

Московский государственный университет
имени М.В. Ломоносова

Геологический факультет



НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ

***ЛОМОНОСОВСКИЕ
ЧТЕНИЯ***

СЕКЦИЯ ГЕОЛОГИИ

***Подсекция
региональной геологии и истории Земли***

Руководитель – зав. кафедрой, профессор Никишин А.М.

СБОРНИК
ТЕЗИСОВ ДОКЛАДОВ

Москва
2021

Содержание:

1. Новые данные по стратиграфии пограничного интервала сантонского и кампанского ярусов разрезов Кудрино и Аксу-дере (ЮЗ Крым)
Е.Ю. Барабошкин, А.Ю. Гужиков, Г.Н. Александрова, И.П. Рябов, М.А. Устинова, Л.Ф. Копаевич, Г.В. Миранцев, П.А. Фокин, В.Л. Косоруков, А.Б. Кузнецов 2
2. Комплексное использование фораминифер и остракод в методе морфогрупп как источник особых возможностей при палеореконструкциях
Е.М. Тесакова 6
3. Проблема возраста трещиноватости в разновозрастных структурно-вещественных комплексах
Т.Ю. Тверитинова 10
4. Новые данные о возрасте и механизме формирования Неплюевского гранитоидного массива (Южный Урал)
А.В. Тевелев, А.Ю. Казанский, И.Д. Соболев, А.А. Борисенко, Е.В. Коптев, О.И. Усанова, Jiří Žák 13
5. Восстановление полей напряжения по трещинам в мел-палеогеновых отложениях г. Ак-Кая (Центральный Крым)
Н.В. Правикова, Е.Р. Чижова, Е.А. Лыгина, Т.Ю. Тверитинова, Е.В. Яковишина, А.М. Никишин, М.В. Кортаев, А.В. Тевелев, Е.А. Краснова, В.Л. Косоруков, Е.Н. Самарин 17
6. Позднемеловые и палеогеновые фораминиферы из грязевого вулкана Шуго (Северо-Западный Кавказ)
Л.Ф. Копаевич, Э.М. Бугрова (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург), А.В. Гусев, М.Р. Латыпова, Г.А. Калмыков, А.Г. Калмыков 20

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ПОГРАНИЧНОГО ИНТЕРВАЛА
САНТОНСКОГО И КАМПАНСКОГО ЯРУСОВ РАЗРЕЗОВ КУДРИНО И АКСУ-ДЕРЕ
(ЮЗ КРЫМ)

Е.Ю. Барабошкин¹, А.Ю. Гужиков², Г.Н. Александрова³, И.П. Рябов², М.А. Устинова³, Л.Ф.

Копаевич¹, Г.В. Миранцев⁴, П.А. Фокин¹, В.Л. Косоруков¹, А.Б. Кузнецов⁵

¹ Московский государственный университет, Москва, *ejbaraboshkin@mail.ru*

² Саратовский государственный университет, Саратов, *aguzhikov@yandex.ru*

³ Геологический институт РАН, Москва, *dinoflag@mail.ru*

⁴ Палеонтологический институт РАН, Москва, *gmirantsev@gmail.com*

⁵ Институт геологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, *antonbor9@mail.ru*

Сантонские–кампанские отложения, участвующие в разрезе верхнего мела Горного Крыма (рис. 1), представлены преимущественно известняками и мергелями. Несмотря на фаунистическую охарактеризованность и длительную историю их изучения [1, 2], обоснование уровня нижней границы кампана остается актуальной стратиграфической проблемой для ЮЗ Крыма и Крымского полуострова в целом.

Целью работ являлось комплексное изучение разрезов Аксу-Дере и Кудрино-2 на правом берегу р. Кача (рис. 1) для уточнения границы сантона и кампана, что связано с ее обоснованием в Международной стратиграфической шкале и выбором GSSP.

Было существенно детализировано пачечное строение разрезов с [1] и установлено, что разрез Кудрино-2 в пограничном интервале сантона и кампана имеет существенно большую стратиграфическую полноту (рис. 1). Породы представлены преимущественно кальцисферово-фораминиферовыми пакстоунами с глауконитом и алевроитовой примесью в сантонской части (прохладненская свита, пачки XI-XV) и фораминиферовыми пак-вакстоунами до мадстоунов в кампанской части (кудринская свита, пачки XVI-XVII). Смена пород отражена и в ихнокомплексах: ихнофация *Cruziana* основания разреза сменяется более глубоководной ихнофацией *Zoophycos* вверху.

Возраст пород и проведение границы сантона и кампана устанавливается с помощью палеонтологических и непалеонтологических методов. Находки аммонита *Parapuzosia* (P.) cf. *leptophylla* (Sharpe) в подпачке XVc и белемнитов *Actinocamax* cf. *verus* Miller и *A. verus* Miller из осыпи на уровне пачки XVI разреза Аксу-Дере не позволяют уточнить положение границы. А вот находки *Marsupites laevigatus* (Forbes) и *M. testudinarius* (Schloth.) в подпачке XVc этого же разреза маркируют кровлю сантона (рис. 2). Аналогично граница проводится

по бентосным фораминиферам. Граница ярусов, совпадающая с границей нанопланктонных зон UC13 и UC14, приурочена в разрезе к середине подпачки XVc [2].

По планктонным фораминиферам эта же граница установлена в подошве зоны *Globotruncanita elevata* (рис. 2) в середине подпачки XVIa в Кудрино-2, а в Аксу-Дере виды-индексы не встречены. По диноцистам проведение ярусной границы возможно в интервале от подошвы подпачки XVIa до кровли XVc [2].

