

Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

№ 1 • 2019 • ЯНВАРЬ–ФЕВРАЛЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Трофимов В.Т., Харькина М.А., Жигалин А.Д., Барабошкина Т.А. Техногенная трансформация экологических функций абиотических сфер Земли под влиянием военной деятельности	3
Гурский Ю.Н. Распределение микроэлементов в иловой воде и донных осадках Черного моря	14
Барабошкин Е.Ю., Аркадьев В.В., Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Е. Зона <i>Tirnovella occitanica</i> берриаса в районе Феодосии (Восточный Крым)	26
Бычков А.Ю., Попова Ю.А., Киквадзе О.Е., Лубнина Н.В. Термодинамическая модель химического перематничивания на примере палеовулкана Гирвас Онежской структуры (Карельский кратон)	38
Лыгина Е.А., Никишин А.М., Тверитинова Т.Ю., Устинова М.А., Никитин М.Ю., Реентович А.В. Эоценовые палеосейсмодислокации горы Ак-Кая (Белогорский район, Крым)	46
Устинова М.А., Габдуллин Р.Р. Известковый нанопланктон меловых отложений в Бахчисарайском районе Юго-Западного Крыма	57
Лыгина Е.А., Устинова М.А., Габдуллин Р.Р., Реентович А.В. Пограничные маастрихт-датские отложения Центрального Крыма: новые данные о известковом нанопланктоне	70
Сорокин В.М., Росляков А.Г. Строение и состав осадочных волн в Среднем Каспии	82
Хотылев О.В., Балущкина Н.А., Вишневская В.С., Коробова Н.И., Калмыков Г.А., Рослякова А.С. Модель накопления радиоляритовых слоев в баженовской свите Западной Сибири	92
Ошкин А.Н., Коньков А.И., Тарасов А.В., Шувалов А.А., Игнатьев В.И. Методы минимизации и подавления корреляционных шумов одновременно работающих источников в вибросейсморазведке	98
Токарев М.Ю., Полудеткина Е.Н., Старовойтов А.В., Пирогова А.С., Корост С.Р., Ошкин А.Н., Потемка А.К. Характеристика газонасыщенных отложений Кандалакшского залива Белого моря по данным сейсмоакустических и литолого-геохимических исследований	107

Краткие сообщения

Е Юаньцю, Лукша В.Л. Комплексы глинистых минералов в четвертичных осадках каньонно-конусной системы р. Шахе (Черное море)	115
---	-----

CONTENTS

Trofimov V.T., Kharkina M.A., Zhigalin A.D., Baraboshkina T.A. Technogenic transformation of the ecological functions of abiotic spheres of the earth under the influence of military activities	3
Gursky Yu.N. The behavior of trace elements in the interstitial water and sediments of the Black Sea	14
Baraboshkin E.Yu., Arkadiev V.V., Guzhikov A.Yu., Baraboshkin E.E. Tirnovella occitanica Zone of the Berriasian in the Feodosia region (Eastern Crimea)	26
Bychkov A.Yu., Popova Yu.A., Kikvadze O.E., Lubnina N.V. Thermodynamic model of chemical re-magnetization on the example of Girvas paleovolcano of the Onega structure of Karelian craton	38
Lygina E.A., Nikishin A.M., Tveritinova T.Yu., Ustinova M.A., Nikitin M.Yu., Reentovich A.V. Eocene paleoseismic dislocations of the Ak-Kaya Mountain (Belogorskiy district, Crimea)	46
Ustinova M.A., Gabdullin R.R. Calcareous nanoplankton of Cretaceous sediments of Bahchisaray area of the South-Western Crimea	57
Lygina E.A., Ustinova M.A., Gabdullin R.R., Reentovich A.V. Maastrichtian-Danian boundary deposits of the Central Crimea: new data on calcareous nanoplankton	70
Sorokin V.M., Roslyakov A.G. A structure and composition of sediment waves in the Middle Caspian Sea	82
Khotylev O.V., Balushkina N.A., Vishnevskaya V.S., Korobova N.I., Kalmykov G.A., Roslyakova A.S. The model of accumulation radiolarite layers in the bazhenov formation of West Siberia	92
Oshkin A.N., Kon'kov A.I., Tarasov A.V., Shuvalov A.A., Ignat'ev V.I. Methods of correlation noise minimization and suppression for multisource acquisition in vibroseis survey	98
Tokarev M.Yu., Poludetkina E.N., Starovoytov A.V., Pirogova A.S., Korost S.R., Oshkin A.N., Potemka A.K. Characteristics of gas-saturated deposits of the Kandalaksha bay, the White Sea, according to the seismic-acoustic and litho-geochemical studies ..	107
 <i>Brief Communications</i>	
Ye Yuanqiu, Luksha V.L. Complexes of clay minerals of quaternary sediments in canyon-cone system of the river Shahe (Black Sea)	115

.УДК 55; 504; 524

В.Т. Трофимов¹, М.А. Харькина², А.Д. Жигалин³, Т.А. Барабошкина⁴

ТЕХНОГЕННАЯ ТРАНСФОРМАЦИЯ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ФУНКЦИЙ АБИОТИЧЕСКИХ СФЕР ЗЕМЛИ ПОД ВЛИЯНИЕМ ВОЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1

Moscow State University, Faculty of Geology, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Военная деятельность приводит к трансформации всех экологических функций абиотических сфер Земли как в мирное, так и в военное время. Представлена типизация последствий изменения экологической обстановки, обусловленной проявлением экологических функций абиотических сфер Земли, при испытании оружия, ракетно-космической техники и ведении боевых действий.

Ключевые слова: испытания оружия, запуски ракет, индуцированные землетрясения, химические аномалии, радиационные аномалии, температурные аномалии, литосфера, гидросфера, атмосфера, растительность, человек.

Military activities lead to the transformation of all the ecological functions of the abiotic spheres of the Earth both in peace and wartime. The typification of the consequences of ecological situation changes caused by the development of the ecological functions of the abiotic spheres of the Earth under testing of weapons, rocket and space techniques and during conduction of hostilities are presented.

Key words: tests of weapons, missile launches, induced earthquakes, chemical anomalies, radiation anomalies, temperature anomalies, lithosphere, hydrosphere, atmosphere, vegetation, man.

Введение. Военная деятельность представляет собой специфический многогранный род деятельности. По мере развития цивилизации военные столкновения все сильнее влияют на компоненты экосистем и население планеты, достигнув максимума в XX в. История войн это и история уничтожения продуктивной части населения планеты ради доступа к природным ресурсам. В мирное время военную деятельность можно рассматривать как сочетание промышленной, коммунальной и научной деятельности, тогда как на этапе активных

военных действий она приобретает иные, свойственные только ей черты, что и обуславливает доминирующую роль тех или иных видов и уровней оказываемого воздействия на экологические функции абиотических сфер Земли.

Понятие «экологические функции геосферных оболочек Земли» ввел В.В. Куриленко [Куриленко, 2002], а В.Т. Трофимов [Трофимов, 2005; Трофимов, Куриленко, 2015] выделил ресурсную⁵, геодинамическую⁶, геохимическую⁷ и геофизическую⁸ экологические функции абиотических сфер

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, заведующий кафедрой, профессор; *e-mail*: trofimov@geol.msu.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, ст. науч. с.; *e-mail*: kharkina@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, вед. науч. с.; Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, вед. науч. с.; *e-mail*: zhigalin.alek@yandex.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, ст. науч. с.; Институт стран Азии и Африки, кафедра экономики и экономической географии, ст. науч. с.; *e-mail*: baraboshkina@mail.ru

⁵ Ресурсная экологическая функция абиотических сфер Земли определяет роль органических, минеральных и органоминеральных твердых, жидких и газообразных ресурсов геосферных оболочек Земли, а также литосферного, атмосферного и гидросферного пространства для жизни и деятельности биоты как в качестве биоценоза, так и социальной структуры.

⁶ Геодинамическая экологическая функция абиотических сфер Земли отражает способность литосферы, атмосферы и поверхностной гидросферы влиять на условия жизни биоты, ее состояние, безопасность и комфортность проживания человека через природные и антропогенные процессы и явления.

⁷ Геохимическая экологическая функция абиотических сфер Земли определяет свойства геохимических полей литосферы, атмосферы и поверхностной гидросферы природного и техногенного происхождения влиять на условия жизни и состояние биоты в целом, включая здоровье человека.

⁸ Геофизическая экологическая функция абиотических сфер Земли отражает свойства природных и техногенных геофизических полей литосферы, атмосферы и поверхностной гидросферы влиять на условия жизни биоты в целом, включая здоровье человека.

Земли, под которыми он понимает все многообразие функций, определяющих и отражающих роль и значение геосфер, включая их состав, объем, динамику функционирования, геохимические и геофизические поля в жизнеобеспечении биоты, и в первую очередь человеческого сообщества.

Трансформация экологических функций литосферы под влиянием военной деятельности.

Трансформация ресурсной экологической функции литосферы. Военная деятельность существенным образом затрагивает ресурсы геологического пространства. Площадь территорий, контролируемых военными на планете, по разным данным оценивается в 750 тыс. — 1,5 млн км². Эти территории исключаются из любого другого вида использования ввиду секретности военных объектов, а также из-за их потенциальной опасности. Речь идет только о территориях, конкретно принадлежащих военным ведомствам и не используемых в других целях. Площади территорий, подверженных влиянию военной деятельности, гораздо обширнее — это площади, периодически отводимые для маневров и учебных выходов на местность, выделенные под районы падения отработавших ступеней ракет (по официальным данным в России эта площадь составляет 20 млн га), а также территории, загрязненные в результате деятельности военных объектов [Геологическое..., 2014].

С ростом технической оснащенности армии потребность вооруженных сил в земельных участках постоянного и временного использования продолжает неуклонно расти. В настоящее время в Западной Европе в военных целях используется от 1 до 3% всей территории и еще значительная часть ощущает на себе косвенное или временное воздействие со стороны вооруженных сил. В период Второй мировой войны американскому мотопехотному батальону (600 человек) требовалось для маневров 16 км², сейчас в 20 раз больше.

Сухопутным войскам принадлежит печальная пальма первенства в разрушении земной поверхности и ландшафтов. Масштабные изменения рельефа происходят при проведении боевых учений на местности. Инженерная подготовка учебных театров военных действий требует возведения многочисленных фортификационных сооружений, протяженных траншей, окопов, ходов сообщения и противотанковых рвов. При этом перемещаются огромные массы грунтов, что создает искусственно расчлененный «военизированный» антропогенный рельеф. Если учесть, что современные военные учения проводятся на очень больших территориях, то площадь с измененным рельефом может достигать десятков и тысяч квадратных километров. О территориях, на которых наблюдаются подобные изменения, можно судить хотя бы по тому, что артиллерийский полигон, существующий с 1930 г. у г. Нижний Тагил, имеет боевое поле площадью

52 × 1,5 км, т.е. 7800 га или 78 км² [Руденко, 2012]. Такие территории по окончании учений обладают пониженным качеством, даже при условии их последующей рекультивации.

Трансформация геодинамической экологической функции литосферы. В мирное время наиболее активная трансформация геологических процессов связана с испытанием оружия. Активизация геологических процессов (прежде всего землетрясений) наблюдается при подземных и наземных ядерных взрывах. Существует принципиальная возможность вызывать землетрясения ударным воздействием, в том числе ядерными взрывами, хотя среди исследователей нет ясного ответа о силе этого воздействия [Николаев, Жигалин, 2003; Трофимов и др., 2006; Жигалин, Николаев, 2012]. Исследования, проведенные на Семипалатинском, Новоземельском, Невадском и других полигонах, позволяют утверждать, что воздействие подземных ядерных взрывов (ПЯВ) сводится к кратковременному увеличению сейсмичности на расстоянии до 2000 км от места проведения испытаний, к увеличению частоты землетрясений в первые 5–10 дней после воздействия, затем к их уменьшению до фоновых и повторному возрастанию активности через 30–40 дней.

Рассматривая экологические последствия геологических процессов с позитивных и негативных сторон, следует привести мнение А.В. Николаева о положительных эффектах от ядерных испытаний. С его точки зрения, ПЯВ активизируют слабую и умеренную сейсмичность, способствующую сбросу части тектонического напряжения в сейсмически активных районах, о чем свидетельствуют наблюдения за сейсмической активностью в Средней Азии в период проведения ядерных испытаний на Семипалатинском полигоне. При этом вероятность возникновения мощных землетрясений с катастрофическими экологическими последствиями уменьшается.

В период **военных действий** изменение интенсивности и частоты геологических процессов отмечается при передвижении войск, создании фортификационных сооружений (окопы, противотанковые рвы, блиндажи и др.), действиях по уничтожению противника (бомбардировки, взрывы и т.д.).

Передвижение войск, осуществляемое часто вне дорог и на гусеничном транспорте, приводит к разрушению и даже уничтожению растительного и верхней части почвенного покрова, возникновению очагов дефляции и ускорению линейной и плоскостной эрозии. Особенно велик этот эффект в районах Крайнего Севера, пустынях и полупустынях с незначительным растительным покровом.

Процессы дефляции и эрозии активизируются и в горных районах, например, в ходе контртер-

Таблица 1

Экологические последствия трансформации экологических функций абиотических сфер Земли (ЭФАСЗ) под влиянием военной деятельности

ЭФАСЗ		Виды воздействия	Воздействие на абиотические сферы Земли	Экологические последствия
Ресурсная	Литосфера	Строительство фортификационных сооружений; перемещение войск во время учений и боевых действий; учебные стрельбы и боевые действия с применением тяжелого артиллерийского и ракетного оружия; наземные и подземные ядерные взрывы, обустройство минных полей	Трансформация массивов горных пород, образование воронок, земляных рвов, дамб, шахт, туннелей и др.; нарушение почвенного покрова, ресурсов и качества подземных вод	Ликвидация, травматизм, ранение военнослужащих. Жертвы среди местного населения. Гибель зооценозов, снижение биомассы фитоценозов, частичное или полное уничтожение средообразующих экосистем. Эвакуация населения, миграция животных. Снижение качества ресурса геологического пространства для проживания населения
	Гидросфера	Изъятие ресурсов пресных вод; перемещение кораблей военно-морского флота; падение ракетно-космической техники с неотработанным топливом в воды; постановка подводных заграждений; минирование транспортных водных путей	Изъятие прибрежных участков морской акватории и рек из хозяйственного оборота; изменение (в военное время нарушение) гражданского и рыболовного судоходства	Гибель военнослужащих морского флота, команд рыболовных и других судов (в том числе пассажиров); нарушение путей миграции морских животных; угнетение ихтиофауны; деградация и/или исчезновение наиболее чувствительных экосистем
	Атмосфера	Пуски боевых ракет; полеты военной авиации; воздушные испытательные и боевые ядерные взрывы	Локальное нарушение озонового слоя; повышение уровня солнечного излучения в ультрафиолетовом диапазоне; попадание в атмосферу радионуклидов, продуктов горения и обломков техники (космического мусора); изменение прозрачности воздуха	Летальные потери среди военнослужащих воздушного флота (реже ранение и травматизм); деградация и/или исчезновение наиболее чувствительных экосистем; гибель авиапассажиров; лучевое поражение населения, генные мутации; рост спектра экзависимых заболеваний
Геодинамическая	Литосфера	Передвижение войск и боевой техники; диверсионные подрывы массивов горных пород; строительство фортификационных сооружений; действия по уничтожению противника	Создание «транспортного» рельефа; активизация склоновых процессов, дефляции, эрозии; повышение сейсмической активности; индуцирование землетрясений	Уничтожение продуктивной части населения; изменение видового разнообразия; деградация и/или гибель отдельных экосистем
	Гидросфера	Испытание ракетно-космической техники; разрушение или строительство гидротехнических сооружений; подводные взрывы	Изменение русел рек; углубление речных водотоков; выпадение кислотных и черных дождей	Нарушение путей миграции морских животных; изменение видового разнообразия; ожоговое поражение растительности
	Атмосфера	Испытательные и боевые пуски ракет; использование боевой и транспортной авиации	Локальное разрушение озонового слоя; инициирование турбулентности в тропосфере; синоптическое (погодное) воздействие; длительное выпадение дождей; рассеяние дождевых облаков	Травматизм, гибель военнослужащих воздушного флота, мирного населения, зооценозов; деградация и/или исчезновение наиболее чувствительных экосистем
Геохимическая	Литосфера	Применение и хранение горюче-смазочных материалов, взрывчатых веществ, отходов различного класса опасности; падение снарядов, ступеней ракет, беспилотников и других видов вооружений при проведении учений и военных операций; захоронение человеческих жертв	Разрушение водозаборов питьевых подземных вод; попадание канализационных стоков и токсичных веществ в подземные воды; формирование патогенных литогеохимических и бактериологических аномалий антропогенного генезиса; создание могильников	Снижение качества ресурса геологического пространства для проживания; снижение продуктивности и качества фитоценозов, устойчивости экосистем; рост эпидемиологической опасности
	Гидросфера	Ливневый сток с территорий военных баз и заправочных станций; захоронение контейнеров с токсичными отходами; аварийный сброс химических веществ и отходов; минирование форватеров; торпедирование и затопление кораблей, барж, танкеров, дизельных и атомных подводных лодок	Разрушение очистных сооружений, загрязнение акваторий в местах разгерметизации захоронения отходов, танкеров, путепроводов, дислокации кораблей; ухудшение качества пресной воды в поверхностных водоемах; загрязнение водоносных горизонтов	Миграция токсикантов и патогенов по трофической цепи; снижение качества водоснабжения населения; рост риска заболеваний желудочно-кишечного тракта; ухудшение состояния биоты водных экосистем; человеческие жертвы; ранения и травмы у всех участников вооруженного конфликта
	Атмосфера	Полеты военных воздушных судов; запуски спутников стратегического назначения; функционирование комплексов по ликвидации и переработке ядерных отходов, старых боеприпасов, химических складов; использование химических отравляющих веществ	Загрязнение воздуха в приземном слое; изменение химического состава воздушной массы; локальное разрушение озонового слоя; задымление и загрязнение токсичными и радиоактивными веществами	Ингаляционный фактор воздействия на здоровье населения; миграция токсикантов по биогеохимической цепи; снижение показателей здоровья населения, доминирование бронхо-легочной патологии; гибель (либо отравление) военнослужащих, населения, зооценозов

Окончание табл. 1

ЭФАСЗ		Виды воздействия	Воздействие на абиотические сферы Земли	Экологические последствия
Геофизическая	Литосфера	Подземные ядерные взрывы и аварийные выбросы радиоактивных веществ; ударное воздействие при применении обычных видов оружия большой мощности; огневое воздействие при пожарах	Индукцированная сейсмичность; повышение уровня радиационного фона; распространение пожаров на больших площадях	Радиационное заражение биоты, миграция нуклидов по трофической цепи; ожоги у населения и у животных; снижение качества ресурса геологического пространства для проживания; рост онкопатологий у населения
	Гидросфера	Использование или испытание атомного оружия или зарядов, обогащенных ураном; экокация морского дна; использование средств борьбы с подводными лодками (торпеды и глубинные бомбы); подводные испытательные и боевые ядерные взрывы	Формирование в толще воды устойчивых акустических гидроволн; ударное и тепловое воздействие на толщу воды; попадание радионуклидов в воду морей, рек и поверхностных водоемов; радиоактивное загрязнение подземных вод	Гибель либо лучевая болезнь военнослужащих морского флота; миграция нуклидов по трофической цепи; гибель биоресурсов; рост заболеваний онкопатологиями; ухудшение условий существования ихтиофауны и жизнедеятельности гидробиотических экосистем
	Атмосфера	Аварийные выбросы в атмосферу при проведении подземных ядерных взрывов в мирных целях; взрывы ядерных зарядов в тропосфере и стратосфере; высокочастотное электромагнитное воздействие на ионосферу; радиолокация; тепловые «острова» над обширными пожарами; активные боевые действия в воздушном пространстве	Локальный «разогрев» ионосферы, формирование «плазмоидов»; локальные «окна» в озоновом слое; радиационное загрязнение; возрастание уровня фонового электромагнитного излучения; ударные и тепловые волны; радиация	Летальный исход либо радиационные ожоги у военнослужащих и мирного населения; радиационное заражение зоо- и фитоценозов; нарушение функции кроветворения у человека в связи с высоким уровнем жесткого (ультрафиолетового и рентгеновского) солнечного и космического электромагнитного излучения; глухота

рористических операций на Северном Кавказе (с 1994 до 2008 г.). В Наурском и Щелковском районах, где действия военных были ограничены преимущественно транспортным передвижением, верхняя часть почвенного покрова при движении тяжелой техники была уничтожена, что привело к усилению процессов эрозии и потере плодородия земель [Зонн, Зонн, 2002]. В Надтеречном районе (от ст. Знаменская до места слияния Терека с Сунжей) в связи с передвижением военной техники, доставкой снаряжения и продовольствия почвенный покров был уничтожен на глубину 15–30 см, возник так называемый транспортный рельеф. Эти земли можно использовать для сельскохозяйственных целей только после рекультивации и внесения удобрений.

Создание фортификационных сооружений обуславливает изменение рельефа, образование выемок и отвалов. Так, протяженность оборонительных рубежей, построенных с июня 1941 г. по сентябрь 1942 г. на европейской части нашей страны составила 25 тыс. км, т.е. на 1 км фронта обороны приходилось 8–10 км траншей и ходов сообщения. Создание таких искусственных сооружений на сельскохозяйственных угодьях, особенно в равнинных условиях, усиливает процессы их локального заболачивания, дефляции, что негативно отражается на плодородии земель.

Действия по уничтожению противника, связанные с применением авиабомб, ракет и снарядов, изменяют рельеф (табл. 1). Размеры воронок, образуемых авиационными бомбами, зависят от их мощности, а также от глубины взрыва, состава горных пород в приповерхностной зоне и геомор-

фологических характеристик участка взрывов. При массе бомбы 3000 кг глубина воронки в супесях и суглинках составляет 3 м, а ее диаметр — 25 м, в вулканическом песке — 7 и 20 м, в торфах — 15 и 5 м соответственно. На еще большей площади изменяется рельеф при сбрасывании атомных и водородных бомб. Так, площадь взрывной воронки от атомной бомбы массой 20 кг составляет 1 га, а водородной бомбы мощностью 10 Мт — 57 га [Горшков, 1982].

Военные действия приводят к активизации и возникновению таких экологически неблагоприятных геологических процессов, как увеличение мутности водотоков, заболачивание, возникновение оползней, развитие овражной эрозии и в целом к опустыниванию отдельных районов. К экологическим последствиям этих процессов относится уничтожение растительности, гибель фауны, сокращение числа микроорганизмов и в целом уменьшение биоразнообразия. Каждый килограмм взрывчатого вещества обычной бомбы вызывает разрушение экосистемы на площади 12,5 м² [Горшков, 1982]. Так, военные действия привели к полному уничтожению почвы и, следовательно, растительности и мезофауны в Подгорно-Равнинном районе Чечни — главном плацдарме прямого военного воздействия и основном сельскохозяйственном районе республики. Ранее здесь были распространены самые плодородные земли — малогумусные черноземы, лугово-черноземные глинистые и суглинистые почвы, которые были практически полностью уничтожены на площади 40–50 тыс га, т.е. почти на всей части пахотных угодий [Зонн, Зонн, 2002].

Таблица 2

Увеличение сейсмической активности в результате военных действий, по [Жигалин, Николаев, 2012]

Район военных действий		Магнитуда, М			Глубина очага, h , км		
		$M \leq 4$	$4 < M \leq 5$	$M > 5$	≤ 33	33–120	> 120
Афганистан, 2001 г.	до бомбардировок	35	41	11	54	16	17
	после бомбардировок	56 (1,60)	68 (1,70)	12 (1,09)	94 (1,74)	33 (2,06)	9 (0,53)
Ирак, 2003 г.	до бомбардировок	40	26	4	52	13	5
	после бомбардировок	67 (1,68)	48 (1,85)	12 (3,00)	94 (1,81)	23 (1,77)	10 (2,00)
Южная Осетия, 2008 г.	до бомбардировок	10	25	3	33	4	-
	после бомбардировок	21 (2,10)	41 (1,64)	3 (1,0)	62 (1,88)	3 (0,75)	-
Ливия, 2011 г.	до бомбардировок	2	46	6	44	6	4
	после бомбардировок	1 (0,5)	67 (1,46)	10 (1,67)	73 (1,66)	3 (0,5)	2 (0,5)

Примечание. В скобках — относительное увеличение числа сейсмических событий после бомбардировок.

Бомбардировки и взрывы оказываются своего рода спусковым механизмом активизации склоновых процессов. Обстрелы склонов из артиллерийских систем и подрывы в зонах зарождения лавин применяют достаточно давно, начиная с 30-х гг. XX в.. Этот способ использовался для спуска лавин как в мирное время для уменьшения опасности в Альпах в Швейцарии и в Хибинах на Кольском полуострове, так и во время сражений в Великой Отечественной войне на Кавказе при защите Эльбруса. В. Читадзе, участвовавший в составе особого горнострелкового отряда в защите Эльбруса, установил, что для успешного схода лавины необходимо использовать 100-миллиметровые зенитные орудия со специальными взрывателями, при которых взрыв происходит не от удара о грунт (снег), а в установленный момент [Залиханов, Лосев, 1994].

Другой пример активизации склоновых процессов во время военных действий — профилактическая бомбардировка горных склонов в Афганистане, которую производили с целью схода осыпей и обвалов до начала движения войск и военной техники при выводе советских войск.

Ракетно-ядерные удары способны вызвать ответную реакцию литосферы в виде индуцированных землетрясений. Примером этому могут служить несколько эпизодов из новейшей мировой истории, а именно бомбардировки в Югославии в 1999 г., в Афганистане и Ираке, а также в Южной Осетии и Ливии в 2001, 2002, 2003, 2008 и 2011 гг. соответственно. Сопоставление времени бомбардировок с сейсмической активностью дает возможность выявить ее вторичное усиление после ракетно-артиллерийских обстрелов. По данным А.Д. Жигалина и А.В. Николаева [2012], число

постбомбардировочных землетрясений по сравнению с природными землетрясениями за тот же период времени, предвещающий военные действия, возрастает примерно в 1,4–1,7 раза (табл. 2). В сейсмоактивных регионах такая техногенная добавка может играть существенную роль с точки зрения оценки экологических последствий от землетрясений.

Трансформация геохимической экологической функции литосферы. Существенные изменения эколого-геохимических условий в *мирное время* происходят при *испытании ракетно-космической техники*. В первую очередь речь идет о токсичных компонентах ракетного топлива. Расчетное количество компонентов ракетного топлива в отработавших первых ступенях ракет варьирует от нескольких сотен килограммов (ракета-носитель «Рокот») до 1,5–2 т (ракета-носитель «Протон»). При этом 30% этой массы остатков осаждается в районе пуска на поверхность земли, причем большая часть нейтрализуется в результате взрыва при ударе отделяющейся части о поверхность земли (табл. 1). Наибольшую экологическую опасность представляет ракетное топливо НДМГ⁹, которым заправляют тяжелую российскую ракету-носитель типа «Протон», боевые межконтинентальные ракеты типа 15А18, 15А35, стоящие на боевом дежурстве, а также конверсионные ракеты-носители «Рокот», «Стрела», «Днепр» [Воздействие..., 2016; Трофимов и др., 2006]. Проведенные на космодроме Плесецк исследования биологической активности почв и растительного материала показали, что характер воздействия НДМГ на горох и ячмень определяется его количеством, поступившем в почву. Ингибирующая (подавляющая жизненные процессы) доза НДМГ составляет 20 г/дм³, хотя

⁹ НДМГ (несимметричный диметилгидразин) — жидкое горючее из класса органических аминов.

в умеренных дозах НДМГ служит стимулятором процессов жизнедеятельности растений и сопутствующей биоты.

Техногенные геохимические аномалии отмечены и при падении на поверхность земли фрагментов космической техники. Один из таких случаев связан с падением советского спутника морской космической системы разведки «Космос-954» с радиоактивными материалами на борту. После успешной работы спутника в течение 4 месяцев топливо практически закончилось, поэтому было решено отправить реактор на более высокую орбиту для захоронения со временем существования 300–1000 лет. Радиоактивное топливо в реакторе имело период полураспада 70 лет. Операция не удалась и космический аппарат вместе с реактором, содержащим 30 кг обогащенного урана, 24 января 1978 г. вошел в плотные слои атмосферы. Радиоактивные обломки оказались разбросаны на огромной, но малонаселенной территории Канады в районе Великих озер. Очистка территории от радиоактивного загрязнения обошлась Канаде в 14 млн долл. [Воздействие..., 2016].

Сейчас основные военные конфликты идут с целью перераспределения на мировом рынке доступа к ресурсам углеводородов, и как следствие повсеместно на аренах современных **боевых действий** наблюдается интенсивное **нефтяное загрязнение** приповерхностной части литосферы в большинстве горячих точек планеты (Кувейт, Ирак, Сирия и др.). Согласно данным работы [Зонн, Зонн, 2002], при проведении контртеррористической операции на Северном Кавказе в результате повреждения промысловых и магистральных трубопроводов и нефтехранилищ в грунтах скопилось более 2 млн т нефтепродуктов. В пределах территории площадью около 30 км² образовался подземный нефтенасыщенный горизонт со слоем нефтепродуктов мощностью до 12 м. В некоторых местах этот нефтяной горизонт в долине Сунжи разгружался на поверхность, сдвигаясь в направлении р. Терек.

Трансформация геофизической экологической функции литосферы. В мирное время наиболее значительные техногенные трансформации **радиационного поля** создаются при подземных ядерных взрывах и нештатных выбросах радиоактивных веществ. Аномалии при этом могут достигать 20–200 мЗв/год. Данные о ядерных испытаниях на Новоземельском полигоне приведены в табл. 3.

Подземные ядерные взрывы характеризуются заметным последствием. Длительные (до 10–15 лет) наблюдения показали, что, несмотря на «остеклованные» стенки полостей вследствие воздействия на горные породы высоких температуры и давления во время ядерного взрыва, происходят утечки радиоактивных веществ. При

Таблица 3

Сведения о ядерных испытаниях, проводившихся на Новоземельском полигоне в различных абиотических сферах, по [Новая Земля..., 1998]

Вид испытания (взрыва)	Число испытаний	Общий тротиловый эквивалент (ТЭ), Мт	Количество цезия-137, выброшенного в атмосферу, мКи
Воздушный	85	240	8,0
Наземный	1	0,035	0,004
Надводный	2	0,2	0,01
Подводный	3	0,2	–
Подземный	39	23	0,005
Итого	130	263,435	8,019

осуществлении взрывов наблюдаются внезапные подвижки грунтового массива, аномальное поведение подземных вод и газов. В случае возникновения нештатных ситуаций, как принято сейчас говорить, при проведении подземных ядерных взрывов возможен выход на поверхность радиоактивных инертных газов. Мощность дозы радиации в пределах технологических площадок, как это, например, было на Новоземельском полигоне, может достигать 500 Р/ч (5 Зв/ч). Область распространения подобного рода выходов может простирается на расстояние до 500 км и более. Эффективная доза облучения зависит от перемещения человека по загрязненной территории, от времени пребывания на ней, от вида радионуклидов, их объемной концентрации, плотности загрязнения, уровня загрязнения, от потребления воды и пищи, от орографии местности. Согласно заключению Международной комиссии по радиологической защите вероятность смертельных случаев от онкозаболеваний при мощности дозы облучения 1 Зв составляет $5 \cdot 10^{-5}$, что принято за максимальный допустимый риск летального исхода (считающийся в национальных нормативах США как малозначительный).

Локальные **температурные аномалии** (до 5–20 °С) связаны с эксплуатацией помещений, отведенных под военное производство, с функционированием техники, механизмов, со сбросами сточных вод. Так, при запусках ракет, экзогенных пожарах могут возникать локальные тепловые аномалии до 300–600 °С с катастрофическими последствиями для всего живого. Достаточно сказать, что энергетическое воздействие крупного космодрома (Восточный испытательный полигон США, космодром Байконур) на абиотические сферы Земли эквивалентно воздействию среднего промышленного предприятия [Воздействие..., 2016].

В ходе **боевых действий** в современных «малых» войнах широко используется зажигательное

оружие, предназначенное для создания крупных пожаров с целью уничтожения живой силы и техники, материальных ценностей, а также для затруднения действия войск противника. Так, на Ближнем Востоке в 1967 г. Израиль, применив такое оружие, вывел из строя примерно 75% арабских войск. Во время боевых действий во Вьетнаме около 40% использованных боеприпасов представляло собой зажигательное оружие — в основном кассеты по 800 бомб, которые создавали пожары на площади более 1000 га. Отметим, что изменение температурного режима происходит за непродолжительное время существования очагов возгорания и открытого огня.

Опыт радиационного воздействия в военных целях не слишком богат и ограничивается боевым применением США атомных бомб, взорванных над территорией Японии в 1945 г. В результате анализа результатов этого «эксперимента» выявлен значительный отрицательный экологический эффект от использования такого рода оружия. Достаточно сказать, что в Хиросиме число погибших от непосредственного воздействия взрыва составило от 70 до 80 тыс. человек. К концу 1945 г. в связи с действием радиоактивного заражения и других отложенных эффектов от взрыва общее число погибших составило от 90 до 166 тыс. человек. По истечении 5 лет общее число погибших, с учетом умерших от онкологических заболеваний и других долгосрочных воздействий взрыва, достигло или даже превысило 200 тыс. человек.

Трансформация экологических функций гидросферы под влиянием военной деятельности. Военная деятельность влияет на все экологические функции гидросферы, но наиболее контрастно на изменение химических особенностей поверхностной гидросферы, т.е. на изменение ресурсной и геохимической функций как в мирное, так и в военное время.

