1tv} (54-73 ppm), андезиобазальтах J_{2bj} (54-55 ppm) и песчаниках с глауконитом K_{1al₃}¹ (43-45 ppm), для которых характерна также повышенная концентрация Sb, Mo и W. Последнее можно объяснить присутствием в их составе в значительном количестве хлорита разного генезиса. Андезиодакиты и андезиобазальты хлоритизированы в результате проявления процессов пропилитизации и отчасти выветривания. В мелкотонкообломочных породах T₃-J_{1tv} и K_{1al₃}¹ отмечается несколько повышенное содержание слюды (*хлоритизированного биотита и хлорита, реже мусковита*

пиокластической природы по наслоению) в первом случае и глауконита во втором. Максимальные концентрации Ge (до 120,66 ppm) отмечается в гальке розового полидетритового известняка (J_3t) со значительной примесью тонкораспыленного гематита в связующей массе. В терригенных породах повышенное содержание Ge (50-85 ppm) наблюдается в песчаниках с примесью биотита (T_3-J_1tv) или/и глауконита ($K_1al_3^1$ и K_2s), образующегося по цветным слюдам (биотиту и хлориту) при подводном выветривании исходного пеплового материала. При этом надо отметить, чем больше в породе содержание железа (*в оксидной или гидрооксидной форме*), вулканогенного материала и слюды (*биотита, хлорита или мусковита*) терригенной или пепловой природы, тем больше в них содержание Ge, Mo, Nb и REE, и пониженное содержание Co, As, Cu. Однако исключение составляют чистые, неизмененные разности андезиобазальтов и базальтов J_2bj , и одновозрастные с ними слабослюдистые туфопесчаники, для которых характерно повышенное содержание Cu от 65-68 ppm, в эфузивах до 170-175 ppm, тогда как в других породах – от 0,07-17, реже 30-47 ppm.

Распределение REE в пиритах и в самих породах магматических комплексов разное. Габбро-диориты и пириты (*из самих пород и кальцитовых прожилков с их контакта с отложениями T_3-J_1tv*) обогащены легкими лантаноидами – LREE (La_N/Yb_N 2,1-8,2) и относительно тяжелыми – MREE (Gd_N/Yb_N 0,7-5,4), имеют дефицит Eu (Eu_N/Eu_N^* 0,16-0,52) и характеризуются слабой степенью дифференцированности REE ($La/Yb=2,1-8,2$). Плагиограниты и пирит несколько обогащены MREE (La_N/Sm_N 1,3-2,0) относительно LREE (La_N/Yb_N 0,83-1,0) и тяжелыми HREE (Gd_N/Yb_N 0,6-0,8), с аналогичным дефицитом Eu (Eu_N/Eu_N^* 0,11-0,2), степень дифференцированности умеренная ($La/Yb=0,8-0,83$). Пирит из кварц-карбонатных прожилков и габбро-диориты из дайки туфолововой толщи напротив обогащены HREE (Gd_N/Yb_N 1,5-1,7) по сравнению с LREE (La_N/Yb_N 0,8-1,0) и MREE (La_N/Sm_N 0,5-0,7), имеют большой дефицит Eu (Eu_N/Eu_N^* 0,05-0,1). Пирит из карбонатных прожилков обогащен LREE (La_N/Yb_N 8,.) и HREE (Gd_N/Yb_N 5,4) относительно MREE (La_N/Sm_N 1,3), Eu аномалия (Eu_N/Eu_N^* 0,52) менее выражена, степень дифференцированности REE умеренная ($La/Yb=8,2$). Для пород и пиритов из осадочных комплексов характерно значительное обогащение LREE (La_N/Yb_N 3,17-35,6) по сравнению с HREE (Gd_N/Yb_N 0,4-3,9) и MREE (La_N/Sm_N 3,3-10,5), что указывает на относительно высокую степень дифференцированности REE. Все они характеризуются меньшим или большим дефицитом Eu (Eu_N/Eu_N^* 0,15-0,5). Отношение La/Yb колеблется от 8,9 до 15,2, а среднее их значение – 12,5. Исключение составляют туфопесчаники J_2bj и песчаники с несколько повышенным содержанием слюд (T_3-J_1tv) или/и глауконита ($K_1al_3^1$ и K_2s), характеризующиеся высокой степенью дифференцированности REE ($La/Yb = 30,0-35,6$).

Выводы. Геохимический состав пиритов и вмещающих их породных комплексов одинаковый, что указывает о геохимическом родстве. С геохимической точки зрения пириты можно рассматривать как конечные продукты эволюции породных комплексов, которые косвенно отражают

геохимический фон вмещающих их пород, в том числе и распределение редкоземельных элементов. Это в свою очередь указывает на то, что Горный Крым представлял собой единую геохимическую провинцию, сформированную в течение мезозойского и кайнозойского этапа его развития. Содержание и распределение элементов, и степень дифференцированности REE в них достаточно четко различаются в зависимости от условий их образования и последующих наложенных изменений, а также от количественного содержания слюд разного генезиса в породных комплексах.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АРГИЛЛИТОВ И ПЕСЧАНИКОВ ПОГРАНИЧНЫХ СЛОЕВ ВЕНДА И КЕМБРИЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Т.М. Сокур

Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина

Основной задачей региональной геологии является объемная реконструкция картины распределения и эволюции вещественных комплексов и сил, существовавших в прошедшие геологические эпохи. В геологической истории Украины среди осадочных отложений значительное место занимают отложения венда. Венд является общепланетарным стратиграфическим подразделением. Ему присуща яркая палеонтологическая характеристика — бесскелетные Metazoa, вендотениевая флора, специфические ихнофоссилии и крупные акантоморфные акритархи. Несмотря на наличие значительных данных по стратиграфии, и особенно по биостратиграфии пограничных толщ верхнего докембрия и кембрия некоторых районов Восточно-Европейской платформы многие вопросы остаются спорными.

Автором предпринята попытка установить различия и выявить общие закономерности развития Земли в конце венда–кембрия (песчаники и аргиллиты) используя петрохимические характеристику по классификации Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [1], геохимической классификации Негтон М.М. [4]. Для оценки степени химического выветривания породных литотипов были использованы индекс химического выветривания CIA [6], индекс выветривания CIW [3], индекс зрелости осадков ICV [2], индекс степени преобразования плагиоклазов PIA [7].

III Международный симпозиум по кембрийской системе (Новосибирск, 1990), и Международная подкомиссия по стратиграфии кембрия приняли за нижнюю границу кембрия основание зоны Phycodes pedum. На Восточно-Европейской платформе эта зона совпадает с ровенским горизонтом [1] и его нижняя граница в этом случае является нижней границей кембрия. На уровне местных стратонов основание ровенского горизонта совпадает с нижней границей балтийской серии: на Подольском выступе это основание окунецкой свиты, на Волыни - ровенской, на юге ее положение не выяснено.

Известно несколько типов разрезов пограничных отложений каниловской (венд) и вышележащей балтийской серии (кембрий). Наиболее полный и,

очевидно, непрерывный тип разрезов этих отложений отмечается в центральной и южной частях Подольского выступа фундамента (Днестровский перикратон). Изменение литологического состава отложений на рубеже каниловской и балтийской серий незначительно.

В составе балтийской серии преобладают нормально-осадочные терригенные породы: глины, аргиллиты, алевролиты, песчаники и конгломераты зеленовато-серой, серой и реже пестрой окраски. В нижней части серии среди песчаников и алевролитов, как и в каниловской толще, отмечаются известковистые разновидности, образующие ряд переходов к известнякам. Для балтийской серии, особенно для нижних ее горизонтов, характерно обилие глауконита, который в отдельных прослоях играет роль породообразующего минерала. Нижняя граница балтийской серии морфологически не всегда хорошо выражена.

Песчаники пограничных слоев (как венда та и кембия), согласно [1], атtestуются как силиты, аргиллиты – сиаллиты. Петрохимические модули, согласно [1], для венда и кембия находятся в пределах (соответственно): гидролизатный модуль – 0,059-0,19 и 0,043-0,283; алюмокремниевый – 0,046-0,182 и 0,023-0,199; титановый – 0,046-0,092 и 0,049-0,176; железистый – 0,043-0,634 и 0,055-1,442; модуль нормированной щелочности – 0,256-0,48 и 0,184-0,592; щелочной модуль – 0,095-1,089 и 0,163-1,044.