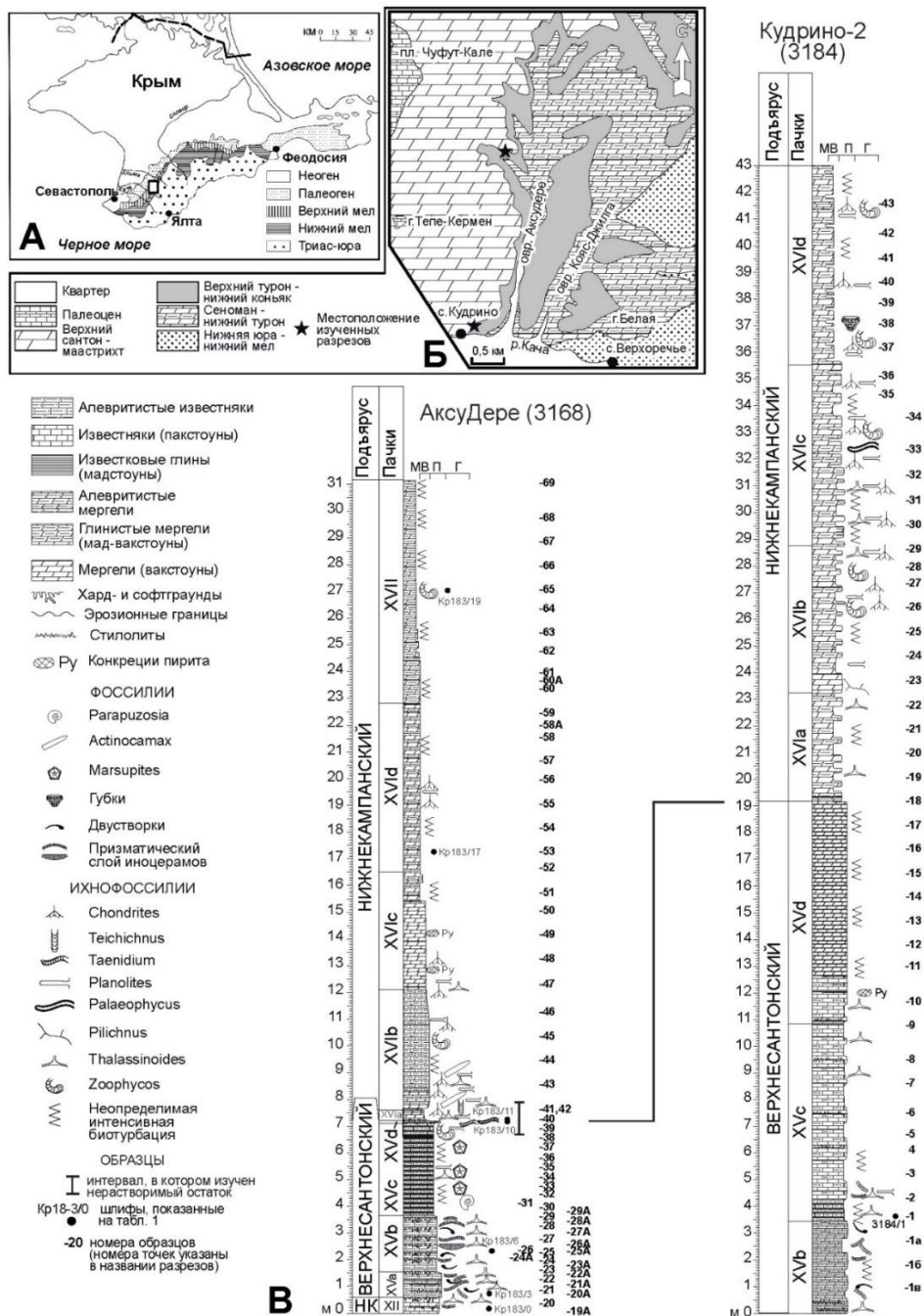


Рис. 1. Схема положения разрезов: А – геологическая схема Крыма. Стрелка – расположение района исследований; В – геологическая схема правобережья р. Кача в районе с. Кудрино и овра. Аксу-Дере.

Звездочкой отмечено положение разрезов; С – литологическая характеристика разрезов Кудрино-2 (точка наблюдения 3184) и Аксу-Дере (точка наблюдения 3168) и условные обозначения к ним.

Согласно изотопным данным ($\delta^{13}\text{C}$), маркирующий экскурс SCBE намечен вблизи границы подпачек XVd и XVIa в разрезе Кудрино-2. Наконец, совмещение подошвы кампана с подошвой палеомагнитного хрона 33г в Кудрино-2 позволяет провести ее внутри подпачки XVIb.

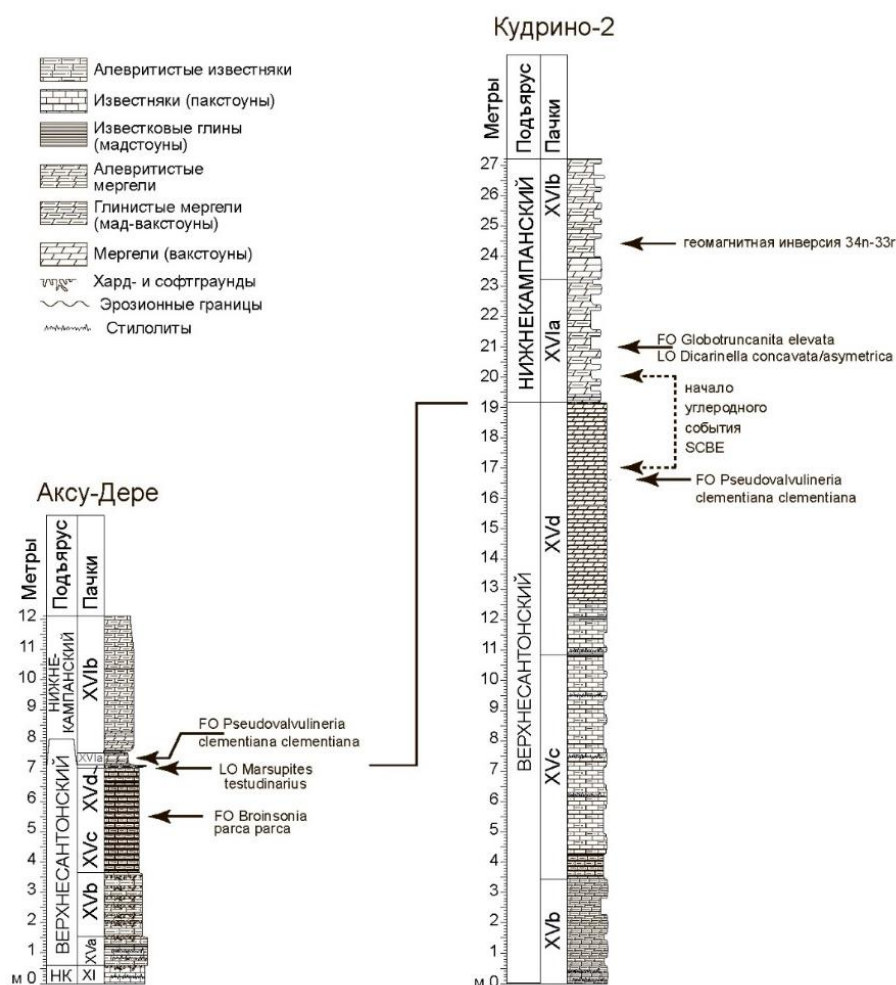


Рис. 2. Последовательность событий в пограничном интервале сантона–кампана разрезов Кудрино-2 и Аксу-Дере.

Комплекс полученных данных по своей полноте конкурирует с разрезами-кандидатами в GSSP.