Трансформация ресурсной экологической функции гидросферы. Трансформация качества ресурсов поверхностной гидросферы происходит в *мирное и военное время* при падении космической техники, включая военную, в воды Мирового океана. Под действием остатков топлива в упавших космических аппаратах изменяется качество вод поверхностной гидросферы. Например, в апреле 1970 г. при возвращении лунного модуля «Aquarius» экспедиции «Apollo-13» контейнеры с плутонием упали в Тихий океан восточнее Новой Зеландии [Вениаминов, Червонов, 2012].

В случае разлива нерадиоактивного топлива на поверхности воды образуется углеводородная пленка, нарушающая процесс естественной аэрации воды, что влечет за собой кислородное голодание гидробионтов. При концентрации в водоеме горючих углеводородов более 0.01 мг/л гибнет

планктон, а более 50 мг/л — рыба, т.е. нарушается, таким образом, трофическая цепочка (табл. 1).

Трансформация геодинамической экологической функции гидросферы. Испытания ракетно-космической техники, проводимые в *мирное время*, нередко вызывают образование продуктов сгорания не только в газовой, но и в жидкой фазах. Размер капель, образовавшихся на аэрозольных центрах конденсации, возрастает до такой степени, что они начинают выпадать в виде кислотных дождей (табл. 1). *Кислотные дожди* особенно опасны на начальных этапах развития растений. Попадание кислотных дождей в закрытые пресные водоемы, когда их ложе не сложено карбонатными породами, вызывает массовую гибель фауны даже при весьма малом повышении кислотности воды (рН 6,5–6,0).

Боевые действия способны активизировать *черные дожди*. Достаточно сказать, что перед отступлением из Кувейта в 1991 г. иракские войска подожгли около 700 нефтяных скважин. Концентрация смога в воздухе в 30 раз превышала допустимые нормы. В горящих факелах сгорало около 3 млн баррелей нефти в день, т.е. приблизительно 5% от ежедневного мирового потребления. Черные тучи поднимались на высоту до 3 км и разносились далеко за пределы Кувейта. Черные дожди, содержащие ядовитую смесь диоксида серы, оксида азота, азотной кислоты и углеводородов, проливались не только над Кувейтом и Ираком, но и над Саудовской Аравией и Ираном еще в течение года. Даже в Кашмире, расположенном за 2000 км от Кувейта, выпадал черный снег.

Трансформация геохимической экологической функции гидросферы. Существенные трансформации эколого-гидрогеохимической обстановки в *мирное время* происходят при попадании компонентов ракетного топлива (гидразиновое горючее, содержащее азотокислители, углеводородное горючее) в акватории. Действие нитратов и нитритов на гидробионты состоит в нарушении их кровоснабжения, т.е. транспортировки кислорода к жизненно важным органам. Другой вид негативного влияния нитратов и нитритов на гидробионты заключается в том, что повышение их концентрации в воде водоемов стимулирует рост растительности и планктона и приводит к эвтрофикации, загрязнению воды водоемов азотной кислотой. Смертельная концентрация азотной кислоты для радужной форели через 96 ч составляет 0,39–1,9 мл/л, для молоди форели через 8 сут. — 0,14–0,15 мг/л [Яржомбек, Михеева, 2007].

Углеводородные виды горючего снижают качество биоресурсов (табл. 1). Наличие в водоеме нефти в количестве 0,1 мг/л придает рыбе неустрашимый при обработке вкус и запах [Маркизов и др., 2003].

Боевые действия в нефтедобывающих районах приводят к массовому загрязнению акваторий нефтепродуктами. Так, во время войны 1991 г. в Персидском заливе объем утечек из кувейтских терминалов по оценкам Г. Бриджа [Бридж, 2015], составил 4–11 млн баррелей нефти. Это нанесло серьезный ущерб эколого-геологической обстановке в районе Персидского залива, привело к гибели морских животных и около 30 тыс. птиц.

Трансформация геофизической экологической функции гидросферы. К ряду воздействующих геофизических факторов в приложении к гидросфере следует относить гидроакустическое воздействие при эхолокации морского дна и водной толщи, использование средств борьбы с подводными лодками и надводными судами (торпеды и глубинные бомбы), а также подводные и воздушные испытательные и боевые ядерные взрывы. В результате подобного рода воздействий в толще воды могут формироваться устойчивые акустические гидроволны, в том числе ударные, может наблюдаться локальный разогрев воды и происходить попадание радионуклидов в воду морей, рек и поверхностных водоемов. Существует также реальная опасность радиоактивного загрязнения водоносных горизонтов под водоемами на суше. При длительном (или кратковременном, но интенсивном) воздействии может сформироваться устойчивое загрязнение, в том числе радиационное, загрязнение морской воды и воды поверхностных водоемов. В результате наблюдается общее ухудшение условий существования ихтиофауны и жизнедеятельности экосистем.

Трансформация экологических функций атмосферы под влиянием военной деятельности. Трансформация ресурсной экологической функции атмосферы. В ходе военной деятельности изменения затрагивают прежде всего газовые ресурсы планеты. Напомним, что каждый взрослый житель планеты за сутки поглощает около 500 л кислорода и выдыхает около 450 л углекислоты. При отсутствии кислорода невозможно дыхание, а значит, протекание энергетических процессов у многоклеточных животных.

Из газов, входящих в воздушную смесь, особого внимания заслуживает озон (O_3). Озон образуется в верхних слоях атмосферы из атомарного кислорода в результате химической реакции под влиянием солнечной радиации, вызывающей диссоциацию молекул кислорода и рекомбинацию их в виде трехатомной структуры O_3 . Слой озона служит экраном (щитом), защищающим поверхность Земли и все живое на ней, от губительного воздействия солнечной радиации в ультрафиолетовом частотном диапазоне электромагнитного излучения. Уменьшение общего содержания озона по природным или ан-

тропогенным причинам на 1% может привести к увеличению количества заболеваний раком кожи у человека приблизительно на 2% [Александров, Седунов, 1979].

В **мирное время** ответственными за уменьшение содержания озона объявлены оксид и двуоксид азота (NO и N_2O), которые образуются в двигателях внутреннего сгорания и сопутствуют запуску ракет. Ракеты выбрасывают большое количество газов, часть из которых ведет к разрушению озона (оксид азота, соединения хлора).

При взлете ракет образуются своеобразные туннели с практически полным разрушением озона. Расчетами установлено, что при запуске системы «Спейс Шаттл» при учете всех разрушающих озон компонентов продуктов сгорания (H , OH , Cl , NO) разрушается больше озона, чем при запуске «Протона», за счет большего объема возмущенной области, связанной с факелом и головной ударной волной. Если учитывать только долгоживущий компонент NO в продуктах сгорания, размер туннеля от ракеты-носителя «Протон» оказывается существенно больше [Воздействие..., 2016].

Существенный урон качеству ресурсов атмосферного пространства наносит космический мусор, значительная часть которого связана с разведывательными аппаратами. Под **космическим мусором** подразумеваются все искусственные объекты и их фрагменты в космосе, которые уже неисправны, не функционируют и никогда более не смогут служить никаким полезным целям, но представляют собой опасный фактор воздействия на функционирующие космические аппараты, особенно пилотируемые. Достаточно сказать, что суммарная масса крупного космического мусора с массой 300 г–20 т уже в 2010 г. превышала 10 000 т [Вениаминов, Червонов, 2012]. Основная угроза, исходящая от космического мусора, – столкновение с работающими космическими аппаратами с последующим выпадением радиоактивного топлива на Землю. Хотя известны и другие последствия, снижающие комфортность проживания населения. Например, 26 марта 2006 г. в 17 субъектах РФ с 15 млн жителей прекратилась трансляция общероссийских и коммерческих телепрограмм, частично нарушились междугородная телефонная, мобильная связь, доступ в интернет из-за столкновения российского телекоммуникационного космического аппарата «Экспресс АМ11» с космическим мусором.

Ведение **боевых действий** нарушает качество ресурсов воздушного пространства на локальных участках. В частности, в 1991 г. известен случай изменения прозрачности воздуха из-за густого дыма от горящих скважин, подожженных во время войны в Кувейте. В результате снижения видимости разбился транспортный самолет Са-

удовской Аравии, перевозивший сенегальских солдат антииракской коалиции, погибло более 90 человек.

Трансформация геодинамической экологической функции атмосферы. Основные воздействующие факторы, приводящие к изменению геодинамической экологической функции атмосферы, — испытательные и боевые пуски ракет, использование боевой и военной транспортной авиации, синоптическое (погодное) воздействие на нижние слои атмосферы (табл. 1). Указанные виды воздействия способствуют возникновению турбулентности в тропосфере и стратосфере и частично разрушают озоновый слой. В зависимости от целевой установки воздействие на атмосферу может инициировать длительное выпадение осадков или, наоборот, препятствовать образованию дождевых облаков в течение продолжительного времени.

Частичное разрушение озонового слоя создает предпосылки для повышения уровня солнечного излучения в ультрафиолетовом диапазоне. Активное синоптическое воздействие на атмосферу с целью вызова дождей или, наоборот, рассеяния дождевой облачности способствует ухудшению экологической обстановки и условий жизнедеятельности.

Трансформация геохимической экологической функции атмосферы. Основным фактор, воздействующий на эколого-атмогеохимическую обстановку в *мирное время*, — выбросы загрязняющих веществ ракетно-космической техникой и самолетами. Химическое загрязнение атмосферы происходит как при старте ракет за счет образования газовых выбросов (стартовый клуб и след), так и при выбросах остатков топлива при разрушении вторых ступеней ракетополетителей на высоте 80–100 км. Считается, что остатки топлива при падении испаряются, переходя в газовую фазу, разбавляются до безопасной концентрации и не представляют опасности для населения. Это предположение никогда не проверялось ни расчетным, ни экспериментальным путем [Воздействие..., 2016].

В *военное время* *атмогеохимические аномалии* связаны с применением различных боевых отравляющих веществ [Изменение..., 2006]. Боевые отравляющие вещества различаются по характеру воздействия на человека. Так, иприт, люизит и азотистые иприты относятся к отравляющим веществам кожно-нарывного действия; для защиты от них необходимо использовать не только противогазы, но и защитную одежду. Нервно-паралитические газы (зарин, зоман и ви-газ, или ви-икс-газ (V-газ, VX-газ в американской терминологии) поражают важнейший фермент организма — холинэстеразу и разрушают систему передачи импульсов по нервным волокнам [Юфит, 2002].

Трансформация геофизической экологической функции атмосферы. Наибольшую экологическую опасность несут ядерные взрывы в атмосфере, создающие *радиационные аномалии*. Последствия *боевых ядерных взрывов* в японских городах Хиросима и Нагасаки хорошо известны и ощущаются до сих пор. Последствия других взрывов в атмосфере не столь хорошо известны, но тоже достаточно пессимистичны с экологических позиций. После взрыва ядерного боеприпаса остается нерассеянной 10–15% всей радиации, в результате чего возникают условия стресса (близкого к катастрофическому пределу) для экосистем, подвергшихся воздействию взрыва.

Действие *ионизирующих излучений* в определенных пределах (дозах) приводит к последствиям, проявляющимся у человека, непосредственно попавшего под облучение (соматическое воздействие), или у его потомства (генетическое воздействие). Последствия общего кратковременного облучения тела человека в зависимости от дозы стандартного облучения могут меняться от незначительных в диапазоне 0,05–0,5 Гр до летальных в диапазоне 1,5–3 Гр. Для разных видов живых организмов граничной (безопасной) является доза стандартного излучения составляет 0,5 Гр.

Воздействие радиоактивного излучения на организм человека зависит от вида источника, активности, времени эффективного периода и др. Глубина и тяжесть биологического воздействия проявляются в разной степени ионизации атомов и молекул организма, изменении его химического состава, структуры и характера связей. В результате ионизации поражаются хромосомы и ядра клеток, что может привести к гибели некоторых из них. Кроме того, в организме образуются новые комплексы, группы H^+ и OH^- и молекулы, не свойственные биологической среде и тканям организма. Большие дозы облучения (0,5–1,5 Гр) нарушают функции кроветворных органов, ухудшают свертываемость крови и снижают сопротив-

Таблица 4

Характеристики пожаров при взрывах ракет-носителей, по [Воздействие..., 2016]

Тип ракеты	Вид топлива	Масса топлива, т	Энергия взрыва, ТДж	Радиус площади пожара, м
«Ангара» легкого класса	кислород-керосин	1230	1,5	300
«Ангара» среднего класса	кислород-керосин	420	4,8	500
«Протон К»	азотный тетраоксид — несимметричный диметилгидразин	670	4,5	500

ляемость организма по отношению к различным заболеваниям.

Испытание ракетно-космической техники в *мирное время* приводит к *радиоактивному и электромагнитному загрязнению*. Достаточно сказать, что самая крупная катастрофа в истории освоения космоса — взрыв через 22 с после запуска китайской ракеты-носителя «CZ-3В» с космическим аппаратом связи «Интелсат-708» с космодрома Си-чан, который произошел 14.02.1996 г. В результате погибли 6 человек и более 100 человек получили ранения или подверглись воздействию токсичных продуктов [Головков, 1966].

Источники электромагнитного загрязнения представлены радиотехническими системами, работающими в УВЧ- и СВЧ-диапазонах и обладающие высокой мощностью (до 1000 кВт в импульсе) [Воздействие..., 2016]. Экологические последствия мощных микроволновых излучений негативно влияют на фотосинтез в листьях растений, прорастаемость семян, частоту хромосомных aberrаций (мутаций). У человека периодическое воздействие электромагнитного поля приводит к изменениям гормонального статуса и генетической структуры.

Существенные *температурные аномалии* отмечаются при аварийных и нештатных ситуациях с ракетно-космической техникой. Воздействие теплового излучения при взрывах ракет на эколого-геологическую обстановку плохо изучено. Расчетным путем получены размеры площади пожара при взрыве ракет-носителей различных типов (табл. 4). Отмечены случаи пожаров, приведших к гибели людей. Так, взрыв на стартовом комплексе

МБР Р-16 и последовавший за этим пожар на космодроме Байконур (24.10.1960 г.) привел к гибели 78 человек [Черток, 1999].

При испытании ракетных двигателей и запусках ракет создаются мощные волновые возмущения в широком частотном диапазоне, вызывающие *акустические аномалии*. Уровень звука от работы взлетающей тяжелой ракеты может достигать 150–180 дБ, что в 2–3 раза превышает допустимые для человека уровни. Такие уровни шума представляют очень большую опасность для человека [Воздействие..., 2016].

Выводы. 1. Трансформация экологических функций всех абиотических сфер под влиянием военной деятельности происходит и в мирное, и в военное время. Испытания оружия, ракетной космической техники, а особенно войны становятся серьезными фактором дестабилизации взаимодействия живой и неживой природы на нашей планете.

2. При военной деятельности трансформация экологических функций литосферы по интенсивности и сохранению во времени превосходит трансформацию экологических функций гидросферы и атмосферы. В последних сферах последствия трансформации ликвидируются за меньшее время.

3. Высокий научный потенциал современных военных технологий России при их соответствующей ориентации и международном сотрудничестве может внести значительный вклад в снижение воздействия на экологические функции абиотических сфер Земли и реабилитацию окружающей среды от регионального до глобального уровня.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александров Э.Л., Седунов Ю.С. Человек и стратосферный озон. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 104 с.

Бридж Г. Нефть. М.: Изд-во Ин-та Гайдара, 2015. 335 с.

Вениаминов С.С., Червонов А.М. Космический мусор — угроза человечеству. М.: ИКИ РАН, 2012. 190 с.

Воздействие ракетно-космической техники на окружающую среду / Под ред. В.В. Адушкина, С.И. Козлова, М.В. Сильникова. М.: ГЕОС, 2016. 795 с.

Геологическое пространство как экологический ресурс и его трансформация под влиянием техногенеза / В.Т. Трофимов, Н.Д. Хачинская, Л.А. Цуканова и др. М.: Академическая наука — Геомаркетинг, 2014. 566 с.

Головков С. Катастрофа при запуске КА «Intelsat 708» // Новости космонавтики. 1996. Т.6, № 4. С. 11.

Горишков С.П. Экзогеодинамические процессы освоенных территорий. М.: Недра, 1982. 286 с.

Жигалин А.Д., Николаев А.В. Чрезвычайные ситуации как отдаленные последствия локальных военных конфликтов // Мат-лы Междунар. науч.-практ. конф. «ГЕОРИСК-2012». Т. 2. М.: РУДН, 2012. С. 241–245.

Залиханов М.Ч., Лосев К.С. И снег, и град, и горы. Л.: Гидрометеиздат, 1994. 160 с.

Зонн С.В., Зонн И.С. Экологические последствия военных операций в Чечне // Энергия: экономика, техника, экология. 2002. № 6. С. 50–53.

Куриленко В.В. Экологически значимые свойства (экологические функции) литосферы и их роль при характеристике эколого-геологических условий жизнедеятельности человека и существования биоты (природной среды) // Мат-лы междунар. науч. конф. «Науки о Земле и образование: задачи, проблемы, перспективы» / Под ред. В.В. Куриленко. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2002. С. 65–68.

Маркизов Н.Ф., Гребенюк А.Н., Башарин В.А. Токсикология нефтепродуктов. СПб.: Невский диалект, 2003. 128 с.

Николаев А.В., Жигалин А.Д. Геоэкологические аспекты военной деятельности // Геоэкология. 2003. № 1. С. 23–31.

Новая Земля. Природа. История. Археология. Культура // Тр. Морской арктической комплексной экспедиции (МАКЭ). Кн. 2. Ч. 1. Культурное наследие. Радиоэкология. М.: Российский НИИ культурного и природного наследия, 1998. 278 с.

Руденко В.Л. Мировая слава секретного полигона // Оборонно-промышленный комплекс Свердловской

области: информационно-аналитический каталог. Екатеринбург, 2002. С. 28–30.

Трофимов В.Т. Об экологических функциях абиотических сфер Земли // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2005. № 2. С. 59–65.

Трофимов В.Т., Жигалин А.Д., Барабошкина Т.А., Харькина М.А. Изменение экологических функций литосферы при военных действиях // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2006. № 5. С. 68–75.

Трофимов В.Т., Куриленко В.В. Экологические функции абиотических сфер Земли: содержание и значение для становления нового теоретического базиса гео-

экологии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 3. С. 93–102.

Трофимов В.Т., Барабошкина Т.А., Жигалин А.Д. и др. Трансформация экологических функций литосферы в эпоху техногенеза. М.: Ноосфера, 2006. 720 с.

Чертюк Б.Е. Ракеты и люди. Кн. 2. М.: Машиностроение, 1999. 448 с.

Юфит С.С. Яды вокруг нас. М.: Классика-стиль, 2002. 368 с.

Яржомбек А.А., Михеева И.В. Ихтиотоксикология. М.: Колос, 2007. 144 с.

Поступила в редакцию 16.04.2018

Поступила с доработки 22.05.2018

Принята к публикации 22.05.2018

УДК 551.35. 551.464

Ю.Н. Гурский¹

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ИЛОВОЙ ВОДЕ И ДОННЫХ ОСАДКАХ ЧЕРНОГО МОРЯ²

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет.
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1

Moscow State University, Faculty of Geology. 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Обобщены результаты многолетних исследований геохимии микроэлементов в иловых водах и осадках Черного моря. Работы проведены в разных районах, но более детально описаны данные для глубоководной впадины и фациальных профилей Ялтинского, Сочи́нского полигонов и профиля, направленного на юго-восток от Керченского пролива. Изучено поведение биогенных элементов (N, P, Si), B, J, Br и 18 металлов по данным ISP и ISP-MS. Рассчитаны средние значения концентрации элементов для трех стратиграфических горизонтов. При обработке результатов применен факторный анализ.

Ключевые слова: Черное море, донный осадок, иловая вода, микроэлементы, диагенез, химический состав, факторный анализ.

Generalization of the results of years of research on the geochemistry of trace elements in the interstitial waters and sediments of the Black sea. The works were carried out in different areas, but in more detail described the material on the deep-water basin and facies profiles Yalta, Sochi landfills and profile directed from the Kerch Strait to SE. The behavior of biogenic elements (N, P, Si), B, J, Br and 18 metal elements according to ISP and ISP-MS is studied. Average concentrations of elements for 3 stratigraphic horizons are calculated. Factor analysis was used to process the results.

Key words: Black sea, bottom sediment, interstitial water, trace elements, diagenesis, chemical composition, factor analysis.

Введение. Рассмотрены результаты изучения материалов о составе и геохимии микроэлементов в Черном море — уникальном природном образовании, поражающем разнообразием природной обстановки, сложной историей развития, необычными явлениями в воде и осадках. Открытия, связанные с изучением этого водоема, создали ему славу естественной природной лаборатории, в которой можно наблюдать многие природные явления и процессы, позволяющие выявить закономерности, характерные не только для внутренних морей, но и для океана в целом [Гурский, 2003, 2007].

Отмечу главную гидрохимическую особенность Черного моря — заражение сероводородом водной толщи на глубине 90–160 м и ниже.

Анаэробная зона занимает около 87% от всего объема моря. Происхождение сероводорода связано с микробиологическими процессами [Волков, 1973; Гавшин и др., 1988]. И эта особенность несомненно и существенно влияет на поведение макро- и микроэлементов в толще донных отложений Черного моря.

Начиная с 1960–1970-х гг. и до настоящего времени автор исследовал геохимию процессов седиментации и диагенеза донных отложений

Черного моря, в том числе полный анализ иловых вод [Гурский, 1970, 2003, 2017; Розанов, Гурский, 2016].

Основной исходный материал был собран в 1971–1991 гг., когда в рамках комплексных работ выполнялся большой объем геохимических исследований. В эти годы был детально изучен химический состав иловых вод на фациальных профилях и полигонах в Крымском Ялтинском, Керченско-Таманском, Рионском, Батумском, Прибосфорском районах и во многих частях глубоководной впадины (рис. 1). Макросостав придонных и иловых вод (Alk , SO_4^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) исследован в колонках отложений длиной до 8 м за период с 1971 по 1996 г. в 929 пробах на 201 станции (не считая данных о Днепровско-Бугском лимане, Геленджикской бухте и других прибрежных и приустьевых районах; материалы о них опубликованы ранее [Гурский, Лисицын, 2011; Гурский, 2017]. В большинстве проб изучены состав и распределение биогенных компонентов (аммонийный азот, фосфор, кремний).

Специальное исследование было связано с изучением геохимии бора, йода и брома в кандидатской диссертации автора, а также в работах [Гурский, 1970, 2003; Гурский, Гуляева, 1971].

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии; Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, вед. науч. с., докт. геол.-минер.н.; e-mail: yurgur@list.ru

² Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 14-27-00114-П).

В меньших масштабах проводился анализ микроэлементов — металлов, хотя и им было уделено значительное внимание.

Теоретический анализ. Характер осадочного материала. С генетической точки зрения донные осадки Черного моря весьма разнообразны: современные, древнечерноморские и новоэвксинские илы. Под современными отложениями, представленными микрослоистыми кокколитовыми илами белого или серого цвета, залегают древнечерноморские серые глинистые и черные сапропелевые илы с большим количеством органического вещества (ОВ) — до 22,5% $C_{орг}$ [Гурский, 2003]. В новоэвксинских илах выявлены серые и черные илы с гидротроилитом, сульфидами и малым количеством ОВ, где содержание $C_{орг}$ редко превышает 1,5%. Наряду с нормальным залеганием илов на шельфе или во впадине встречаются оползневые осадки на крутых склонах, у их подножий или вблизи горно-складчатых сооружений на побережье. Вместе с продуктами выветривания, приносимыми реками, береговым сносом, нередко встречается необычный глубинный материал из грязевых вулканов.

Цель и задачи исследования. Главная цель исследований — оценка того, как разные условия седиментации — фациальные, возрастные, генетические отличия осадочного материала и диагенетические преобразования в составе жидкой и твердой фаз донных отложений — могут повлиять на поведение и распределение тех или иных микроэлементов. Конкретные задачи сводились к анализу отдельных групп микроэлементов и выявлению их связей с макросоставом и химическим типом иловых вод, с литологическим составом, стратиграфическим строением, региональными и фациальными отличиями илов, с количеством $C_{орг}$, величинами pH и Eh.

Материалы и методы исследования. Работы проводили на научно-исследовательских судах (НИС) МГУ имени М.В. Ломоносова, Института океанологии имени П.П. Ширшова РАН и ряда других учреждений. Научные работы в рейсах часто сочетали с проведением морской практики студентов и аспирантов МГУ имени М.В. Ломоносова и других вузов. Наряду с изучением стратиграфии и литологии донных отложений исследовали окислительно-восстановительные условия в илах (измерение величин pH и Eh), проводилась оценка наличия или отсутствия O_2 и H_2S .

Исследования в экспедиционных и лабораторных условиях, методы их проведения подробно описаны во 2-й главе монографии [Гурский 2003]. В кратком виде они приведены и в ряде статей [Розанов, Гурский, 2016; Розанов и др., 2017; Гурский, 2017]. Здесь они приводятся кратко.

Определение биогенных элементов N (NH_4^+), P (PO_4^{3-}), Si (SiO_3^{2-}) проводилось колориметрическими методами [Современные..., 1973; Коннов,

1965]. Аммонийный азот определяли с реактивом Несслера, точность определения $\pm 5\%$; фосфор в растворе ортофосфатов — с использованием реакции образования фосформолибденового комплекса в кислой среде под действием восстановителя $SnCl_2$, точность определения $\pm 0,5\%$. Кремний растворенных силикатов определяли на основе реакции образования кремнемолибденовой кислоты с использованием соли Мора для повышения чувствительности метода, точность определения $\pm 5\%$.

Определение галогенов (Br, I, F) и бора. Определение Br основано на окислении бромидов гипохлоритом калия до броматов и восстановлении йодидом калия до свободного йода, который оттитровывается тиосульфатом [Методы..., 1965]. В этих реакциях наряду с бромом участвует йод, растворенный в иловой воде. Содержание брома вычисляют по разности между суммой Br+I и отдельным определением йода, выраженными в эквивалентной форме. Йод определяли йодометрическим титрованием, как и при анализе брома [Гурский, Гуляева, 1971; Шишкина, 1972]. Точность методов определения брома — 1%, йода — 3%.

Бор определяли колориметрическим методом, основанным на взаимодействии борной кислоты с кармином [Методы..., 1965; Гурский, 1970]. Чувствительность метода 0,5 мкг В/мл. Фтор определяли потенциометрией с фторидным электродом.

Определение содержания металлов. Определение Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, Cr, Ni, Co и других тяжелых металлов (ТМ) в иловых и придонных водах проводили методом атомно-абсорбционной спектrophотометрии (ААС) на приборах С-302, «Хитачи-207» и ААС IN («Карл Цейс Йена»). Применение методов ААС для анализа ТМ морской воды описано в отечественной и зарубежной литературе [Демина, 1982; Bruland, 1983]. Предел обнаружения Fe 0,3; Mn 0,1; Zn 0,2; Cu и Ni 0,1; Sr 0,3 мкг/мл.

Атомно-эмиссионная спектроскопия. Методы ICP, ICP-MS. Наряду с ААС применяли метод атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой (ICP) в сочетании с масс-спектрометрией (ICP-MS) [Дубинин, 1993; Гурский, 2003]. Анализы выполнены в Институте геохимии АН РАН (ГЕОХИ) на приборе ICP-9000 «Allied Analytical Systems» Г.П. Пантелеевым и в ИЭМ РАН (Черноголовка) О.Н. Карасевой. Получены данные о содержании в иловой и придонной воде Ca, Mg, Na, K, Si, Li, Ba, Sr, Rb, B, Al, Fe, Mn, Zn, Cu, Ni, Co, Pb, Mo, Ag, V, W, U, Cd, Cr и других элементов.

Результаты исследований и их обсуждение. Биогенные элементы. Поведение биогенных элементов (N, P, Si) тесно связано с минерализацией ОВ. По данным, полученным в северном, восточном и юго-западном районах Черного моря, максимальные значения концентрации биогенных элементов

в иловых водах следующие (мг/л): (NH_4) N 85, (PO_4) P 7, (SiO_3) Si до 30 (на севере и юго-востоке) и до 56 у Босфора.

Концентрация N (NH_4) закономерно возрастает сверху вниз по колонкам, что связано со степенью минерализации ОВ. Поэтому наибольшее количество N (NH_4) обнаружено в нижних слоях иловой воды. Иногда присутствие сапропелевых слоев в древнечерноморских отложениях приводит к появлению небольших локальных максимумов аммонийного азота в колонках. На фациальных профилях наибольшее количество N (NH_4) обнаружено на шельфе и континентальном склоне в подзонах аккумуляции переотложенных осадков, т.е. там, где наблюдаются повышенная скорость седиментации и наибольшая минерализация ОВ. Это касается и других биогенных элементов, в частности фосфора, концентрация которого локально повышается в отдельных прослоях колонок. Это связано, вероятно, с наличием костного детрита, что проявилось в северо-западной части моря, на Рионском и Ялтинском полигонах, например распределение N (NH_4) (а), P (PO_4) (б) и Fe (в) на профиле через Ялтинский полигон на юго-востоке от г. Аю-Даг приведено на рис. 2 (расположение станций см. на врезке к рис. 1).

Более резкие изменения концентрации биогенных компонентов обусловлены колебаниями Eh и pH в илах. Установлено, что содержание фосфора растет в местах с резкой сменой условий седи-

ментации, на шельфе и в подзоне аккумуляции на крутых склонах, а также в верхних горизонтах колонок с повышенным содержанием ОВ.

В целом концентрация кремния изменяется более плавно, чем фосфора. На Рионском полигоне отмечено небольшое повышение концентрации Si с глубиной в отложениях на шельфе и слабое понижение на континентальном склоне. Прослежена его связь с ОВ и соленостью — снижение концентрации Si в нижних новозвксинских слоях вместе с опреснением иловой воды.

Распределение микроэлементов. Закономерности поведения бора, йода и брома в иловых водах Черного моря детально исследованы в 1960–1970-х гг. и описаны в работах [Гурский, 1970, 2003; Гурский, Гуляева, 1971]. В табл. 1 и 2 приведены средние значения содержания бора и йода в осадках, придонных и иловых водах Черного моря. Как видно из данных табл. 1, бор заключен преимущественно в твердой фазе осадка. На долю бора, растворенного в иловой воде, приходится от 1 до 8%, в среднем около 3% общего количества бора, находящегося в донных отложениях. Поэтому распределение бора в осадках зависит от литологического и химического состава, содержания ОВ, глинистой фракции и гидроксидов железа, способствующих накоплению бора. Груботерригенные и карбонатные компоненты осадков снижают общее содержание бора. Бор входит в состав глинистых минералов. Однако количество водорастворимых

Таблица 1

Среднее содержание бора в иловых водах и осадках Черного моря

№*	Фациальная характеристика	Осадок		Придонная и иловая вода		
		n	B·10 ⁻⁴ %	n	мг/л	B·10 ⁴ /Cl
1	Шельф	88	81±2	47	3,67±0,32	3,35±0,31
1a	Придонная вода	—	—	4	2,60±0,29	2,40±0,31
2	Континентальный склон и глубоководная впадина	388	115±3	253	3,29±0,27	3,62±0,23
2a	Придонная вода	—	—	23	2,96±0,07	2,38±0,05
2б	Современные отложения	126	92±3	85	3,88±0,19	3,17±0,16
2в	Древнечерноморские отложения	147	146±6	87	3,59±0,11	2,95±0,08
2г	Новозвксинские отложения	115	100±4	79	2,01±0,08	1,74±0,07
3	Все отложения моря	476	108±3	300	3,35±0,24	2,82±0,20

* — Номера средних совокупностей; n — число проб.

Таблица 2

Среднее содержание йода в иловых водах и осадках Черного моря

№*	Фациальная характеристика	Осадок		Иловая вода		
		n	10 ⁻⁴ %	n	мг/л	I·10 ⁴ /Cl
1	Шельф	8	12,9±3,4	36	2,64±0,25	2,42±0,23
2	Континентальный склон и глубоководная впадина	22	40,2±12,6	135	1,48±0,11	1,28±0,10
2a	Придонная вода	—	—	7	0,05±0,01	0,044±0,1
2б	Современные отложения	11	41,9±9,5	42	0,56±0,06	0,46±0,05
2в	Древнечерноморские отложения	5	73,6±40,3	42	1,29±0,12	1,09±0,11
2г	Новозвксинские отложения	6	9,2±2,6	43	2,10±0,22	1,86±0,19
3	Все отложения моря	30	32,9±10,1	171	1,73±0,10	1,50±0,08

* — Номера средних совокупностей; n — число проб.