Для аргиллитов комаровских слоев каниловской серии (венд) распределение индекса зрелости пород CIA варьирует в пределах 76,3-79,8. Близкие значения индекса CIA в пределах 73,0-83,2 единиц отвечают аргиллитам хмельницкой свиты кембия. Это свидетельствует о том, что поступавший терригенный материал имел различную степень выветривания пород в источнике сноса, а также о нескольких источниках сноса и дальности их нахождения.

Индекс ICV со значением более 1 отвечает аргиллитам хмельницкой свиты (0,48-1,25 единиц), что свидетельствует о содержании в своем составе вулканогенного материала. Для аргиллитов комаровских слоев каниловской серии индекс зрелости осадков колеблется от 0,46 до 0,61.

Индекс выветривания CIW возрастает с ростом степени разложения исходных пород. Максимальную степень разложения исходных пород (88,4-98,0 единиц) имеют аргиллиты хмельницкой серии кембия. В верхах венда этот показатель соответствует 91,4-93,7.

Индекс PIA аргиллитов верхних слоев каниловской серии фиксируется в диапазоне от 89,9 до 92,3 единицы. Для хмельницкой серии кембия этот показатель колеблется от 50,0 до 97,1. PIA иллюстрирует различную степень преобразования плагиоклазов – чем больше значения индекса PIA, тем выше степень разложения плагиоклазов в области сноса и тем более гумидными были климатические обстановки в области питания. Высокие значения PIA указывают на то, что большая часть плагиоклазов трансформировалась в глинистые минералы.

Последующую эволюцию материала, поступающего в бассейн осадконакопления, можно проследить, используя диаграмму ФМ-НКМ [1]. В

поля аргиллитов с преобладанием монтмориллонита с примесью каолинита и в подчиненном количестве гидролсиоды (II), а также поле с преобладанием хлорита и примесью железистых гидрослюд (III) фиксируются точки аргиллитов хмельницкой свиты. В поле хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистого состава (V) попадают все фигуративные как каниловской серии, так и аргиллитов хмельницкой свиты.

Для восстановления химического состава исходного вулканогенного материала была применена TAS-диаграмма [5].

Для аргиллитов каниловской серии характерна группировка фигуративных точек в полях среднего и кислого составов (андезита и дацита). Для пород хмельницкой свиты характерно наличие вулканогенного материала основного, среднего и кислого составов (базальта, базальтового андезита, андезита и дацита).

При пересечении этой границы не отмечаются существенные изменения состава пород, их текстур и структур, диагенетической минерализации, то есть по характеру она менее контрастная, чем граница между сериями, подобна к границам между некоторыми свитами, имеет фациальную природу.

Формирование границы балтийской серии связано с незначительной структурной перестройкой бассейна осадконакопления, некоторыми изменениями режима осаждения кластики, но при этом изменилась область сноса, интенсивность химического выветривания, окраинный тип бассейна седimentации, который, очевидно, был тесно связан с геосинклинальным бассейном. Это предопределило слабую литологическую выраженность нижней границы балтийской серии в сравнении с границами других серий (могилев-подольской и волынской, могилев-подольской и каниловской).

ЛИТЕРАТУРА

1. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохими. С.-Сб.: Наука, 2000. 479 с.
2. Cox R., Lowe D. A. conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover // J. Sed. Res. – 1995. – Vol. A65. – P. 1-12.
3. Harnois L. The CIW index: A new chemical index of weathering // Sedimentary Geology // 1988. – Vol. 55. – P. 20-41.
4. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol. 1988. V. 58. P. 820–829.
5. Le Maitre R. W. (Ed), Streckeisen A., Zanettin B. et al. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press., 2002. – 236 p.
6. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. – 1982. – Vol. 299. – P. 715–717.
7. Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // Geology. – 1995. – Vol. 23. – P. 921-924.

К ВОПРОСУ О РОЛИ ГИДРОДИНАМИКИ В НАКОПЛЕНИИ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

А.Н. Стafeев, А.А. Суслова, А.В. Ступакова, Н.И. Коробова, Г.А. Калмыков,
Р.М. Гилаев, Н.О. Гречихина

МГУ имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия

Титон-нижний берриас в центральной части Западной Сибири выделяется в качестве глинистой высокоуглеродистой (до 25% ОВ) баженовской свиты мощностью в среднем 30 м. Для свиты характерно высокое содержание халцедона и опала (до 25%) и отсутствие песчано-алевритовых пород [1]. Свита накапливалась в относительно глубоководном (до 500 м) эпиконтинентальном море [1, 2]. На основе текстурного, циклического, фациального и палеогеографического анализа в порядке дискуссии рассматривается новый вариант морфологии дна, а также динамики морских течений Западно-Сибирского бассейна в титоне – раннем берриасе.

Геологическая обстановка. Вертикальные тектонические движения в титоне – раннем берриасе относительно слабо проявлялись в центральной и южной частях Западной Сибири. На западе региона они были существенными, и ярко протекали на северо-востоке. Относительно глубоководный Западно-Сибирский бассейн отделялся от мелководного Ямalo-Карского бассейна крупным северо-восточным Приуральско-Хатангским левым сдвигом. Рисунок сдвига выражен кулисным расположением антиклинальных складок (островов) вдоль северного крыла разлома (Мессояхская система поднятий). Вдоль южного крыла разлома протягивается кулисная система локальных сдвиговых малых бассейнов, которые устанавливаются по буровым и геофизическим данным. В Енисей-Хатангском прогибе цепочка локальных бассейнов прослеживается вдоль его южного борта. Сдвиговая природа разлома подтверждается близким соседством областей локальной складчатости и эрозии с областями быстрой седиментации.

В Западно-Сибирском бассейне, в условиях субширотного растяжения, вдоль западного и восточного склонов закладываются относительно глубоководные прогибы, а центральная часть бассейна остается мелководной, в ней происходят слабые разнонаправленные вертикальные движения. Бассейн в целом, на первом этапе испытывает регрессию на фоне увеличения контрастности рельефа дна. На восточном склоне Западно-Сибирского бассейна активизировался крупный Приенисейский сброс, западнее которого заложился меридиональный глубоководный Тазовский палеопрогиб, ограниченный с юго-запада малоамплитудным Надым-Караминским сбросом. Центральная часть бассейна представляла собой холмистое относительно мелководное плато, обрамленное конседиментационными прогибами. Малые глубины (50-200 м) накопления высокоуглеродистых фаций подтверждаются широким развитием штурмогенных отложений в баженовской свите [6].

Особенности строения разрезов и фациальные переходы. Мощность титона – нижнего берриаса во всех направлениях от центра бассейна возрастает, в разрезах появляются, а на большем удалении преобладают

небитуминозные породы. Особенно сильно мощность растет в северо-восточном направлении, в Большехетской впадине она достигает 400 м [4]. Здесь рисуется конус выноса, ориентированный своей вершиной в направлении цепочки малых бассейнов южного борта Енисей-Хатангского прогиба. В вершинной части конуса на фоне хаотической сейсмической записи на профилях ОГТ локализуются слоистые блоки толщиной до 50 и протяженностью до 1000 м, вероятно, это олистолиты среди подводно-оползневой массы. От вершины конуса до первых сотен км в Тазовском палеопрогибе прослеживаются меридиональные русловые тела. Они сложены алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. В разрезах отдельных скважин выделяется до 10-12 прослоев обломочных пород.

В области развития высокоуглеродистых фаций обычно выделяется от 2-3 до 5-7 (редко до 18-20) пачек [1], которые отличаются по степени битуминозности, карбонатности, кремнистости. На ряде площадей наблюдается чередование битуминозных и небитуминозных слоев толщиной от сантиметров до метров - до 70 слоев в неполном разрезе мощностью 12 м [7]. На микроуровне в аргиллитах баженовской свиты выделяются слои толщиной от 0,1 до 1 мм [7]. Быстрая фациальная изменчивость не характерна для глубоководных отложений и свидетельствуют скорее об относительной мелководности высокоуглеродистой баженовской свиты [5].

Гидродинамика. Разнообразные морские течения (донные, циклонические, штормогенные, мутьевые, апвеллинг) упоминаются во многих работах [1, 2], однако они рассматриваются в рамках традиционной «чашеобразной» модели морфологии дна Западно-Сибирского бассейна.