Авторы благодарны А.Г. Маникину, В.А. Грищенко, Е.В. Наумову (СГУ) и Д.С. Болотовой (МГУ) за участие в полевом изучении разреза, А.М. Захаревичу (СГУ) за помощь в фотографировании на СЭМ, П.А. Прошиной (ГИН РАН) за камеральную обработку

микрофаунистических образцов из Аксу-Дере, В.А. Мусатову (НВНИИГТ) за создание условий для обработки микрофаунистических проб.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №18-05-00784-а). Определения бентосных фораминифер выполнены И.П. Рябовым за счет гранта РФФИ (проект № 20-77-00028). Изучение ихнофоссилий и определения головоногих моллюсков выполнены Е.Ю. Барабошкиным в рамках темы госзадания АААА-А16-116033010096-8 (МГУ).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алексеев А.С.* Верхний мел // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. Ред. Мазарович О.А., Милеев В.С. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 123–157.
2. *Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Александрова Г.Н. и др.* 2021. Био-, хемо- и магнитостратиграфия пограничного интервала сантона–кампана разрезов кудрино и Аксу-Дере (Юго-Западный Крым): проблемы глобальной корреляции и выбора лимитотипа нижней границы кампанского яруса. Статья 1. Геологическое описание, седиментология, биостратиграфия // Стратигр. Геол. корр. 2021. Т. 29. № 4. С. 1–46.

КОМПЛЕКСНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ФОРАМИНИФЕР И ОСТРАКОД В МЕТОДЕ
МОРФОГРУПП КАК ИСТОЧНИК ОСОБЫХ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ПРИ
ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЯХ

Е.М. Тесакова

Изучая микроцикличность нижнетоярских битуминозных глин севера Сибири, Б.Л. Никитенко наблюдал на нижней и верхней границах черных, обогащенных органикой, тонких (2–5 мм) прослоев обильные моновидовые комплексы остракод рода *Camptocythere* Triebel, а в чередующихся с ними серых глинах – скопления многочисленных и относительно разнообразных фораминифер [1]. В самих черных слойках изредка встречались экземпляры эврибионтных фораминифер *Ammodiscus* и *Saccamina* (рис.).

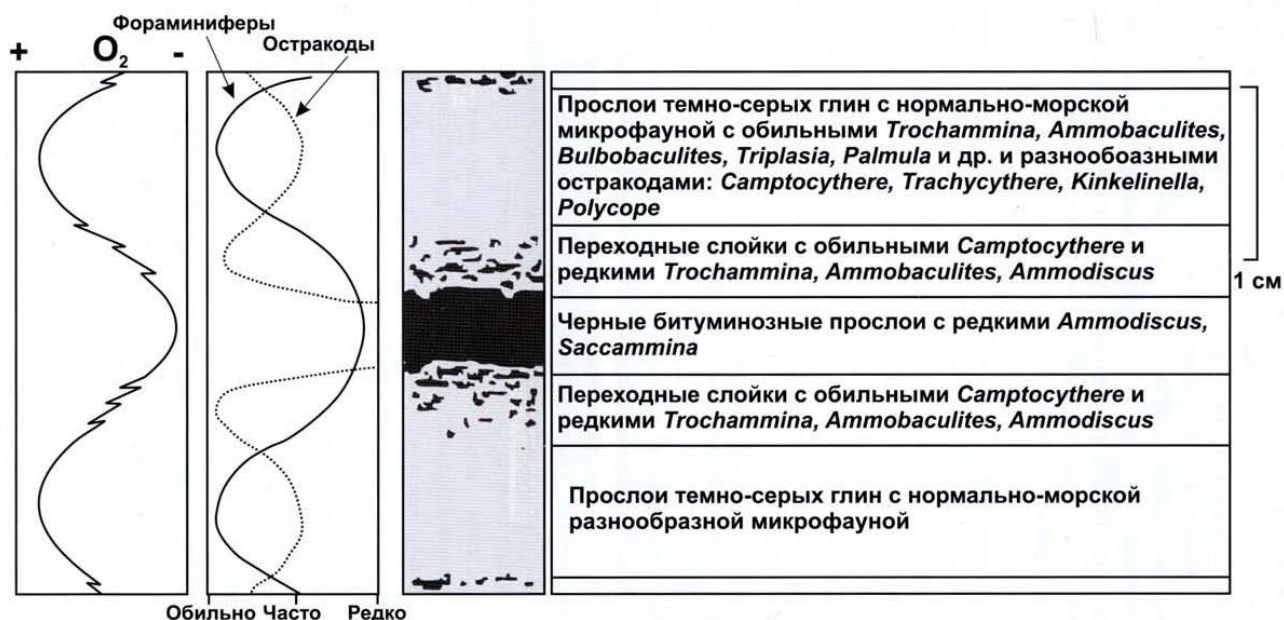


Рис. Распределение микробентоса и микропереслаивание в нижнетоярских черных глинах [1, 2].

В верхней половине нижнего байоса Сибири также наблюдалось чередование обогащенных органикой черных слойков с серыми прослоями. Аналогично, переходные слойки характеризовались преобладанием камптоцитер и множеством других остракод, а в серых слоях наблюдалась разнообразная и обильная фауна фораминифер с подчиненным количеством остракод [1]. Особенность с численным преобладанием остракод в пограничных слойках была связана, по мнению автора, с чередованием периодов застойных и хорошо аэрируемых придонных вод, периодически возникавших при усилении притока органического вещества (ОВ) [1, 2]. Резкое преобладание остракод над фораминиферами он обосновал дефицитом кислорода в придонной воде, ссылаясь на хорошо развитые поры у

камптоцитер и присутствие двустворчатых моллюсков родов *Malletia*, *Nukulana* и «других любителей аноксидных обстановок, процветающих при дефиците кислорода». Но оба эти довода не подкрепляют мнение Никитенко о формировании пограничных слоев на фоне дизоксидной обстановки на дне.

Во-первых, ситовидные поры у рода *Camptocythere*, как и у множества других остракод, никак не связаны с количеством кислорода в воде. Исследования по связи формы ситовидных пор (но не их количества) с соленостью были проведены у остракод *Cyprideis torosa* (Jones), обитавших с неогена по настоящее время в бассейнах с отклоняющейся соленостью в диапазоне от 0,6 до 100 ‰ [3 и др.]. У других остракод зависимость формы или числа пор ни от солености, ни от содержания кислорода никогда не наблюдалась. Кроме того, вид *C. torosa* может выдерживать гипоксию в сочетании с высокими концентрациями сероводорода в течение нескольких недель. Тем не менее, его нельзя считать «тиобиотическим» организмом, так как он обитает на поверхности дна, контактирует с нормоксической средой и лишь временно испытывает высокие концентрации сульфидов. Он является эвтрофным – устойчивым к сульфидам оксифильным видом [4 и др.].

Показателями дизоксии в придонной воде являются платикопидные остракоды рода *Cytherella* Jones; их моновидовые ассоциации или доминирование в комплексах (*Cytherella*-сигнал) указывает на это [5, 6 и др.]. Среди подокопид тоже есть эвтрофные таксоны. В средней юре европейской России это, например, *Acantocythere milanovskyi* (Lyub.) [7] или *Fastigatocythere* sp. A. [8]. Их терпимость к периодическому снижению кислорода доказывается высокой численностью на фоне низкого разнообразия (при условии, что этот комплекс из пограничной зоны верхней/нижней сублиторали). Таким образом, высокое обилие камптоцитер как в нижнем тоаре, так и нижнем байосе (рис.), безусловно, говорит об эвтрофном бассейне, но не служит доказательством дизоксии в придонной воде.