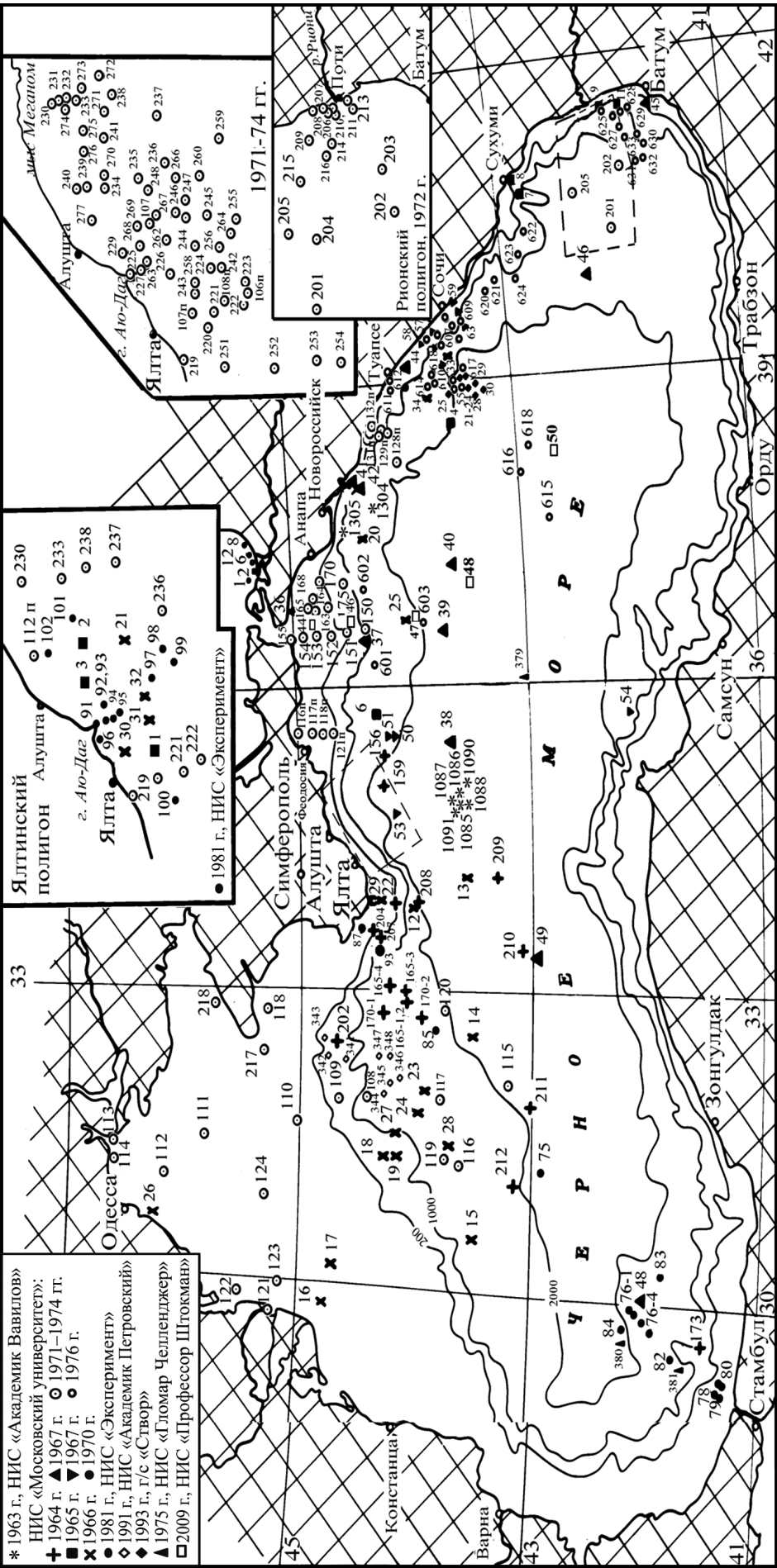


Рис. 1. Схема расположения станций в Черном море

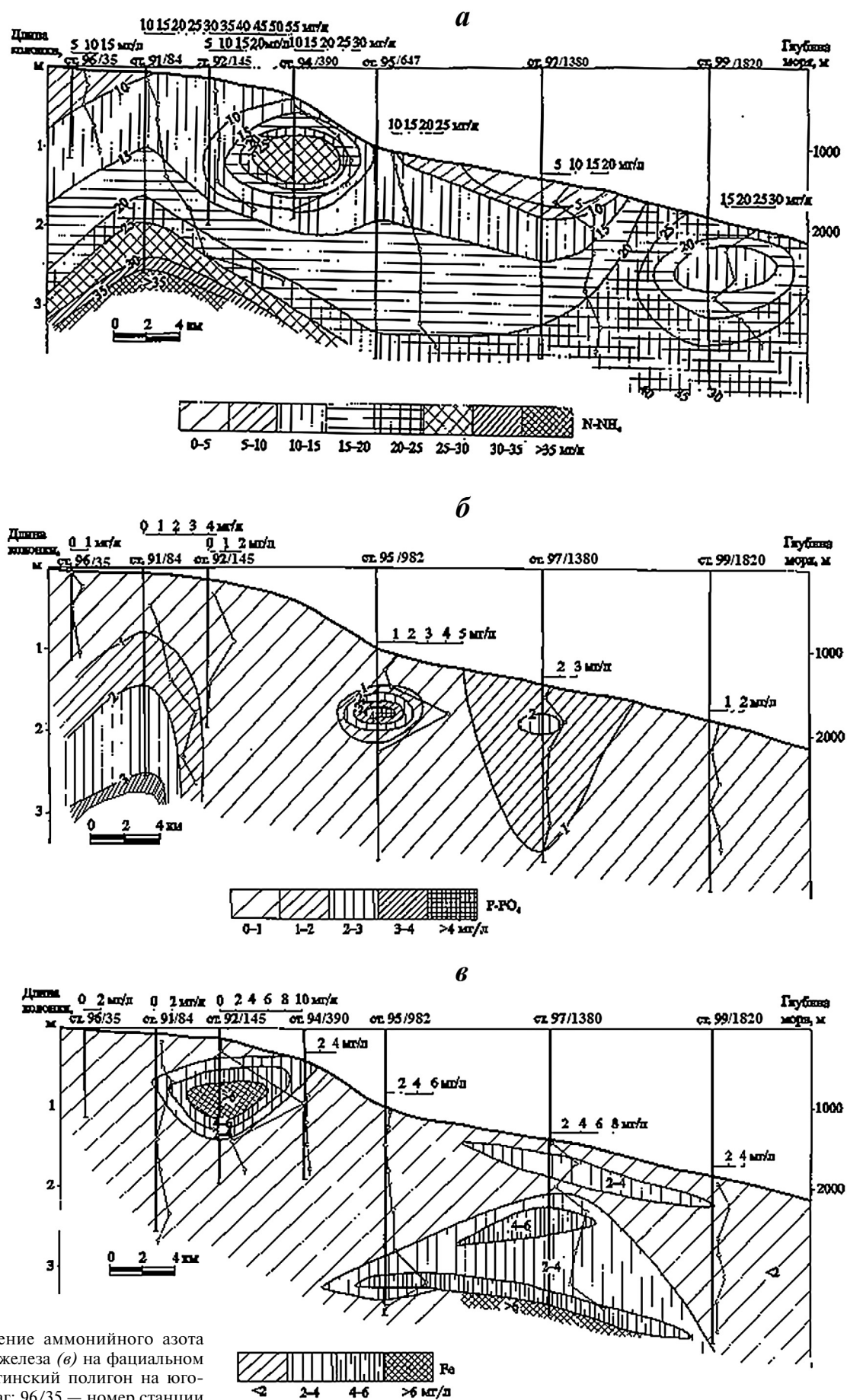


Рис. 2. Распределение аммонийного азота (а), фосфора (б) и железа (в) на фациальном профиле через Ялтинский полигон на юго-востоке от г. Аю-Даг; 96/35 — номер станции и глубина моря

соединений бора, которые при определенных условиях способны перейти в жидкую фазу, достигает 20–30%.

Повышенное содержание бора, йода и йодидов отмечено в сапропелевых илах. Потенциально подвижные кислоторастворимые формы бора могут составлять от 10 до 50%, причем с глубиной в колонках их относительная доля растет. В иловой воде при раннем диагенезе бор накапливается за счет минерализации ОВ, что ведет к повышению его концентрации в верхних горизонтах. Но с развитием процессов диагенеза и прямой метаморфизации иловой воды бор вовлекается в процесс аутигенного минералообразования, входя в решетки глинистых минералов, поэтому его количество в иловой воде постепенно снижается в нижних горизонтах колонок приблизительно в 1,5–3 раза. При среднем содержании йода и брома в осадках ($10^{-3}\%$) $3,29 \pm 1,01$ и $2,90 \pm 0,64$ соответственно ($n=30$), в иловой воде находилось от 1 до 60% (в среднем 16%) йода и от 42 до 88% (в среднем 80%) брома от их общего количества, заключенного в осадке с натуральной влажностью. При содержании в воде Черного моря йода 0,025 мг/л, брома 35 мг/л в иловых водах значения их средней концентрации составляют $1,73 \pm 0,10$ ($n = 171$) и $37 \pm 1,2$ мг/л соответственно [Гурский, 1970; Гурский, Гуляева, 1971].

Полученные результаты в основном согласуются с данными О.В. Шишкиной [1972]. Ею отмечено повышение среднего содержания йода и брома в иловых водах с глубиной в колонках, причем в абсолютной и относительной концентрации. Максимальное количество йода в иловой воде из нижних горизонтов колонок составляло 5,5–8 мг/л на глубине 3,8–7,4 м в отложениях при содержании в верхних слоях около 1 мг/л. В иловой воде находилось 72–93% Вг и до 38% йода от их общего количества, заключенного в отложениях.

Новые данные, полученные позже, подтвердили описанные ранее закономерности. Наиболее детальное изучение этих элементов было проведено в северо-западной части моря. Здесь биогенные и микроэлементы определены в 167 пробах иловой воды. Пределы колебания их содержания, полученные на основании этих исследований, составили (мг/л): Вг $21,3\text{--}50,5$ ($\text{Вг}/\text{Cl} = (2,8 \div 4,7) \cdot 10^{-3}$); I $0,19\text{--}5,34$ ($\text{I}/\text{Cl} = (0,01 \div 0,68) \cdot 10^{-3}$); В $0,5\text{--}6,5$ мг/л ($\text{В}/\text{Cl} = (0,05 \div 0,55) \cdot 10^{-3}$). В юго-западных районах моря (у Босфора) при средней концентрации йода 0,28 мг/л в придонной воде и 0,7–2,6 мг/л в верхних горизонтах иловой воды его содержание достигает 10–19 мг/л в нижних горизонтах, представленных современными турбидитовыми осадками из конусов выноса. При средней концентрации бора в придонной воде в юго-западном районе моря, составляющей 3 мг/л, в колонках его содержание меняется от 2 до 6 мг/л. Среднее содержание бора в иловых водах здесь составляет

$3,85 \pm 0,74$ мг/л ($n=65$). Поведение йода во многом повторяет особенности распределения в иловых водах аммонийного азота. Как правило, йод накапливается в жидкой фазе при минерализации ОВ, одновременно наблюдается уменьшение содержания йода в твердой фазе. Поведение Вг связано с влиянием двух основных факторов: с одной стороны, он отражает общие изменения солёности, с другой — накапливается при минерализации ОВ.

Поведение Sr, F и B в районах грязевого вулканизма. В конце 1990-х и начале 2000-х гг. на геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова проводились работы по изучению процессов в районах проявления грязевого вулканизма в Черном море [Иванов, Басов, 1996; Гурский, 2003]. На кафедре геохимии исследовали материал, полученный в 11-м рейсе НИС «Профессор Логачев» (по программе ЮНЕСКО). В иловой воде из нескольких колонок, отобранных в прогибе Сорокина на юго-востоке от Крыма и в центральной части впадины, изучено распределение Sr (ААС), F и B. В районе грязевого вулкана Одесса (прогиб Сорокина) содержание Sr в придонной воде составило 5,5 мг/л, в иловой воде верхних слоев — 4,8–5,9 мг/л. В колонках до глубины 3–4 м в Cl-Ca водах содержание Sr повышается до 6,9–8,9 мг/л. Количество Ca возросло от 13,3 в верхнем горизонте до 25–34 мг-экв/л в нижних слоях. Поведение Sr в колонках похоже на поведение Ca — удаление из иловой воды в осадок при сульфатредукции и накопление с глубиной при метаморфизации в Cl-Ca водах.

Содержание фтора в придонной воде составило 0,7–0,8 мг/л, в верхних горизонтах иловой воды — 0,5–1,4 мг/л. Чуть ниже (0,5–1 м) отмечено небольшое повышение содержания F (на 30–50%). В колонках на глубине до 2–3,5 м наблюдалось понижение концентрации F до 0,6–0,3 мг/л. Это напоминает закономерности поведения бора в иловых водах Черного моря.

Содержание бора в этих районах в придонной воде составляет 3,1 мг/л, в верхних горизонтах иловой воды — 3,2–3,5 мг/л, иногда в подповерхностных слоях наблюдалось повышение до 6 мг/л. С глубиной в колонках выявлено обычное понижение концентрации B до 1,7–1,4 мг/л. Но на станциях 317, 319 из кратера влк Ковалевский (центральная часть впадины) и на ст. 332 (кратер влк Казаков, прогиб Сорокина) обнаружилось явное повышение концентрации бора в колонках — до 10, 21 и 29 мг/л соответственно, с повышением с глубиной от слоя к слою. Особенно высокое содержание бора обнаружено на ст. 332 и 331.

В иловой воде из грязевулканической брекчии с увеличением глубины наблюдалось резкое понижение концентрации Ca и Mg (в сумме до 8–4 мг-экв/л) и SO_4^{2-} (от 21 до 6 мг-экв/л). Сильно повысилась щёлочность (Alk) до 60–65 мг-экв/л. Это указывает на принадлежность 7 проб иловой

Таблица 3

Состав микро- и макроэлементов в иловых водах глубоководной впадины Черного моря (Сочинский полигон, 1993)

Элементы	Глубина моря на станции, м												
	2050				2030			2120			2190	2120	2140
	21* п.в.	21 70	21 130	21 190	22 п.в.	22 45	22 185	23 п.в.	23 45	23 175	24 200	25 230	26 195
Na ⁺	6950	6700	6440	6270	6870	6550	6040	6870	6780	6450	6190	6690	5900
Mg ²⁺	788	696	680	635	684	697	609	821	789	689	539	600	521
S	616	150	75	46	636	415	89	667	361	175	72	189	96
K ⁺	333	381	386	344	318	366	339	342	415	418	280	354	317
Ca ²⁺	263	167	142	151	260	222	196	275	203	179	213	197	196
Sr ²⁺	4,9	4,8	4,6	4,7	5,0	4,8	5,1	5,3	5,2	4,9	4,6	5,0	4,7
B	2,2	2,9	2,9	3,0	2,2	2,8	1,7	2,2	3,2	3,2	2,8	2,9	2,9
Si	6,0	12,0	11,6	12,0	5,8	11,6	7,0	5,8	12,2	9,2	8,6	7,3	7,4
Li	99	82	74	71	110	101	91	119	132	123	58	73	60
Al	34	39	208	17	10	15	63	8,5	385	41	27	18	18
Cr	24	64	76	81	52	57	61	49	60	68	41	24	23
Mn	220	32	12	151	257	45	30	131	133	30	10	9	96
Fe	8,4	10,5	140	25	5	12	13	2,6	18	18	23	14	50
Co	1,0	1,9	2,2	2,4	1,0	1,5	2,0	0,7	3,0	2,6	1,3	1,8	2,4
Ni	38	25	32	18	21	21	15	10	30	24	53	46	55
Cu	12	34	26	21	19	17	18	13	34	18	18	29	28
Zn	105	10	11	35	97	61	26	35	74	73	18	28	52
Rb	77	99	96	96	73	96	90	77	117	120	68	63	69
Mo	11	112	228	139	4,4	202	400	4,3	220	2160	19	127	140
Ba	71	1040	2102	2490	103	151	1600	93	322	2830	1116	650	1343
W	1,0	31	20	8,6	2,5	2,5	2,4	1,0	5,2	10,5	3,9	5,8	8,1
Pb	5,9	3,8	2,4	3,4	4,1	3,4	5,6	2,0	8,0	3,7	1,5	0,3	6,5
U	2,9	10,0	9,7	6,9	1,5	13,0	13,9	1,5	18,6	47,6	7,0	23,8	8,5

Примечания. Над чертой — номер станции; под чертой — глубина в осадках, см; п.в. — придонная вода. Определены методами ISP, ISP-MS; Na–Si — в мг/л, Li–U — в мкг/л.

Таблица 4

Среднее содержание микроэлементов в иловых водах во впадине Черного моря

Эле- менты	При- донная вода	Современ- ные отло- жения	Древнечер- номорские отложения	Новоэвксин- ские отложе- ния
Sr	5,1	4,9	4,8	4,8
B	2,2	3,0	2,7	2,9
Si	5,9	11,9	10,0	7,8
Li	109	141	90	63
Al	18	146	82	21
Cr	42	60	72	29
Mn	203	70	56	38
Fe	5	14	49	32
Co	0,9	2,1	2,3	1,8
Ni	23	25	22	51
Cu	15	28	21	25
Zn	79	48	34	33
Rb	76	104	101	67
Mo	6	178	732	95
Ba	89	504	2256	1036
W	1,5	13	10	6
Pb	4	5	4	3
U	2	14	20	13

Примечания. Аналитические определения выполнены методами ISP, ISP-MS; Sr–Si — в мг/л, Li–U — в мкг/л.

воды из кратера влк Казаков (глубина 1918 м, 44°17,7' с.ш., 35°10,6' в.д.) к карбонатному типу вод [Гурский, 2003]. Известна способность бора накапливаться в гидрокарбонатных водах [Валяшко и др., 1979]. Часть общей щелочности морских и других природных вод образует боратная щелочность, представленная ионом H₂BO₃⁻.

Содержание элементов в иловой воде по данным ICP-MS и AAC. На различных этапах исследования анализировались другие микроэлементы в иловой воде, однако их наиболее широкий спектр изучен в 1993 г. по материалам глубоководной скважины «Створ» в северо-восточной части глубоководной впадины Черного моря на Сочинском полигоне [Гурский, 2003]. Результаты изучения химического состава в 13 пробах иловой и придонной воды, полученные методами ICP и ICP-MS, приведены в табл. 3. Это данные о 18 микроэлементах и 5 элементах основного солевого состава иловой воды, полученные тем же методом. Распределение микроэлементов изучали послойно в трех колонках донных отложений, начиная с придонной воды и до нижних горизонтов, и еще на трех станциях только в нижних горизонтах колонок. В табл. 3 приведена глубина моря и средняя глубина горизонтов в колонках. Рассчитаны средние значения

концентрации микроэлементов для придонной и иловой воды из отложений трех основных стратиграфических горизонтов (табл. 4). Содержание Mn, Zn и Sr в придонной воде выше такового в иловой воде во многих горизонтах. В иловой воде активно накапливаются Ba, Mo, U, W, Al, Si, Fe, Co, Ni, Cu.

Ряд элементов обогащает иловые воды голоценовых осадков, особенно верхние слои современных отложений и древнечерноморские отложения в связи с процессами десорбции и минерализации ОВ. В новоэвксинских отложениях их концентрация понижается, вероятно, в связи с процессами аутигенного минералообразования и катионного обмена. К этой группе элементов можно отнести Li, Al, B, Rb, Cu, Ni, W, Pb, Mo.

При факторном анализе данных на первое место вышел «солевой» фактор (35,1% суммарной дисперсии). Помимо главных ионов солевого состава (Cl, Na, Mg, SO₄, Ca, Alk) и глубины горизонтов, в него вошли микроэлементы Li, Mn, Zn, отчасти Sr, поведение которого связано с Ca. Второй фактор (22,7% дисперсии) выявил группу элементов, поведение которых в наибольшей степени зависит от величины pH. С понижением pH тенденция к накоплению выявлена для Cu, Al, Si, K, Co, B, т.е. это элементы, связанные с растворением алюмосиликатов, а также ряд тяжелых металлов.

Третий фактор (11,9% дисперсии) выявил совокупность элементов, поведение которых связано с величиной Eh. Хотя в целом донные отложения находились в восстановительных условиях, в нижних слоях (новоэвксинских) наблюдался сдвиг Eh в положительную сторону. Это обусловило накопление в иловой воде Mo, U, в меньшей степени Ba, Rb, K. Остальные факторы отражают парные корреляции микроэлементов между собой или с макросоставом иловых вод. В целом их поведение зависит от содержания H₂S, наличия H₂S-барьера [Емельянов, 1998], состояния карбонатной системы и содержания ОВ в осадках и иловой воде. С последним связывают поведение урана и возможное наличие комплексных соединений — гуматов, фульватов Cu, Zn, Pb и других металлов. На поведение металлов, особенно Fe, Mn, Cu, Ni, сильно влияют фациальная и региональная обстановки. С этим связаны существенные различия их содержания, иногда на 2–3 порядка даже в пределах одного разреза или одной колонки, что приводит к большому разбросу данных при оценке средних значений [Волков, 1973; Гавшин и др., 1988].

Об этом свидетельствуют и результаты исследований в 1981 г. на одном из фациальных профилей через Ялтинский полигон (ст. 96–91–99, рис. 1, 2) [Гурский, 2003]. Распределение металлов изучено методом ААС в 75 пробах иловой и придонной воды на 12 станциях с глубиной от 35 до

1820 м. Локальное повышение содержания Fe до 10 мг/л и более на ст. 92 и 97, обогащение Fe, Mn, Zn, Cu отдельных горизонтов иловых вод на других станциях связано с Eh-барьером и тектоническими нарушениями. Наблюдается глубинное поступление металлов с хлор-кальциевыми водами по разломам. С этим связано появление железо-марганцевых конкреций и наростов на раковинах *Modiola* в районе г. Аю-Даг [там же]. Здесь возможно влияние эпигенетических процессов и подток газоводных флюидов в нижние горизонты колонок по трещинам, разломам, через грязевые вулканы, что ведет к резкому локальному повышению содержания растворенного Fe и других металлов на ряде станций, особенно в нижних горизонтах (рис. 2, в).

Средние значения концентрации металлов (мкг/л) и доверительный интервал оценки среднего $\pm s/\sqrt{n}$ [Матвеев, Соловов, 2011], полученные на этом профиле (единичные аномалии при расчете исключены), следующие:

	Fe	Mn	Zn	Cu	Ni
придонная вода (<i>n</i> =12)	338±56	102±31	56±7	10±1	2,44±0,4
иловая вода (<i>n</i> = 63)	1795±232	619±69	114±10	222±50	110±3,4.

Особенности поведения микроэлементов на профиле в северо-восточной части Черного моря.

Рассмотрим материалы о составе донных отложений Черного моря, отобранных в 100-м рейсе НИС «Профессор Штокман» в 2009 г. (рис. 1). На фациальном профиле, протягивающемся на юго-восток от Керченского пролива с пересечением шельфа (ст. 44/100 м), континентального склона (ст. 46/706), его подножия (ст. 47/2000) и глубоководной впадины (ст. 48/2210, 50/2140), отобраны колонки осадков (справа от черты — глубина моря, м). Информация о литологических и геохимических особенностях отобранного и изученного здесь материала опубликована в статьях [Гурский и др., 2011; Розанов, Гурский, 2016; Розанов и др., 2017]. Длина колонок около 3 м. Изучено содержание Al, Fe, Mn, Cu, Ni, Pb, Co, Sb, As, Cr. Первичная обработка проведена на судне.

Иловые воды отделяли центрифугированием илов (3000 об./мин в течение 30 мин) с последующей фильтрацией шприцевым методом через фильтры Millipore (0,45 мкм). Объем выделенных иловых вод не превышал 5 мл. Перед анализом их, как правило, разбавляли поверхностной морской водой (1:10). В судовой лаборатории в иловых водах фотометрическим методом определяли растворенные фосфаты и кремнекислоту, марганец с формальдегидом, железо с феррозином [Розанов и др., 2017]. Величины pH и Eh определяли потенциометрически прямым введением электродов во влажный осадок. Там же были отобраны пробы осадков для анализа.

Затем в стационарной лаборатории ИО РАН определяли содержание CaCO_3 и $C_{\text{орг}}$. После кислотного разложения проб выполнено атомно-абсорбционное определение в осадках названных выше химических элементов. Результаты анализов с описанием осадков, данными о возрасте, Eh, концентрации CaCO_3 и $C_{\text{орг}}$ опубликованы в работе [Розанов, Гурский, 2016], там же выполнено сравнение с результатами других исследователей о содержании микроэлементов в осадках Черного моря. С учетом литологических особенностей донных отложений для большинства элементов получен удовлетворительный результат. Экстремальные и средние значения содержания элементов в современных (с.о.), древнечерноморских (д.ч.) и новоэвксинских (н.э.) отложениях приведены в табл. 5.

Результаты статистической обработки материалов для 43 горизонтов осадков в 5 колонках с включением данных Eh, концентрации CaCO_3 и $C_{\text{орг}}$ методом факторного анализа приведены в табл. 6. Выявлено 5 факторов, из которых 75% суммарной дисперсии признаков выпали на два фактора. На главный фактор (I) пришлось около 47% суммарной дисперсии. Его можно назвать биогенным, или медно-никелевым, поскольку эти два элемента обнаружили наиболее тесную связь с $C_{\text{орг}}$. Этот фактор особенно характерен для сапропелевых илов. Второй фактор (II, 28% суммарной дисперсии) можно назвать терригенным, поскольку он отражает связь Fe, Cr, Sb, Al с терригенной составляющей осадка. Этот фактор наиболее проявлен в серых глинистых илах древнечерноморских и новоэвксинских отложений на континентальном склоне и у его подножия. Следующий фактор (III, около 5% дисперсии) описывает поведение Pb, который накапливается на

шельфе у поверхности и в нижних слоях колонки на ст. 50. В первом случае возможно антропогенное загрязнение, во втором — влияние грязевого вулканизма. Четвертый фактор (IV, 3,5%) отразил связь Mn и Al с повышением Eh в новоэвксинских отложениях и в верхних слоях илов. Последний фактор (V, 3%) отражает накопление As в илах с пониженной карбонатностью. Распределение основных компонентов на профиле в твердой и жидкой фазах показано на рис. 3. Наряду с изменением CaCO_3 , $C_{\text{орг}}$, ΣS различных производных H_2S , наглядно показано поведение Fe, Mn и P в осадках и иловой воде.

Таблица 6
Факторы и факторные нагрузки

Показатель	Факторы				
	I	II	III	IV	V
CaCO_3	−0,324	0,414	0,082	0,236	0,423
$C_{\text{орг}}$	0,802	0,265	0,176	0,073	−0,073
Al	−0,109	−0,457	−0,331	−0,403	−0,179
Fe	−0,019	−0,654	0,078	−0,217	−0,099
Mn	0,003	−0,044	−0,128	−0,665	0,245
Cu	0,842	0,029	−0,034	−0,094	−0,202
Ni	0,818	−0,128	−0,027	−0,08	0,02
Pb	0,067	0,008	−0,667	−0,084	0,134
Co	0,18	−0,048	0,542	0,01	0,37
Sb	0,146	−0,501	0,052	0,132	−0,005
As	0,103	−0,014	0,021	0,043	−0,445
Cr	−0,224	−0,607	0,078	−0,091	0,009
Eh	−0,088	−0,064	−0,244	0,474	0,023
Σ дисперсия, %	46,844	27,881	4,895	3,475	3,08

Заключение. Подводя итог результатам исследований микроэлементов в иловых водах и осадках

Таблица 5

Средние и экстремальные значения содержания компонентов в осадках разного возраста по профилю на юго-востоке от Керченского пролива

Элемент	Возраст									
	с.о.+д.ч.+н.э.			с.о.			д.ч.			н.э.
	среднее	min	max	среднее	min	max	среднее	min	max	среднее
CaCO_3 , %	25,51	1,25	55,02	36,71	8,95	55,0	12,87	1,25	24,95	16,72
$C_{\text{орг}}$, %	2,69	0,22	8,95	2,13	0,83	4,72	4,00	0,22	8,95	0,97
Al, %	5,59	1,94	8,2	4,82	1,94	6,80	6,23	4,40	7,55	6,94
Fe, %	3,74	1,7	5,65	3,13	1,70	5,65	4,12	2,80	5,10	4,51
Mn	501,4	235	1200	389	235	540	569	340	1200	709
Cu	45,26	21	110	45,63	21	52	64,94	21	110	35
Ni	43,74	3	88	34,86	21	68	59,56	28	88	32,2
Cr	37,93	10,9	56,0	35,21	18,9	56,0	38,84	10,9	55,6	47,04
As	24,32	4,75	125,7	18,15	4,75	52,6	32,96	10,1	125,7	23,88
Co	16,71	1,65	53,4	16,10	3,85	53,4	18,72	1,65	49,0	12,96
Pb	11,53	7,3	19,7	11,56	7,3	15,3	11,54	7,6	19,7	11,32
Sb	2,70	0,15	21,75	1,60	0,15	9,35	4,64	0,15	21,75	1,38
Eh, мВ	−142	−230	280	−103	−200	280	−185	−80	−220	−198

Примечания. Mn–Sb — в мкг/г (10^{-4} %); пв — придонная вода, с.о. — современные отложения, д.о. — древнечерноморские отложения, н.о. — новоэвксинские отложения.

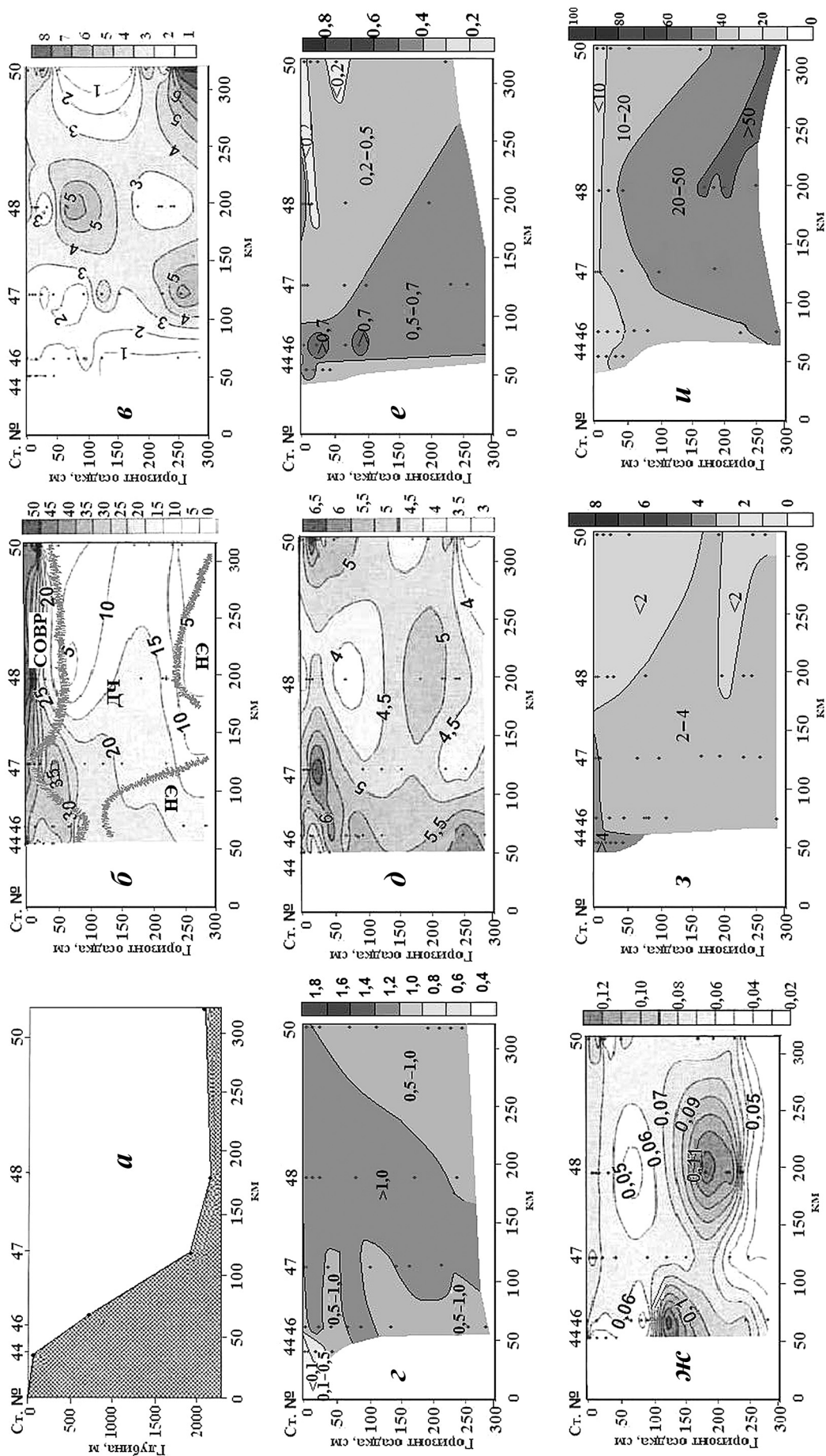


Рис. 3. Распределение химических компонентов в донных осадках (%) и иловых водах (мкМ) на разрезе от Керченского пролива до глубоководной впадины: а — рельеф дна, м; б — CaCO_3 , % (совр — современные, др — древнечерноморские, нз — новозависинские); в — $\text{C}_{\text{орг}}$, %; г — $\Sigma\text{SiH}_2\text{S}$, %; д — Fe, %; е — Fe, мкМ; ж — Mn, мкМ; з — Mn, мкМ; и — P, мкМ. По оси абсцисс везде расстояние от Керченского пролива, км

Черного моря, можно сказать, что по возможности приведена информация о наиболее важных и сравнительно мало изученных объектах. Хотелось бы привлечь внимание коллег к изучению жидкой фазы донных отложений, к чему ранее призывали В.И. Вернадский, А.П. Виноградов, О.В. Шишкина и другие известные ученые.

В статье приведены данные о распределении микроэлементов в разных районах моря, но более детально представлены материалы для глубоководной впадины и фациальных профилей на Ялтинском, Сочинском полигонах, а также по профилю, направленному на юго-восток от Керченского пролива. Среди микроэлементов наибольшее внимание уделено поведению биогенных (N, P, Si) элементов, поскольку для них наиболее ярко проявлены закономерности, связанные с развитием биогенного процесса. Концентрация аммонийного азота возрастает сверху вниз по колонкам, отражая степень минерализации ОВ. Фосфор и кремний обогащают иловые воды в голоценовых осадках, распределение их в колонках зависит от литологического и химического состава и физико-химического состояния среды (рН, Eh). Накопление N (NH_4) и других биогенных компонентов связано с высокой скоростью седиментации, и в фациальном профиле оно усиливается на шельфе и в подзоне аккумуляции переотложенных осадков на континентальном склоне.

Исследованы закономерности поведения В, I, Вг в иловой воде и в системе вода–осадок. Рассчитана их средняя концентрация для отдельных стратиграфических горизонтов и придонной воды. В голоценовых илах при минерализации ОВ часть В переходит в жидкую фазу. Содержание В снижается в иловых водах новозвксинских отложений в связи с накоплением Са и вовлечением

В в аутигенное образование глинистых минералов. Распределение I сходно с распределением NH_4 — он постепенно накапливается в жидкой фазе в соответствии со степенью минерализации органического вещества. Поведение Вг отражает влияние двух факторов: он связан с Cl и колебаниями солености, но может накапливаться при минерализации ОВ.