По нашему мнению, главный поток донного течения следовал по ложбине Тазовского палеопрогиба. Он мог давать восходящие струи в направлении холмистого плато, обеспечивая рассеянный апвеллинг и доставку к поверхности питательных веществ. Анаэробные условия, судя по наличию единичных высокоуглеродистых линз, были развиты в Тазовском палеопрогибе локально. На большей части дна этого прогиба были, вероятно, дизаэробные условия. Тазовский прогиб и прогибы вдоль западного склона Западно-Сибирского бассейна были своеобразными резервуарами, которые обеспечивали апвеллинговые зоны питательными веществами. Апвеллинг мог развиваться в направлении центральной части (холмистого плато) Западно-Сибирского бассейна за счет ветрового сноса вод из области мелководий.

Возобновление или резкое усиление стока по Енисей-Хатангской системе малых бассейнов (8-12 эпизодов – по количеству линз песчаников) в направлении Западно-Сибирского бассейна могло быть связано с fazами быстрого проседания северо-восточного «клина» между Приуральско-Хатангским сдвигом и Приенисейским сбросом. Одновременно с усилием стока и глубинной эрозии в каналах стока, с Мессояхской системы поднятий, вследствие сейсмических событий сходили олистостромы, которые возбуждали волны цунами. Цунамигенные течения инициировались на подходе волны к поднятиям, в ложбинах дна, по которым массы воды фокусировались, и «выплескивались» в «чашу» холмистого плато. Потоки воды взмучивали

котловины плато с сероводородным заражением и поднимали анаэробные воды к поверхности, вызывая заморы. Возможно, с такими этапами и связаны 2 горизонта рыбных темпеститов [6], а также хорошо отмытые косослоистые радиоляриты [3] и некоторые типы аномальных разрезов баженовской свиты. Эти события редки и не регулярны, чтобы связывать их со штормами. Штормы в условиях Западно-Сибирского бассейна, вероятно, приводили к формированию лишь микрослоистых пород.

Выводы. Предлагается новая модель морфологии дна Западно-Сибирского бассейна, в которой высокоуглеродистые отложения баженовской свиты, накапливались на относительно мелководном (до 200 м) холмистом плато, которое обрамлялось относительно глубоководными (до 500 м) прогибами. Такая модель позволяет дать новую интерпретацию структурно-фациальной зональности и наметить новые направления поисков нефти и в высокоуглеродистых фациях, и в относительно бедных органикой отложениях титона – нижнего берриаса Западной Сибири.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брадучан Ю.В., Гольберт А.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А., Булынникова С.П., Климова И.Г., Месежников М.С., Вячкileва Н.П., Козлова Г.П., Лебедев А.И., Нальняева Т.И., Турбина А.С. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность). Новосибирск: Наука, 1986. 160 с.
2. Захаров В.А. Условия формирования волжско-берриасской высокоуглеродистой баженовской свиты Западной Сибири по данным палеоэкологии // Эволюция биосферы и биоразнообразия. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2006. С. 552-568.
3. Коробова Н.И., Макарова О.М., Калмыков Г.А., Петракова Н.Н., Юрченко А.Ю., Шарафутдинов В.Ф., Корост С.Р., Калабин В.В. Основные типы разрезов нефтеносной баженовской свиты на северо-востоке Сургутского свода // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология, 2015. № 5. С. 54-61.
4. Найденов Л.Ф., Репин Ю.С., Колпенская Н.Н. Новые материалы по биостратиграфии верхней юры и нижнего мела севера Западной Сибири. // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. V Всероссийское совещание: научные материалы. Екатеринбург ИздатНаукаСервис, 2013. С. 152-156.
5. Фомичев А.С. Глубина и продуктивность баженовского моря // Горные ведомости, 2006. С. 19–26.
6. Щепетова Е.В., Панченко И.В., Барабошкин Е.Ю. «Рыбные» темпеститы в углеродистых отложениях баженовского горизонта и палеобатиметрия баженовского моря Западной Сибири // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Шестое Всероссийское совещание: научные материалы. Махачкала: АЛЕФ, 2015 С. 320-324.
7. Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н., Жигульский И.А. Особенности литологического состава основных типов разрезов баженовской свиты // Геология нефти и газа, 2015. № 6. С. 96-106.

СТРОЕНИЕ ТИТОН БЕРРИАССКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА Р. ТОНАС (ВОСТОЧНЫЙ КРЫМ)

А.В. Туров, Г.В. Агафонова, А.О. Андрухович
МГРИ-РГГРУ, Москва, Россия

Введение. Титон-берриасские отложения получили широкое распространение в Восточном Крыму, где участвуют в строении Восточнокрымского прогиба (синклиниория, по М.В. Муратову [7]). Ядро прогиба сложено известняково-глинистыми флишоидными (флишевыми?) образованиями титон-берриасского возраста, протягивающимися субширотно между восточной окраиной Караби-яйлы и Феодосией, а его обрамление на севере (гора Агармыш и др.) и западе (нагорье Караби-яйла, другие Восточно-крымские яйлы) – массивными и слоистыми известняками, в строении которых кроме биогермных массивов принимают участие разнообразные структурные типы известняков. Яйлинские известняки одновозрастны флишоидной толще.

Общая характеристика «верхнеюрского флиша» Восточного Крыма дана в работах А.С. Моисеева [5] и М.В. Муратова [7]; наиболее подробное его описание приведено М.В. Муратовым [6], а позднее его сотрудником И.В. Архиповым [3]. Дальнейшие исследования этих отложений имели стратиграфическую направленность, что связано с попытками установить в Восточном Крыму положение границы юры и мела. Среди современных стратиграфических исследований следует отметить работы, проводимые В.В. Аркадьевым [2], посвященные разработке стратиграфической схемы берриасского яруса Горного Крыма. Новые данные по седimentологии пограничных отложений юры и мела в окрестностях Феодосии опубликованы в комплексной литолого-стратиграфической работе А.Ю. Гужикова и др. [4].

В Восточном Крыму известны два опорных разреза титон-берриасских флишоидных отложений, расположенные в окрестностях Феодосии и западнее, в долине р. Тонас. Тонасский разрез более фрагментарный, слабо охарактеризован фаунистически и менее полный в стратиграфическом отношении. В то же время он интересен тем, что расположен у северо-восточного подножия Караби-яйлинского нагорья, поверхность которого бронируется одновозрастными биогермными известняками. Именно здесь, на западном склоне долины р. Тонас М.В. Муратовым [6] описан фациальный переход от «флиша (глины с прослойами известняков) к сплошным яйлинским известнякам», совершающийся на расстоянии 1—2 км за счет увеличения мощности известняковых прослоев в глинах и соответственно выклинивания разделяющих их глинистых горизонтов. Приближенность известняково-глинистых отложений тонасского разреза к яйлинским известнякам имеет большое значение для установления обстановок седиментации флишоидных отложений Восточного Крыма.

Тонасский разрез расположен южнее пос. Красноселовка вдоль трассы Белогорск-Приветное. Нижняя часть разреза обнажается в левом борту долины р. Тонас, верхняя, большая, – в выемке шоссейной дороги, расположенной на правом борту долины. Наиболее подробное описание разреза и его

биостратиграфическое расчленение приведено в статье В.В. Аркадьева и др. [1] и коллективной монографии [2]. Выделенные в разрезе пачки обычно хорошо узнаваемы, вплоть до отдельных пластов, что позволило нам использовать его в качестве стратиграфической основы при проведении литологических исследований.

В целом разрез представлен толщей (более 430 м) цикличного переслаивания известняков и глин в разной степени известковистых. Пачкой (50 м) «массивных рифогенных (водорослевых, коралловых)» известняков разрез разделен на две неравные части: его нижняя часть (130 м), в кровле которой залегают указанные рифогенные известняки, отвечает титону, верхняя (более 300 м), начинающаяся с базальных конгломератов, – зоне *jacobi* берриасского яруса [1].

Анализ разреза. Изучение горных пород, слагающих разрез, в обнажениях и шлифах позволило выделить следующие структурные типы известняков:

Известняк пелитоморфный глинистый с редкой алевритовой примесью (до 5%), со шламом, мелким детритом, биотурбированный, иногда с деформированной первичной структурой.