Во-вторых, размер раковин перечисленных моллюсков (>2 мм), порой превышающий мощность пограничных слоев, затрудняет их точную привязку к ним.

Противопоставление микрогрупп по отношению к дизоксии (остракоды к ней толерантны, а фораминиферы нет) из-за того, что уровень кислорода и обилие фораминифер снижаются синхронно (рис.), в то время как обилие остракод растет – в корне неверно. Обе фауны оксифильны и одинаково реагируют на снижение кислорода. Более того, в силу своей сложной организации, остракоды начинают страдать от дизоксии раньше и драматичнее, чем фораминиферы, при условии, что обе группы занимают сходную нишу, например, принадлежат к эпифауне. То, что множество видов простейших обитает внутри осадка и

делят его по глубине (глубокая и мелкая инфауна) позволяет оценить уровень кислорода как внутри осадка, так на его поверхности отдельно.

Применив метод морфогрупп [9 и др.] по БФ для реконструкции кислородного режима нижнетюарских и нижнебайосских битуминозных глин, можно понять, что график кислорода на рис. отражает ситуацию только внутри осадка. Оксигенация поверхности дна будет отражаться на графике, построенном по эпифауне. При этом графики для эпифауны БФ и остракод обнаружат высокую сходимость, и озвученный выше конфликт в отношении этих микрогрупп к дизоксии окажется исчерпан.

Мы предлагаем использовать для реконструкции кислородного режима на дне и в осадке сопряженный метод по остракодам и фораминиферам, что весьма сильно облегчит подход к выделению морфогрупп без ущерба для результатов. Суть метода: к эпифауне относить всех остракод, к инфауне (не разделяя на мелкую и глубокую) всех фораминифер, включая эпифаунные таксоны. Существенно более высокая численность фораминифер относительно остракод отвечает нормальному кислородному режиму внутри и на поверхности дна. Сближение этих кривых говорит об эвтрофикации и формировании дизоксии в нижней части заселенного простейшими осадка, а вариации кривых отвечают смещению границы дизоксидной зоны внутри осадка. Преобладание остракод над фораминиферами свидетельствует о полной или частичной аноксии в осадке на фоне нормальной или слабо дизоксидной обстановки на дне. Исчезновение остракод и небольшое число фораминифер означает перемежающуюся аноксию на дне, а отсутствие обеих групп – полную аноксию на дне. Важно оговорить: метод эффективен для разрезов, формировавшихся в условиях нормальной морской солености в нижней части верхней сублиторали и на нижней сублиторали. Отклонение от перечисленных параметров может внести существенную ошибку в результаты этого анализа.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Никитенко Б.Л.* Ранне- и среднеюрские остракоды севера Сибири: основные закономерности эволюции и зональная шкала // Стратигр. Геол. корр. 1994. № 2(4). С. 38–55.
2. *Никитенко Б.Л.* Стратиграфия, палеобиогеография и биофации юры Сибири по микрофауне (фораминиферы и остракоды). Новосибирск: Параллель, 2009. 680 с.
3. *Rosenfeld, A., Vesper, B.* The variability of the sievepores in Recent and fossil species of *Cyprideis torosa* (Jones 1850) as an indicator for salinity and palaeosalinity. – In: Loeffler, H., Danielopol, D.L. (eds), *Aspects of Ecology and Zoogeography of Recent and Fossil Ostracoda*. Dr. W. Junk B.V. Publishers, The Hague, 1977: pp. 55–67.

4. *Jahn A., Gamenic I., Theede H.* Physiological adaptations of *Cyprideis torosa* (Crustacea, Ostracoda) to hydrogen sulphide // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 1996. Vol. 142. P. 215–223.
5. *Whatley R.C., Pyne R.S., Wilkinson I.P.* Ostracoda and palaeo-oxygen levels, with particular reference to the Upper Cretaceous of East Anglia // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2003. V. 194. P. 355–386.
6. *Corbari L., Mesmer-Dudons N., Carbonel P., Massabuau J.-C.* *Cytherella* as a tool to reconstruct deep-sea paleo-oxygen levels: the respiratory physiology of the platycopid ostracod *Cytherella cf. abyssorum* // *Marine Biology.* 2005. V. 147. P. 1377–1386.
7. *Тесакова Е.М., Глинских Л.А., Федяевский А.Г.* и др. Микрофоссилии из нижнекелловейской аммонитовой зоны Subpatruus Нижегородской области // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Матер. VIII Всерос. Сов. 7–10 сентября 2020 г. / В.А. Захаров (отв. ред.), М.А. Рогов, Е.В. Щепетова, А.П. Ипполитов (ред.). Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 222–230.
8. *Tesakova E.M., Shurupova Ya.A.* Ostracod Analysis of Callovian and Lower Oxfordian Deposits of the Mikhailovtsement Section (Ryazan Region): Methods and Results // *Paleontological Journal*, 2018, Vol. 52, No. 13, pp. 1547–1568.
9. *Nagy J., Reolid M., Rodríguez-Tovar F.J.* Foraminiferal morphogroups in dysoxic shelf deposits from the Jurassic of Spitsbergen // *Polar Research.* 2009. Vol. 28. P. 214–221.

ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА ТРЕЩИНОВАТОСТИ В РАЗНОВОЗРАСТНЫХ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСАХ

Т.Ю. Тверитинова

Дизъюнктивные нарушения обычно рассматриваются как разрывы сплошности геологической среды, т.е. как хрупкие деформации. Более широкий взгляд предполагает понимание дизъюнктивов как особых градиентных зон – зон концентрации деформаций различного типа [1, 2, 3], лишь предельным выражением которых являются разрывы в полном понимании этого слова. В земной коре дизъюнктивы образуют сложные, находящиеся в иерархической взаимосвязи, системы. Дизъюнктивные структуры любого размера имеют сложное внутреннее строение, определяемое наличием в них структур более мелких, среди которых в первую очередь понимаются трещинные структуры.

Трещиноватости, общий эффект развития которой может быть существенным, не всегда уделяется достаточно внимания. Геологическому картированию подлежат главным образом крупные дизъюнктивные нарушения со смещениями. Без изучения трещиноватости общая деформационная картина будет далеко неполной.

Трещины, как и все дизъюнктивные нарушения характеризуются временем существования – они возникают в породных массивах разного состава, происхождения и возраста при определенных условиях, развиваются и в конце концов теряют свою подвижность (залечиваются и даже «исчезают», т.е. их края могут снова сойтись).

Распределение трещиноватости зависит от состава и структурно-текстурных особенностей массивов. В свою очередь появление трещиноватости приводит к структурированию массива.