В глубоководной впадине на Сочинском полигоне по данным ISP и ISP-MS определено содержание 18 микроэлементов: Sr, B, Si, Li, Al, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Mo, Ba, W, Pb, U. Рассчитаны средние значения их концентрации в придонной и иловой воде из современных, древнечерноморских и новозвксинских отложений.

На профиле в северо-восточной части Черного моря (НИС «Профессор Штокман», 2009 г.) изучено распределение 10 элементов — металлов в осадках методом ААС. Изучено поведение ряда элементов в иловой воде. При обработке материалов использован факторный анализ. С его помощью установлена относительная роль в поведении отдельных групп элементов таких ведущих факторов, как солевой состав иловых вод, величины концентрации $C_{\text{орг}}$, а также рН и Eh. Распределение микроэлементов, особенно тяжелых металлов, связано с наличием H_2S -барьера, состоянием карбонатной системы и содержанием ОВ в осадках и иловой воде. Поведение металлов, особенно Fe, Mn, Cu, Ni, зависит также от фациальной и региональной обстановки. Отмечено повышенное содержание Fe, других металлов и бора на Ялтинском полигоне, что связано с подтоком вод в зонах тектонических нарушений и процессами грязевого вулканизма.

Благодарности. Автор приносит благодарность ст. инженеру лаборатории биогидрохимии ИО РАН В.В. Синицыной за техническую помощь.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Валашко М.Г., Гурский Ю.Н., Гричук Д.В. О направлении развития химического состава поровых вод в донных отложениях морей и океанов // Литология и полезные ископаемые. 1979. № 4. С. 43–63.

Волков И.И. Основные закономерности распределения химических элементов в толще глубоководных осадков Черного моря // Литология и полезные ископаемые. 1973. № 2. С. 3–22.

Гавшин В.М., Лапухов А.С., Дамянова М.Б. и др. Геохимия литогенеза в условиях сероводородного загрязнения. Черное море. Новосибирск: Наука, 1988. 194 с.

Гурский Ю.Н. Геохимия бора и йода при диагенезе современных морских отложений // Проблемы Мирового океана. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. С. 126–134.

Гурский Ю.Н. Геохимия литогидросферы внутренних морей. Т. 1. Методы изучения и процессы формирования химического состава иловых вод в отложениях Черного, Азовского, Каспийского, Белого, Балтийского морей. М.: ГЕОС, 2003. 332 с.

Гурский Ю.Н. Геохимия литогидросферы внутренних морей. Т. 2. Иловые воды Красного и Средиземного

морей. Зоны эстуариев. Закономерности формирования и классификация вод литогидросферы. М.: ГЕОС, 2007. 450 с.

Гурский Ю.Н. Выявление и оценка уровня антропогенных загрязнений на основе геохимического изучения иловых вод морских и пресноводных отложений // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 5. С. 49–58.

Гурский Ю.Н., Гуляева Л.А. Бром и йод при седиментации и диагенезе современных морских отложений // Геохимия йода и брома в осадочной толще нефтеносных областей. М.: ИГиРГИ АН СССР, 1971. С. 12–26.

Гурский Ю.Н., Лисицын А.П. Геохимические особенности процессов на нижнем этапе маргинального фильтра в системе река — море // Докл. РАН, 2011. Т. 436, № 3. С. 368–376.

Гурский Ю.Н., Розанов А.Г., Гудкова Е.А. Поведение химических элементов в осадках Черного моря к югу от Керченского пролива // Мат-лы XIX Междунар. науч. конф. (школы) по морской геологии. Т. 4. М.: ГЕОС, 2011. С. 28–32.

Демина Л.Л. Формы миграции тяжелых металлов в океане. М.: Наука, 1982. 120 с.

Дубинин А.В. Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой: определение редкоземельных элементов в стандартных образцах отложений океанского генезиса // *Геохимия*. 1993. № 11. С. 1605–1619.

Емельянов Е.М. Барьерные зоны в океане: осадко- и рудообразование, геоэкология. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 416 с.

Иванов М.К., Басов Е.И. Позднечетвертичный грязевой вулканизм в Черном море // *Литология и полезные ископаемые*. 1996. № 2. С. 215–222.

Коннов В.А. Определение аммиака в морской воде // *Тр. Ин-та океанологии АН СССР*. 1965. Т. 79. С. 11–13.

Матвеев А.А., Соловов А.П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых: Учебник для вузов. М.: Изд-во КДУ, 2011. 564 с.

Методы анализа рассолов и солей / Под ред. Ю.В. Морачевского, Е.М. Петровой. Вып. XLVII. М., Л.: Химия, 1965. 404 с.

Современные методы рыбохозяйственных морских гидрохимических исследований / Под ред. М.В. Федосова. М.: Пищевая промышленность, 1973. 184 с.

Розанов А.Г., Гурский Ю.Н. Геохимические особенности осадков северо-восточной части Черного моря // *Океанология*. 2016. Т. 56, № 5. С. 1–16.

Розанов А.Г., Кокрятская Н.М., Гурский Ю.Н. Состав иловых вод и форм соединений серы в донных осадках северо-восточной части Черного моря // *Литология и полезные ископаемые*. 2017. № 4. С. 291–305.

Шишкина О.В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М.: Наука, 1972. 228 с.

Bruland K.W. Trace elements in Sea-water // *Chem. Oceanogr.* 1983. Vol. 8, Ch. 45. P. 157–220.

Поступила в редакцию 07.05.2018

Поступила с доработки 22.05.2018

Подписано в печать 27.05.2018

УДК 551.763.1:550.384(477.9)

Е.Ю. Барабошкин¹, В.В. Аркадьев², А.Ю. Гужиков³, Е.Е. Барабошкин⁴**ЗОНА TIRNOVELLA OCCITANICA БЕРРИАСА В РАЙОНЕ ФЕОДОСИИ (ВОСТОЧНЫЙ КРЫМ)⁵***Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет.**119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1**Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле.**199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9**Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского. 410012, Саратов, ул. Астраханская, 83**Сколковский институт науки и технологий, Комплексный центр исследований в сфере добычи углеводородов.**121205, Москва, Большой бульвар, д. 30, стр. 1**Moscow State University, Faculty of Geology. 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1**St-Petersburg State University, Institute of Earth Sciences. 199034, St-Petersburg, University emb., 7/9**Saratov State University. 410012, Saratov, Astrakhanskaya Street, 83**Skolkovo Institute of Science and Technology, Integrated Center for Hydrocarbon Recovery.**121205, Moscow, Bolshoy Boulevard, 30, bld. 1*

Впервые за последние 100 лет подтверждено присутствие аммонитовой зоны *Tirnovella occitanica* в феодосийском разрезе берриаса. Приведены результаты седиментологического, био- и магнитостратиграфического изучения этого интервала.

Ключевые слова: аммониты, *Tirnovella occitanica*, ихнофоссилии, берриас, биостратиграфия, магнитостратиграфия, петромагнетизм, седиментология, Феодосия, Восточный Крым.

For the first time during the last 100 years, the presence of *Tirnovella occitanica* ammonite Zone in the Berriasian section of Feodosia was confirmed. The results of sedimentological, bio- and magnetostratigraphic study of this interval are discussed in the paper.

Key words: ammonites, *Tirnovella occitanica*, ichnofossils, Berriasian, biostratigraphy, magnetostratigraphy, petromagnetism, sedimentology, Feodosia, Eastern Crimea.

Введение. В 1893 г. О.Ф. Ретовский [Retowski, 1893] описал многочисленные экземпляры аммонитов *Hoplites occitanicus* из окрестностей Феодосии, однако их точное местонахождение, как и стратиграфическая привязка, оставалось неизвестным. Т.Н. Богданова, Е.Д. Калачева и И.И. Сей [1999] описали вид *Tirnovella occitanica* (Pictet) и обосновали присутствие в феодосийском разрезе зоны *Occitanica* берриаса на основе ревизии коллекции О.Ф. Ретовского, но все попытки найти *Tirnovella occitanica* в Восточном Крыму были безуспешными.

Летом 2016 г. Е.Ю. и Е.Е. Барабошкины совместно с Т.А. Кулашовой (МГУ имени М.В. Ломоносова) и А.Ю. Гужиковым изучили разрез султановской свиты в карьере Заводская балка на окраине г. Феодосия (рис. 1, А, В), в результате чего были обнаружены неизвестные ранее уровни

султановской свиты, охарактеризованные аммонитами. Ниже приведено описание разреза, его седиментологическая (Е.Ю. и Е.Е. Барабошкины) и магнитостратиграфическая интерпретация (А.Ю. Гужиков), а также биостратиграфическое обоснование зоны и описание *Tirnovella occitanica* (В.В. Аркадьев).

Строение разреза. Разрез находится на южном борту действующего карьера и поэтому хорошо экспонирован. Породы сильнодислоцированные: азимут падения варьирует от 42 до 172°, угол падения — от 10 до 50°. В разрезе выделено 10 пачек видимой мощностью около 115 м (снизу вверх). Все породы полностью биотурбированы, первичные текстуры почти не наблюдаются.

Пачка 1. Неравномерное чередование полностью биотурбированных светло-серых известковых глин (до 0,2–1,6 м; рис. 2, 3) и мощных (до 0,9 м)

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор, докт. геол.-минер. н.; e-mail: barabosh@geol.msu.ru

² Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, кафедра осадочной геологии, докт. геол.-минер. н.; e-mail: arkadievvv@mail.ru

³ Саратовский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского, геологический факультет, кафедра общей геологии и полезных ископаемых, профессор, докт. геол.-минер. н.; e-mail: aguzhikov@yandex.ru

⁴ Сколковский институт науки и технологий, Центр добычи углеводородов, аспирант; e-mail: baraboshkin_zhen@mail.ru; evgenii.baraboshkin@skoltech.ru

⁵ Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (проекты № 16-05-00207а, 13-05-00745а).

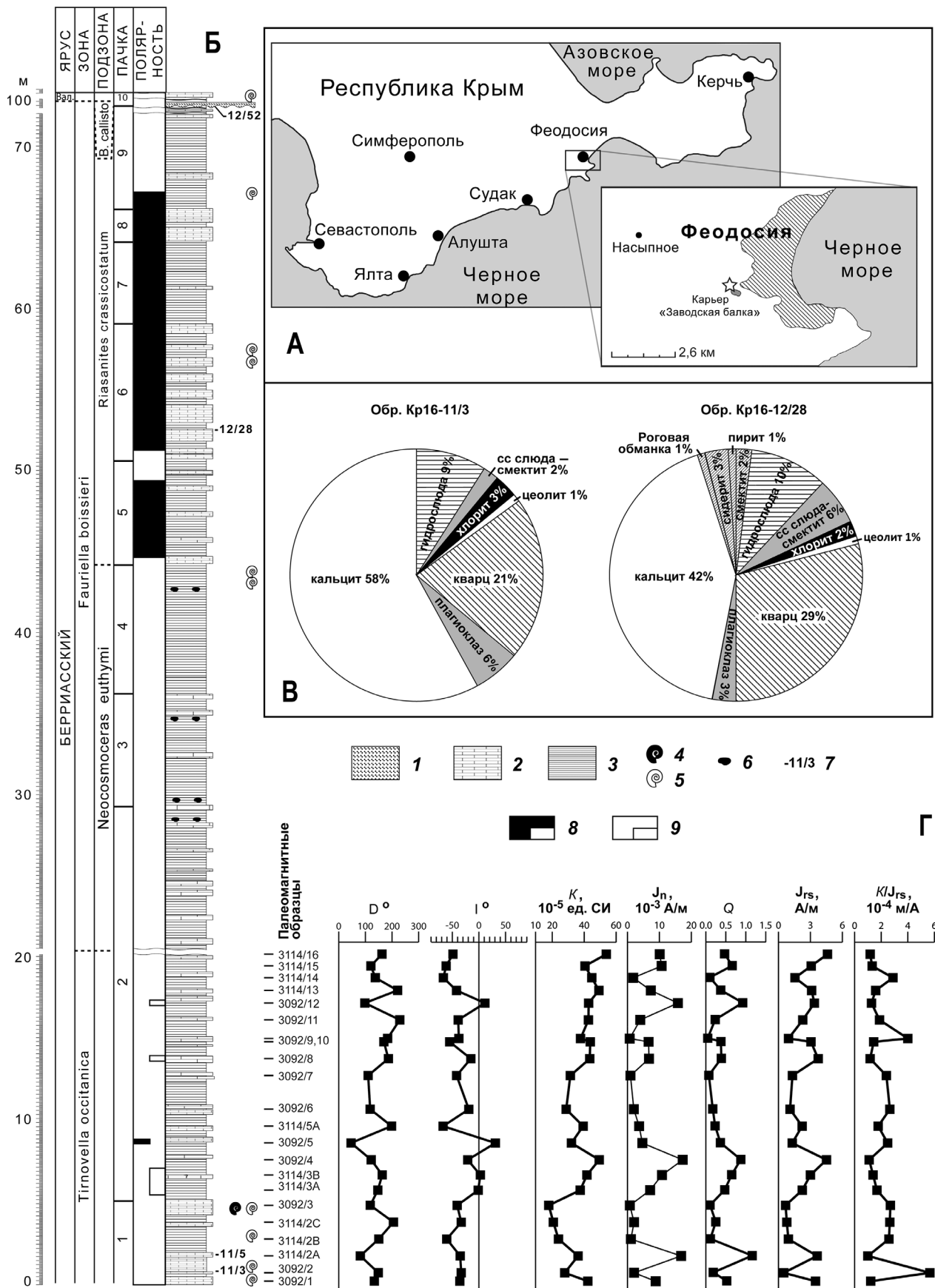


Рис. 1. Разрез берриаса в карьере Заводская балка (Феодосия): А — схема расположения; Б — строение разреза; В — состав глинистой фракции образцов № Кр16-11/3 (зона *Tirnovella occitanica*) и Кр16-11/3 (зона *Fauriella boissieri*); Г — магнитостратиграфический разрез зоны *Tirnovella occitanica*: 1 — грейстоуны, 2 — мадстоуны, 3 — известковые глины, 4 — *Tirnovella occitanica*, 5 — находки других аммонитов, 6 — пиритовые конкреции, 7 — номера образцов РФА, 8 — нормальная полярность: а — достоверная, б — предполагаемая, 9 — обратная полярность: а — достоверная, б — предполагаемая

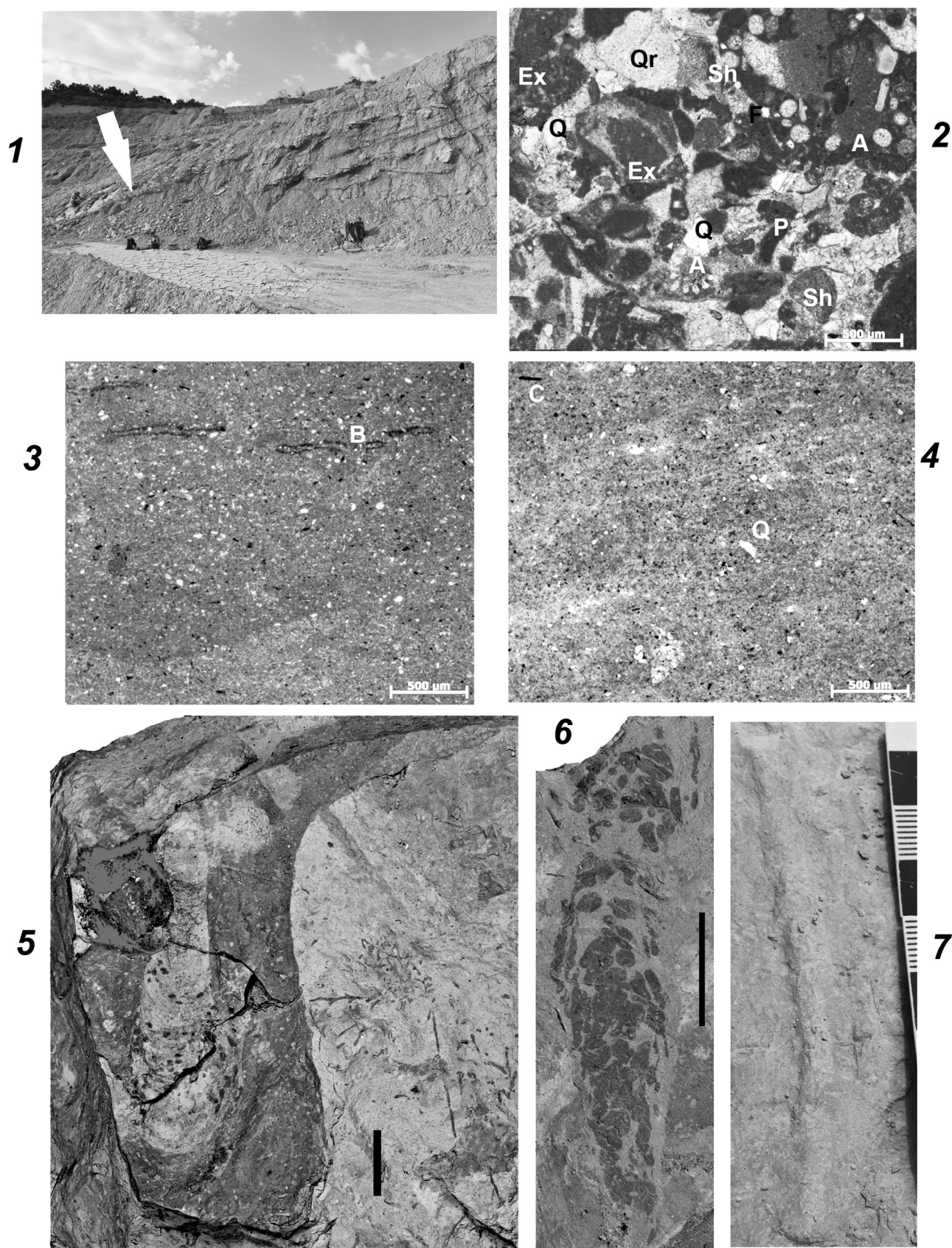


Рис. 2. Вид юго-западной стенки карьера (1 — стрелка — слой с *Tirnovella occitanica*) и шлифы типичных пород: 2 — шлиф Кр16-12, грейн-рудстоун смешанного состава, никели параллельны; 3 — шлиф Кр16-11-3, известковая глина, никели параллельны; 4 — шлиф Кр16-11-5, глинистый мадстоун, никели параллельны; буквами обозначены: А — остатки водорослей, В — биотурбации, С — мелкий фитодетрит, Ex — экстракlastы, P — пелоиды, Q — кварц, Qr — кварцит, Sh — сланец), а также некоторые ихнофоссилии: 5 — *Rhizocorallium commune* Schmid, 1876 и *Chondrites* isp., экз. № 127/11, 6 — *Alcyonidiopsis bavaricus* Uchman, 1999, экз. № 127/7; 7 — *Thalassinoides* isp., экз. № 127/13. Сборы и фото Е.Ю. и Е.Е. Барабошкиных, 2015–2016 гг. Масштабные линейки соответствуют 1 см. Коллекция хранится в Музее Землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова, № 127

прослоев мадстоунов с алевроитовой примесью кварца и мельчайшим растительным детритом (рис. 2, 4). Мадстоуны разбиты многочисленными тонкими трещинами, заполненными блоковым кальцитом. В пачке встречены ихнофоссилии *Alcyonidiopsis bavaricus* Uchman (рис. 2, 6), *Chondrites* isp., *Planolites* isp., *Rhizocorallium commune* Schmid (рис. 2, 5); *Thalassinoides suevicus* и частично пиритизированные древесные остатки. В нижней части найдены аммониты *Euphyllloceras* sp., *Ptychophylloceras* sp. и редкие двустворки *Nucula* sp., *?Modiola* sp., а в кровле мощного пласта мадстоунов — *Tirnovella occitanica* (Pictet) (рис. 3, 4–8), *Protetragonites* sp. и *Berriasella privasensis* (Pictet). Видимая мощность 5,2 м.

Пачка 2. Частое чередование светло-серых биотурбированных известковых глин (0,4–1,4 м) и тонких прослоев мадстоунов (0,1–0,3 м), аналогичных вышеописанным. В кровле встречаются мелкие пиритовые конкреции. В пачке распространены ихнофоссилии *Chondrites* isp., *Planolites* isp., *Thalassinoides* isp. В верхней части пачки присутствует пропуск неопределенного масштаба. Предполагаемая мощность 24–25 м.

Пачка 3. Темно-серые биотурбированные известковые глины (2,5–3 м) с мелкими пиритовыми конкрециями в кровле и подошве пачки. Они чередуются с редкими прослоями светло-серых мадстоунов (0,25–0,3 м) и содержат тот же комплекс ихнофоссилий, а также пиритизированную древесину. Мощность 8 м.

Пачка 4. Темно-серые биотурбированные известковые глины с мелкими пиритовыми конкрециями в кровле и подошве пачки. В пачке распространены ихнофоссилии *Chondrites* isp., *Planolites* isp., *Thalassinoides* isp., встречены аммониты *Ptychophylloceras* sp., *Protetragonites* sp. и *Neolissoceras* sp. Отсюда же происходят находки *Neocosmoceras euthymi* (Pictet), *Fauriella* cf. *boissieri* (Pictet), *Malbosiceras malbosi* (Pictet) [Аркадьев и др., 2010, 2015]. Мощность 8 м.

Пачка 5. Пачка, аналогичная пачке 2. Мощность 6,2 м.

Пачка 6. Чередование темно-серых биотурбированных известковых глин (0,2–0,3 м) и мощных (0,4–1 м) мадстоунов. В пачке встречаются ихнофоссилии *Chondrites* isp., *Planolites* isp., *Thalassinoides* isp.; в верхней части найдены аммониты *Neocosmoceras* sp. и «*Berriasella*» sp. ind. Мощность 8,4 м.

Пачка 7. Пачка, аналогичная пачке 3. Мощность 4,8 м.

Пачка 8. Пачка, аналогичная пачке 6. Мощность 2 м.

Пачка 9. Пачка, аналогичная пачке 3. Породы пачки интенсивно биотурбированы *Chondrites*

isp.; из ее основания происходят многочисленные аммониты *Riasanites crassicostatum* (Kvant. et Lys.), *Riasanites* sp. и остатки двустворок [Аркадьев и др., 2010, 2015]. Мощность 40 м.

Пачка 10 аналогична предыдущей пачке, но прослои мадстоунов еще более редкие. Пачка слагает кровлю карьера, интенсивно деформирована, поэтому ее строение не вполне ясно. Весьма примечательна подошва пачки 10. Она проводится по эрозионному основанию единственного в разрезе дебрита мощностью 20 см. Дебрит представлен плохосортированным грейн-рудстоуном смешанного карбонатно-терригенного состава (рис. 2, 2) и состоит из угловатых зерен кварца, кварцитов, кристаллических сланцев и мелководных карбонатных зерен — экстракластов с остатками бентосных фораминифер, иглокожих, известковых водорослей, пелоидов и ооидов. В разрезе дебрита присутствуют интракласты мадстоунов, сконцентрированные в основании и кровле. В пачке найдена *Berriasella callisto* (d'Orb.). Эта находка впервые позволила выделить подзону B. *callisto* в самой верхней части берриаса [Arkadiev et al., 2017]. Видимая мощность более 9 м.

Условия осадконакопления. Характер изученного разреза, интенсивность биотурбаций и комплекс ихнофоссилий очень близки к таковым в верхней части нижеберриасских «феодосийских мергелей», обнажающихся на мысах Св. Ильи и Феодосийском [Гужиков и др., 2012; Барабошкин и др., 2016]. Тонкозернистый состав отложений, отсутствие первичных текстур и их полная биотурбация позволяют говорить о умеренной скорости седиментации в пелагических условиях. Удаленность от берега подтверждается и комплексами диноцист [Аркадьев и др., 2015]. Наряду с этим снизу вверх по разрезу увеличивается количество глинистой составляющей, на фоне чего происходит циклическое изменение содержания карбонатов. Ихнокомплекс, встреченный в разрезе, указывает на принадлежность к ихнофауна Cruziana открытого шельфа [Барабошкин и др., 2016] и на доминирование среди макро- и мейобентоса ракообразных и различных «червей» (сипункулид, полихет и др.). В значительном количестве встречаются тонкодисперсный фитодетрит и крупные растительные фрагменты. Снизу вверх по разрезу увеличивается роль *Chondrites*, что, вероятно, указывает на повышение дизоксии в осадке. Это прямо подтверждается появлением пиритовых конкреций и снижением количества остракод [Аркадьев и др., 2015], а косвенно — изменением цвета глин на темно-серый.

Состав тонкой фракции пород был изучен с помощью рентгенофазового анализа в двух образцах из нижней и средней частей разреза

⁶ Е.Ю. Барабошкин относит вид *euthymi* к роду *Euthymiceras*.

(№ Кр16-11/3 и Кр16-12/28, зоны Occitanica и Boissieri соответственно), установлена их близость (рис. 1, В). Породы карбонатные (42–58%), сложены в основном гидрослюдами (9–10%), смешанослойными минералами с пакетами слюды и смектита (2–6%), хлоритом (2–3%). Присутствует существенная доля кварцевой примеси (21–29%), видимой под микроскопом (рис. 2, 3, 4). В обоих образцах отмечены плагиоклаз, цеолиты, а в обр. № Кр16-12/28 — роговая обманка (1%). Совместное нахождение хлорита, роговой обманки и цеолитов может быть связано с их вулканогенным происхождением за счет выпадения пеплов. Наличие вулканогенного материала подтверждается и присутствием суперпарамагнитного магнетита [Аркадьев и др., 2010; Guzhikov et al., 2014], характерного для пеплов. Вулканическая деятельность этого времени происходила в Закавказье, откуда, видимо, и переносился пепел.

Особого внимания заслуживает появление дебритов в верхней части разреза. Состав обломков (в том числе наличие зеленых водорослей и ооидов) свидетельствует о размыве мелководных карбонатов и пород фундамента или переотложении продуктов его размыва. Это, в частности, могли быть конгломераты, присутствующие в разрезах г. Агармыш в районе Старого Крыма. Возраст этой части разреза предполагался валанжинским [Аркадьев и др., 2010, 2015], однако находка *Berriasella callisto* несколько выше дебритов свидетельствует, скорее, о их позднеберриасском возрасте [Arkadiev et al., 2017]. Это событие отвечает фазе деформаций в центральной и юго-западной частях Крыма (в том числе в районе Агармыша), приходящейся примерно на границу берриаса и валанжина [Барабошкин, 2016], поэтому оно достаточно закономерно.

Таким образом, отложения зоны *Tirnovella occitanica* и более молодых интервалов разреза в карьере Заводская балка формировались в условиях глубокого шельфа, на удалении от краевых частей бассейна при усиливающейся дизоксии осадка и на фоне привноса пеплового материала. Такой ход осадконакопления был нарушен схождением обломочного потока в связи с деформациями на рубеже берриаса и валанжина.

Биостратиграфия. До настоящего времени наиболее детально была изучена верхняя (верхнеберриасско-валанжинская) часть султановской свиты разреза Заводская балка, для которой удалось получить подробную био- и магнитостратиграфическую характеристику [Аркадьев и др., 2010, 2015; Arkadiev et al., 2017; Guzhikov et al., 2014]. Сведения о нижней части разреза оставались отрывочными и неполными. Из основания разреза известны аммониты *Dalmasiceras* sp. из сборов В.В. Друщица, характеризующие средние уровни

берриаса (зону Occitanica) [Аркадьев и др., 2012]. В нижней части разреза Т.Н. Богданова обнаружила *Retowskiceras retowskyi* Kvant. [Богданова и др., 1984], что позволило выделить в Восточном Крыму в составе берриасского яруса (снизу вверх) слои с *Tirnovella occitanica* и *Retowskiceras retowskyi* и подзону *Dalmasiceras tauricum* [Аркадьев и др., 2012].

Новые находки, описанные ниже, подтверждают выводы предшественников. Среди встреченных аммонитов (рис. 3, 4, 7) присутствуют крупные формы (диаметр 70–80 мм), соответствующие виду *Tirnovella occitanica* (Pictet). Характер сохранности аммонитов и их размеры позволяют утверждать, что образцы *Hoplites occitanicus*, собранные О.Ф. Ретовским в окрестностях Феодосии, также происходят из района современного карьера Заводская балка. Вместе с *Tirnovella occitanica* найдены *Berriasella privasensis* (Pictet) (рис. 3, 1–3). Этот комплекс аммонитов характеризует зону Occitanica. Необходимо отметить, что все границы аммонитовых зон и подзон в рассматриваемом разрезе проведены условно, поскольку распространение зональных форм пока не прослежено по всему разрезу.

Кроме того, для вновь обнаруженных уровней разреза получены микрофаунистическая и палинологическая характеристики, о чем мы планируем сообщить в следующей публикации.

Магнитостратиграфия верхнеберриасской (зона Boissieri) и пограничной берриас-валанжинской частей разреза карьера Заводская балка опубликованы ранее в работах [Аркадьев и др., 2010; 2015; Arkadiev et al., 2017; Guzhikov et al., 2014]. В 2016–2017 гг. впервые получены результаты палеомагнитного изучения среднеберриасской части разреза (зона Occitanica), представленные ниже.

Методика магнитостратиграфических исследований. Из нижней части разреза (пачки 1–2, рис. 1) были взяты ориентированные штUFFы с 21-го уровня, приблизительно через 1 м. Каждый штUFF впоследствии распиливали на 2–3 образца кубической формы с ребрами по 2 см.