Известняк мелкообломочный песчаный с редкой песчано-алевритовой примесью (до 5%), сложен обломками пелитоморфных известняков, створками раковин, обломками иглокожих, раковинами мелких фораминифер, в разной степени гранулированных, водорослевыми остатками, цианобионтными онколитоподобными образованиями. Размер обломков составляет 0,06—1,3 мм, преобладают 0,12—0,3 мм. Обломки сгружены, цемент – яснокристаллический кальцит (10—12%).

Известняк мелкообломочный с песчано-алевритовой примесью (до 15%), в обломках – органогенные частицы и обломки известняков. Терригенная примесь представлена обломками кварца, кварцитов, эффузивов, редкими лейстами мусковита.

Известняк мелкообломочный песчаный с редкими гравийными обломками, песчаный материал, разнозернистый (от тонко- до крупнозернистого), несортированный; в обломках – створки раковин, иглокожие, мелкие фораминиферы водорослевые остатки. В обломках гравийной размерности – известняки пелитоморфные, мелкообломочные; цемент – яснокристаллический кальцит (15—20%).

Известняк обломочный песчано-гравийный несортированный. В обломках известняки пелитоморфные, обломочные. Среди органогенных частиц выделяются крупные водорослевые фрагменты, иглокожие, раковины фораминифер, губки, цианобионтные онколитоподобные образования. Обломки в разной степени окатанные, частично покрыты цианобионтными корками, в разной степени гранулированные; цемент – яснокристаллический кальцит (10—15%). Среди известняков этого типа встречаются разности, содержащие обломки (1—4 см) коралловых колоний с цианобионтными корками. Между гравийными располагаются органогенные обломки и обломки известняков песчаной фракции.

Известняковая конгломерато-брекчия массивная, неслоистая, сложена крупными (10—40 см), плохо сортированными, плохо окатанными обломками, состоящими из обломков коралловых колоний, с наростами цианобионтных корок, обломками известняков пелитоморфных и органогенно-обломочных. Между крупными обломками располагаются органогенные обломки и обломки пелитоморфных известняков гравийной и песчаной фракции (Рис. 1). В цементе пелитоморфный кальцит или доломит микрокристаллический, ожелезненный.

Кроме известняков к главным компонентам рассматриваемой толщи относятся глины.

Глины – известковистые (до 30%), алевритистые (до 10%), плитчатые и тонкоплитчатые, иногда оскольчатые, часто биотурбированные, в нижней части разреза с растительным детритом, в верхней – с многочисленными ходами илоедов.

Данные породы встречаются в разных сочетаниях, образуют циклиты нескольких типов и порядков. Наиболее распространенным являются циклиты (1 тип), представленные переслаиванием мелкообломочных известняков и известковистых глин. Циклиты 1 типа разделены на 3 подтипа – 1а, 1б, 1в. В циклитах 1а известняки образуют слои дециметровой мощности (0,1—0,5 м), чередуясь в разрезе с глинами примерно такой же мощности (0,3—0,5 м) (Рис. 2, 3). В циклитах 1б известняки представлены тонкими прослоями (0,05—0,15 м), которые залегают внутри глинистых пачек мощностью 4—8 м, а в верхней части разреза – до 15—18 м (Рис. 2). Границы между слоями обычно отчетливые, резкие. Еще одной разновидностью циклитов 1 типа являются циклиты 1в, в которых на органогенных известняках залегают слои известняков пелитоморфных глинистых (0,1—0,25 м), завершают разрез циклита этого подтипа глины известковистые. Границы между ними постепенные. По-видимому, к циклитам 1в следует относить циклиты, сложенные мелкообломочными и пелитоморфными глинистыми известняками. Глины в них редуцированы, а, возможно, и размыты.

Полные циклиты 2 типа образованы последовательностью (снизу вверх): известняковая конгломерато-брекчия – известняки обломочные песчано-гравийные – известняки мелкообломочные песчаные – известняки пелитоморфные глинистые – глины известковистые. В циклитах этого типа нижний компонент, как правило, отсутствует, и циклиты начинаются с известняков песчано-гравийной структуры. Встречаются циклиты, в которых отсутствуют один или два верхних компонента. Имеются циклиты, в которых на обломочных песчано-гравийных известняках залегают известняки пелитоморфные глинистые. Внутри полных циклитов границы между компонентами постепенные, наблюдается нормальная градационная текстура (Рис. 4). При отсутствии в циклитах пелитоморфных глинистых известняков границы между обломочными известняками и глинами всегда резкие.

В циклитах этого типа нижние 3 компонента образуют хорошо заметные, выделяющиеся в рельефе, обособленные пачки, залегающие среди глин. Мощности слоев известняков – дециметровые (0,2—0,6 м), реже больше. Мощность пачек, образованных известняками, обычно 1—3 м.



Рис.1. Известняковая конгломерато-брекчия.
Берриасс. Правый борт долины р. Тонас, над шоссе.



Рис.2. Циклиты типа 1а (вверху) и 1б (внизу) в титонских отложениях.
Левый борт долины р. Тонас.



Рис. 3. Циклита типа 1а в отложениях берриасса.
Правый борт долины р. Тонас, над шоссе.



Рис.4. Два циклита 2 типа. В верхнем циклите – отчетливая градационная слоистость. Берриасс. Правый борт долины р. Тонас, над шоссе.

Наблюдаются случаи редуцированных циклитов с выпадением верхних компонентов – нижний циклит образован известняковой брекчиеи и песчано-

гравийными известняками, на которых снова залегает известняковая брекчия верхнего циклита (Рис.4).

Выводы.

1. Изученные циклиты представляют собой сочетание гравитационных и гемипелагических отложений. К гравитационным отложениям относятся нижние элементы циклитов, образованные обломочными известняками, к гемипелагическим – верхние, сложены глинами известковистыми и известняками пелитоморфными глинистыми. Гравитационные отложения представлены карбонатными турбидитами русловых потоков (циклиты 2 типа) и межрусовых зон (циклиты 1 типа). Полученные результаты хорошо согласуются с данными [4] об условиях формирования одновозрастных отложений в окрестностях г. Феодосия.
2. Формирование флишоидных отложений р. Тонас происходило в пределах нижней части крутого склона карбонатной платформы, которая существовала в титон-берриасское время на месте Восточно-крымских яйл. В этой относительно глубоководной части бассейна накапливались гемипелагические глинистые илы, что привело к формированию преимущественно глинистой по составу толщи.
3. С карбонатной платформы регулярно выносился скапливающийся на ее поверхности мелкообломочный материал (главным образом, продукты размыва рифовых известняков), который в итоге накапливался в нижней части склона платформы, образуя тонкие слои и прослои турбидитов в глинах. Эти процессы сформировали наиболее распространенные циклиты 1 типа.
4. Временами с платформы выносился более крупный обломочный материал, что привело к формированию русловых турбидитов (циклиты 2 типа).

ЛИТЕРАТУРА

1. Аркадьев В.В., Богданова Т.Н., Лобачева С.В. Новые данные по биостратиграфии берриасских отложений бассейна р. Тонас (Горный Крым) // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии // Сборник статей 2-го Всероссийского совещания. – СПбГУ, Санкт-Петербург, 2005.
2. Аркадьев В.В., Богданова Т.Н., Гужиков А.Ю. и др. // Берриасс Горного Крыма. – Санкт-Петербург, Изд-во «ЛЕМА», 2012.
3. Архипов И.В. Кимеридж-титонский флиш Горного Крыма и условия его образования // Изв. Вузов. Геология и разведка, 1958, № 6.
4. Гужиков А.Ю., Аркадьев В.В., Барабошкин Е.Ю. и др. Новые седimentологические, био- и магнитостратиграфические данные по пограничному юрско-меловому интервалу Восточного Крыма (г. Феодосия) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2012, т. 20, № 3.
5. Моисеев А.С. Основные черты строения Горного Крыма. Тр. Ленингр. об-ва ест., № 1, 1935.
6. Муратов М.В. Геологический очерк восточной оконечности Крымских гор // Тр. МГРИ, т. VII, 1937.
7. Муратов М.В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран // Тектоника СССР, т. 2. Изд. АН СССР, 1949.

УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ И ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ КВАРЦЕВЫХ ДОЛЕРИТОВ ШТОКА Г. КРЕМЕННАЯ (ГОРНЫЙ КРЫМ)

В.А. Утенков, К.Г. Ерофеева
РГГРУ им. С.Орджоникидзе, Москва, Россия

Шток среднеюрских кварцевых долеритов, расположенный в окрестности с. Прохладное Бахчисарайского района Крыма (г. Кременная), залегает в практически неизменённых аргиллит-алевролитах юры. Его видимый диаметр около 40 м. Центральная часть штока сложена однородными тёмными (голубовато-серыми) массивными мелкозернистыми кварцевыми долеритами. Зона эндоконтакта узкая и представлена светлой кремово-серой породой с явными признаками аргиллизации. В шлифах породы центральной части сильно изменены, хотя и в меньшей степени, чем в зоне эндоконтакта.

Породы штока в его центральной и краевой частях различаются по структуре и, отчасти, по составу: в центре - кварц (~10%), плагиоклаз (~55–60%), апатит (сл.), септехлорит по цветным минералам (~10%), каолинит по стеклу (~5%), кальцит по всем минералам (~15%), рудный минерал – до 5%; на краю - кварц (~10%), каолинит по стеклу (50–60%), гидрослюды (вместе с каолинитом) по плагиоклазу (~5–10%), псевдоморфозы по цветным минералам (гематит и лимонит, карбонаты) (~20–30%), апатит (сл.).

В центре штока, где степень поздних изменений более слабая, на фоне основной массы выделяются изометричные включения размером ≤0,5 мм, состоящие из кварца и плагиоклаза. Кварц, составляющий основу включений, образует агрегат 4–6 зёрен с ровными и даже прямолинейными границами. На периферии включений присутствуют идиоморфные лейстовидные кристаллы плагиоклаза (андезин-лабрадор № 50) длиной 0,1–0,3 мм (рис.1).

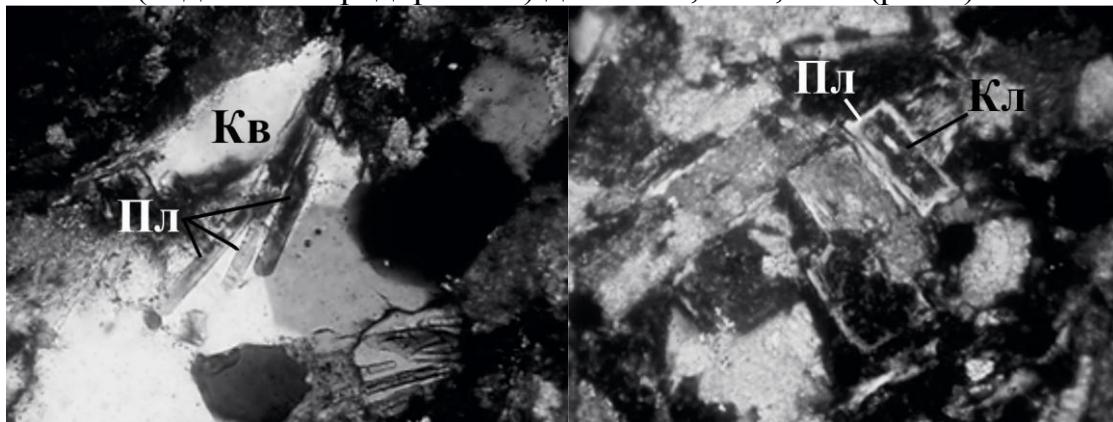


Рис.1. Лейсты плагиоклаза (Пл) в кварце (Кв). Рис. 2. Каолин (Кл) в центре плагиоклаза (с анализатором, об. 40^x)

В основной массе кварц отсутствует, и преобладают мелкие широкие таблички плагиоклаза (<0,1 мм), разделённые каолинитом по стеклу. Встречаются таблицы плагиоклаза, центральная зона которых полностью замещена каолинитом и от плагиоклаза остаются только узкие краевые футляры (рис. 2). Очевидно, что каолинитом замещается более основной плагиоклаз, в котором больше Al. Для плагиоклаза № 50 реакция имеет вид:



Это кислотная реакция (протоны слева) и одновременно гидролиз с выделением тепла, направленным против общего снижения температуры. Так же, это десиликация, которая протекает по механизму диффузии [2] с уменьшением объёма твёрдых фаз ($\Delta V = -26,0 \text{ см}^3/\text{моль}$) и увеличением пористости. Этим же способом цементирующее стекло замещается каолинитом. Поэтому сохраняются форма плагиоклаза и общая структура основной массы.

Увеличение пористости породы имеет весьма существенное значение, так как снимает противоречие между диффузионной десиликацией и видимым отсутствием окварцевания. Вместе с появлением дополнительных каналов кремнекислый раствор перестаёт быть застойным и приобретает мобильность, перемещаясь в область низкого флюидного давления.

По мере расхода кислотного потенциала раствора в диффузионной реакции и при понижении температуры начинается массовое щелочное замещение всех минералов кальцитом, в том числе и кварца (рис. 3) уже с увеличением объёма ($\Delta V = +13,2 \text{ см}^3/\text{моль}$):

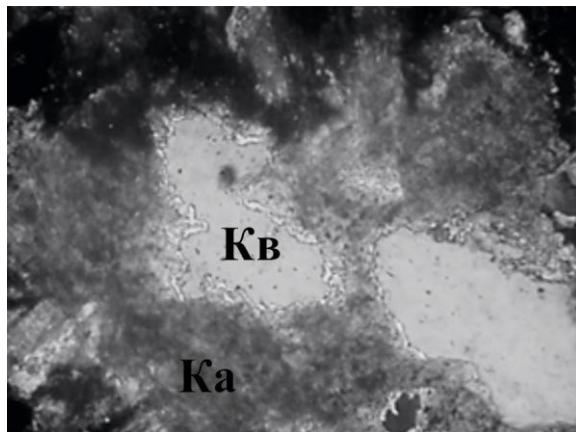
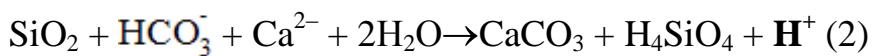
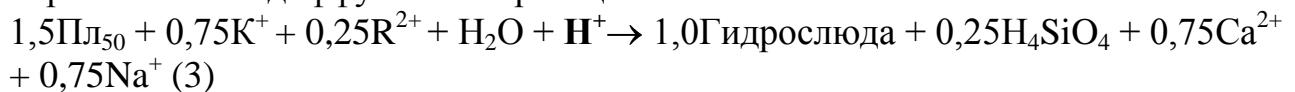


Рис. 3. Замещение вкрапленника кварца (светлое) кальцитом (Ка). С анализатором, об. 40^х

На краю штока кварцевые долериты изменены гораздо сильнее. Тем не менее, видна разница с центральной частью по соотношению первичных минералов. Здесь кварц образует не скопления зёрен, а отдельные мелкие овальные зёрна без сопутствующего плагиоклаза. Присутствует большое количество псевдоморфоз вторичных рудных минералов (гематита, лимонита) по первичным цветным минералам (судя по форме, – пироксенам). В основной массе гораздо больше каолинита по стеклу, внутри которого различаются псевдоморфозы гидрослюды по мелкому плагиоклазу (рис. 4 а, б), образованные в диффузионной реакции:



Состав гидрослюды принят по [3]: $K_{0,75}(Al_{1,75}R^{2+}_{0,25})Si_{3,5}Al_{0,5}O_{10}(OH)_2$. В реакции (3) требуется меньше воды, чем в реакции (1), и она менее кислотная. То есть эта реакция более высокотемпературная, чем первая. По-видимому, общий тренд снижения температуры поздних изменений направлен от периферии штока к центру. Судя по обилию изменённого стекла у края штока, расплав здесь разогревался ещё на магматической стадии.