Формирование дизъюнктивных нарушений с «видимым» на данном структурном уровне разрывом сплошности (среди трещин также есть структуры со смещением) – результат максимальных деформаций на пике тектонических стрессов. Тектонические стрессы сопровождаются магматическими и гидротермальными процессами, приводящими к формированию жильного выполнения трещиноватости. Ослабление стрессов приводит к ослаблению процесса разрывообразования.

Тектоническая активизация возрождает процесс формирования дизъюнктивных нарушений, как новообразованных, так и «возрожденных» (возникших по уже существующим системам). Тектоническая активизация возрождает процесс деформирования и формирования в том числе и дизъюнктивных структур, но при уже имеющейся структуре

повторно деформируемых массивов новые дизъюнктивы часто развиваются по старым исходно существующим системам.

При составлении геологических карт геологическому картированию подлежат главным образом крупные дизъюнктивные нарушения со смещениями, а малые дизъюнктивы – трещиноватость – обычно остаются «за бортом», тогда как именно они имеют важнейшее значение, определяя проницаемость породных массивов и, как следствие, распределение полезных ископаемых.

Особым направлением в тектонике является изучение активных разломов. Но опять «за бортом» остается трещиноватость, тогда как именно она может определять масштабные хрупко-пластические активные деформации.

Для приповерхностной зоны литифицированных пород характерно развитие приоткрытых трещин.

При изучении дизъюнктивной тектоники всегда встает вопрос о возрасте сформированных структур. Для крупных нарушений возраст определяется возрастом нарушенных и перекрывающих разрывы пород. Для трещиноватости вопрос о возрасте более сложный. Трещины – неотъемлемый атрибут породных массивов. Формирование породных массивов с самого начала сопровождается формированием внутренней структуры массива в виде неоднородностей, в том числе и первичных трещин. То есть формирование дизъюнктивов в породных массивах – это не только тектонический процесс. Есть первичные и вторичные (собственно тектонические) трещины.

Возраст осадочных пород соответствует процессу литификации, метаморфических – метаморфизма, магматических – кристаллизации. Одновременно с породой формируется внутренняя структура породных массивов, включающая первичную ДОТЕКТОНИЧЕСКУЮ трещиноватость, возраст которой практически соответствует возрасту пород.

Возраст вторичных трещин соответствует времени проявления тектонических процессов. Формирование тектонических трещин – одна из сторон сложного процесса преобразования породных массивов в условиях сжатия, растяжения, сдвига, более сложных деформаций.

В приповерхностной зоне в литифицированных толщах развиты ПОСТТЕКТОНИЧЕСКИЕ приоткрытые трещины экзогенной природы.

На примере некоторых объектов Кавказа и Восточного Саяна рассмотрены особенности распределения альпийской трещиноватости в разновозрастных комплексах пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: изд-во Моск. Ун-та. 1966. 493 с.
2. *Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
3. *Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР. 1987. С. 173–235.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ И МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ НЕПЛЮЕВСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

А.В. Тевелев, А.Ю. Казанский, И.Д. Соболев, А.А. Борисенко,
Е.В. Коптев, О.И. Усанова, Jiří Žák (Чехия)

Введение. Неплюевский гранитоидный массив представляет собой ключевой объект для понимания эволюции раннекаменноугольного магматизма Южного Урала. Он расположен на западе Восточно-Уральской мегазоны. В Неплюевском плутоне отчетливо выделяются четыре интрузивных фазы, состав которых меняется в гомодромной последовательности [1]: 1 фаза – габбро и диориты (не датированы); 2 фаза – гранодиориты (Rb-Sr – $345,7 \pm 1,7$ млн лет); 3 фаза – адамеллиты (Rb-Sr – $342,3 \pm 1,7$ и $341,0 \pm 1,7$ млн лет); 4 фаза – лейкограниты (Rb-Sr – $340,3 \pm 2,6$ млн лет). Согласно этим датировкам, массив формировался на протяжении 6–7 млн лет.

Для уточнения возраста гранитоидов Неплюевского массива из пород были выделены цирконы, для которых проведено датирование U-Pb методом (SRIMP, ЦИИ ВСЕГЕИ).

В пробе гранодиоритов 4068 оказалось две группы цирконов с возрастом 356 ± 3 и 342 ± 4 млн лет. В пробе адамеллитов 3 фазы внедрения (4080) выделены цирконы с большим разбросом возрастов, но преобладают две группы цирконов с возрастом 354 ± 6 и 334 ± 6 млн лет. В пробе адамеллитов 3 фазы внедрения (4065) выделены цирконы с возрастом 356 ± 4 .

Возраст более древних цирконов практически совпадает во всех пробах 354–356 млн лет – самое начало турнейского века. А возраст более молодых (334 – 342 млн лет) близок к изотопному возрасту пород, определенному по Rb-Sr изохроне (346 – 340 млн лет). Более древние цифры возраста могут отвечать времени кристаллизации циркона из расплава, а более молодые датировки видимо получились в результате частичной потери цирконом радиогенного свинца в процессе длительного остывания массива.

Первичная модель формирования Неплюевского массива. Массив имеет в плане форму неправильного параллелограмма с длинными сторонами северо-северо-западного простирания и с короткими сторонами субширотного простирания. Генеральное положение контактов между фазами – субширотное, параллельное коротким сторонам параллелограмма. Вдоль длинных контактов присутствуют узкие зоны расланцевания. Исходя из плановой геометрии Неплюевского массива и особенностей его строения, для него была разработана модель формирования в стиле сдвигового магматического дуплекса [2]. Согласно этой модели, массив формировался на участке присдвигового растяжения в зоне левостороннего сдвига северо-западного простирания, то есть считается, что длинные контакты массива

соответствуют сдвигам, а короткие – отрывам. Общая обстановка соответствует чистому сдвигу. Последовательность формирования выглядит следующим образом.

1 фаза – внедрение габброидов по начальному отрыву, образовавшемуся в зоне левостороннего сдвига, возможно, по серии субпараллельных отрывов;

2 фаза – внедрение гранодиоритов по новому отрыву, сформировавшемуся вдоль северного контакта габбро; габбро остается в ксенолитах (345,7 млн. лет);

3 фаза – симметричное внедрение адамеллитов вдоль внешних (северного и южного) контактов габбро и гранодиоритов (341,65 млн. лет);

4 фаза – внедрение лейкогранитов в ядре структуры (340,3 млн. лет).

Амплитуда сдвига составляет 20 км, а время формирования плутона – около 6 млн лет. Таким образом, средняя скорость смещения по сдвигу составляет около 3 см в год. Модель формирования Неплюевского сдвигового магматического дуплекса хорошо выглядит на плановой иллюстрации, однако представлений о его объемном строении не было.

Теоретическая модель формирования сдвиговых магматических дуплексов.