Для выделения компонент намагниченности образцы с каждого уровня подвергали магнитным чисткам переменным полем на установке LDA-3 AF (в диапазоне от 5 до 50–80 мТл) и температурой в печи конструкции Апарина (от 100 до 500–550 °С) с последующими замерами естественной остаточной намагниченности (J_n). Лабораторные петромагнитные и магнитно-минералогические исследования включали изучение магнитной восприимчивости (K) и ее анизотропии (АМВ), опыты магнитного насыщения с последующими определениями остаточной намагниченности насыщения (J_{rs}) и остаточной коэрцитивной силы (H_{cr}), а также дифференциальный термоманитный анализ (ДТМА). Рассчитывали параметр

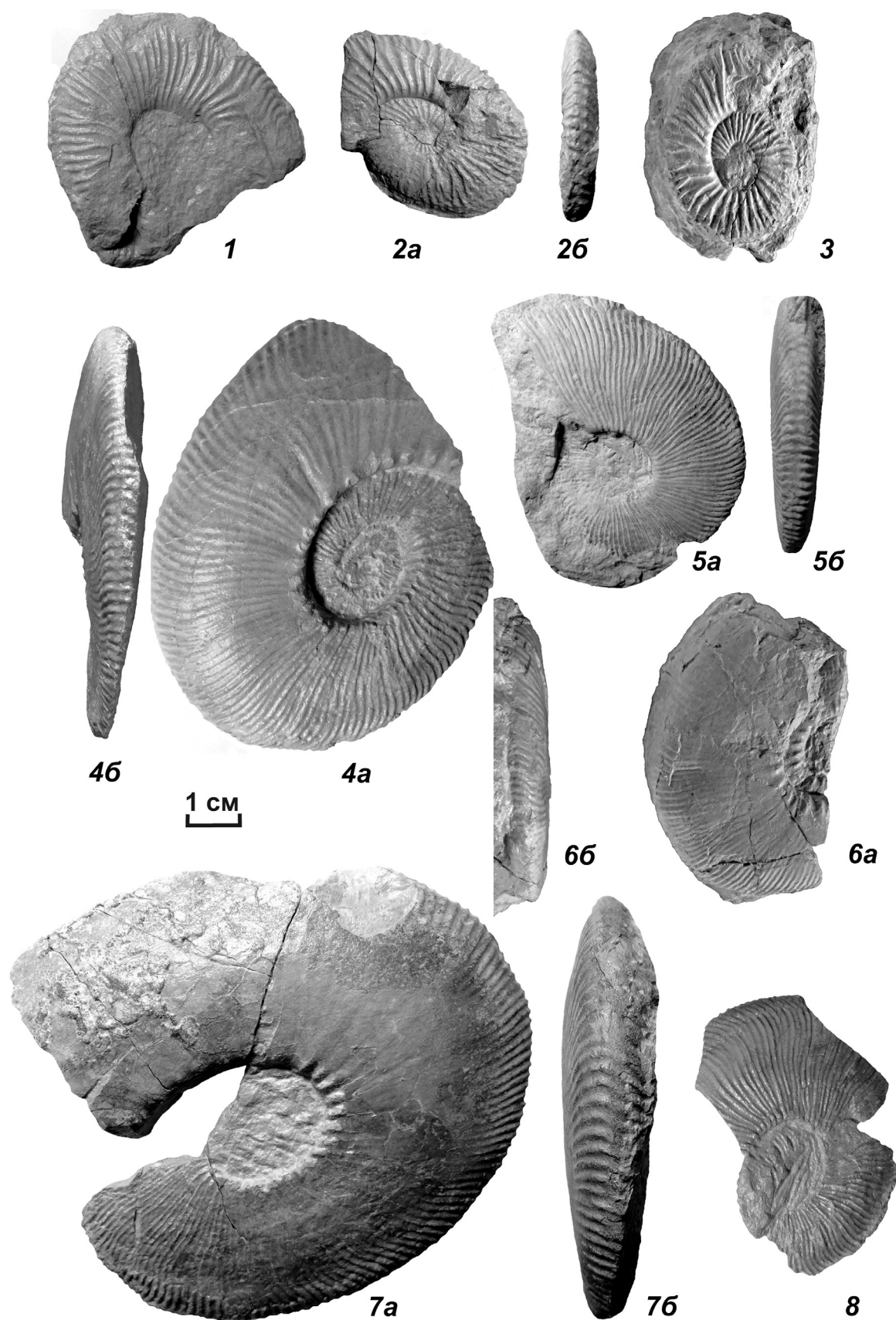


Рис. 3. *Berriasella privasensis* (Pictet): 1 — экз. № 6/130, сбоку; 2 — экз. № 7/130: 2a — сбоку, 2b — с вентральной стороны; 3 — экз. № 8/130: 3a — сбоку, 3b — с вентральной стороны; *Tirmovella occitanica* (Pictet): 4 — экз. № 2/130: 4a — сбоку, 4b — с вентральной стороны; 5 — экз. № 3/130: 5a — сбоку, 5b — с вентральной стороны; 6 — экз. № 5/130: 6a — сбоку, 6b — с вентральной стороны; 7 — экз. № 1/130: 7a — сбоку, 7b — с вентральной стороны; 8 — экз. № 4/130, сбоку. Все экземпляры — Восточный Крым, Феодосия, карьер Заводская балка, берриас, зона occitanica. Увеличение $\times 1$

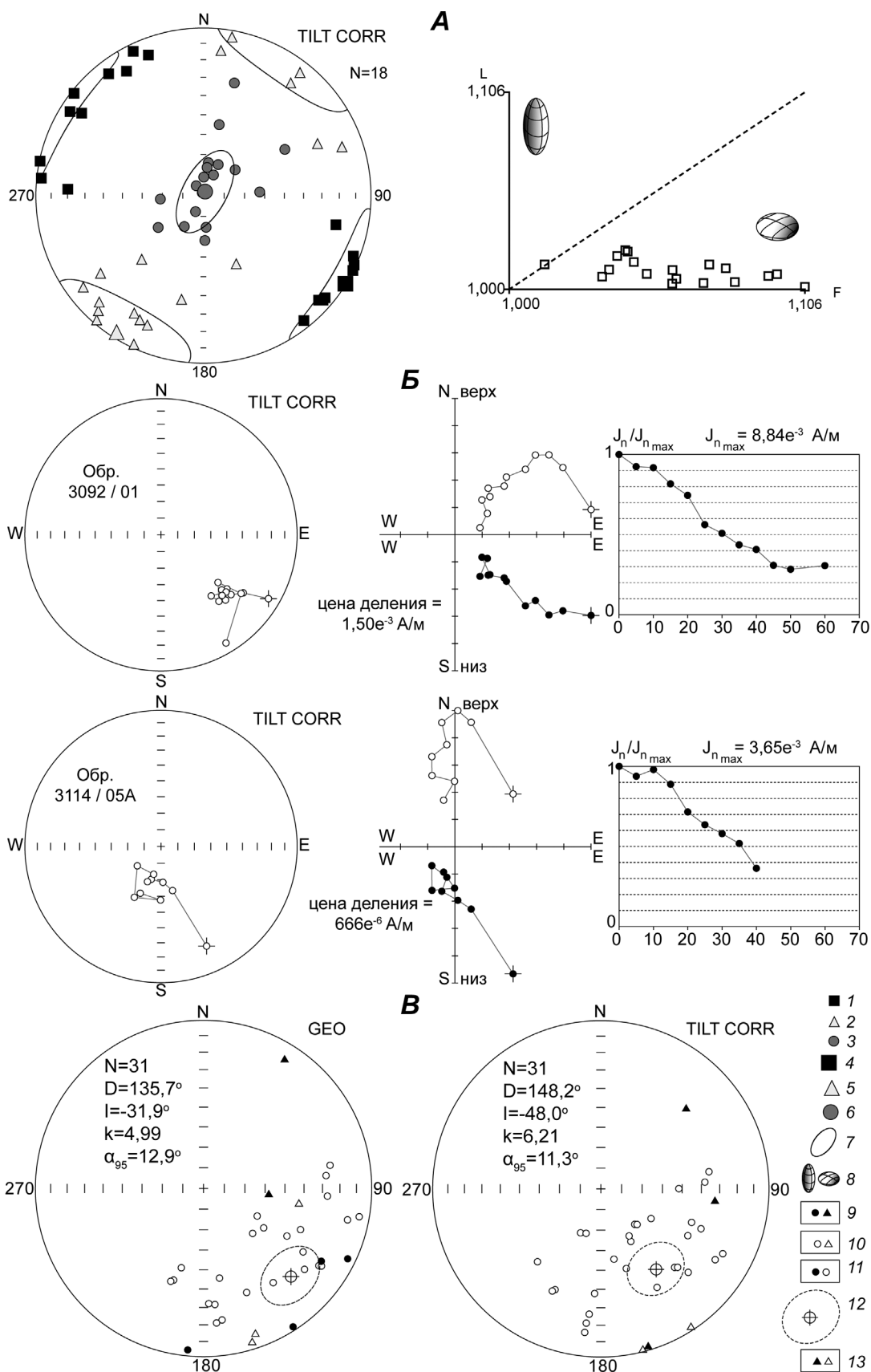


Рис. 4. Результаты петромагнитного и палеомагнитного анализа: *А* — данные анизотропии магнитной восприимчивости в стратиграфической (TILT CORR) системе координат, *Б* — типичные материалы компонентного анализа (слева направо): стереопроекции изменения направлений J_n в процессе чисток переменным полем, диаграммы Зийдervельда (в стратиграфической системе координат), графики размагничивания образцов; *В* — стереопроекции ChRM в географической (GEO), стратиграфической системах координат и статистические параметры распределения ChRM: N — число образцов в выборке; D_{cp} , I_{cp} — среднее палеомагнитное склонение и наклонение

соответственно; k — кучность; α_{95} — радиус круга доверия среднего палеомагнитного вектора

1–3 — проекции длинных ($K1$), средних ($K2$) и коротких ($K3$) осей магнитных эллипсоидов соответственно; 4–6 — проекции средних направлений $K1$, $K2$ и $K3$ соответственно; 7 — овалы доверия; 8 — схематические формы магнитных частиц (расположение точек в верхней части диаграммы $L-F$ указывает на удлиненную, а в нижней — на уплощенную форму); 9, 10 — проекции ChRM на нижнюю и верхнюю полусферу соответственно; 11 — проекции ChRM, по которым рассчитывалась палеомагнитная статистика; 12 — проекция среднего направления ChRM и овал доверия; 13 — проекции ChRM, исключенные из палеомагнитного анализа

Кенигсбергера (фактор Q) и отношение K/J_{rs} . Измерения J_n проводили на спин-магнитометре JR-6, K — на мультчастотном каппабридже MFK-1FB. Для ДТМА использовали термоанализатор фракций ТАФ-2. Компонентный анализ проводили с помощью программы Remasoft 3.0, анализ АМВ — с помощью программы Anisoft 4.2.

Результаты магнитно-стратиграфических работ.

В петромагнитном и магнитно-минералогическом отношении породы практически идентичны изученным ранее верхнеберриасским глинам из этого же карьера [Аркадьев и др., 2010; 2015; Guzhikov et al., 2014]: средние значения K составляют $38 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, $J_n = 6,5 \cdot 10^{-3}$ А/м, $J_{rs} = 2,3$ А/м. Несмотря на значительные вариации петромагнитных параметров, как и для изученных ранее вышележащих отложений, не обнаружены явно выраженные закономерности их распределения по разрезу (рис. 1). Основной носитель намагниченности — магнетит, диагностируемый по снижению намагниченности около температуры Кюри магнетита (578°C) и магнитомягкой фазе ($H_{cr} = 38 \div 44$ мТл), типичными для тонкодисперсного магнетита. Характер АМВ тяготеет к классической осадочной магнитной текстуре, при которой короткие оси магнитных эллипсоидов ($K3$) занимают вертикальное положение, а проекции длинных и средних осей ($K1$ и $K2$ соответственно) находятся по краю стереограммы, но при этом наблюдается отчетливая упорядоченность $K1$ по направлению северо-запад—юго-восток (рис. 4, А). Подобные магнитные текстуры глин, обусловленные коллизийным сжатием, установлены не только в разрезе карьера Заводская балка, но и в других районах Горного Крыма [Багаева, Гужилов, 2014]. Диаграммы параметров $L = K1/K2$ и $F = K2/K3$ ($K2$ — средние оси магнитных эллипсоидов) служат показателями плоской формы магнитных частиц (рис. 4, А), что, вероятно, связано с агрегированием магнетитовых зерен субмикронной размерности на чешуйках глинистых минералов.

Методики палеомагнитных измерений, компонентного анализа и магнитополярной интерпретации его результатов, включая обоснование древней природы J_n , не отличались от тех, которые использовались ранее для обработки верхнеберриасских коллекций образцов из этого разреза [Аркадьев и др., 2010; 2015; Guzhikov et al., 2014]. Предпочтение при лабораторных исследованиях, по аналогии с предыдущими исследованиями, было отдано магнитным чисткам переменным полем. Типичные результаты компонентного анализа представлены на рис. 4, Б. Компоненты намагниченности в основном хорошего качества: максимальный угол отклонения меньше 10° . Большинство образцов имеет двухкомпонентный состав. Высококоэрцитивные характеристические компоненты

намагниченности (ChRM) соответствуют, в основном направлению обратной (R) полярности геомагнитного поля (рис. 1; 4, Б, В). Исключения представляют образец с одного уровня (обр. 3092-5), на котором зафиксировано направление ChRM со склонением (D) и наклонением (I), характерными для нормального знака полярности (N) (рис. 1; 4, Б, В). При статистическом анализе R-компонент из рассмотрения были исключены векторы с положительными и пологими (около 0°) наклонениями, но и без них распределение ChRM характеризуется значительным разбросом (рис. 4, В). Невысокие палеомагнитные кучности наряду с величинами $Q < 1$ можно расценивать как косвенные свидетельства в пользу ориентационной природы намагниченности. Вероятно, малое значение кучности (6,2) связано и с другими факторами, такими, как неконтролируемые смещения пород по плоскостям, фиксируемым зеркалами скольжения, которыми изобилует разрез, или внутрипластовые вязкопластичные деформации глин.

Тем не менее тест инверсий положителен на уровне «С» по классификации [McFadden, McElhinny, 1990]: угол между векторами составляет $9,5^\circ$, а критический угол равен $13,8^\circ$. Сравнение проводилось с полученными ранее ChRM, соответствующими нормальной полярности в образцах с минимальными средними размерами ферромагнитных зерен из вышележащей части разреза [Guzhikov et al., 2014].

Тест складки проводился в двух вариантах [McFadden, 1990]. Тестирование по варианту (Fold1) не дало корректных результатов, но при использовании второго (Fold2) была обнаружена доскладчатая компонента на уровне значимости $p=0,05$. Это отличается от полученных ранее результатов тестирования палеомагнитных данных для верхнеберриасской части разреза, которые были либо некорректны, либо, в случае выборки образцов с минимальными средними размерами ферромагнитных зерен, указывали на послескладчатый возраст намагниченности [Guzhikov et al., 2014].

Положительные результаты тестов инверсий и складки — важные доводы в пользу первичности намагниченности.

В палеомагнитной колонке сводного разреза карьера Заводская балка его изученной части соответствует одна магнитозона обратного знака с видимой мощностью ~ 21 м (рис. 5). Информация о единичном образце нормальной полярности не учтена, потому что для выделения магнитозоны необходимо ее обоснование образцами не менее чем с трех уровней [Храмов, Шолпо, 1997].

Магнитно-стратиграфическая корреляция.

В Международной шкале геомагнитной полярности (GPTS) [Ogg et al., 2016] зона Occitanica

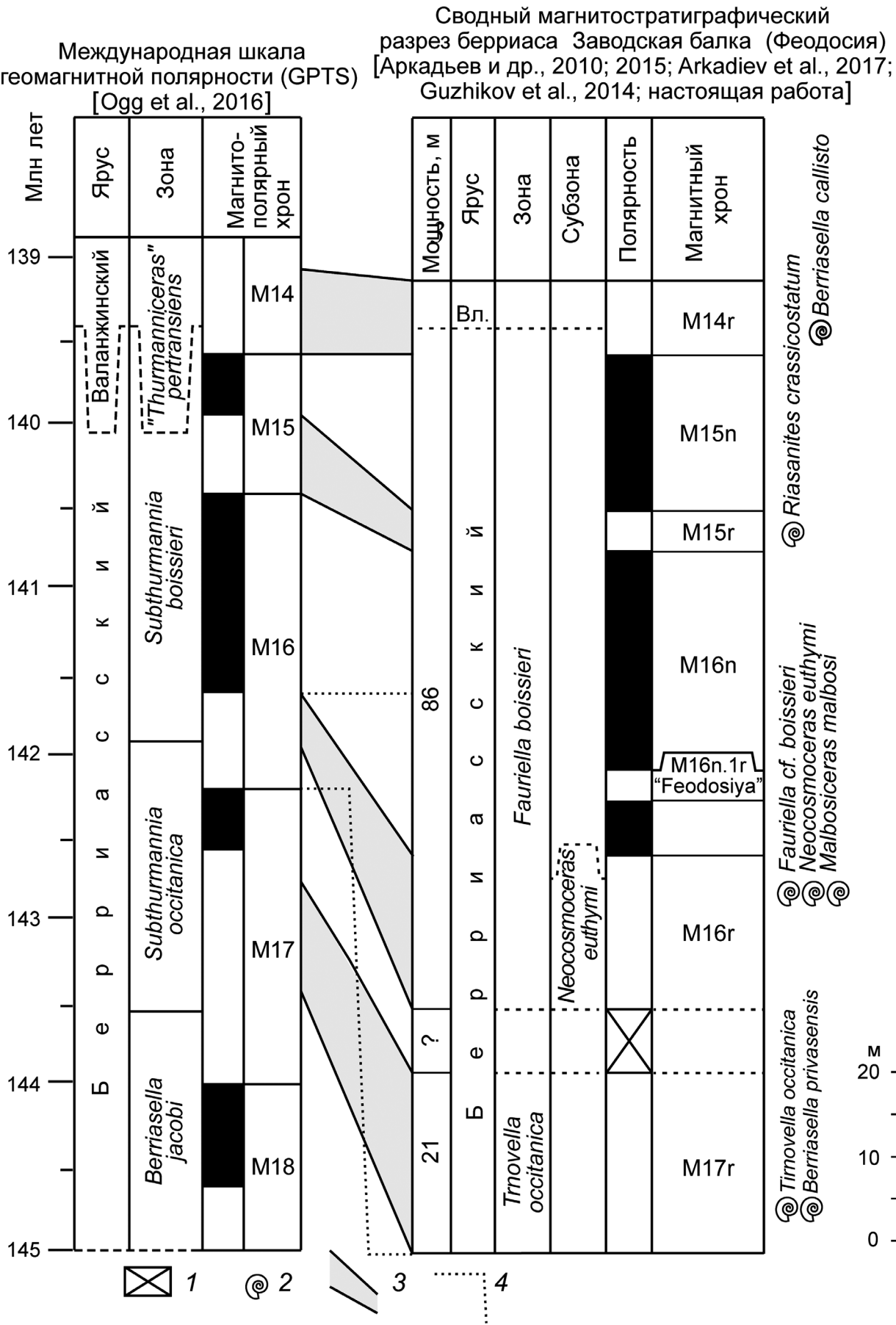


Рис. 5. Магнитостратиграфическое сопоставление сводного разреза берриаса Заводская балка с Шкалой геомагнитной полярности [Ogg et al., 2016]: 1 — отсутствие данных, 2 — находки аммонитов; 3–4 — линии магнитостратиграфических корреляций: 3 — наиболее вероятные, 4 — теоретически возможные

характеризуется доминирующей обратной полярностью, осложненной в верхней половине зоны хроном нормальной полярности M17n (рис. 5). Поэтому при сопоставлении полученных данных с GPTS магнитозону обратного знака теоретически можно идентифицировать либо как фрагмент хрона M17г, либо как фрагмент хрона M16г, нижняя половина которого характеризует верхи зоны Occitanica. В последнем случае мощность аналога хрона M16г получается аномально большой (как минимум 40 м) по сравнению с аналогами других хронов, установленных ранее в разрезе карьера Заводская балка [Аркадьев и др., 2010, 2015; Guzhikov et al., 2014; Arkadiev et al., 2017] (рис. 5). С учетом того, что нижняя граница R-зоны не установлена, а внутри нее присутствует разрывное нарушение, мощность предполагаемого аналога M16г должна быть еще больше. Даже исходя из минимальной оценки (40 м) скорость формирования глин, определенная как отношение мощности R-зоны к длительности хрона M16г (0,58 млн лет) [Ogg et al., 2016], составляет 69 м/млн лет. Рассчитанные ранее значения скорости осадконакопления для аналогов хронов M16n и M15г (границы которых установлены в разрезе) составляют 26,6–29,5 м/млн лет [Guzhikov et al., 2014]. Учитывая достаточно однородное строение разреза берриаса, увеличение в несколько раз темпа седиментации во время хрона M16г выглядит неправдоподобно.

Если предположить, что скорость осадконакопления в среднем и позднем берриасе была сопоставимой, то деление мощности R-зоны (21 м) на скорость (26,6–29,5 м/млн лет) дает продолжительность ее формирования 0,71–0,79 млн лет, т.е. приблизительно половину длительности хрона M17г (1,44 млн лет). Учитывая, что в исследованном разрезе изучен не полный объем среднего берриаса, эта оценка хорошо согласуется с данными GPTS, в которой зона Occitanica соответствует ~70% временного объема M17г (рис. 5).

Из сопоставления полученных данных с GPTS можно сделать выводы:

- изученные отложения, отмеченные обратной полярностью, соответствуют нижней и средней частям зоны Occitanica, охваченной хроном M17г;
- возрастные аналоги верхней части зоны Occitanica, характеризующиеся M17n, в разрезе Заводская балка не выявлены (возможно, этот фрагмент разреза пропущен из-за разрывного нарушения).

Палеонтологическое описание. При описании использованы стандартные терминология и замеры раковин, приведенные в [Аркадьев и др., 2012]. Коллекция хранится в Музее Землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова, № 130.

Надсемейство Olcostephanaceae Pavlov, 1892

Семейство Neocomitidae Salfeld, 1921

Подсемейство Berriasellinae Spath, 1922

Род *Tirnovella* Nikolov, 1966

Tirnovella occitanica (Pictet, 1867)

Рис. 2. фиг. 4–8.

1867. *Ammonites occitanicus*: Pictet, с. 81, табл. 16, фиг. 1.

2004. *Tirnovella occitanica*: Ettachfini, с. 105, табл. 2, фиг. 3.

2012. *Tirnovella occitanica* (с синонимикой): Аркадьев и др., с. 157, табл. 9, фиг. 1, 2.

2016. *Subthurmannia occitanica*: Maalaoui, Zargouni, с. 53, текст-фиг. 6, фиг. 5, 6.

Голотип. Экземпляр, изображенный в работе Ж. Пикте (Pictet, 1867, табл. 16, фиг. 1); Юго-Восточная Франция, берриас, указан Ле Эгара [Le Négarat, 1973, с. 186].

Форма. Раковины дисковидные, инволютные, с быстро возрастающими высокими оборотами. Латеральные стороны очень слабо выпуклые. Вентральная сторона узкая, округлая, со сглаженной срединной полосой. Умбиликус узкий, мелкий, с низкими стенками. Умбиликальный перегиб резкий, ступенчатый, умбиликальная стенка крутая. У взрослых экземпляров при диаметре (Д) 80 мм происходит некоторое разворачивание спирали и увеличение диаметра умбиликуса и высоты умбиликальной стенки.

Скульптура. Боковые стороны внутренних оборотов покрыты очень тонкой и густой ребристостью. Ребра начинаются на умбиликальном перегибе, где они образуют пучки из двух или трех ветвей. Часть ребер повторно ветвится на середине или несколько выше середины латеральных сторон. Ребра от умбиликального края идут с очень слабым наклоном вперед. В верхней трети латеральных сторон ребра делают S-образный изгиб вперед. Такая ребристость сохраняется примерно до Д=50 мм. При большем диаметре ребристость в средней части латеральных сторон начинает сглаживаться. Основания ребер у умбиликального перегиба приобретают вид мелких бугорков. В нижней трети латеральной стороны у экз. № 1/130 от бугорков отходят слабо различимые укрупненные ребра-складки, исчезающие на середине оборота. Ребристость сохраняется в верхней трети латеральных сторон, где присутствуют многочисленные короткие изогнутые вперед ребрышки, переходящие на вентральную сторону, где они прерываются неясно выраженной гладкой срединной полосой. При одинаковом диаметре около 70 мм у экз. № 1/130 ослабление ребристости на латеральных сторонах выражено сильнее, чем у экз. № 2/130 (таблица).

Размеры (мм) и отношения (%)

Номер экземпляра	Д	В	Ш	Д _у	В/Д	Ш/Д	Д _у /Д
4/130	53	25	?	14	47	?	26
3/130	54	27	9	13,5	50	17	25
2/130	81?	35	15	26?	42?	19?	32?
1/130	94?	42?	17?	25?	45?	18?	27?

Примечания. Д — максимальный диаметр раковины, В — высота оборота, Ш — ширина оборота, Д_у — диаметр умбуликаса.

Сравнение. Наибольшее сходство описываемые экземпляры из разреза карьера Заводская балка имеют с экземплярами, описанными О. Ретовским № 41/10916 [Retowski, 1893, табл. 3, фиг. 9] и № 39/10916 [Retowski, 1893, табл. 3, фиг. 8]. Экземпляры *Tirnovella occitanica*, изображенные Т. Николовым [Nikolov, 1982, табл. 83, фиг. 1, 2; табл. 85, фиг. 4] характеризуются, по нашему мнению, несколько более грубой ребристостью, поэтому они не включены в синонимику. Большое сходство экземпляры из разреза карьера Заводская балка обнаруживают с формами из Туниса [Maalaoui, Zargouni, 2016, с. 53, текст-фиг. 6, фиг. 5, 6]. От близкого вида *Tirnovella subalpina* [Mazenot, 1939, с. 216, табл. 34, фиг. 1 a, b, c; табл. 35, фиг. 2 a, b, c] описываемый вид отличается менее эволютивной раковиной с более высокими оборотами, менее грубой ребристостью и слабее выраженными приумбиликальными бугорками.

Все крымские образцы *Tirnovella occitanica* отнесены западноевропейскими исследователями к

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аркадьев В.В., Багаева М.И., Гужиков А.Ю. и др. Био- и магнитостратиграфическая характеристика разреза верхнего берриаса «Заводская балка» (Восточный Крым, Феодосия) // Вестн. СПбГУ. 2010. Сер. 7. Геология, география. Вып. 2. С. 3–16.
- Аркадьев В.В., Богданова Т.Н., Гужиков А.Ю. и др. Берриас Горного Крыма. СПб.: ЛЕМА, 2012. 472 с.
- Аркадьев В.В., Гужиков А.Ю., Савельева Ю.Н. и др. Новые данные по био- и магнитостратиграфии разреза верхнего берриаса Заводская балка (Восточный Крым, Феодосия) // Вестн. СПбГУ. 2015. Сер. 7. Геология, география. Вып. 4. С. 4–36.
- Багаева М.И., Гужиков А.Ю. Магнитные текстуры как индикаторы условий формирования титонских — берриасских пород Горного Крыма // Изв. СГУ. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2014. Т. 14, вып. 1. С. 41–47.
- Барабошкин Е.Ю. История геологического развития Крыма. Докембрий — ранний мел // Эколого-ресурсный потенциал Крыма. История формирования и перспективы развития. Т. 1. СПб.: Изд-во ВВМ, 2016. С. 38–84.
- Барабошкин Е.Ю., Барабошкин Е.Е., Янин Б.Т. и др. Глубоководные ихнокомплексы титона—берриаса Феодосии (Республика Крым) // Меловая система

виду *Pseudoneocomites retowskyi* (Sarasin and Schön-delmayer) [Frau et al., 2016]. Основным отличием *P. retowskyi* от *T. occitanica* считается отсутствие умбиликальных бугорков на всех стадиях онтогенеза. Однако наличие бугорков у крымских образцов из коллекции О.Ф. Ретовского, хранящейся в ЦНИГ-РМузее, отмечено Т.Н. Богдановой [Богданова и др., 1999]. В работе [Frau et al., 2016] изображены два неполных образца без бугорков, поэтому трудно судить о принадлежности экземпляров к определенному виду.

Распространение. Берриас, зона Occitanica Горного Крыма, Юго-Восточной Франции, Болгарии, Северного Кавказа (?), Йемен, Марокко, Тунис.

Материал. 5 экземпляров (№ 1-5/130) из карьера Заводская балка в окрестностях г. Феодосия.

Заключение. Изучены ранее неизвестные части берриасского разреза в районе г. Феодосия. Обоснована аммонитовая зона Occitanica. Выявлено, что этой зоне в разрезе Заводская балка соответствует интервал обратной полярности хрона M17 (M17r); аналоги верхней зоны (M17n), отвечающие прямой полярности, не выявлены, что, возможно, связано с пропуском в разрезе. Установлены условия осадконакопления в среднем—позднем берриасе, отвечающие обстановкам глубокого шельфа и ихнофашии Cruziana. Выявлено наличие пеплового материала в берриасских отложениях.

Благодарности. Авторы благодарны Т.А. Кулашовой (МГУ имени М.В. Ломоносова) за помощь в сборах фауны, В.Л. Косорукову (МГУ имени М.В. Ломоносова) за проведение рентгенофазового анализа.

России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Мат-лы Восьмого Всеросс. совещ. 26 сентября—3 октября 2016 г., Республика Крым. Симферополь: Черноморпресс, 2016. С. 45–48.

Богданова Т.Н., Калачева Е.Д., Сей И.И. О присутствии зоны *Tirnovella occitanica* (нижний мел, берриас) в феодосийском разрезе Восточного Крыма // Регион. геол. и металлогения. 1999. № 9. С. 27–32.

Богданова Т.Н., Лобачева С.В., Прозоровский В.А. и др. Берриас Восточного Крыма и граница юры и мела // Пограничные ярусы юрской и меловой систем. М.: Наука, 1984. С. 28–35.

Храмов А.Н., Шолло Л.Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967. 224 с.

Arkadiev V.V., Grishchenko V.A., Guzhikov A.Yu. et al. Ammonites and magnetostratigraphy of the Berriasian—Valanginian boundary deposits from eastern Crimea // Geol. Carpathica. 2017. Vol. 68 (6). P. 505–516.

Ettafchini M. Les ammonites neocomiennes dans l'Atlas Atlantique (Maroc). Biostratigraphie, paleontologie, paleobiogeographie et paleoecologie. Univ. Cadi Ayyad, Fac. Sci. Semlalia, Marrakech, 2004. 224 p.

Frau C., Bulot L.G., Wimbledon W.A.P. et al. Systematic palaeontology of the Perisphinctoidea in the Jurassic/Creta-

ceous boundary interval at Le Chouet (Drôme, France), and its implications for biostratigraphy // *Acta Geol. Polonica*. 2016. Vol. 66, N 2. P. 175–204.

Guzhikov A., Bagayeva M., Arkadiev V. Magnetostratigraphy of the Upper Berriasian “Zavodskaya Balka” section (East Crimea, Feodosiya) // *Jurassica*. 2014. Vol. 12 (1). P. 175–184.

Le Hégarat G. Le Berriasien du Sud-East de la France // *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. V. 43/1*. Lyon, 1973. 309 p.

Maalaoui K., Zargouni F. The Lower and Middle Berriasian in Central Tunisia: integrated ammonite and calpionellid biostratigraphy of the Sidi Kralif Formation // *Acta Geol. Polonica*. 2016. Vol. 66, N 1. P. 43–58.

Mazenot G. Les Palaeohoplitidae Tithoniques et Berriasiens du Sud-Est de la France. *Mém. Soc. Géol. France. Nouv. sér.* T. 18. Fasc. 1–4. Paris, 1939. 303 p.

McFadden P.L. A new fold test for palaeomagnetic studies // *J. Geophys. Intern.* 1990. Vol. 103. P. 163–169.

McFadden P.L., McElhinny M.W. Classification of the reversal test in palaeomagnetism // *J. Geophys. Intern.* 1990. Vol. 103. P. 725–729.

Nikolov T.G. Les ammonites de la famille Berriasellidae Spath, 1922. Tithonique supérieur–Berriasien. Sofia, 1982. 251 p.

Ogg J.G., Ogg G.M., Gradstein F.M. A concise geologic time scale. Amsterdam: Elsevier, 2016. 230 p.

Pictet F.J. Etudes paléontologiques sur la Faune à *Terebratula diphyoides* de Berrias (Ardèche) // *Mélanges Paléontol.* T. 1. Liv. 2. Bale-Genève, 1867. P. 44–130.

Retowski O. Die tithonischen Ablagerungen von Theodosia // *Bull. Soc. Natur. Mosc. Nouv. sér.* 1893. Vol. 7, N 2–3. P. 206–301.

Поступила в редакцию 21.05.2018

Поступила с доработки 22.05.2018

Принята к публикации 21.05.2018

УДК 551.5

А.Ю. Бычков¹, Ю.А. Попова², О.Е. Киквадзе³, Н.В. Лубнина⁴**ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ХИМИЧЕСКОГО ПЕРЕМАГНИЧИВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ ПАЛЕОВУЛКАНА ГИРВАС ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ (КАРЕЛЬСКИЙ КРАТОН)⁵***Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет. 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1**Геологический институт Российской академии наук. 119991, Москва, Пыжевский переулок, 7**Moscow State University, Faculty of Geology. 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1**Geological Institute of the Russian Academy of Sciences. 119017, Moscow, Pyzhevsky, 7*

Гирвасский палеовулкан — сложнопостроенный вулканический комплекс ятулийского возраста. Он представляет собой щитовой лавовый вулкан, который был, вероятно, одним из подводящих каналов обширного лавового поля западного Прионежья в пределах Гирвасской вулканической зоны. Несмотря на то что Гирвасский вулкан обнажен только фрагментарно, в породах прекрасно сохранились структуры течения, позволяющие реконструировать направление движения потоков. Среди этих пород выделяется зона поствулканических гидротермальных изменений пород, заключающихся главным образом в гнездовой и прожилковидной турмалинизации и окварцевании, а также в последующей эпидотизации, сульфидизации, хлоритизации и альбитизации. Зоны вторичных изменений приурочены к разломам, при этом не вполне ясным остается их пространственно-временное соотношение. Реконструкция геологического строения показала, что на Гирвасском вулкане происходили два основных процесса: 1) пневматолитизация за счет магматогенных газов, отделяющихся от габбро-долеритовых силлов, 2) разогрев и циркуляция экзогенных вод с образованием околожильных пропилитов. На основе предложенной схемы было проведено термодинамическое моделирование.

Ключевые слова: палеомагнетизм, Карельский кратон, химическое перемагничивание, гидротермальный процесс.

Volcano Girvas is a complexly constructed volcano complex of the Yatuli age. Apparently, it is a shield lava volcano, which was probably one of the supply channels of the vast lava field of the western Prionezhie region within the Girvas volcanic zone. Despite the fact that the Girvassky volcano is bare only fragmentary, the structure of the current is perfectly preserved in the rocks, allowing to reconstruct the direction of flow. Among these rocks, there is a zone of postvolcanic hydrothermal changes in the rocks, consisting mainly of nesting and veined tourmalization and silicification, as well as subsequent epidotization, sulfidization, chloritization and albitization. The zones of secondary changes are confined to faults, while their spatial-temporal correlation remains unclear. Reconstruction of the geological structure showed that there were two main processes at the Girvasa volcano: 1) pneumatolysis of type due to magmatic gases separated from gabbro-dolerite sills, 2) heating and circulation of exogenous waters with formation of near propylites. Based on the proposed scheme, thermodynamic modeling was performed.

Key words: paleomagnetism, Karelian craton, chemical remagnetization, hydrothermal process.

Введение. При палеовулканологических исследованиях вулканических образований на территории Южной Карелии, в районе северной окраины пос. Гирвас в русле водосбора Пальеозерской ГЭС были обнаружены своеобразные вулканические породы, которые слагают сложнопостроенный вулканический аппарат, связанный с проявлением

ятулийского основного вулканизма. Он назван Гирвасским вулканом [Светов, Голубев, 1967]. В структурно-тектоническом положении Гирвасский вулкан пространственно приурочен к зоне разлома меридионального простирания, проходящего параллельно западному крылу Онежской структуры (рис. 1).

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, профессор; e-mail: andrewbychkov@rambler.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, ст. науч. с.; e-mail: julka_p@rambler.ru

³ Геологический институт Российской академии наук, ст. науч. с.; e-mail: bolik2000@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, профессор; e-mail: natlubnina@yandex.ru

⁵ Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 18-17-00170).

Лавовый конус в обнаженной части разреза состоит из пяти переслаивающихся потоков (при полном отсутствии туфогенных образований), каждый из которых имеет мощность около 10–15 м. Лавовый поток, лежащий в нижней части вулканического конуса, представлен массивными темно-зелеными брекчированными базальтами, обнаруживающими тесную связь, с одной стороны, с жерловыми брекчиями базальтовых порфиритов, а с другой — с брекчированными и слабоэпидотизированными габбро-долеритами, с которыми они в северо-западной части контактовой зоны в интервале 10–15 м имеют постепенные переходы. Характерная особенность потоков — наличие структур течения на поверхности потоков, соответствующих лавам пахоеое. На поверхности потоков сохранились складки, вздутия и другие формы, характерные для лав с низкой вязкостью.

В обнажении описаны гидротермально измененные породы, которые тяготеют к брекчированным зонам, частично заполненным жильными минералами: кварцем, турмалином, хлоритом. На контакте с этими зонами базальты интенсивно изменены: лавобрекчии подвергнуты значительной хлоритизации, на которую наложена пиритизация и гематитизация.