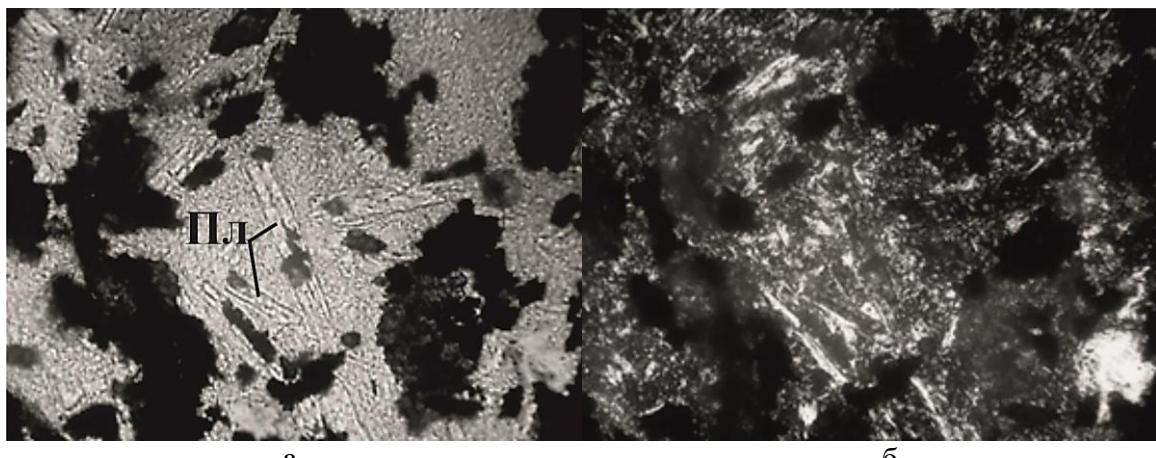


Рис. 4. Теневая структура основной массы: а) лейсты плагиоклаза в стекле (без анализатора), б) гидрослюд по лейстам плагиоклаза и каолинит по стеклу (с анализатором). Об. 40^х.

Вслед за образованием гидрослюды по плагиоклазу и каолинита по стеклу у края штока также идёт массовая карбонатизация. Но она, судя по зональности агрегатов, смещена в сторону образования Ca-Mg-Fe-карбонатов, дающих зональные гнёзда с внутренними пустотами, выстланными радиально-лучистым арагонитом. Позднешелочные условия приводят к гематитизации десилицированных псевдоморфоз по пироксену.

Итак, породы штока краевой части отличаются большей степенью вторичных изменений и другим соотношением количества псевдоморфоз по цветным минералам и плагиоклазу. Таким образом, у края штока было явно меньше плагиоклаза, чем в центре, но больше цветных минералов и стекла (превращённого в каолинит).

Сравнение химического состава кварцевых долеритов в центре (1а) и на краю (1б) штока, а также вмещающих аргиллит-алевролитов (1в и 1г) по результатам рентгеноспектрального анализа без CO₂ (ВИМС) показывает, что кварцевый долерит у края штока (1б) намного богаче Al и беднее Mg, чем в центре (1а):

№№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	Σ
1а	46,8	0,7	17,4	9,8	0,15	3,8	8,6	3,0	0,27	0,08	<0,01	90,6
1б	47,4	0,7	21,7	9,3	0,2	0,7	10,0	2,74	0,3	0,08	<0,01	93,84
1в	65,8	0,8	21,5	4,7	0,04	1,0	1,4	0,91	3,2	0,06	<0,01	99,41
1г	64,2	0,8	20,5	5,2	0,06	0,7	1,6	0,94	3,11	0,07	<0,01	97,18

Недостаток в сумме (пробы 1а и 1б) связан с обилием вторичных карбонатов. Низкое содержание SiO₂, не соответствующее кварцевым долеритам, по-видимому, связано с выносом кремнезёма в форме H₄SiO₄ за пределы штока при аргиллизации.

Несмотря на массовую аргиллизацию кварцевых долеритов ($\leq 300^{\circ}\text{C}$) можно оценить *P-T*-условия кристаллизации. Высокое содержание Al в пробе 1б соответствует значительно большему количеству каолинита и, следовательно, большему количеству вулканического стекла в краевой зоне штока. Неполная раскристаллизация расплава у границы штока выражается также в том, что во вкрапленниках нет плагиоклаза, а есть только кварц, причём

не в скоплениях, а в рассеянных зёдрах. Это прямо связано с большей сухостью расплава у границы штока. Если допустить, что у границы штока значение P_{H_2O} составляет 1 кб, а в центре – 2 кб, то T у границы будет соответствовать величине $\geq 1100^\circ$, а в центре -900°C [5].

Отсюда следует, что зональность штока (центр – край) возникает из-за краевой дегазации расплава, но не краевого охлаждения. Последнее подтверждается тем, что вмещающие аргиллит-алевролиты на контакте (1в) и на удалении от контакта (1г) практически не изменены. Уменьшение флюидного давления (декомпрессия) в расплаве на краю штока при отсутствии отвода тепла во внешнюю зону ведёт к адиабатическому разогреву расплава [1]. Соответственно, теплоотвод был направлен внутрь штока, где наблюдается более полная раскристаллизация расплава. Вероятно, горизонтальная зональность распределения воды с увеличением её концентрации в расплаве от края к центру является особенностью штоков. Подобным примером служит Узунжальский гранитный шток в Центральном Казахстане [4].

Выводы

1. Кристаллизация в штоке кварцевого долерита протекала по механизму адиабатической декомпрессии с осушением и разогревом расплава краевой зоны.
2. Результатом является обилие изменённого стекла в краевой части и более полная раскристаллизация в центре штока.
3. Кислотная аргиллизация пород представляет диффузионную десиликацию, но SiO_2 как вполне подвижный компонент-минерал удаляется из-за усадки объёма.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В. Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. М.: Наука, 1990.–346 с.
2. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982.–103 с.
3. Метасоматизм и метасоматические породы. М.: Научный мир, 1998.–492 с.
4. Утенков В.А., Третьяков А.А.. Порфировидные граниты позднерифейского узунжальского комплекса (Центральный Казахстан) и причины возникновения монцоструктур // Бюлл. МОИП, отд. геол. 2011. Т. 86. В. 6. С. 51 – 63.
5. Yoder H.S. Albite–Anorthite–Quartz–Water at 5 kb // Carnegie Institution of Washington.– Year Book 66 (1966 – 1967).P. 477–478.

ВОРОБЬЁВЫ ГОРЫ – ИСТОРИЧЕСКОЕ МЕСТО МОСКОВСКОЙ ГЕОЛОГИИ: НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ЮРСКО- НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

А.А. Школин¹, С.Ю. Маленкина²

¹ ФГУНПП «Аэрогеология», Москва, Россия

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

Воробьёвы (или Ленинские) горы (ВГ) – один из живописных парков по правому берегу р. Москвы в черте города. Крутой, местами залесенный, склон (с перепадами высот до 70 м) со своеобразным грядово-оползневым рельефом, обусловленным широко развитыми песчаными нижнемеловыми отложениями, перекрывающими более глинистые юрские слои, популярное и любимое место экскурсий и отдыха москвичей, весьма интересен в геологическом отношении. Великолепные обнажения, большей частью утраченные ныне (особенно в связи с реконструкцией территории в 50-60-е гг. XX в.), а также ископаемая фауна, еще с сер. XIX в., изучались многими исследователями (Рулье, 1845; Rouillier, 1846; Мурчисон и др., 1849; Траутшольд, 1870; Nikitin, 1877; Никитин, 1888, 1890; Павлов, 1890, 1965; Pavlow, 1890; Розанов, 1909; Герасимов, 1969, 1971 и др.). Эти разрезы сыграли большую роль в построении современной стратиграфии юрско-меловых слоев в Подмосковье: установление границы между системами, точного возраста «воробьёвских песчаников» – готерива и белых «воробьёвских песков» – апта. Изучение обнажений у «Андреевской Богадельни», позволило А.П. Павлову построить знаменитый профиль, демонстрировавшийся на экскурсии Международного Геологического Конгресса (Nikitin, 1897). Кроме береговых, на отмели в русле р. Москвы были «выжатые» оползнями выходы оксфорда-средней волги, богатые ископаемыми. Наиболее полный и поныне актуальный очерк геологии и стратиграфии ВГ выполнен Б.М. Даньшиным (1937). Он включал описания многих обнажений, в результате чего, «..тогда только, впервые за 100 лет изучения Ленинских гор, непрерывно один за другим уложились все слои неокома от апта до нижневолжского яруса». С начала XX в., особенно с 30-х гг., и по настоящее время это объект интенсивного инженерно-геологического изучения (методом бурения), в связи с оценкой устойчивости оползневого склона для различного строительства (Павлов, 1911; Корчебоков и др., 1938; Чуринов, 1957; Котлов, 1962; Кюнцель, 1965; Алексеев, 2016 и др.). В результате этих многолетних работ выявлены общие черты геологии ВГ, особенности строения, как коренного склона, так и участков пород, перемещенных оползнями к руслу реки (вал выдавливания юрских глин). Таким образом, хотя основные черты геологии и стратиграфии юры-мела здесь установлены сравнительно точно уже давно, стратиграфическая основа явно устарела. Современного подробного расчленения этого разреза на региональные единицы (свиты и толщи) до сих пор сделано не было, за исключением отдельных интервалов юры (Устинова, 2009).