Предполагается, что режим присдвигового растяжения реализуется на разных уровнях земной коры разными механизмами — вязко-пластичным течением в нижних горизонтах и хрупким растаскиванием блоков в верхних, подобно рифтовому растяжению в модели простого сдвига Б. Вернике. Стандартная геометрия листрических сбросов вблизи этой реологической границы такова, что при раздвижении ограниченных разрывами блоков здесь должны образовываться воронкообразные в разрезе зоны зияния — потенциальные ловушки для магматических расплавов, инфильтрующихся в область пониженных давлений [3].

Результаты петромагнитных исследований. Для выяснения углов наклона контактов массива нами были проведены петромагнитные исследования. Идея состояла в том, чтобы определить ориентировку контактов массива по направлению движения магматического расплава в зоне эндоконтакта. Для определения этого направления на разных этапах формирования массива изучена анизотропия магнитной восприимчивости пород (180 образцов из 16 сайтов). Считается, что ориентировке длинной оси эллипсоида анизотропии (K1) соответствует направление течения расплава, а ориентировке короткой оси эллипсоида (K3) – сжатие. Эти направления в пределах Неплюевского массива зависят от двух факторов: а) от фазы внедрения; б) от места в пределах массива.

Вблизи южной границы массива в адамеллитах 3 фазы внедрения ось K1 полого (37°) погружается на северо-восток, поперек границы. Вблизи северной границы массива в адамеллитах 3 фазы ось K1 полого (26°) погружается на юго-запад, поперек границы. Ось сжатия круто (61°) падает на северо-восток. В центре массива в адамеллитах 3 фазы ось K1, в

основном, ориентирована полого (и меридионально, и широтно), а оси сжатия – тоже полого, но только широтно. В гранодиоритах 2 фазы ось течения ориентирована практически горизонтально, а сжатия – вертикально. В габброидах 1 фазы на юге массива ось K1 ориентирована почти везде вертикально, а оси сжатия (K3) – полого. Южнее линейного тела габброидов 1 фазы ось растяжения круто падает на северо-восток, а в габброидах – горизонтальна, почти меридиональна.

Уточненная модель формирования Неплюевского массива. Результаты изучения анизотропии магнитной восприимчивости пород Неплюевского массива позволяют представить объемную модель его формирования.

1 фаза – габброиды внедряются по первичному крутому отрыву – расплав течет вертикально и растекается меридионально, по направлению раскрытия присдвиговой зоны.

2 фаза – гранодиориты внедряются уже в камеру, ограниченную листрическими сбросами, правда, собственных интрузивных контактов у них нет, но фиксируется пологое (по растяжению!) растекание расплава.

3 фаза – для адамеллитов уже отчетливо фиксируются полого погружающиеся навстречу друг другу северный и южный «листрические контакты» и пологое растекание расплава по растяжению.

4 фаза – в лейкогранитах фиксируется пологое течение по растяжению, видимо, они слагают пологие дайки по L-системе прототектонических трещин.

Таким образом, Неплюевский массив формировался в зоне левостороннего присдвигового растяжения. Его контакты северо-северо-западного простирания наследуют вертикальные сдвиги, а субширотные контакты наследуют листрические сбросы. Северо-северо-западное растяжение компенсировалось либо субширотным полого ориентированным сжатием, либо сжатием в субвертикальном направлении.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 19-55-26009 Чехия_а «Урал: уникальная природная лаборатория роста земной коры и сборки суперконтинента».

ЛИТЕРАТУРА

1. *Попов В.С., Тевелев Ал. В., Беляцкий Б.В.* и др. Изотопный Rb-Sr возраст Неплюевского плутона и близлежащих интрузивных тел (Южный Урал) // Доклады РАН. 2003, т. 391, № 1. С. 89–94.
2. *Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Попов В.С.* и др. Палеозойды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья // Труды лаборатории геологии складчатых поясов (вып. 4). М.: Геологический ф-т МГУ, 2006. 300 с.

3. *Тевелев Арк.В.* Сдвиговая тектоника. Учебное пособие. М.: Издательство МГУ, 2005. 254 с.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЯ ПО ТРЕЩИНАМ В МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ГОРЫ АК-КАЯ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КРЫМ)

Н.В. Правикова, Е.Р. Чижова, Е.А. Лыгина, Т.Ю. Тверитинова, Е.В. Яковишина, А.М. Никишин, М.В. Коротаев, А.В. Тевелев, Е.А. Краснова, В.Л. Косоруков, Е.Н. Самарин

В основу работы положен материал, отобранный в течение полевого сезона 2019 г. сотрудниками кафедры региональной геологии и истории Земли Геологического факультета МГУ. Были исследованы пограничные слои мел–эоценовых отложений на северо-западных отрогах г. Ак-Кая в Центральном Крыму. Из пограничных слоев были отобраны образцы и проведены замеры более 100 трещин.

В **разрезе** снизу вверх выделены 4 слоя. Слои 1 и 2 относятся к маастрихту, слои 3 и 4 – к эоцену:

слой 1 (>3 м) – известняки песчанистые серые плотные с множественными ходами илоедов, местами ожелезненные;

слой 2 (5 м) – известняки спикуловые светло-серые массивные с примесью глауконита и кварца. Кровля слоя неровная, ожелезненная, покрыта глауконитовой коркой и пронизана ходами роющих организмов на 0,5-0,7 м, представляет собой поверхность твердого дна.

Слой 3 (2 м) – известняки нуммулитовые глауконитовые с базальным конгломератом в основании;

слой 4 (>3 м) – известняки нуммулитовые органогенно-обломочные плотные массивные. В слоях 3 и 4 снизу вверх количество глауконита уменьшается.

Восстановление полей напряжения. Вдоль всего склона горы кровля меловых пород нарушена многочисленными трещинами разного размера. Для восстановления полей напряжения использовались результаты статистической обработки массовых замеров ориентировок трещин, разрывных нарушений и жильных тел. В результате удалось выделить 4 группы трещин.

Группа 1. Трещины различной ориентировки, что указывает на первичную основу трещиноватости при литификации пород (трещины «усыхания»).

Группа 2. Трещины растяжения ССВ простираения, заполненные материалом, визуалью близким базальному горизонту эоцена. В системе данных трещин широко представлены зоны дробления и структуры отрывного типа.

Группа 3. Крутопадающие трещины, среди которых можно выделить три группы: правые сдвиги ССВ простираения; левые сдвиги ССЗ простираения; субширотные отрывы.

Группа 4. Послойные трещины северного падения.

По результатам структурного анализа описанных систем трещин можно выделить несколько основных этапов деформаций.

1. **Дозоценовый этап.** Формирование пояса трещиноватости разноориентированных трещин из группы 1 при литификации пород.