Необычное строение гидротермально измененных пород интерпретировано как вулканическое жерло, питающее потоки лавобрекчий, и объект получил название Гирвасский палеовулкан. Он описан как полигенный, щитовой лавовый вулкан представляющий собой сложнопостроенный вулканический аппарат, который был, вероятно, одним из подводящих каналов обширного ятулийского лавового поля западного Прионежья в пределах гирвасской вулканической зоны. Гидротермальные изменения интерпретированы как продукты фумарольной деятельности, образовавшиеся совместно с излияниями лав.

В структурно-тектоническом положении Гирвасский вулкан пространственно приурочен к зоне разлома меридионального простирания, проходящего параллельно западному крылу Онежской структуры. Зона этого разлома заполнена как внутриятулийскими, так и, по-видимому, частично постятулийскими дайками габбро-долеритов и отчетливо картируется комплексом геофизических наблюдений. Вероятно, эта зона долгоживущего разлома была трещинной структурой, контролирующей не только пространственное расположение центров вулканической деятельности в течение ятулия, но и местоположение силлов и даек субвулканических габбро-долеритов [Светов, 1979].

Однако геологические наблюдения показали, что гидротермально измененные породы Гирвасского вулкана нельзя отнести к фациям фумарольных метасоматитов. Крупные кристаллы и минеральные парагенезисы свидетельствуют об их глубинном происхождении в морских условиях.

В связи с этим цель нашей работы — построение термодинамической модели гидротермальной системы Гирвасского вулкана и определение условий протекания вторичных процессов. Для этого было проведено картирование и опробование палеовулкана Гирвас, детальное исследование гидротермальные минералы, выполнена реконструкция гидротермальной системы и рассчитаны фазовые равновесия порода-вода.

После описания шлифов породы изучаемого объекта были разделены на три типа: наименее измененные породы, метасоматиты и породы гидротермальных жил.

Исходная порода — базальт с разным количеством вкрапленников. Вкрапленники представлены лейстами плагиоклаза и изометричными, близкими к шестиугольным вкрапленниками темноцветного минерала. Последний полностью изменен, но можно предположить, что это был авгит. По разрезу наблюдается следующая изменчивость — в верхних потоках базальтов меньшее количество вкрапленников темноцветного минерала, чем внизу.

Метасоматиты — к ним можно отнести породы, в которых полностью разрушены первичные магматические структуры. Выделяются пропилиты (актинолит+эпидот+альбит+хлорит) и талькиты (тальк+хлорит+кальцит+магнетит).

На этом объекте различается несколько типов жил, содержащих гидротермальные образования: 1) жилы с турмалином (турмалин+кальцит+эпидот+хлорит+актинолит), в которых хорошо наблюдается замещение биотита хлоритом, они распространены в нижних и средних частях разреза; 2) хлорит-кальцитовые жилы с биотитом, где кальцит занимает центральное положение, а хлорит слагает оторочку, эти жилы занимают верхнюю часть разреза; 3) прожилки с альбитом и небольшим количеством хлорита, которые распространены по всему разрезу; 4) жилы, полностью сложенные кальцитом, в верхней части разреза. Распределение этих типов пород показано на рис. 1.

Турмалин в основном присутствует в гидротермальных жилах, приблизительно в середине разреза. В шлифах турмалин имеет отдельность, перпендикулярную к удлинению кристаллов, резко плеохроирует, интерференционные цвета розовые. Имеет прямое погасание, оптически одноосен, в некоторых шлифах он представляет собой веерообразные сростки из нескольких минералов прямоугольной формы (см. выше).

Эпидот встречается не во всех шлифах. В шлифах эпидот представляет собой зернистые агрегаты таблитчатого облика. Плеохроизм в зеленых тонах, угол $2V=80^\circ$ — отрицательный.

Актинолит, его зерна представлены по всему разрезу. В шлифе бесцветный, кристаллы длиннопризматические, облик игольчатый, волокнистый

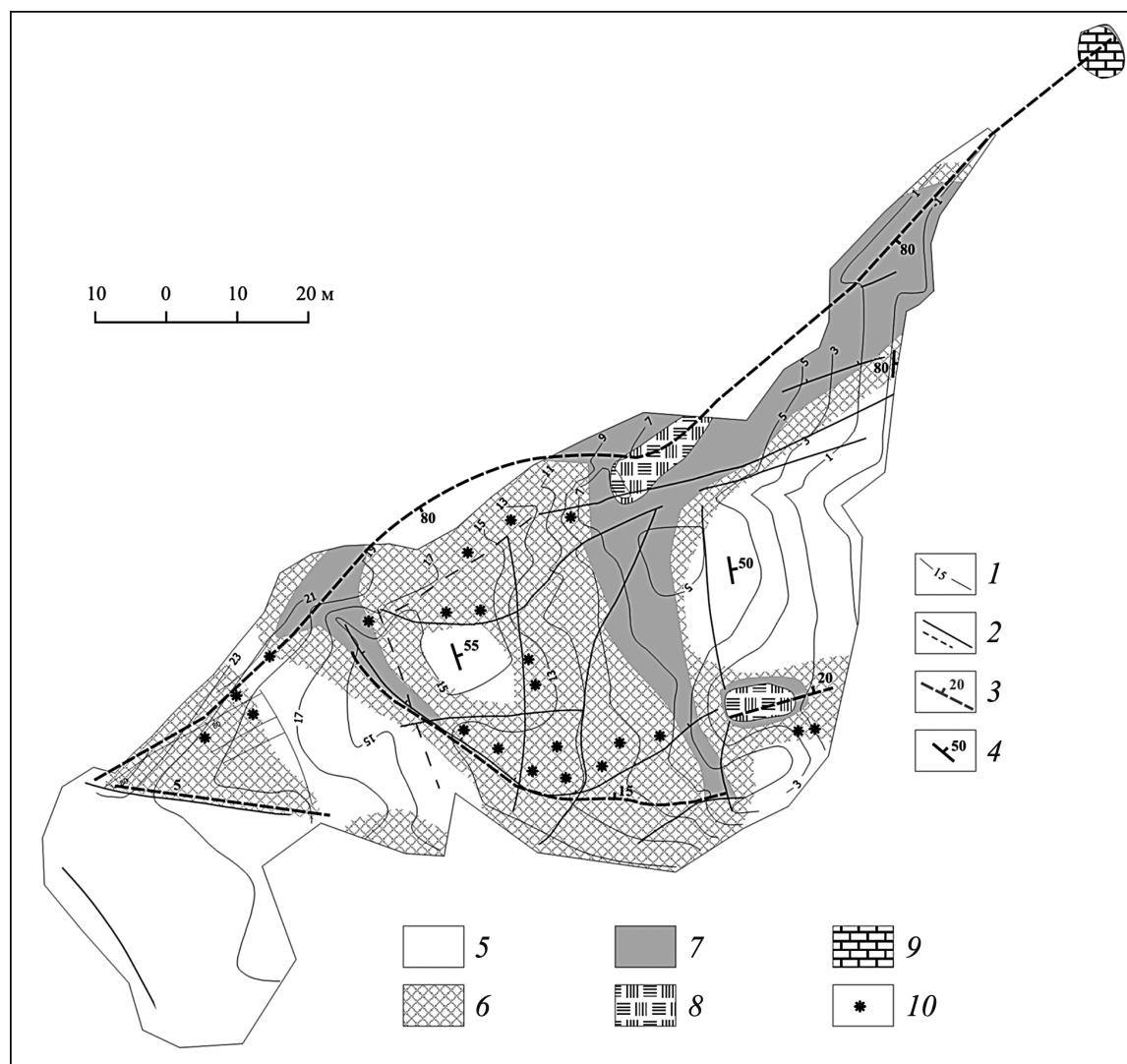


Рис. 1. Схема геологического строения Гирвасского палеовулкана: 1 — изолинии рельефа, относительная высота, м; 2 — разломы; 3 — жильные зоны; 4 — элементы залегания потоков; 5 — слабоизмененные базальты; 6 — пропилитизация по трещинам; 7 — пропилиты; 8 — тальк-хлоритовые метасоматиты; 9 — карбонатные жилы; 10 — гнезда и прожилки турмалина

габитус. Сине-зеленая интерференционная окраска. Спайность совершенная в двух направлениях под углом $<56^\circ$, $2V=90^\circ$.

Биотит встречается в виде реликтов внутри сростков хлорита. В шлифах выявляется типичная микрочешуйчатая структура хлорита. Цвет минерала зеленый или темно-зеленый с заметным или слабым плеохроизмом от желто-бурого к зеленому. Он характеризуется прямым погасанием с отрицательным оптическим знаком, низким двупреломлением и очень малым $2V$.

Тальк отмечен в двух зонах, тяготеющих к главной и побочной разломным зонам. В рассматриваемом разрезе тальк можно наблюдать в нескольких выделениях: в качестве минерала, слагающего собственную породу, называемую талькитом; в виде массы бесцветных чешуек, которые образуют аномальные интерференционные окраски на гидротермально измененных породах. Тальк встречается в двух местах, тяготеющих к главной и побочной разломным зонам.

Кальцит имеет гидротермальное происхождение, находится в жилах, в некоторых местах встречается несколько отдельных зерен в основной массе пород. Зерна кальцита, представленные в шлифах, имеют аномально розовую интерференционную окраску; присутствуют полисинтетические двойники, что обуславливает появление полосок, параллельных ребрам. Бесцветные зерна обладают четкой псевдоабсорбцией. Кальцит оптически одноосный отрицательный.

Альбит. На исследуемом объекте этот минерал присутствует в виде альбит-хлоритовой массы, а также образует собственные зерна. Альбит-хлоритовая масса отмечена по всему разрезу, встречаются также альбитовые прожилки.

Хлорит. В шлифах выявлена типичная микрочешуйчатая структура хлорита. Цвет минерала зеленый или темно-зеленый с заметным или слабым плеохроизмом от желто-бурого к зеленому. Он характеризуется прямым погасанием, отрицательным оптическим знаком, низким двупреломлением и

очень малыми значениями 2V. Распространяясь по разрезу, хлориты образуют две группы: первая — хлориты в жилах и прожилках основного разлома, которые при оптических исследованиях под микроскопом дают аномальную синюю окраску; и вторая группа хлоритов, встречающихся по всему разрезу, выявлена в прожилках и во вмещающих породах.

Хлориты представляют собой группу минералов, в которых осуществляется широкий изоморфизм различного типа. Несмотря на то что существует множество работ, посвященных вопросам классификации хлоритов, проблема не решена, и границы большинства предлагаемых разновидностей хлоритов носят условный характер.

Одна из классификаций, основанная на ионных замещениях [Foster, 1962], использована нами в работе с хлоритами. Схема классификации иллюстрируется (рис. 3) в координатах: количество позиций, занятых Si, и атомное отношение Fe^{2+} ко всем двухвалентным катионам (железистость). Границы отношения $Fe^{2+}/\Sigma R^{2+}$ проведены на уровнях 25 и 75%, что создает три группы: 1) магнезиальные хлориты, в которых Mg составляет >75% двухвалентных катионов; 2) промежуточные хлориты, в которых Mg составляет от 75 до 25% и Fe^{2+} от 25 до 75% двухвалентных катионов; 3) железистые хлориты, в которых Fe^{2+} составляет >75% двухвалентных катионов. Эти три группы затем подразделяются по содержанию Si. Природные хлориты крайне редко содержат больше 2,35 формульных единиц (ф.е.) Si или более 3,45 Si. В диапазоне 1,10 ф.е. между экстремумами границы проведены на уровнях 2,75 и 3,10, формируя три приблизительно эквивалентных группы по содержанию Si. Таким образом, восемь областей, жестко определенных по отношению $Fe^{2+}/\Sigma R^{2+}$ и содержанию Si, предлагаются в качестве классификации хлоритов. Распределение точек на рис. 3

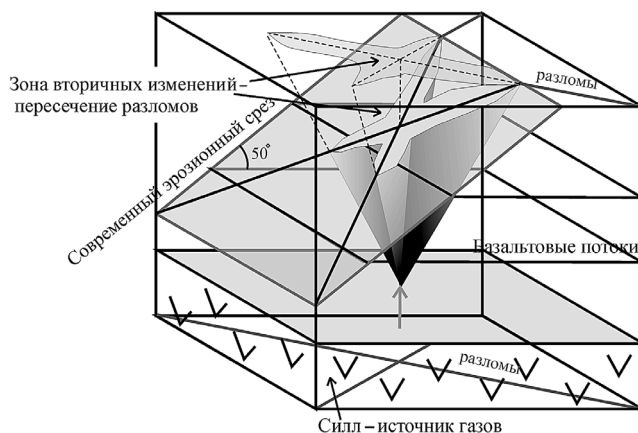


Рис. 2. Схема реконструкции Гирвасского палеовулкана

показывает, что большинство хлоритов попадает в четыре из восьми областей.

При пересчете микрозондовых анализов использовался метод расчета формул по зарядам [Булах, 1964]. Метод основан на принципе электронейтральности молекул и необходимости полной взаимной компенсации отрицательных и положительных валентностей, вносимых в формулу минерала анионами и катионами. За исходное при расчетах берется то количество отрицательных зарядов, которое приходится на долю кислорода в стандартной формуле минерала. Сначала находятся молекулярные количества оксидов. Затем для каждого оксида они умножаются на сумму валентностей катиона, входящих в этот оксид. Полученные величины отвечают зарядам, вносимым в формулу минерала катионами. Сумма этих зарядов должна быть равна сумме отрицательных валентностей в стандартной формуле.

Кроме того, по данным микрозондовых анализов хлоритов нами была предпринята попытка определить значения температуры образования

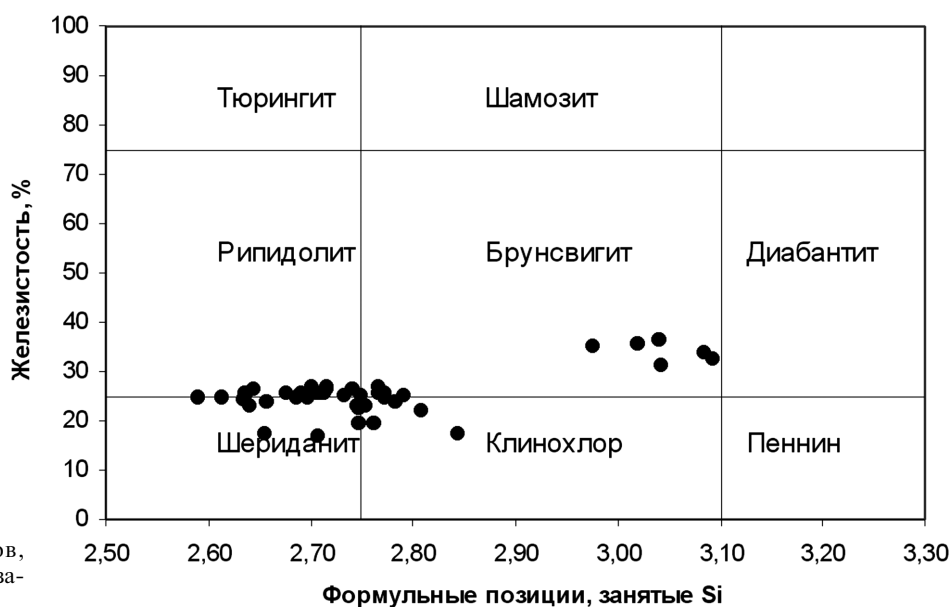


Рис. 3. Классификация хлоритов, основанная на двух типах ионных замещений, по [Foster, 1962]

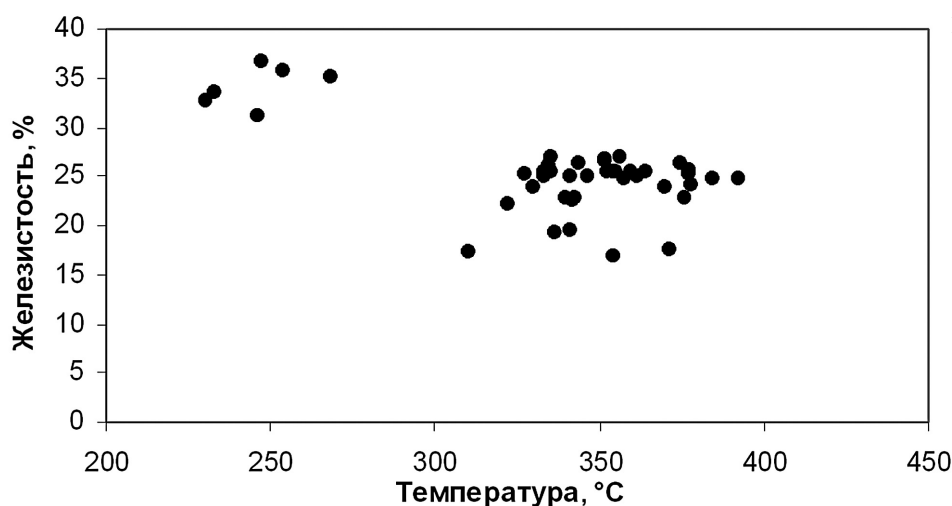


Рис. 4. Классификация хлоритов по температуре их образования

хлоритов по методу, приведенному в работах [Cathelineau, Nieva 1986; Zang et al., 1997], температура рассчитывается двумя способами:

$$T(1) = (Al(IV) + 0,1 \cdot (Fe / \Sigma(Mg + Fe))) \cdot 319 - 69;$$

$$T(2) = Al(IV) \cdot 321,98 - 61,62;$$

где T — температура, $Al(IV)$ — алюминий, который занимает тетраэдрические позиции. Схема, построенная по рассчитанным данным, представлена на рис. 4 в координатах температура (°C) и железистость хлоритов (атомное отношение Fe^{2+} ко всем двухвалентным катионам).

Из анализа этой схемы видно, что расположение точек соответствует двум температурным областям, по которым хлориты можно условно разделить на две группы: низко- и высокотемпературные. На графике отражены не все хлориты, а только те, которые удалось отобрать для анализа, т.е. микрочешуйчатые зерна хлоритов основной массы в анализ не попали.

При изучении минералов в шлифах наблюдалось несколько минеральных ассоциаций, позволяющих судить об истории развития рассматриваемого объекта. По этим ассоциациям нами выделено несколько стадий минералообразования:

1) высокотемпературная стадия, когда образуется биотит, вместе с которым, возможно, образуется и турмалин;

2) стадия хлоритизации биотита в жилах;

3) стадия образования метасоматитов — пропилитов (актинолит+эпидот+альбит+хлорит) и тальцитов (тальк+хлорит+кальцит) по разломным зонам, в это же время, вероятно, образовался низкотемпературный хлорит, основной для этой стадии. Температура в эту стадию колебалась от 230 до 270 °C, по тому же хлоритовому геотермометру.

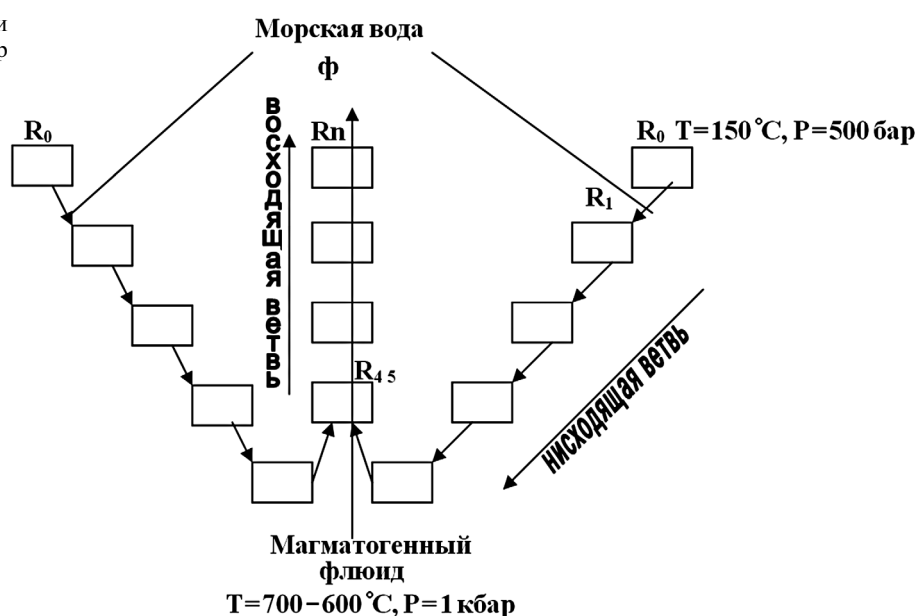
Мы полагаем, что первая стадия минералообразования связана с магматогенными газами, которые поступали от силла, внедрившегося во вмещающие ятулийские породы. В эту стадию основным агентом преобразования вмещающих

пород был магматогенный флюид. Вторая стадия, по нашему мнению, протекала в более низком диапазоне температуры, в результате остывания магматического тела и, возможно, некоторого воздействия морских вод. Когда выделение магматических газов полностью закончилось и, следовательно, произошло понижение температуры, происходила третья стадия преобразования пород.

В ряде мест обнажения можно установить элементы залегания потоков базальтов, они падают на восток–северо-восток, угол падения 50–55°. Жильные зоны имеют разные углы падения: северная зона крутопадающая, падение юго-восточное под углом 80°. Южная зона пологозалегающая, с падением на север под углами 5–15°. В результате в современном эрозионном срезе эти две зоны пересекаются, причем к их пересечению приурочены наиболее измененные породы. Характер пересечения двух жильных зон в условиях наклонного рельефа создает иллюзию кольцевой структуры, интерпретируемой в качестве трубки взрыва. Наши наблюдения не подтверждают эту структуру. Для интерпретации наблюдаемых закономерностей построена блок-схема строения палеовулкана (рис. 2).

При анализе конфигурации вторичных изменений обращает на себя внимание сегмент малоизмененных пород среди метасоматитов. Зона наиболее высокотемпературных турмалинсодержащих метасоматитов находится на пересечении разломов. В общем виде на плоскости современного эрозионного среза зона изменений имеет форму крестов. Поскольку залегание пород почти моноклиальное с падением 50°, то можно восстановить первоначальный вид системы. Реконструкция представлена на рис. 2. Мы предположили, что, как и на других объектах, зона метасоматитов расширяется конусом к поверхности, а в сечении имеет вид креста, поскольку подводящий канал соответствует пересечению разломов. Современный эрозионный срез рассекает структуру

Рис. 5. Схема геологической модели гидротермальной системы (R — номер реактора)



таким образом, что в одной части вскрыты более глубокие породы, в другой — менее глубокие, но более измененные. Источником магматических газов, вероятно, служили силлы габбро-долеритов.

Гирвасский палеовулкан пространственно приурочен к зоне разлома меридионального простирания, проходящего параллельно западному крылу Онежской мульды. Он представлен вулканиками ятулийского возраста, в которые намного позднее произошло внедрение силла габбро-долеритов. Исходя из этого нами предложена следующая геологическая схема процесса формирования метасоматитов вулкана (рис. 5).

По этой схеме магматогенные газы, отделившиеся от силла, поступали вверх по разлому, преобразуя породы. В это же время Онежская мульда и, соответственно, Гирвасский палеовулкан испытывали опускание и были заполнены морской водой. Морская вода в свою очередь просачивалась по трещинам базальтов, постепенно нагревалась, реагировала с породами, смешивалась с магматогенным флюидом, создавая при этом конвективные потоки, преобразующие базальты.

На основе предложенной геологической схемы нами выполнено термодинамическое моделирование. Для расчетов использовался программный комплекс NCh (Ю.В. Шваров).

Последовательность расчетов включала две основных модели.

1. Модель формирования магматогенного флюида. Поскольку на сегодняшний день нет общего способа термодинамического описания магматического расплава, было рассчитано равновесие с твердыми фазами, сосуществующими с эвтектическим расплавом (плагноклаз+амфибол+пироксен+пирротин+магнетит), для пород силла при 800 °C и 300 бар. Окислительно-восстановительное состояние оказалось при этом близко к

буферу кварц-фаялит-магнетит. Компоненты магматического газа задавались модельным путем на основании данных о современных фумаролах и гидротермах: $\text{H}_2\text{O}:\text{CO}_2=80$, $\text{CO}_2:\text{HCl}=50$. Количество сернистого газа, водорода, метана и других газов рассчитано по равновесию с породой. Отношение вода:порода принято по средней растворимости в базальтовых расплавах равным 5%.

2. Модель взаимодействия морской воды и магматогенного флюида с базальтами. В качестве состава морской воды выбран современный состав океанической воды. Это допущение требует дальнейших исследований, поскольку в протерозое состав воды мог заметно отличаться.

Моделирование проводилось методом многоволновых проточных реакторов [Гричук, 2000]. Математическая модель состоит из двух логических частей. Первая — *нисходящая ветвь*, где происходит взаимодействие базальта только с морской водой, а породы — от 150 до 600 °C и при давлении от 500 до 950 бар. Вторая — *восходящая ветвь*, когда начинается поступление магматогенного газа, при этом температура и давление начинают понижаться до начальных. Отношение порода:вода взято равным единице. Эта модель рассчитывалась следующим образом. С R_0 до R_{45} порода нагревается, как указано выше, с R_{45} по R_n — на базальт начинает воздействовать магматогенный флюид, а температура и давление понижаются. На третьей волне начинается преобразование морской водой породы, взятой с предыдущей волны. На каждой последующей волне преобразование породы ведется водой, взятой с предыдущей волны. Переработка базальта ведется до 50-й волны.

Моделирование велось в 12-компонентной системе (H, C, O, Na, Mg, Al, Si, S, Cl, K, Ca, Fe). В системе учтено образование 78 твердых фаз, газового и жидкого растворов. Газовый раствор

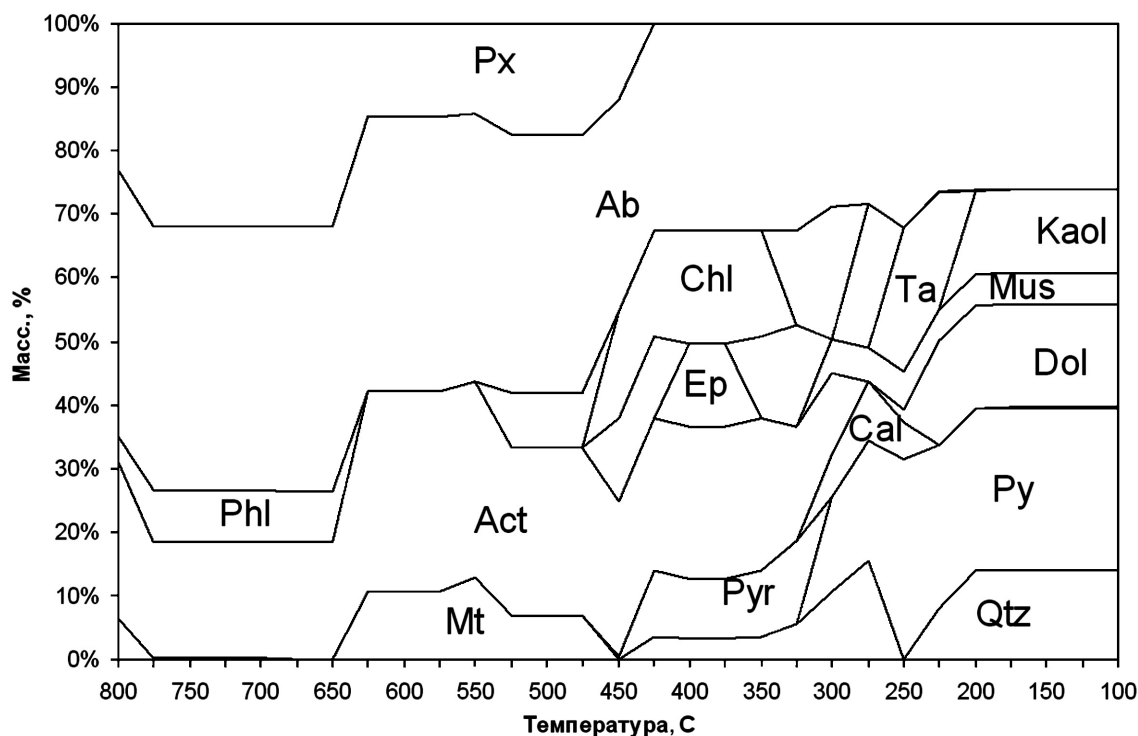


Рис. 6. Результаты расчета минеральных ассоциаций в восходящей ветви гидротермальной системы с участием магматогенного флюида (5-я волна)

рассчитывался как идеальный, в нем учтено образование 12 соединений. В жидкой фазе учтено образование 83 соединений и комплексов. Термодинамические свойства минералов и частиц водного флюида взяты из базы данных UNITHERM.

Нисходящая ветвь представляет собой реакцию взаимодействия морской воды с базальтами. При этом по базальтам развиваются по мере увеличения температуры вторичные минералы хлоритовой и пропилитовой фаций. Модель образования метасоматитов аналогична модели долгоживущей гидротермальной системы ранее рассмотренной Д.В. Гричуком [Grichuk, 2004], поэтому результаты моделирования составов здесь не приводятся. Результаты моделирования — нагрев воды в равновесии с базальтом — показали образование парагенезиса альбит+тремолит+сульфиды.

На восходящей ветви происходит поступление в поток гидротермальных растворов магматического флюида, отделяющегося от кристаллизующегося расплава. Поскольку реактор — элементарный расчет для линии тока раствора, а волна — порция раствора, то в координатах N-й волны — N-го реактора диаграмма может показать историю формирования метасоматитов, соотношение зональности и стадийности.

Биотит возникает первым при взаимодействии с раствором и флюидом при высоких значениях температуры на первой волне. Исчезает при понижении температуры (48-й реактор — $T=540^{\circ}\text{C}$), максимальное содержание (35%) достигается на 10-й волне; позже замещается высокотемпературным хлоритом и тальком.

Альбит до 5-й волны присутствует с 40-го по 65-й реактор ($550\text{--}150^{\circ}\text{C}$), а с 5-й волны существует только при высокой температуре 540°C .

Актинолит образуется одним из первых и присутствует почти по всему разрезу, с 5-й по конечную волну, а с 62-го реактора (220°C) по 65-й он отсутствует.

Магнетит образуется в высокотемпературной области и при развитии процесса его область устойчивости сдвигается в низкотемпературную зону. Максимальное содержание достигает 25%, что отмечается в обнажениях в виде зоны с аномальными магнитными свойствами.

Эпидот образуется в узкой области — с 4-й по 8-ю волну с 60-го по 57-й реактор ($300\text{--}360^{\circ}\text{C}$); максимальное содержание 7,5%. Это реперный минерал — встречен в некоторых шлифах.

Тальк появляется на 7-й волне. В модели есть высокотемпературные и низкотемпературные разновидности талька, это могло получиться в результате неточного описания хлоритового твердого раствора. Низкотемпературный тальк формирует тальк-карбонатные метасоматиты.

Карбонаты появляются при понижении температуры от 340 до 150°C с 1-й по 20-ю волну, максимум содержания (23%) достигается на 7-й волне. Если не учитывать вмещающие породы, участвующие в реакциях, то карбонат — главный жильный минерал.

Хлорит сквозной минерал, он замещает биотит. При этом наблюдается смена состава области высокотемпературных хлоритов-75 на область низкотемпературных хлоритов-50.

Данные, полученные при расчете термодинамической модели палеовулкана Гирвас, показывают согласование результатов построенной модели с природным объектом. Построенная нами диаграмма на основе этих результатов наиболее детально показывает ход процесса, отображает соотношение зональности и стадийности его. О том, что модель схожа с природным объектом, свидетельствуют полученные минеральные зональности, хорошо согласуемые с минеральной зональностью на вулкане.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Булах А.Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М.: Недра, 1964. 131 с.

Куликов В.С., Светов С.А., Слабунов А.И. и др. Геологическая карта Юго-Восточной Фенноскандии масштаба 1:750 000: Новые подходы к составлению // Тр. КарНЦ РАН. 2017. № 2. С. 3–41.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.

Светов А.П., Голубев А.И. Вулканический аппарат ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии // Докл. АН СССР. 1967. Т. 77, № 1. С. 171.

Cathelineau M., Nieva D. A chlorite slution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system // Contrib. Mineral. Petrol. 1985. Vol. 91. P. 235–244.

Заключение. Реконструкция геологического строения палеовулкана Гирвас показывает, что гидротермальные изменения лав происходили не одновременно с вулканизмом, а в более позднее время. Формирование гидротермальной системы связано с внедрением силлов габбро-долеритов, особенности минерального состава определяются участием морской воды и магматогенного флюида. Среди минералов гидротермального парагенезиса присутствует магнетит, который мог зафиксировать магнитное поле гидротермального преобразования пород.

Foster M.D. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites // Geol. Surv. Prof. Pap. 1962. Vol. 414-A. P. 1–33.

Grichuk D.V. Thermodynamic model of ore-forming processes in a submarine island-arc hydrothermal system // Geochem. Intern. 2012. Vol. 50, N 13. P. 1069–1100.

Grichuk D.V. Thermodynamic models of submarine hydrothermal systems // Geochem. Intern. 2004. Vol. 42, sup. 2. P. S159–S324.

Zhang Y., Muchez P., Hein U.F. Chlorite geothermometry and the temperature conditions at the Variscan thrust front in eastern Belgium // Geol. Mijnbouw. 1997. Vol. 76. P. 267–270.

Поступила в редакцию 30.10.2018

Поступила с доработки 11.12.2018

Принята к публикации 11.12.2018

УДК 551.242.12.052:551.781.4(477.75)

Е.А. Лыгина¹, А.М. Никишин², Т.Ю. Тверитинова³, М.А. Устинова⁴,
М.Ю. Никитин⁵, А.В. Реентович⁶

ЭОЦЕНОВЫЕ ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ ГОРЫ АК-КАЯ (БЕЛОГОРСКИЙ РАЙОН, КРЫМ)⁷

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет.
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1

Геологический институт Российской академии наук. 119991, Москва, Пыжевский переулок, 7

Moscow State University, Faculty of Geology. 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Geological Institute of the Russian Academy of Sciences. 119017, Moscow, Pyzhevsky, 7

Рассмотрены особенности строения пограничных меловых–эоценовых отложений в Белогорском районе Центрального Крыма. Выявлены и описаны тектонические структуры, интерпретируемые как палеосейсмодислокации (ПСД), уточнен их возраст, строение, история формирования, оценены магнитуда и интенсивность сейсмического палеособытия. Положение крутопадающих трещин в меловых породах закономерно и связано с залеганием по падению и простиранию структуры. Условием их формирования было поперечное растяжение на фоне общего воздымания в начале эоцена, по времени совпадающего с основной фазой складчатости в Северной Турции.