Летом 2015 г. авторы принимали участие в детальном изучении керна буровых скважин (более 25 шт.), пробуренных Мосгоргеотрестом с инженерно-геологическими целями в центральной части ВГ, от смотровой площадки и до

пристани на р. Москве. Предварительный анализ этого большого материала (включая сборы фауны, в т.ч. аммонитов) позволил нам впервые составить полный сводный разрез юры-мела, расчлененный на свиты (толщи) в соответствии с современными схемами Русской платформы (Олферьев, 2012, 2013; Унифицированная.., 1993, 2012). В целом, общая последовательность и мощности отложений этого разреза схожи с другими в Подмосковье, особенно Теплым Станом, но для некоторых интервалов (волжский ярус) есть и отличия.

Разрез юры начинается отложениями **келловейского яруса**. В основании, на карбоне (отм. 79,5-81 м) развит прослой (до 15 см) темной глины с мелкой дресвой известняка, в кровле сс строматолитами (**люблинская** т.?). Выше – пачка буровато-серых глин, с обильной ожелезненной галькой известняка и кремня (до 0,3-0,5 м) **великодворской** св., переходящих выше в глины серые, зеленовато-серые, мергелистые, с железистыми оолитами и пизолитами, прослоями оолитового мергеля (до 3,5-4 м) (**подосинковская** св.). Они постепенно вверх переходят в глину серую, алевритовую, с обильным детритом раковин и фораминиферами, и характерными аммонитами среднего оксфорда. (до 1-1,2 м) **ратьковской** св. Мощность пачки глин келловей-оксфорда здесь от 5-5,5 м. возрастает до 8,7 м на соседних участках, с появлением в низах разреза оолитовых песков **криуцкой** св. (Устинова, 2009). Выше (отм. 84-85–до 103-104 м) с размывом залегает выдержанная толща глин верхнего оксфорда (18-19 м), в составе 3 свит, с характерными аммонитами. **Подмосковная** св. – пачка глин темно-серых и черных, плотных, слюдистых, слоистых и сланцеватых, стяжениями и плитками пирита, фосфоритами, в нижней части – с прослоями сланцев (6,5-7 м), с *Amoeboceras ilovaiskii* (Sokolov). **Коломенская** св. – глины серые и светло-серые, сильно алевритовые, слюдистые, известковые, с ходами илоедов (фукоидные), внизу с мелкими фосфоритами, вверху с гнездами зеленого глауконита (5,3-5,6 м), с крупными *Perisphinctes*, *A. alternoides* (Nikitin), *A. serratum* (Sowerby). **Макарьевская (ермолинская)** св. – глины черные, плотные, слоистые, сильно слюдистые, часто с обильным пиритом (рыхлые, либо плотные стяжения), аммонитами (разные виды *Amoeboceras*), близ кровли – со скоплениями крупных раковин двустворок (5,5-6,5 м).

Для залегающих выше с резким размывом отложений **волжского яруса** (общей мощностью ок. 25 м) в нижней части характерно выдержанное строение. В основании – глинистые и песчанистые алевриты, внизу с фосфоритовой черной галькой, в кровле - прослоем плотных фосфоритов с аммонитами зоны Panderi (0,7-0,8 м) **братеевской** т. (ранее **костромской** св.). Вышележащая **Мневниковская** св. (зона *Virgatus*) - внизу сложена глауконитовыми зелеными песками с фосфоритами и белемнитами (до 0,7-0,9 м) **егорьевской** т., Выше они переходят в пачку глин **филёвской** т. (ок. 6 м), внизу – черных плотных слюдистых, слоистых, со стяжениями пирита, белемнитами, характерными аммонитами (*Virgatites*), вверху зеленоватых, алеврито-песчанистых. Выше, с отм. 110-111 м, с размывом залегают уже песчаные пачки. **Лопатинская** св.: внизу (до 3-3,5 м) – зеленые глауконитовые пески и алевриты, с мелкими песчаными фосфоритами, прослоем темной глины, детритом раковин и ископаемыми, в т.ч. белемнитами и аммонитами

(зоны Nikitini, Fulgens); вверху – прослой песка зеленовато-серого с обильными фосфоритами (до 1-1,2 м) с частыми бухиями и аммонитами (зона Subditus). Общая мощность до 4,5-4,7 м. Верхи волжских отложений, здесь отличаются неустойчивым строением. Зеленые пески, с фосфоритами в скважинах наверху склона, сменяются выше характерной мощной толщей (от 9 до 13 м) зеленовато-серых мелкозернистых песков сильно слюдистых, глауконитовых, алевритовых, с тонкими (до ленточных) прослойками черной слюдистой глины, без ископаемых (редко белемниты), которой мы здесь предлагаем дать наименование Воробьёвогорской толщи. Местами в верхней части здесь развиты ожелезненные слюдистые желтые и бурые пески (до 6-7 м) кунцевской (?) св. Ожелезненный песчаник кунцевской св. с фауной низов зоны Nodiger ранее наблюдался в выходе ниже по реке, у «Андреевской богадельни». Точные взаимоотношения и последовательность фациально изменчивых пачек верхов волжских отложений на ВГ, и во всем Подмосковье, нуждаются в уточнении.

Выше прослоя черных окатанных фосфоритов (отм. 127-128 м), отделяющих здесь, по Б.М. Данышину, юру от мела, залегают песчаные пачки «неокомского яруса» (теперь готерив): Дьяковская св. – пески глауконитовые, глинистые, характерной ярко-зеленой окраски (3,5-4 м) и очень сходные с такой же пачкой в р-не Коломенского. Савельевская св. – пески черные алевритовые, местами с фосфоритами (3-3,7 м). Выше они переходят в пачку темных песков несортированных, до грубозернисто-гравелистых, с окатанными зернами кварца, с включениями глин, со стяжениями песчаника, светлого карбоната, пирита и фосфоритами (3,5-до 4,2 м) гремячевской св. Определенных ископаемых в керне не встречено. Точно установлено, что этому интервалу отвечает пачка грубых железистых «воробьевских песчаников» с неокомскими (верхнеготеривскими) аммонитами (Pavlow, 1890; Барабошкин, 2015). По-видимому, эти песчаники образуют здесь линзовидные тела (не встреченные в скважинах), а их перемещенные оползнями выходы и находились в центре Воробьевых гор. Другие находки этих аммонитов в гремячевской свите также известны в Подмосковье (Герасимов, 1971; Школин, Маленкина, 2015). Выше – пачки черных сажистых глин с пиритом и прослойками песка (до 1,7 м) котельниковской св., и песков глинистых ожелезненных (1-2 м) бутовской св. В составе залегающей в кровле меловых отложений мощной (более 20 м) толще «воробьевских песков» апта выделяются свиты: Икшинская – белые и желтоватые слюдистые кварцевые пески с тонкими прослойками глин (14-16 м), ворохобинская – буроватые и сиреневые глины и пески рябцеватые ожелезненные, местами грубые, с включениями лимонитов (6-7 м), и волгушинская – глины и пески желтые и бурые разнозернистые, с прослойками глин (6,5-7 м). Разрозненные выходы этих аптских песков наблюдались нами кое-где по склонам оползней и оврагов. Завершает разрез сложно построенная толща (более 20 м) четвертичных (плейстоценовых) отложений.

В заключении приносим глубокую благодарность инженерам и руководству Мосгоргеотреста за возможность изучить керны скважин.