2. **Эоценовый этап.** Формирование трещин группы 2 и послойных трещин группы 4 в условиях субмеридионального сжатия. Этот этап может быть связан с формированием орогенного комплекса Понтид на севере современной Турции [1]. Трещины отрывного типа могут быть интерпретированы как древние сейсмогенные структуры (палеосейсмодислокации), сформировавшиеся в результате сильного палеоземлетрясения [1].

В это же время Крымский полуостров входит в эпоху максимальной компрессии [2] и начинается формирование моноклиальной структуры Второй гряды Крымских гор.

3. **Постэоценовый этап.** По результатам статистической обработки замеров трещин, смещающих эоценовые отложения, можно выделить две сопряженные системы сколов и одну – отрывов (табл.).

Морфология	Азимут падения	Угол падения
Скол 1 (левый)	118	80
Скол 2 (правый)	241	80
Отрыв	191	79

Табл. Системы трещин постэоценового этапа.

В результате интерпретации по модели Кулона-Андерсона можно выделить этап с преобладанием пологого субширотного сжатия и горизонтального субмеридионального растяжения. Значения максимальных нормальных напряжений: σ_1 Аз пд 0 угол 20; σ_2 Аз пд 180 угол 70; σ_3 Аз пд 90 угол 0. Вертикальные смещения при формировании описываемой структуры отсутствовали.

Для уточнения возраста деформаций был проведен ряд дополнительных исследований.

В результате **микроскопического изучения** 10 шлифов пород были выделены 5 литотипов и сделаны следующие выводы: (1) породы маастрихта резко отличаются по составу от пород эоцена и заполнения трещин; (2) материал, заполняющий трещины, наиболее близок по составу к самым низам базального горизонта эоценовых отложений; отдельные обломки аналогичны по составу кровле маастрихта.

Результаты **рентгенофазового и рентгено-флуоресцентного анализов** подтверждают различие в составах пород маастрихта и эоцена и близость материала заполнения трещин к породам базального горизонта эоцена. Наличие глауконита (5-11%), пирита (1-14%) и

апатита (2-14%) в породах базального горизонта свидетельствует о длительном размыве перед началом накопления эоценовых отложений. Особый интерес представляет повышенное содержание цеолита (5-6%) в материале заполнения трещин, который, скорее всего, является вторичным и может маркировать повышение температуры при вторичных подвижках по трещинам. Увеличение содержания Sc, Ni, Zn, Cu и V и уменьшение титанового модуля (TiO_2/Al_2O_3) указывает на преобладание в маастрихте аридных условий и их смену в эоцене на гумидные.

По результатам **изотопного анализа** средняя температура формирования пород маастрихта 20-21°C, эоценовых пород 24-25°C. Породы базального горизонта эоцена сформировались при температуре около 38°C, что может указывать на поступление дополнительного тепла на дно бассейна во время осадконакопления, причиной которого могут быть тектонические подвижки с формированием описанных трещин.

Выводы.

1. Материал, заполняющий крутые субмеридиональные трещины, наиболее близок породам базального горизонта эоценовых отложений, что подтверждается данными микроскопического изучения, рентгенофазового, рентгено-флуоресцентного и изотопного анализов. Отдельные обломки аналогичны по составу самым верхам маастрихта. Эти данные свидетельствуют о заполнении крутых субмеридиональных трещин синхронно с накоплением базального горизонта эоценовых отложений.
2. Выделено три крупных этапа деформаций: (1) доэоценовый, (2) эоценовый и (3) постэоценовый.
3. Средняя температура формирования пород маастрихта 20-21°C, эоценовых пород 24-25°C. Во время формирования базального горизонта эоцена по данным изотопного анализа отмечается локальное повышение средней температуры (до 38°C), которое может быть связано с тектоническими подвижками.
4. В маастрихте преобладали аридные условия, которые в эоцене сменились на гумидные. Седиментация происходила в условиях нормальной солености.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Е.А. Лыгина, А.М. Никишин, Т.Ю. Твритинова, М.А. Устинова, М.Ю. Никитин, А.В. Реентович.* Эоценовые палеосейсмодислокации горы Ак-Кая (Белогорский район, Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 1. С. 44–54.
2. *Никишин А.М., Кортаев М.В., Болотов С.Н., Ершов А.В.* Тектоническая история Черноморского бассейна // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76, вып. 3. С. 3–18.

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ И ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ ИЗ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА ШУГО (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)

Л.Ф. Копаевич, Э.М. Бугрова (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург), А.В. Гусев, М.Р. Латыпова, Г.А. Калмыков, А.Г. Калмыков

Грязевой вулкан Шуго расположен на Таманском полуострове (Северо-Западный Кавказ), в пределах южного склона Западно-Кубанского передового прогиба [1]. Он относится к Ахтырской флексурно-разрывной зоне, которая представляет собой структурное понижение в коренных мел-плиоценовых отложениях (Рис. 1, 2).



Рис. 1. Положение вулкана Шуго на Таманском полуострове.

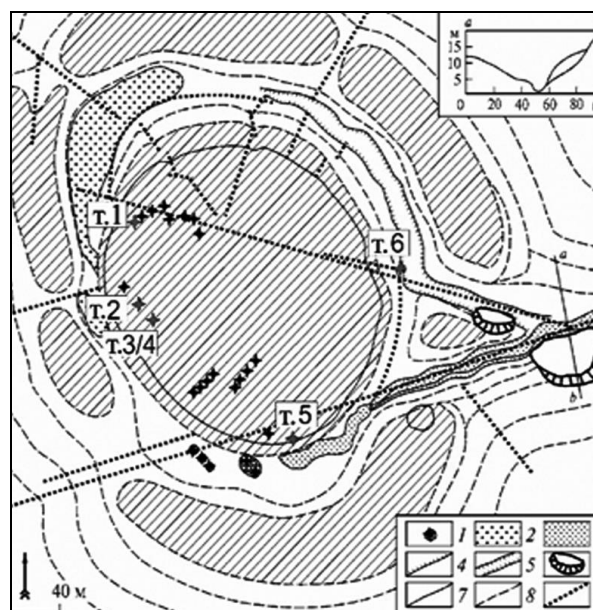


Рис. 2. Схема строения привершинной части вулкана Шуго с точками отбора проб.

Из действующей пульпы вулкана было отобрано шесть проб, но только в двух были обнаружены раковины фораминифер, которые представлены планктонными формами (90%) и редкими представителями бентосных таксонов (10%). Определения фораминифер проводилось по фотографиям, поэтому, несмотря на их хорошее качество, не все важные морфологические признаки удалось различить.