Ключевые слова: мел, эоцен, палеосейсмодислокации, тектонические события, Крым.

The article considers features of boundary Cretaceous–Eocene deposits in Belogorskiy district of Central Crimea. Structures interpreted as paleoseismic dislocations are described, their age, features of composition, history of formation are specified, magnitude and intensity of paleoearthquake are estimated. Steeply dipping fractures in Cretaceous rocks are regular and associated with dip and strike of the main regional structures. Their formation was caused by a transverse stretching during the main uplift of the structures at the beginning of the Eocene coinciding with the main phase of folding in Northern Turkey.

Key words: Cretaceous, Eocene, paleoseismic dislocations, tectonic events, Crimea.

Введение. Период конца мела–эоцена в развитии Крыма считается относительно стабильным в плане тектоники. В это время происходило общее прогибание территории и формирование пострифтового осадочного чехла в пределах относительно мелководного шельфового бассейна [Никишин и др., 2006; Nikishin et al., 2015]. В то же время геологи давно отмечали наличие предэоценового углового несогласия [Геология..., 1969; Воронина, 1989], которое отчетливо прослеживается на территории Предгорного Крыма. Его формирование связывают с проявлением основной фазы складчатости в Понтидах на северо-востоке Турции [Никишин и др., 2006; Nikishin et al., 2014]. Как видно из данных работ [Горбач, 1972;

Горбач, Шехоткин, 1982; Лыгина, 2009; Закревская, 2011], на протяжении палеоэоценового этапа в Центральном Крыму также были периоды активизации тектонических движений, связанных с фазами роста крупных тектонических поднятий. Эти события могли сопровождаться сильными землетрясениями с формированием различных сейсмогенных структур или сейсмодислокаций [Солоненко, 1973].

В статье рассмотрены свидетельства древних сейсмических событий, запечатленных в осадочных породах пограничного мел–эоценового интервала развития Центрального района Предгорного Крыма. По сейсмологическим параметрам наиболее крупной структуры удалось примерно

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, доцент; *e-mail*: ealygina@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор; *e-mail*: nikishin@geol.msu.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, доцент; *e-mail*: tvertat@yandex.ru

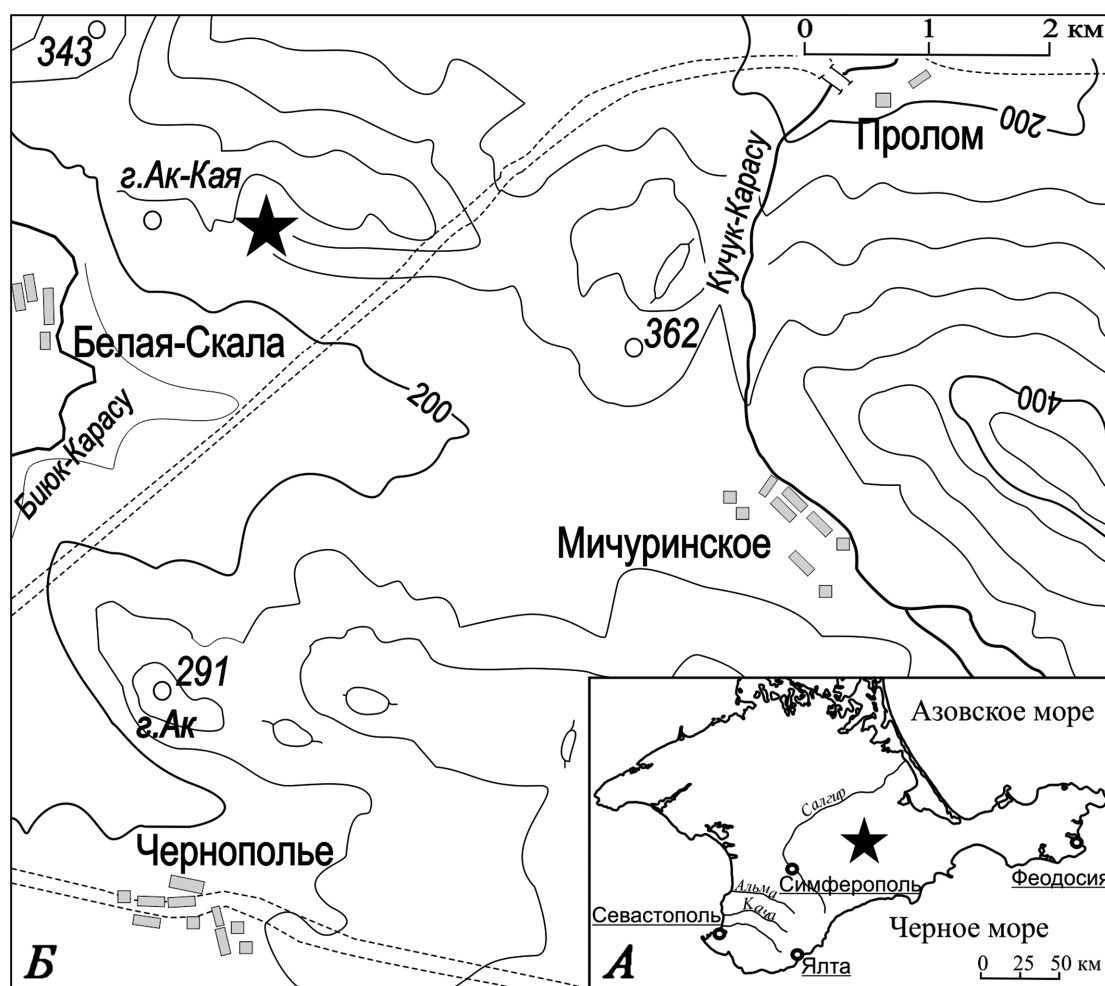
⁴ ГИН РАН, лаборатории биостратиграфии и палеогеографии океанов, ст. науч. с.; *e-mail*: masha@ilran.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, ст. науч. с.; *e-mail*: nikgeo@rambler.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, студент; *e-mail*: anna.reentovich@mail.ru

⁷ Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (проекты № 18-05-00495 и 18-05-00503).

Рис. 1. Положение изученного обнажения пограничных меловых–эоценовых отложений (звездочка): А — на карте-схеме Крымского по-ва; Б — на топографической схеме Белогорского района Крыма



рассчитать магнитуду и интенсивность палеоземлетрясения. Все указанное дополняет и уточняет информацию о геологической истории Крымского полуострова.

Материалы и методы исследований. В основу работы положен материал, отобранный в течение полевых сезонов 2016–2017 гг. Были исследованы пограничные слои мел–эоценовых отложений на южном склоне г. Ак-Кая (правый борт р. Биук-Карасу, Белогорский район Центрального Крыма) (рис. 1, 2). Изученное обнажение протяженностью около 14 м (рис. 2, Б, В) нарушено многочисленными крутопадающими трещинами, среди которых выделяется крупная субвертикальная трещина в кровле маастрихтских пород, заполненная в основном конгломератом с литокластами различного состава в матриксе нуммулитового известняка эоценового возраста. Выше породы перекрыты эоценовыми отложениями (рис. 2, Г, Д). Всего из различных частей обнажения отобрано 14 образцов, из которых изготовлено 9 шлифов. Образцы отбирали из трещины (матрикс и галька), из перекрывающих нуммулитовых известняков, из кровли маастрихтских пород и гальки из горизонта конгломерата в подошве нуммулитовых известняков. Шлифы изучены под микроскопом «Zeiss Lab. A1». В результате выделено 4 литологических

типа отложений (ЛТ), при описании которых использовалась классификация карбонатных пород по первично-осадочным структурам Р.И. Данема [Dunham, 1962]. Классификация строится на разнице в соотношении микритового заполнителя и зерен (цельных раковин, обломков скелетов, литокластов и др.) карбонатных пород. Она позволяет перейти к интерпретации палеогеографических обстановок с использованием стандартных микрофаций (СМФ) и модели фациальных поясов [Уилсон, 1980], дающих достаточно полное представление о палеогеографии древнего бассейна осадконакопления.

Кроме того, при осмотре обнажения была замерена трещиноватость в пограничных мел–эоценовых отложениях. Цель применения этого метода заключалась в сравнении трещиноватости разновозрастных отложений, выявлении главных систем и прослеживании их вверх по разрезу.

Для определения возраста пород органогенно-обломочного матрикса, заполняющего трещину, а также галек из этого матрикса соответствующие образцы были отмыты стандартным методом отмучивания от глинистых частиц на сите с диаметром ячеек 0,1 мм в холодной воде. Из просушенного остатка двух образцов отобрана микрофауна фораминифер под бинокляром при увеличении 32.

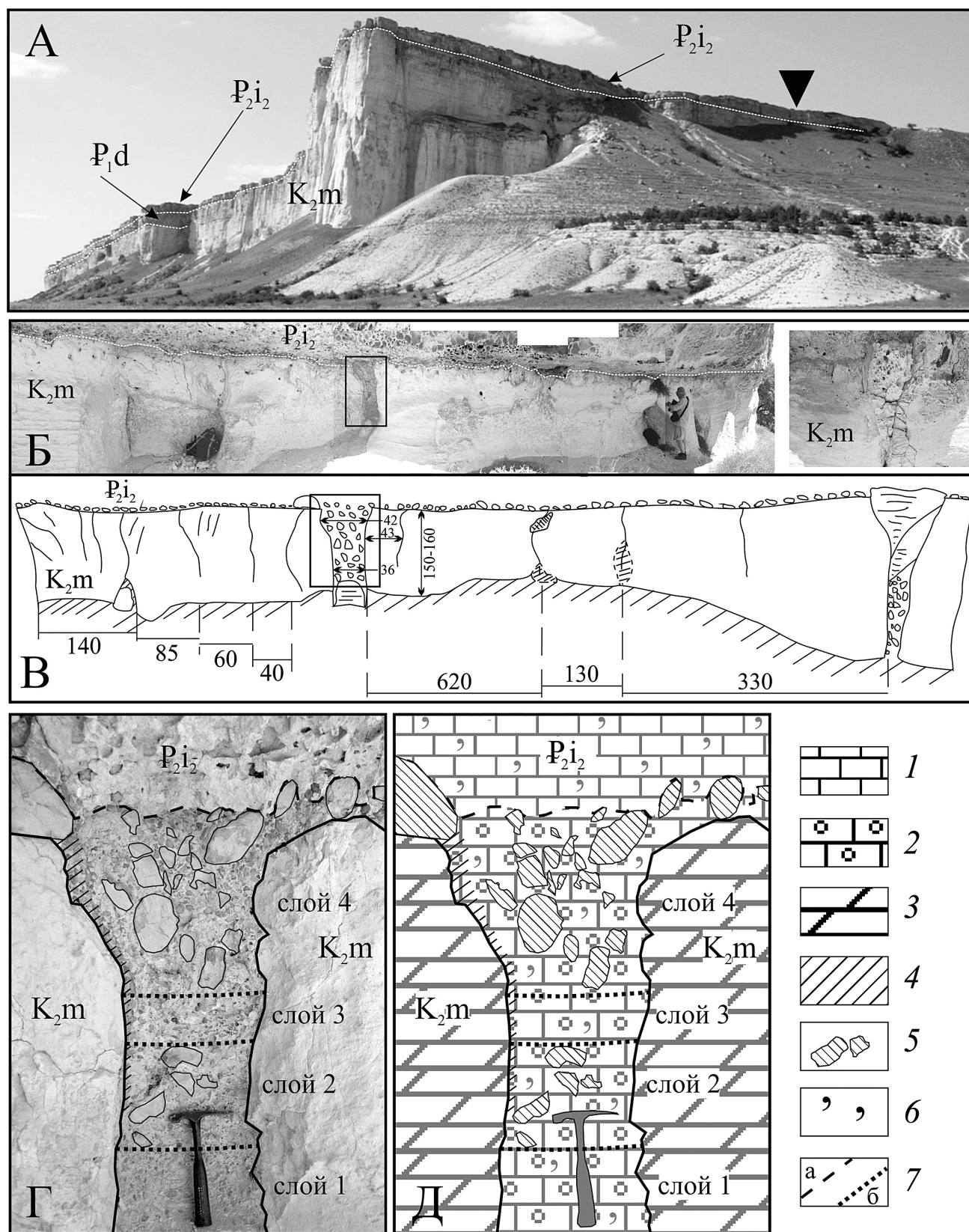


Рис. 2. Схема строения изученного обнажения пограничных меловых–эоценовых отложений: А — общий вид на г. Ак-Кая; белый пунктир — границы разновозрастных отложений, черный треугольник — положение изученного обнажения; Б — фото-схема изученного обнажения, составленная из фотоснимков (белый пунктир — граница мела и эоцена, в рамке — положение крупной трещины в обнажении, см. Г, Д); В — схема строения изученного обнажения, составленная на основе дешифрирования фотоснимков (в рамке — положение крупной трещины в обнажении, см. Г, Д), параметры отдельных частей обнажения в см; Г, Д — схема строения крупной трещины: Г — фото с элементами дешифрирования, Д — схема

1 — нуммулитовые эоценовые известняки, 2 — конгломерат с матриком нуммулитового известняка, 3 — пелитоморфные маастрихтские известняки, 4 — ожелезнение, 5 — наиболее крупные обломки пород, 6 — глауконит, 7 — границы слоев (а — в породах трещины и вышележащих эоценовых отложениях, б — внутри трещины)

С помощью иглы и тонкой кисти фораминиферы отсаживали в камеру Франке.

На наличие известкового нанопланктона (НП) опробовано три образца: образец из кровли маастрихтских пород и два образца нуммулитового известняка из трещины. НП присутствует во всех образцах и имеет умеренную сохранность — кокколиты изменены незначительно. Препараты изготавливали по стандартной технологии путем приготовления взвеси породы в дистиллированной воде с последующим декантированием. После осаждения тяжелых и плотных частиц оставшийся раствор наносили на предметное стекло, высушивали, помещали в канадский бальзам и покрывали покровным стеклом площадью 4 см². Видовой состав исследовали под поляризационным микроскопом в скрещенных николях при увеличении 1000. Характерные виды приведены на рис. 3.

Геологическое строение и возраст пограничных меловых–эоценовых отложений г. Ак-Кая. Район исследований находится в пределах Предгорной гряды Крымских гор, которая непрерывно протягивается от Инкермана до Старого Крыма и где наиболее хорошо обнажены отложения мела–палеогена.

Структурно-фациальное районирование этой области отражает наиболее существенные различия в палеогеновом разрезе, которые обусловлены принадлежностью к разным структурам, сформированным еще в мелу. Так, Е.К. Шуцкая [1970] проводила границу между районами по долине р. Кучук-Карасу (восточнее западной границы Индоло-Кубанского прогиба). Это деление отражено в публикации [Стратиграфическая..., 1987], где обозначены Альминский (юго-западный) и Индольский (восточный) структурно-фациальные районы. Эта же схема принята в работе Е.Ю. Закревской [2011], где отмечается, что на границе фациальных зон развиты породы переходного типа

(реки Кучук-Карасу, Мокрый Индол), формирование которых было приурочено к Новоцарицынскому поднятию и западному борту Индольской впадины.

Л.П. Горбач [1972] в Предгорном Крыму выделяет три участка развития датских (в широком смысле) толщ и, соответственно, три типа их разреза: юго-западный (от р. Черная до р. Альма), восточный (Феодосийский район) и центральный (от р. Биюк-Карасу до р. Мокрый Индол) с переходным типом строения между первыми двумя. Подобная фациальная схема для отложений датского возраста подтверждается нашими данными [Лыгина, 2009; Копаевич и др., 2010; Лыгина и др., 2019] и принята в статье. Более детальное районирование палеогеновых отложений Крыма приведено в работах [Астахова и др., 1984; Зернецкий и др., 2014]. Оно отражает полноту фациальной изменчивости исследуемых толщ. По этой схеме район исследований входит в состав Белогорско-Курской структурно-фациальной зоны (СФЗ) Предгорного Крыма.

Что касается возраста изученных пород, то здесь можно привести следующие данные. В образце из кровли меловых пород исследованного разреза определен комплекс НП. Он представлен *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller?, *Micula staurophora* Vekshina, *Prediscosphaera* sp. Маастрихтский возраст образца подтвержден присутствием *Prediscosphaera* sp., в то время как единичные находки *Arkhangelskiella cymbiformis* отмечены в самой нижней части дания, в большем количестве встречена *Micula staurophora* (= *Micula decussata*). В самой верхней части маастрихтской части разреза отмечены единичные *Coccolithus pelagicus* [Mortimer, 1987; Varol, 1998]. Недавние исследования НП из схожих по положению в разрезе пород в 600 м на восток от описанного обнажения также подтверждают их

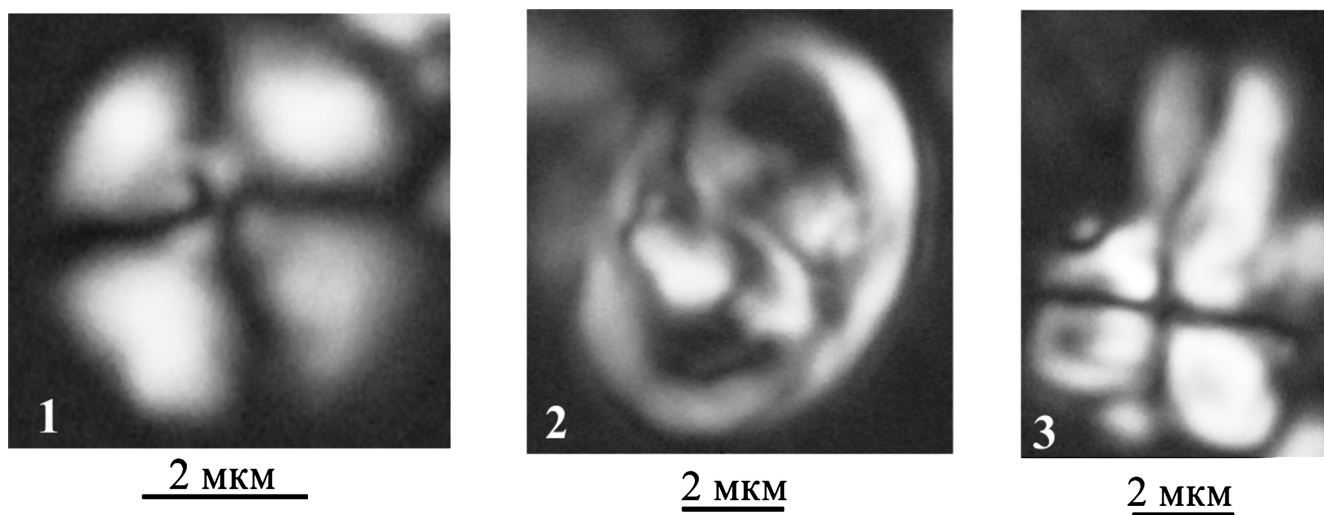


Рис. 3. Известковый нанопланктон из пограничных меловых–эоценовых отложений г. Ак-Кая. Все изображения в скрещенных николях, с дистальной стороны, за исключением отдельно оговоренных случаев: 1 — *Cyclicargolithus luminis* (Sullivan) Bukry; 2 — *Neococcolithes protenus* (Bramlette and Sullivan) Black; 3 — *Sphenolithus radians* Deflandre in Grassé, вид сбоку

маастрихтский возраст [Лыгина и др., 2019]. Более точно возраст меловых отложений в районе исследований определяется присутствием фораминифер *Bolivinoides draco*, *Pseudotextularia varians* [Маслакова, 1959] и головоногих моллюсков *Pachydiscus neubergicus* Haueg., *Discoscaphites constrictus* Sow., *Belemnella arkhangelskii* Najd. [Москвин, Найдин, 1960] как позднемаастрихтский.

До недавнего времени считалось, что в пределах изученного района из разреза выпадают породы палеоценового возраста [Найдин, 1964; Горбач, 1972]. Е.Ю. Закревской [2011] 5-метровый слой датских отложений описан на юго-западном склоне г. Ак-Кая в его наиболее западном блоке, восточная граница которого проходит в районе Красной щели (примерно в 500 м западнее скалы Ак-Кая). В пределах центрального блока г. Ак-Кая (со скалой Ак-Кая в центре) протяженностью около 800 м датские отложения, по-видимому, представлены лишь обломками мшанковых известняков в основании слоя эоценовых нуммулитовых известняков. Этот блок поднят относительно западного на 5 м [Закревская, 2011]. Примерно в 300 м на северо-восток от скалы Ак-Кая находится обнажение с крупной трещиной. На восток от него в восточной части центрального блока в разрезе снова появляются датские, а еще немного восточнее перекрывающие их нижнеипрские (бахчисарайский горизонт) отложения [Закревская, 2011]. В следующем на восток тектоническом блоке, опущенном относительно центрального на 4 м [там же], в водорослево-мшанковых известняках определен комплекс видов БФ зоны *Stomatorbina inkermanica* [Бугрова и др., 2002]. Он характеризует верхнюю часть датского яруса, ранее сопоставлявшуюся с монским или инкерманским ярусом [Преображенский, Бугрова, 2002].

Из образцов нуммулитовых известняков, отобранных из матрикса крупной трещины, определены следующие виды и роды НП: *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Cyclicargolithus luminis* (Sullivan) Bukry, *Discoaster* cf. *D. barbadiensis* Tan, *Ellipsolithus* sp., *Neococcolithes protenus* (Bramlette and Sullivan) Black, *Neorepidolithus* sp., *Sphenolithus moriformis* (Bronnimann and Stradner) Bramlette and Wilcoxon, *Sphenolithus radians* Deflandre in Grassé, *Reticulofenestra wadeae* Bown, *Toweius* sp., (рис. 3). Их возраст по распространению *Cyclicargolithus luminis* (Sullivan) Bukry и *Reticulofenestra wadeae* Bown установлен как поздний ипр—первая половина лютета (зоны NP14–NP15b); первый вид распространен в зонах NP12–NP15b (53,7–45,5 млн лет назад), второй — в зонах NP14–NP16 (49,11–42,9 млн лет назад). Породы также содержат единичные перетолженные меловые формы.

Описание пограничных мел–эоценовых отложений на южном склоне г. Ак-Кая. Изученное обнажение расположено на южном склоне г. Ак-Кая в 8 км на север от г. Белогорск, в 300 м

северо-восточнее скалы Ак-Кая (рис. 2). На высоте около 300 м над уровнем моря под нависающим карнизом квесты хорошо обнажен несогласный контакт меловых пород и нуммулитовых известняков эоцена. Он представлен неровной ожеженной поверхностью «твердое дно», покрытой глауконитовой коркой и пронизанной норами талассиноидных раков на глубину не менее 0,1 м, которые заполнены нуммулитовым известняком с глауконитом. Высота вертикальной стенки меловых отложений непосредственно под контактом с эоценовыми породами около 1,6 м, ниже начинается крутой задернованный склон, усыпанный щебенкой мергелей маастрихта и крупными глыбами нуммулитовых известняков.

Выше на поверхности меловых пород залегает слой конгломерата с размером обломков 0,5–8(10) см с матриксом нуммулитового известняка. Обломки от среднеокатанных до угловатых, их поверхность ожежена, в глауконитовой рубашке, наиболее мелкие (≤ 2 см) обломки полностью глауконитизированы, состав более крупных (> 2 см) обломков аналогичен описанным в меловых породах. Также в слое встречены линзовидные (65×10 см) останцы тех же нижележащих пород с ожеженной поверхностью, в глауконитовой рубашке, подстилаемые тонким прослоем глауконитового нуммулитового известняка и представляющие собой частично разрушенную кровлю подстилающих отложений. Мощность слоя 0,2–0,25 м.

Вдоль всего склона горы кровля меловых пород нарушена многочисленными трещинами

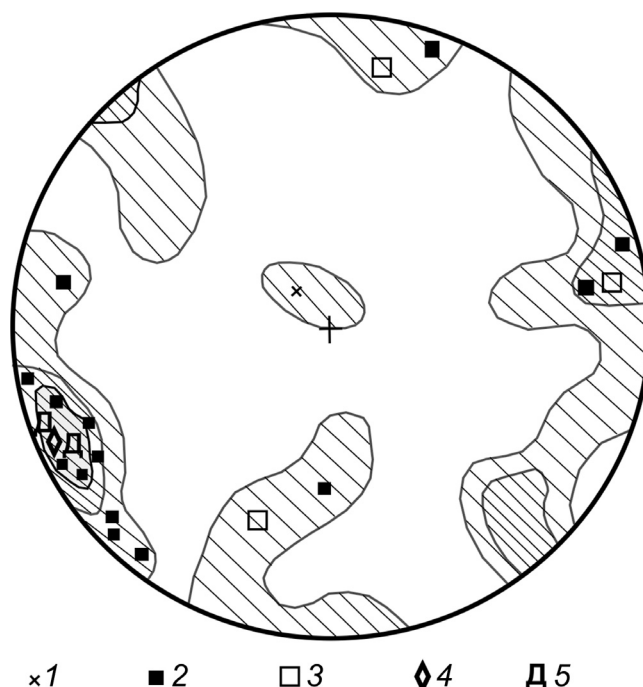


Рис. 4. Диаграмма полей напряжения для трещин на южном склоне г. Ак-Кая: 1 — элементы залегания слоистости; 2 — трещины отрывного типа, 3 — кулисные системы трещин отрывного типа, 4 — сдвиговое зеркало скольжения, 5 — дайки. Плотность трещин (%): редкая штриховка — 1–3, частая штриховка — 3–5, серый фон — > 5

разного размера и кинематики (рис. 4). Преобладают крутопадающие трещины с ожелезненными глауконитизированными краями, заполненные глауконитово-карбонатной массой мощностью 2–3 мм. Большинство трещин имеет северо-западное (практически вертикальные) и северо-восточное (с преобладающим падением на юго-восток) простирание, реже встречаются крутопадающие меридиональные и широтные трещины. Среди трещин есть сквозные, пересекающие толщу на всю видимую мощность меловых отложений, а также трещины, затухающие вниз по разрезу (проникают на глубину 1,2–1,6 м от кровли). Встречаются редкие субгоризонтальные и наклонные трещины с ожелезненными краями. С несколькими наиболее крупными крутопадающими трещинами северо-западной ориентировки связаны относительно маломощные (5–10 см) зоны дробления. На некоторых стенках фиксируются слабо выраженные зеркала скольжения сдвигового типа, местами встречаются зияющие трещины, а также редкие кластические дайки, самая крупная из которых была выбрана для подробного изучения (рис. 2, Г, Д).

Дайка представляет собой трещину отрыва, заполненную эоценовыми отложениями. Ее можно отнести к поверхностным нептуническим дайкам [Гарецкий, 1956]. Структура имеет четкие, местами ожелезненные контакты с вмещающими породами. Ее ширина меняется от 36 см в нижней части до 42 см в верхней, глубина около 1,5 м. В дайке снизу вверх выделяется следующая последовательность слоев:

1) конгломерат с матриксом известняка глауконитового нуммулитового крупнозернистого. Обломки размером от 0,5 до 5–6 см, в нижней части угловатые, ориентированы субгоризонтально, в верхней части — средне- и полуокатанные, ориентированы хаотично. Мощность 0,25 м;

2) конгломерат с угловатыми обломками размером до 10 см, расположенными хаотично в матриксе известняка крупно-среднезернистого, почти не содержащего крупных раковин нуммулитов. Мощность 0,2 м;

3) известняк глауконитовый нуммулитовый, с крупно-грубозернистыми (0,5–2 (2,5) см) полуокатанными обломками мергеля пелитоморфного глауконитового, ориентированными субгоризонтально. Обломки сильно ожелезнены. Мощность 0,15 м;

4) конгломерат с обломками размером от 0,5 до 16 см, от угловатых до окатанных, ориентированными субвертикально и согласно стенкам трещины, в матриксе известняка глауконитового нуммулитового. Мощность 0,45 м.

В подошве вышележащих эоценовых отложений описан линзовидный слой известнякового конгломерата предположительно датских пород мощностью около 0,2 м. Мощность нуммулитовых

известняков эоцена в районе г. Ак-Кая составляет около 10 м.

Литологические типы пограничных мел-эоценовых отложений г. Ак-Кая. В результате микроскопического изучения отобранных образцов пород были выделены 4 литотипа (ЛТ) (рис. 5):

ЛТ1 (рис. 5, А) — известняк тонкошламовый, полибиокластовый, равнозернистый, глинистый, с кальцитовым микритовым матриксом (вакстоун). Органогенный компонент (15–20%, размер 0,05–0,5 мм) состоит в основном из обломков и цельных раковин фораминифер и остракод, встречаются спикулы известковых губок, обломки мшанок. Обломки окатанные и полуокатанные, хорошо сортированные. Матрикс-заполнитель кальцитовый микритовый (70–75%). Терригенная примесь представлена кварцем алевритовой размерности (5–7%; 0,05–0,1 мм) слабо-полуокатанным, остроугольными обломками слюды (3–5%; 0,1–0,3 мм), окатанными аллотигенными зернами глауконита (2–3%; 0,1–0,2 мм).

К ЛТ1 относятся породы маастрихта, а также крупная галька из матрикса, заполняющего изученную трещину. Отнесение образцов маастрихтских пород и гальки из трещины к одному ЛТ может указывать на их одновозрастность. Более точное подтверждение маастрихтского возраста образцов гальки — определенная в них позднемаастрихтско-датская форма бентосных фораминифер *Gavelinopsis pracacuta* (Berth.).

Породы ЛТ1 сформированы в пределах относительно глубоководной части внешнего шельфа. Глубина могла достигать нескольких сотен метров. Морские воды были насыщены кислородом и имели нормальную соленость [Уилсон, 1980].

ЛТ2 (рис. 5, Б) — известняк шламово-биокластовый, полибиокластовый, разномзернистый (вакстоун). Органогенный материал (до 25%, размер 0,2–1 мм) представлен обломками криноидей, кораллов, мшанок, а также обломками и целыми раковинами фораминифер. Сохранность и сортировка средняя. Заполнитель кальцитовый микрит (65%). Терригенная составляющая представлена слабо-полуокатанными зернами кварца (7–10%; 0,05–0,2 мм), присутствуют полуокатанные зерна глауконита (3–5%; 0,1–0,3 мм), окатанные обломки водорослевых микритовых известняков (3–5%; 0,2–0,4 мм).

Этот ЛТ описывает породы галек из известнякового конгломерата в подошве нуммулитовых известняков. Отложения схожи с датскими породами в разрезе г. Бурундук-Кая [Лыгина, 2009], наиболее близком к описанному, и могут быть одновозрастны. Породы относятся к фации шельфа свободного водообмена — чистые прозрачные воды нормальной морской солености, насыщенные кислородом, с открытой циркуляцией и глубиной от нескольких метров до нескольких десятков метров в пределах

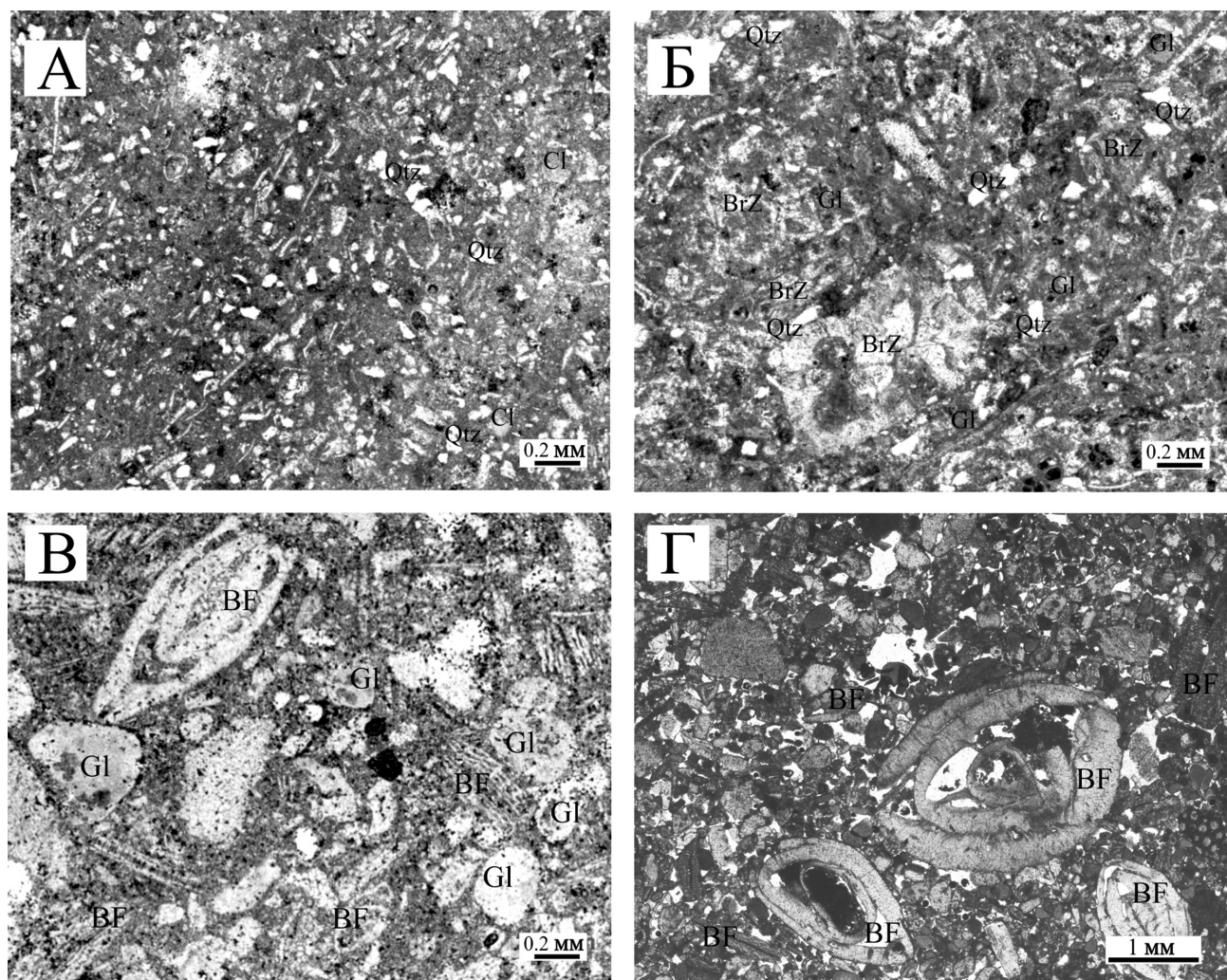


Рис. 5. Микрофото шлифов выделенных литотипов пород (ЛТ): А — ЛТ1; Б — ЛТ2; В — ЛТ3; Г — ЛТ4. Принятые обозначения на фото: BF — остатки крупных бентосных фораминифер, BrZ — остатки скелетов мшанок, Gl — глауконит, Qtz — кварц. В параллельных николях

нормального базиса действия волн или немного глубже [Уилсон, 1980].