СОДЕРЖАНИЕ

Т.А. Афанасьева. ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕГО КАЙНОЗОЯ НА ЕВРОПЕЙСКОМ СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ	3
В.Н. Беньяковский. ШАГИ ПО СОЗДАНИЮ АКТУАЛИЗИРОВАННОЙ СХЕМЫ ПАЛЕОГЕНА ВОРОНЕЖСКО-ПРИДОНЕЦКОГО РЕГИОНА	7
В.Н. Беньяковский, Л.Ф. Копаевич. ПРЕДЛОЖЕНИЯ ПО СВИТНОМУ РАСЧЛЕНЕНИЮ КОНЬЯК-КАМПАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕЛОГОРСКОГО РАЙОНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО КРЫМА В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ ПО ОПОРНОМУ РАЗРЕЗУ АЛАН-КЫР	10
Н.Ю. Брагин. РАДИОЛЯРИИ СРЕДНЕГО ТРИАСА РАЗРЕЗА МАМАЗАИРБУЛАК (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ ПАМИР)	13
Л.Г. Брагина. ЗОНАЛЬНАЯ СХЕМА ВЕРХНЕГО АЛЬБА-САНТОНА ТЕТИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ ЕВРАЗИИ ПО РАДИОЛЯРИЯМ	14
Е.А. Бровина, М.С. Карпук, Е.М. Тесаков. СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РАЗРЕЗОВ ПАРТИЗАНСКОЕ И КРАСНАЯ ГОРКА (ЮЗ КРЫМ) ПО НОВЫМ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ	15
А.П. Васина, Е.С. Голинец, В.Н. Комаров. О КСЕНОМОРФНЫХ ПЛОЩАДКАХ ПРИКРЕПЛЕНИЯ У <i>GRYRNAEA DILATATA</i> SOWERBY ИЗ ОКСФОРДА НИЖНИХ МНЕВНИКОВ (г. МОСКВА)	18
В.С. Вишневская. ВОЗРАСТ НЕФТЕМАТЕРИНСКИХ КРЕМНИСТО-КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ НА ОСНОВЕ РАДИОЛЯРИЕВОГО АНАЛИЗА	22
В.С. Вишневская, А.С. Алексеев, В.А. Юдин. ТРИАСОВЫЕ, ЮРСКИЕ И МЕЛОВЫЕ РАДИОЛЯРИИ В КРЕМНИСТЫХ ПОРОДАХ КРЫМСКОГО ПОЛУОСТРОВА, ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ	25
Е.Ю. Горюнов. СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЮРСКОЙ БАРЬЕРНОЙ РИФОВОЙ СИСТЕМЫ АМУДАРЬИНСКОЙ ВПАДИНЫ	28
П.А. Григорченко, Ф.Н. Потапова. НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЛИТОЛОГО-СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА	31
П.А. Григорченко, Ф.Н. Потапова. ОСОБЕННОСТИ ДИЗЪЮНКТИВНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА	34
Ю.В. Денисова. ВКЛЮЧЕНИЯ В ЦИРКОНЕ КОЖИМСКОГО МАССИВА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)	37

Т.Н. Исакова, О.Л. Коссовая, Г.Ю. Пономарева. О ФОРАМИНИФЕРОВОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ МАРИИНСКОЙ, ЕЛОВСКОЙ И КРЕМЕНСКОЙ СВИТ БАШКИРСКОГО И МОСКОВСКОГО ЯРУСОВ СРЕДНЕГО УРАЛА (БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ И ФИЛОГЕНЕТИЧЕСКИЙ АСПЕКТЫ)	39
В.Б. Карапуц. ВОПРОСЫ СТРОЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ (ВЗГЛЯДЫ М.В. МУРАТОВА И СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ)	42
М.С. Карпук. ПАЛЕОБАТИМЕТРИЧЕСКАЯ КРИВАЯ ДЛЯ ПОЗДНЕГО БАРРЕМА-АПТА ГОРНОГО КРЫМА ПО ОСТРАКОДАМ	47
Д.Н. Колганов, В.Н. Комаров. У ИСТОКОВ ИЗУЧЕНИЯ НИЖНЕГО МЕЛА КРЫМА И КАВКАЗА	50
Д.В. Кочергин. ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О РАДИОЛЯРИЯХ ПАЛЕОЦЕНА ИЗ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА СВИТЫ ЦИЦЕ НА Р. ТУАПСЕ: БИОСТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕООБСТАНОВКИ	53
С.А. Левин (Пинежский), А.В. Крылов, Е.В. Полякова, А.Н. Чеповский. О ПЕРВЫХ НАХОДКАХ МОРСКОЙ ПЛИОЦЕНОВОЙ МАЛАКОФАУНЫ В АРХАНГЕЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ. ВИХТОВСКО-КЕРЩЕЛЬСКИЙ МОДЕЛЬНЫЙ РЯД ПРИЖИЗНЕННОГО ЗАХОРОНЕНИЯ И СОВРЕМЕННОГО ПЕРЕОТЛОЖЕНИЯ МОРСКОГО ФАУНИСТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА	55
С.А. Левин (Пинежский), А.В. Крылов, Е.В. Полякова, А.Н. Чеповский. О ПЕРВЫХ НАХОДКАХ МОРСКОЙ ПЛИОЦЕНОВОЙ МАЛАКОФАУНЫ В АРХАНГЕЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ. ВИДОВОЙ СОСТАВ ВИХТОВСКО-КЕРЩЕЛЬСКОГО ФАУНИСТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА	59
Г.У. Мелик-Адамян. МЕЖРЕГИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ МИОЦЕНОВЫХ ЭВАПОРИТОВ Южного Кавказа	63
Г.У. Мелик-Адамян, Х.В. Хачанов. МЕЖРЕГИОНАЛЬНАЯ БИО- И МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ АММОНИТОВЫХ ЗОН СЕНОМАНА НАГОРНО-КАРАБАХСКОЙ РЕСПУБЛИКИ	65
С.В. Молошиников. ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ АНТИАРХ (PISCES, PLACODERMI) СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ В СРЕДНЕМ-ПОЗДНЕМ ДЕВОНЕ	68
Д.И. Панов. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ТЕРРИТОРИИ Горного Крыма и Южного склона Большого Кавказа в позднем триасе и ранней юре	71
М.Ю. Промыслова, Л.И. Демина, А.И. Гущин. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА	74
С.К. Пухонто. ГРАНИЦА НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ОТДЕЛОВ ПЕРМИ В КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ФАЦИЯХ НА СЕВЕРЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ	77

Л.А. Рапацкая. ЛОКАЛЬНЫЕ ФАКТОРЫ ДИЗЪЮНКТИВНОЙ ТЕКТОНИКИ И ИХ РОЛЬ В ОНТОГЕНЕЗЕ УГЛЕВОДОРОДОВ	80
С.В. Рябинкин. ИНТЕРЕСНАЯ РОЛЬ СРЕДНИХ АРИФМЕТИЧЕСКОГО, ГАРМОНИЧЕСКОГО И ГЕОМЕТРИЧЕСКОГО ПРИ КАТАГЕНЕЗЕ УГЛЯ	83
К. П. Рязанов. АНАЛИЗ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ И ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫХ СВОЙСТВ ТЕРРИГЕННЫХ И КАРБОНАТНЫХ ТУРБИДИТОВ	85
Г.Н. Садовников. ИСТОРИЯ ТРАППОВОГО ВУЛКАНИЗМА И ПЕРЕХОД ОТ ПЕРМИ К ТРИАСУ В СРЕДНЕЙ СИБИРИ	88
К.М. Седаева, С.А. Светов, Т.П. Майорова. ГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПИРИТОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ПОРОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ГОРНОГО КРЫМА: СХОДСТВО И РАЗЛИЧИЕ	91
Т.М. Сокур. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АРГИЛЛИТОВ И ПЕСЧАНИКОВ ПОГРАНИЧНЫХ СЛОЕВ ВЕНДА И КЕМБРИЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО- ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	94
А.Н. Стafeев, А.А. Суслова, А.В. Ступакова, Н.И. Коробова, Г.А. Калмыков, Р.М. Гилаев, Н.О. Гречихина. К ВОПРОСУ О РОЛИ ГИДРОДИНАМИКИ В НАКОПЛЕНИИ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ	97
А.В. Туров, Г.В. Агафонова, А.О. Андрухович. СТРОЕНИЕ ТИТОН-БЕРРИАССКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА Р. ТОНАС (ВОСТОЧНЫЙ КРЫМ)	100
В.А. Утенков, К.Г. Ерофеева. УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ И ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ КВАРЦЕВЫХ ДОЛЕРИТОВ ШТОКА Г. КРЕМЕННАЯ (ГОРНЫЙ КРЫМ)	106
А.А. Школин, С.Ю. Маленкина. ВОРОБЬЁВЫ ГОРЫ – ИСТОРИЧЕСКОЕ МЕСТО МОСКОВСКОЙ ГЕОЛОГИИ: НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ЮРСКО- НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ	110