Верхний (поздний) мел. Раковины планктонных и бентосных фораминифер, принадлежащих к сеноман-туронскому интервалу обнаружены не были. В одной из проб были встречены раковины вида *Dicarinella cf. concavata*. Сохранность раковин средняя, вид определен в открытой номенклатуре. Распространение его охватывает интервал от позднего турона до границы сантонского и кампанского веков [2, 5]. В Крымско-Кавказском регионе появление этого вида приурочено к середине коньякского яруса [2]. Присутствие вида

позволяет предположить присутствие в разрезе отложений сантонского яруса [2], а появление *Globotruncanita elevata* приурочено к его верхам. Присутствие *Globotruncanita elevata* и исчезновение раковин *Dicarinella* cf. *concovata* фиксируют границу между сантонским и кампанским ярусами и указывает на присутствие в разрезе отложений нижнего кампана [2, 5]. Кроме того, в пробах обнаружены раковины, характерные для средней (*Contusotruncana plummerae*, *Globotruncana ventricosa*, *G. falsostuarti*) и верхней зон кампанского яруса (*Radotruncana* cf. *subspinosa*). Присутствие *Globotruncanita stuarti* и *Contusotruncana contusa* указывает на раннемаастрихтский возраст пород (Рис. 3, А).

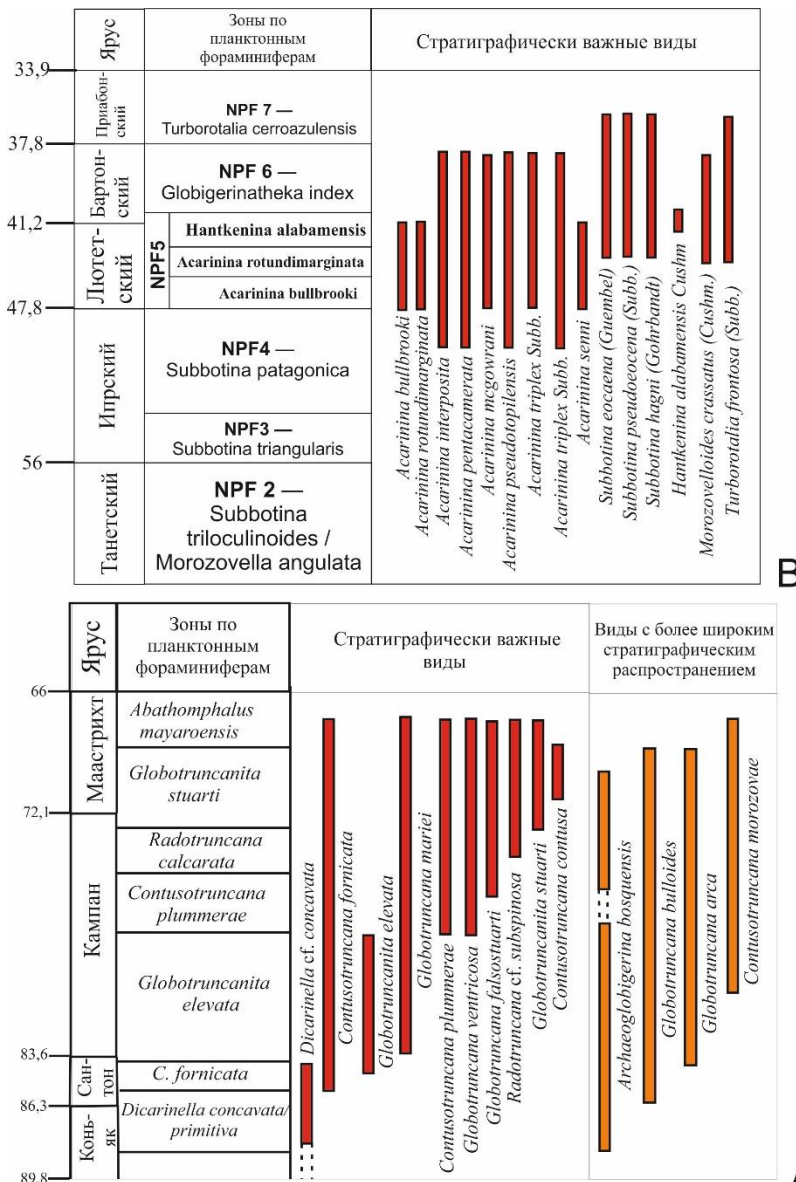


Рис. 3. Распространение планктонных фораминифер по разрезу.

Палеоген и неоген. Таксономическое разнообразие и обилие раковин рода *Acarinina* характерно для среднего эоцена разрезов юго-западной части России. В изученных образцах обнаружены *Acarinina pentacamerata*, *A. interposita*, *A. pseudotopilensis*, *A. triplex*, *A. aff.*

bullbrooki, *A. rotundimarginata*, *A. mcgawroni*, *A. aff. senni*. Типичные формы *A. bullbrooki* и *A. rotundimarginata* являются индексами зон лютетского яруса Общей стратиграфической шкалы (ОСШ). К роду *Subbotina* относятся виды: *S. eocaena*, *S. pseudoeocaena*, приуроченные к зонам *A. bullbrooki* и *A. rotundimarginata* ОСШ, и *S. hagni*, известный в среднем эоцене и низах верхнего эоцена. Важно присутствие раковин родов *Hantkenina* и *Morozovelloides*. Первый распространен в узком стратиграфическом интервале и является индексом переходной зоны лютетского – ?бартонского ярусов ОСШ [3, 4]. К этому же уровню приурочен вид *Morozovelloides crassatus*.

Немногочисленные бентосные фораминиферы возраста отложений не определяют. Вид *Elphidium macellum* на Северном Кавказе приурочен к конкскому и сарматскому ярусам региональной шкалы миоцена Восточного Паратетиса.

Выводы. В глиняной пульпе вулкана Шуго были обнаружены раковины фораминифер следующих стратиграфических интервалов. Верхний мел: коньякский? – сантонский, кампанский и маастрихтский ярусы (рис. 3 А). При этом, присутствие отложений верхнего маастрихта не подтверждается. Палеогеновые раковины позволяют установить здесь присутствие отложений, отвечающих лютетскому ярусу (рис. 3 В). Нахождение видов, которые появляются в верхах нижнего эоцена и известны выше, отсутствие среди них руководящих зональных форм не дает основания говорить о развитии в данном месте отложений нижнего эоцена. Подтвержден миоценовый возраст пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Тверитинова Т.Ю. О грязевом вулканизме в позднеальпийском складчатом сооружении Северо-Западного Кавказа (на примере изучения глубинного строения грязевого вулкана Шуго) // Геол. и пол. ископаемые Мирового океана. 2014. № 2. С. 80–92.
2. Конаевич Л.Ф., Алексеев А.С. Нина Ивановна Маслакова и развитие зональной шкалы верхнего мела юга Европы по планктонным форминиферам // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2019. Т. 94. С. 3–13.
3. Зональная стратиграфия фанерозоя России. ред. Т.Н. Корень. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2006. 256 с.
4. Практическое руководство по микрофауне. Том 8. Фораминиферы кайнозоя. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2005. 324 с.

5. *Coccioni R., Premoli Silva I.* Revised Upper Albian–Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetostratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy) // *Newsl. on Stratigr.* 2015. V. 48. P. 47–90.