ЛТ3 (рис. 5, В) — известняк нуммулитовый глауконитовый, полибиокластовый, разномерный (грейнстоун). Органогенный материал (до 60%; 0,2–3 мм) представлен в основном обломками и редкими цельными раковинами нуммулитов, мелких фораминифер, а также обломками криноидей, мшанок. Сортировка плохая, обломки полу- и слабоокатанные. Матрикс-заполнитель представлен кальцитовым микритом (до 20%). Зерна глауконита (10–15%; 0,1–0,8 мм) хорошо окатаны. Среди терригенной примеси встречаются полуокатанные зерна кварца (3%; 0,1–0,3 мм), единичные обломки фосфоритов и литокласты шламовых известняков, видимо, маастрихтского возраста гравийной размерности.

Описанный ЛТ представляет собой матрикс конгломерата, заполняющего трещину. Здесь встречена кампанско-маастрихтская форма бентосных фораминифер *Gavelinopsis taylorensis* (Carsey), скорее всего, вымытая из пород стенок трещины или гальки внутри нее.

ЛТ4 (рис. 5, Г) — известняк нуммулитовый, монобиокластовый разномерный (грейнстоун). Органогенно-обломочный компонент (80–90%) крупномерный (от 0,1 до 4 мм, в среднем 0,6–1 мм), хорошо отсортированный, представлен остатками раковин крупных фораминифер (60–65%; 0,7–0,3 мм), иглокожих (20%), редких водорослей, двустворок. Среди целых раковин крупных фораминифер (10%) присутствуют *Nummulites* (6–7%; 3–6 мм), *Discocyclina* (до 3%; 3–7 мм) плохой сохранности, редкие мелкие бентосные фораминиферы (до 0,3 мм). Заполнитель кальцитовый микрит (5–7%). Присутствуют перемытые на месте полуокатанные зерна глауконита (5–7%) мелко-среднезернистой размерности.

Породы ЛТ4 перекрывают все вышеописанные отложения и относятся к верхнеипрским [Закревская, 1993, 2011].

Отложения ЛТ3 и ЛТ4 накапливались на незначительной глубине (несколько десятков метров) в море с нормальной соленостью и умеренной циркуляцией вод [Уилсон, 1980].

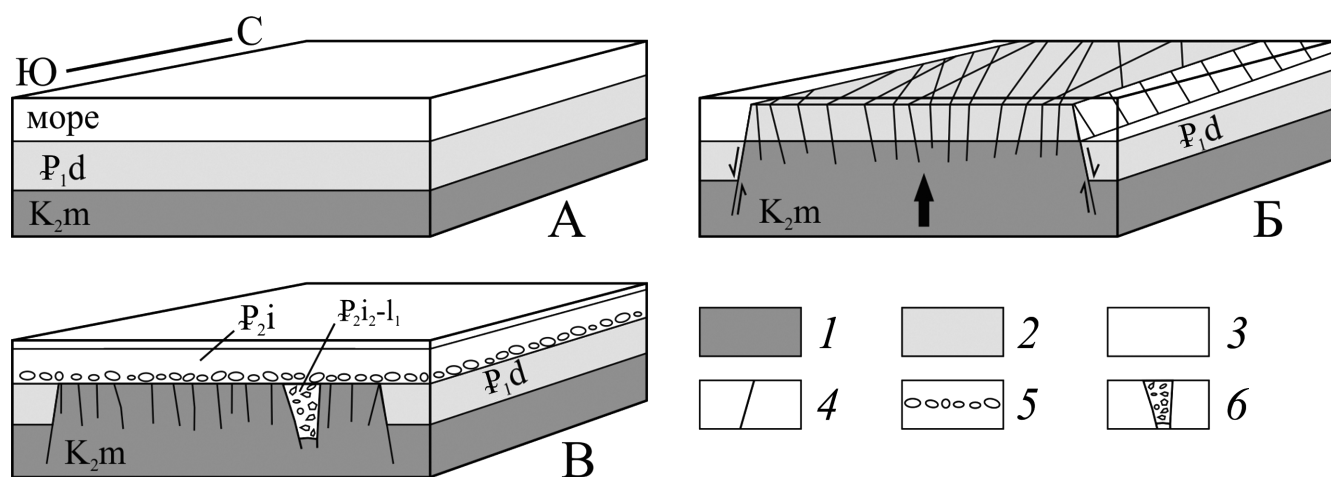


Рис. 6. Схема образования системы трещин и нептунической дайки на южном склоне г. Ак-Кая: А–В — временные срезы: А — конец дания; Б — рубеж танета–ипра; В — поздний ипр–лютет; 1–3 — отложения: 1 — маастрихтские, 2 — датские, 3 — эоценовые; 4 — трещины; 5 — базальный горизонт конгломерата в подошве отложений эоцена; 6 — нептуническая дайка (сейсмогенный ров, заполненный верхнипрскими отложениями). Соотношение структур и мощностей отложений показано вне масштаба

Результаты исследований и их обсуждение.

Детальное изучение строения крупной трещины (нептунической дайки) позволяет интерпретировать ее как древнюю сейсмогенную структуру тектонического происхождения (палеосейсмодислокацию, ПСД), или сейсмогенный ров. Термин «сейсмодислокация» изначально был предложен В.П. Солоненко в 1968 г. [Солоненко, 1973] для обозначения разных локально проявленных, выраженных в рельефе деформаций, сопровождающих сильные землетрясения. Сейсмологические параметры (зияние 0,3–0,4 м, глубина заполнения не менее 1,5 м) описанной структуры указывают на ее формирование на фоне сейсмического события магнитудой около 6,9 и интенсивностью в пункте не менее 9 баллов [Lunina, Gladkov, 2015; Лунина, Гладков, 2017]. В результате анализа трещиноватости (рис. 4) выявлено, что трещины в меловых породах закономерно связаны с падением и простираением моноклинали. Их формирование происходило на фоне неравномерного общего воздымания территории при главном северо-западном латеральном сжатии поперек моноклинали; воздымание сопровождалось поперечным растяжением и формированием структур отрывного типа вплоть до кластических даек. Трещины, замеренные в вышележащих эоценовых отложениях, вписываются в единую систему общей трещиноватости.

В общем виде формирование подобной структуры можно представить следующим образом. После накопления маастрихт–датских толщ (рис. 6, А) в конце танета–раннем ипре начались (или вновь активизировались) блоковые подвижки в пределах некоторых тектонических поднятий Центрального Крыма. В частном случае произошло относительное воздымание центрального блока г. Ак-Кая (рис. 6, Б). В конце раннего–позднем ипре начали накапливаться нуммулитовые известняки. На ранней стадии этого процесса в ходе

сильного землетрясения на дне моря образовался крупный сейсмогенный ров, который быстро заполнился отложениями ипра вместе с фрагментами пород дания (рис. 6, В).

Предположение о возрасте тектонических движений в позднем мелу–эоцене подкрепляется и общегеологическими данными (рис. 7). Известно, что с конца сантона по палеоцен включительно Крым находился в состоянии регионального сжатия с максимумом компрессии в маастрихте–палеоцене [Никишин и др., 2001]. В Восточном Крыму некоторое событие произошло перед (в начале?) маастрихтом, что выразилось в несогласном залегании верхнемаастрихтских пород на нижнемеловых [Никишин и др., 2006]. На существование внутридатского (на рубеже нижнего–среднего и верхнего («монса») дания) события в Центральном Крыму указывают неравномерный размыв и связанное с этим резкое изменение мощности от 0 до 30 м ниже-среднедатских отложений [Горбач, 1972], а также локальное развитие древней субэвальной коры выветривания между указанными толщами [Горбач, Шехоткин, 1982]. Данные из работ [Закревская, 2011; Бугрова, Бугрова, 2015], а также полученные нами при изучении обнажений показывают, что хотя датские отложения в Центральном Крыму имеют номинально стратиграфически полный разрез (присутствуют как отложения нижней части дания, так и верхнего дания), толща изобилует перерывами и неравномерно размыва предэоценовой трансгрессией. При этом наибольшее воздымание и, соответственно, размыв испытал центральный тектонический блок г. Ак-Кая. Таким образом, активный рост Симферопольского поднятия (а возможно, и сопряженного с ним Новоцарицынского) мог начаться еще во второй половине датского века.

Регрессия в конце дания привела к осушению большей части современного Горного Крыма

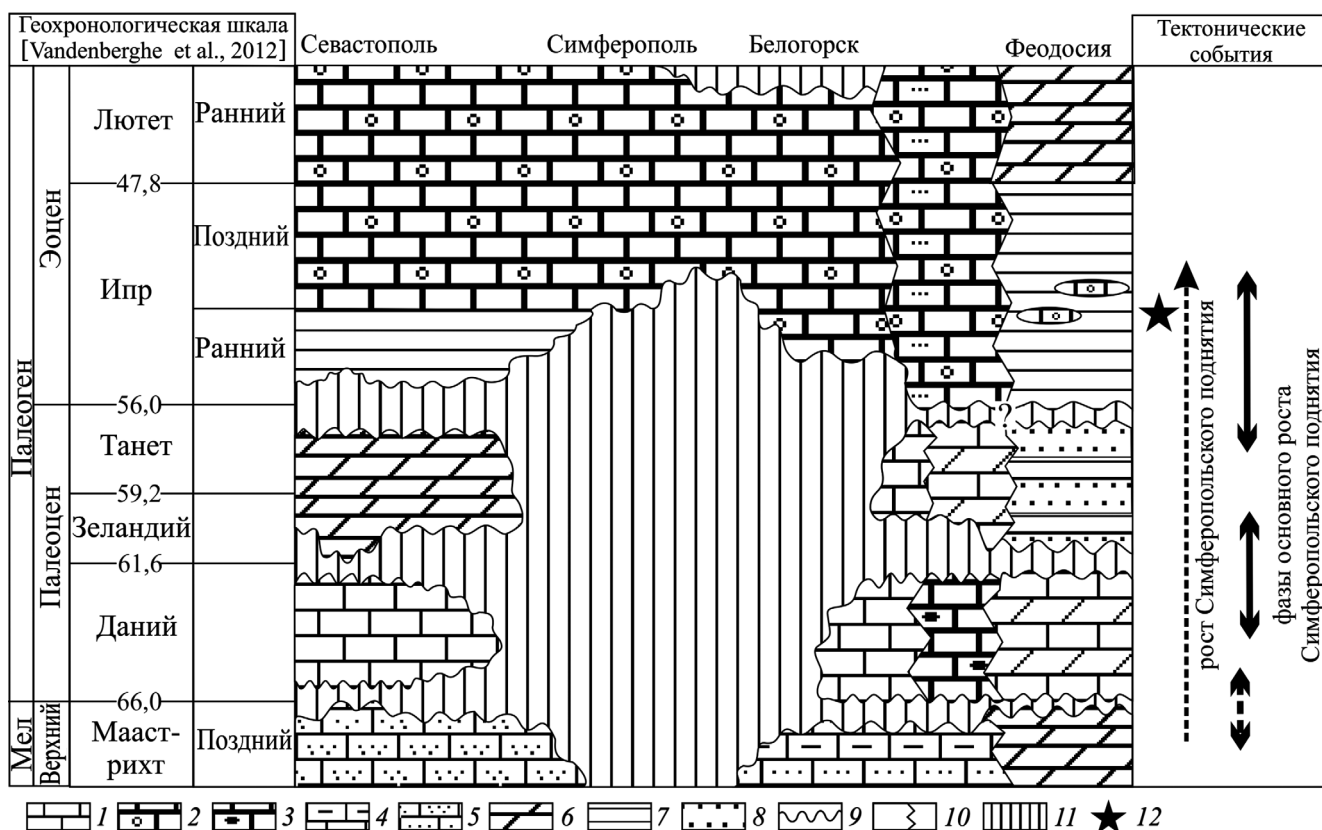


Рис. 7. Хроностратиграфический профиль верхнемаастрихтско-нижнелютетских отложений Предгорного Крыма, по [Лыгина, 2010], с изменениями: 1 — известняки, 2 — известняки нуммулитовые, 3 — известняки с кремнями, 4 — известняки глинистые, 5 — известняки песчанистые и/или алевроитистые, 6 — мергели, 7 — глины, 8 — песчаники, 9 — поверхность несогласия, 10 — фациальная граница, 11 — перерыв в осадконакоплении, 12 — сейсмическое палеособытие

[Горбач, Шехоткин, 1979; Найдин, Беньямовский, 2000; Копаевич и др., 2010] и формированию перерыва между отложениями нижнего и верхнего палеоцена на уровне большей части или всего зеландского яруса.

Не совсем ясно, подверглась ли образовавшаяся суша в районе Центрального Крыма затоплению в танетское время, однако отложения этого возраста на западе Белогорского района неизвестны. Они появляются в долине р. Кучук-Карасу (с. Пролом, предположительно; с. Богатое), где представлены маломощным горизонтом литотамниевых известняков [Закревская, 2011]. В долине р. Мокрый Индол (окрестности с. Курское, ур. Дереджилга) — это толща переслаивания алевроитистых мергелей, органогенных известняков и песчаников мощностью около 70 м. В разрезе Насыпкойской балки к танету относится толща песчано-глинистых пород мощностью 13–16 м. Возраст пород определен по находкам редких *Discocyclus seunesi* из водорослевых известняков в основании разрезов [Зернецкий, 1977; Закревская, 2007]. Вид характерен для позднего зеландия—раннего танета [Less, 1998].

Эоценовые отложения с разрывом и угловым несогласием залегают на разных горизонтах от палеоцена до нижнего мела. В Юго-Запад-

ном Крыму перерыв на границе танета и ипра оценивается в объеме нанопланктонной зоны NP9 и низов зоны NP10 [Музылев, 1980; King et al., 2018], и по продолжительности он более длительный, чем зеландский. О существовании суши на месте Симферопольского поднятия и ее размыве во время формирования нижеипрских отложений свидетельствует ряд фактов: 1) постепенное выклинивание все более молодых горизонтов в Юго-Западном Крыму на запад и восток [Шуцкая, 1970; Закревская, 1993], что указывает на трансгрессивный характер залегания толщи; 2) присутствие переотложенного мелового НП в основании толщи в разрезе Юго-Западного Крыма [King et al., 2018], а также меловых и палеоценовых планктонных фораминифер в пограничных ниже-верхнеипрских отложениях Восточного Крыма [Шуцкая, 1970; Бугрова и др., 2002]; 3) преимущественно глинистый состав наряду с обилием разнообразной фауны, что указывает на очень медленное осадконакопление на глубине около 100 м и более [King et al., 2018]. Последнее свидетельствует также о значительной амплитуде поднятия. В конце раннего ипра (зона *Assilina placentula* и ее аналоги) область поднятия начала покрываться морем, о чем свидетельствует присутствие отложений этого возраста непосто-

янной мощности в восточных районах г. Ак-Кая, представленных глауконитистыми органогенными известняками [Закревская, 2011].

В позднеипрское время вся территория Предгорного Крыма была покрыта морем, накапливались нуммулитовые известняки. К началу накопления эоценовых нуммулитовых фаций величина эрозии в пределах структуры могла достигать 400–500 м [Никишин и др., 2006]. Событие на рубеже палеоцена и эоцена совпадает с главной фазой складчатости в Северной Турции [Nikishin et al., 2014], следствием которой, по-видимому, и была эпоха с сильными землетрясениями в Крыму.

Выводы. 1. Для Крыма в конце мела–эоцене были характерны малоамплитудные вертикальные тектонические движения. Это отражено в наличии

как локально развитых, так и региональных несогласий различной длительности.

2. Описанную крупную трещину отрыва по генезису можно отнести к нептуническим дайкам и интерпретировать как палеосейсмодислокацию, сформированную в результате сильного землетрясения в позднеипрское время. По времени это событие совпадает с главной фазой складчатости в Понтидах (север Турции) на рубеже палеоцена–эоцена и в раннем эоцене.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность О.В. Луниной (Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук), Е.А. Рогожину (Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН) и Ю.О. Гаврилову (ГИН РАН) за ценные советы во время подготовки статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Астахова Т.В., Горак С.В., Краева Е.Я. и др. Геология шельфа СССР. Стратиграфия (шельф и побережья Черного моря). Киев: Наукова думка, 1984. 184 с.

Бугрова Э.М., Закревская Е.Ю., Табачникова И.П. Новые данные по биостратиграфии палеогена Восточного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10, № 1. С. 83–93.

Бугрова И.Ю., Бугрова Э.М. Разрезы палеоцена и нижнего эоцена южной части полуострова Крым // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23, № 6. С. 56–70.

Воронина А. А. Палеогеновая система // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия кайнозоя, магматические, метаморфические и метасоматические образования / Под ред. О.А. Мазаровича, В.С. Милеева. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 4–35.

Гарецкий Р.Г. Кластические дайки // Изв. АН СССР. 1956. № 3. С. 81–102.

Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 576 с.

Горбач Л.П. Стратиграфия и фауна моллюсков раннего палеоцена Крыма. М.: Недра, 1972. С. 1–115.

Горбач Л.П., Шехоткин В.В. Поверхностное окремнение в нижнем палеоцене Крыма как показатель палеогеографической обстановки // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 5. С. 1173–1176.

Горбач Л.П., Шехоткин В.В. Раннепалеоценовая известковая кора Горного Крыма // Докл. АН СССР. 1982. Т. 286, № 1. С. 137–141.

Закревская Е.Ю. Ассилины, оперкулины и раникоталии Крыма и их биостратиграфическое значение. М.: Наука, 1993. 129 с.

Закревская Е.Ю. Позднепалеоценовый вид *Discoscy-clina seunesi* Douv. в Восточном Крыму // Палеонтологические исследования в Украине: история, современное состояние и перспективы / Отв. ред. П.Ф. Гожик. Киев: ИГН НАН Укр., 2007. С. 228–232.

Закревская Е.Ю. Крупные фораминиферы палеогена Северо-Восточного Перитетиса: систематика, зональная стратиграфия и палеобиогеография: Автореф. докт. дисс. М., 2011.

Зернецкий Б.Ф. Перші знахідки дискоциклін в палеоцені Криму // Матеріали до палеонтології кайнозоя України. Киев: Наукова думка, 1977. С. 55–59.

Зернецкий Б.Ф., Рябоконь Т.С., Люльева С.А. Питання вивчення осадового комплексу палеоцену Кримського і Керченського півостровів // Зб. наукових праць Інституту геол. наук НАН України, 2014. Т. 7. С. 101–125.

Копавич Л.Ф., Лыгина Е. А., Яковинин Е. В., Шалимов И. В. Датские отложения Крымского полуострова: фациальные особенности и условия осадконакопления // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2010. № 5. С. 12–20.

Лунина О.В., Гладков А.С. Граничные уравнения связи параметров землетрясений и кластических даек сейсмогенного генезиса (по мировым данным) // Докл. РАН. 2017. Т. 476, № 1. С. 68–71.

Лыгина Е.А. Литологическая характеристика и условия формирования датских отложений в районе г. Бурундук–Кая (Центральный Крым) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84, вып. 6. С. 17–27.

Лыгина Е.А., Устинова М.А., Габдуллин Р.Р., Реентович А.В. Пограничные маастрихт-датские отложения Центрального Крыма: новые данные о известковом нанопланктоне // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 1. С. 70–81.

Маслакова Н.И. Стратиграфия верхнего мела Северного Кавказа и Крыма. Крым // Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 60–84.

Москвин М.М., Найдin Д.П. Датские и пограничные с ними отложения Крыма, Кавказа, Закаспийской области и юго-восточной части Русской платформы // Граница меловых и третичных отложений / Докл. сов. геологов на XXI сессии Междунар. геол. конгр. Пробл. 5. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 15–40.

Музылев Н.Г. Стратиграфия палеогена Юга СССР по нанопланктону (Северный Кавказ и Крым). М.: Наука, 1980. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 348). 96 с.

Найдin Д.П. Датские и монские отложения Крыма // Сб. в честь акад. И.С. Йовчева. София, 1964. С. 167–183.

Найдin Д.П., Беньямовский В.Н. О ярусном делении палеогена // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 4. С. 65–83.

Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю. и др. Геологическая история Бахчисарайского района Крыма. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. 60 с.

Никишин А.М., Кортаев М.В., Болотов С.Н., Ершов А.В. Тектоническая история Черноморского бас-

сейна // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76, вып. 3. С. 3–18.

Преображенский М.Б., Бугрова Э.М. Фациальная характеристика зоны карбонатного осадконакопления раннепалеоценового бассейна Юго-Западного Крыма (по данным микрофациального анализа) // Геология Крыма. Уч. записки каф. истор. геологии. Вып. 2. СПб.: НИИЗК СПбГУ, 2002. С. 75–85.

Солоненко В.П. Палеосейсмогеология // Физика Земли. 1973. № 9. С. 3–16.

Стратиграфическая схема палеогеновых отложений Украины (унифицированная). Киев: Наукова думка, 1987. 116 с.

Уилсон Дж. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.

Шуцкая Е.К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии // Тр. ВНИГНИ. 1970. Вып. 70. 256 с.

Dunham R.L. Classification of carbonate rocks according to depositional texture / Classification of carbonate rocks // Amer. Ass. Petrol. Geol. 1962. Mem. 1. P. 108–121.

King C., Iakovleva A., Heilmann-Clausen C., Steurbaut E. Ypresian (Early Eocene) stratigraphy of the Suvlu-Kaya reference section in the Bakhchisaray area (Crimea) // Newsletters on Stratigraphy. 2018. Vol. 51, N 2. P. 167–208.

Less Gy. The zonation of the Mediterranean Upper Paleocene and Eocene by Orthophragminae // Opera Dela Slov. Akad. Znan. Umetn. 1998. Vol. IV, N 34 (2). P. 21–43.

Lunina O.V., Gladkov A.S. Seismically induced clastic dikes as a potential approach for the estimation of the lower-bound magnitude/intensity of paleoearthquakes // Engin. Geol. 2015. Vol. 195. P. 206–213.

Mortimer Ch.P. Upper Cretaceous calcareous nannofossil biostratigraphy of the Southern Norwegian and Danish North Sea area // Abh. Geol. Bundesanst. 1987. Bd. 39. S. 143–175.

Nikishin A.M., Alekseev A.S., Almendinger O.A. et al. Mesozoic to recent geological history of Southern Crimea and the Eastern Black Sea region // Tectonic evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. L., 2015. Geol. Soc. Spec. Publ., 428. URL: <http://sp.lyellcollection.org/>

Nikishin A.M., Okay A., Tüysüz O. et al. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. P. 2: Tectonic history and paleogeography // Mar. and Petrol. Geol. 2014. P. 1–15. URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018>

Varol O. Palaeogene // Calcareous nannofossil biostratigraphy / Ed. P.R. Bown. L.: Chapman and Hall, 1998. P. 200–225.

Поступила в редакцию 21.05.2018

Поступила с доработки 22.05.2018

Принята к публикации 22.05.2018

УДК 551.762:561.22

М.А. Устинова¹, Р.Р. Габдуллин²**ИЗВЕСТКОВЫЙ НАНОПЛАНКТОН МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
В БАХЧИСАРАЙСКОМ РАЙОНЕ ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА³**

*Геологический институт Российской академии наук. 119991, Москва, Пыжевский переулок, 7
Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет.
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1*

*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences. 119017, Moscow, Pyzhevsky, 7
Moscow State University, Faculty of Geology. 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Изучен известковый нанопланктон меловых отложений в Бахчисарайском районе Юго-Западного Крыма. Из нижнемеловых отложений он извлечен из резанской и биасалинской свит, из верхнемеловых — из белогорской, прохладненской и кудринской свит. Уточнен возраст вмещающих отложений по известковому нанопланктону. В резанской свите зона по нанопланктону не выделена, в биасалинской, видимо, присутствует часть зоны NC5. В белогорской свите выделена (частично) зона UC3, подзона b, в кудринской — зона UC20, подзона UC20b. Верхние и нижние границы зон не прослежены.

Ключевые слова: нижний мел, верхний мел, резанская свита, биасалинская свита, белогорская свита, прохладненская свита, кудринская свита? известковый нанопланктон, Юго-Западный Крым.

The calcic nannoplankton of the Cretaceous deposits of the Bakhchisarai region of the South-Western Crimea was studied. In the Lower Cretaceous, it is extracted from the Rezan and Biasala Formations, in the Upper Cretaceous — from the Belogorsk, Prokhladnoye and Kudrino Formations. The age of the enclosing sediments by calcareous nannoplankton has been specified. In the Rezan Formation, the nannoplankton zone is not singled out; in the Biasala Formation, apparently, part of the NC5 zone is present. In the Belogorsk Formation, the UC3 zone, subzone b, is allocated (partially), in the Kudrino Formation — the UC20 zone, and the UC20b subzone. Upper and lower boundaries of the zones are not traced.

Key words: Lower Cretaceous, Upper Cretaceous, Rezan Formation, Biasala formation, Belogorsk formation, Prokhladnoye formation, Kudrino formation, calcareous nannoplankton, Crimea.

Введение. История изучения органических остатков в меловых отложениях, развитых почти на всей территории Крыма, насчитывает более 100 лет. Первые значительные исследования макрофауны Крыма, включающей головоногих моллюсков, брахиопод, морских ежей, кораллов, гастропод и двустворок, были сделаны Э.В. Эйхвальдом [1850], Н.И. Каракашем [1907]. В XX в. исследования головоногих моллюсков продолжили В.В. Аркадьев [Аркадьев, 2007; Аркадьев и др., 2012], В.А. Густомесов [1967; 1968], В.В. Друщиц [1956], морских ежей — Г.Ф. Вебер [1934], гастропод — М.А. Головинова [Головинова и др., 1970; 1986], брахиопод — Т.Н. Смирнова [Смирнова, 1972; Смирнова, Барабошкин, 2004].

Что касается микрофауны, то фораминиферы мела исследовали А.М. Волошина [1966, 1967], В.Н. Беньямовский, Л.Ф. Копаевич [2016], К.И. Кузнецова, Т.Н. Горбачик [1985], радиолярии —

Н.Ю. и Л.Г. Брагины [1999, 2007], В.С. Вишневская [2007].

Изучение таксономического разнообразия кокколитофорид начато относительно позже, чем остальных групп микрофауны. Значительный вклад в их исследования внесли Н.С. Шуменко [Шуменко, 1978, 1991], выделивший зоны в верхнем мелу Крыма по нанопланктону и увязавший их с зонами по фораминиферам, моллюскам и иглокожим [1987], и С.А. Люльева [Люльева, 1967; Люльева, Пермяков, 1980].

Первая стандартная шкала биостратиграфического расчленения меловых отложений по известковому нанопланктону предложена У. Сиссингом в 1977 г. [Sissingh, 1977], позже она была детализирована и уточнена К. Перч-Нильсен [Perch-Nielsen, 1985]. В 1998 г. П. Боуном с соавторами была представлена биостратиграфическая шкала по нанопланктону для нижнего мела Бореальной и

¹ ГИН РАН, лаборатория биостратиграфии и палеогеографии океанов, канд. геол.-минер. н.; ст. науч. с.; e-mail: masha@ilran.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, канд. геол.-минер. н.; доцент; e-mail: mosgorsun@rambler.ru

³ Работа частично поддержана РФФИ (проект №18-05-00503) и выполнена по теме госзадания № 0135-2019-0057.

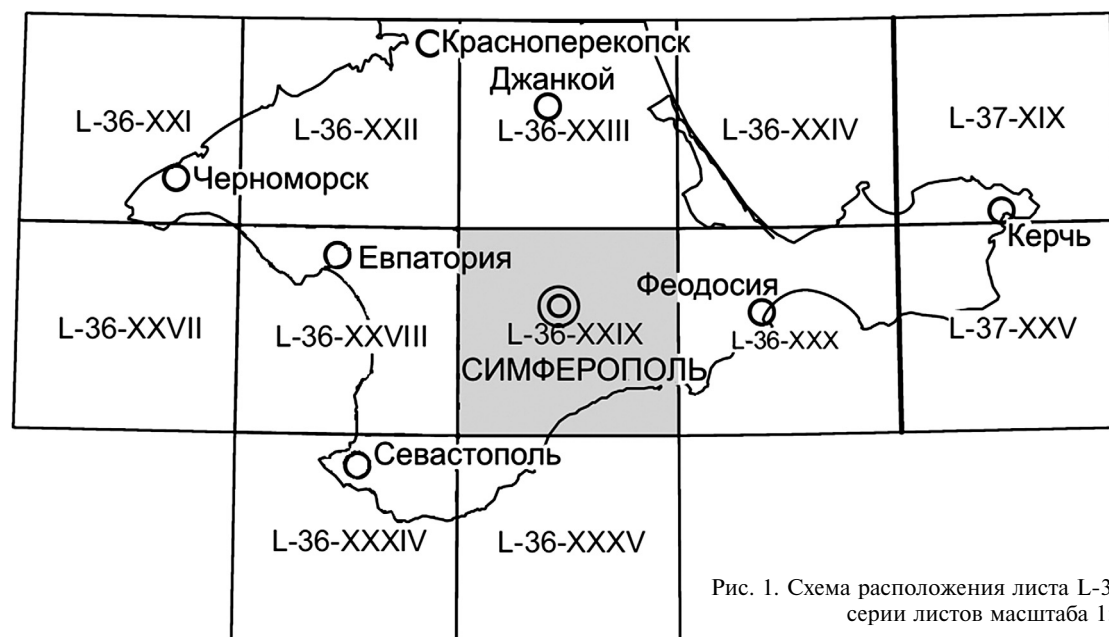


Рис. 1. Схема расположения листа L-36-XXIX в Крымской серии листов масштаба 1:200 000

Тетической областей. Авторы увязали ее с аммонитовыми зонами [Bown et al., 1998]. Для верхнего мела Дж. Барнетт разработала три параллельные шкалы: Бореальную для Европы, Тетическую и Австралийную, увязанные с аммонитовыми зонами [Burnett, 1998].

В связи с диахронностью появления видов-индексов и зависимостью от степени сохранности и палеоусловий обитания известкового нанопланктона эти шкалы не всегда в полной мере применимы к конкретному разрезу [Шуменко, 1987; Овечкина, 2007]. Поэтому продолжение изучения известкового нанопланктона Крыма необходимо как в биостратиграфических целях, так и в практических для установления возраста вмещающих отложений, границ распространения видов-индексов и построения палеоэкологических реконструкций.

Схемы биостратиграфического расчленения свит меловых отложений Бахчисарайского района по аммонитам и известковому нанопланктону представлены на рис. 1, 2.

Материалы и методика исследований. Для изучения нанофлоры нижнего мела отобраны образцы из резанской, биасалинской, мангушской свит, верхнего мела — из кудринской, прохладненской, белогорской свит. Материал собран Р.Р. Габдуллиным в Бахчисарайском и Симферопольском районах Крыма в пределах площади листа L-36-XXIX (рис. 3) и смежных территорий (в районе Крымского учебно-научного центра имени профессора А.А. Богданова МГУ имени М.В. Ломоносова и ближайших окрестностях). Материал содержится во всех них и имеет сохранность от хорошей (кокколиты не изменены) до умеренной (кокколиты имеют незначительные вторичные изменения). Препараты изготовлены по стандартной технологии путем приготовления взвеси породы в дистиллированной воде с по-

следующим декантированием. После осаждения тяжелых и плотных частиц оставшийся раствор наносили на предметное стекло, высушивали, помещали в канадский бальзам и покрывали покровным стеклом площадью 4 см². Видовой состав исследовали под поляризационным световым микроскопом «БиОптик» в скрещенных николях при увеличении 1000. Характерные виды изображены на рис. 4, 5.

Характеристика разреза. Нижний мел. Резанская свита (K_{1rz}) прослежена в долине р. Альма и сложена известняками, глинами, песчаниками и конгломератами. Стратотипический разрез расположен возле пгт Верхоречье (лист L-36-XXVIII) на юго-восточном склоне г. Резаная.

Свита с перерывом залегает на подстилающих отложениях средней юры или таврической серии, несогласно перекрыта коясджилдинской свитой или альбскими и более молодыми отложениями.

Состав фациально пестрый: в северном направлении появляются карбонатные разности, постепенно сменяющие терригенные породы. Мощность отложений свиты уменьшается в северо-восточном направлении. Местами наблюдаются толщи переслаивания известняков и песчаников. Мощность отложений свиты достигает 120 м.

Свита охарактеризована многочисленным комплексом фауны, в том числе аммонитов: *Leopoldia leopoldiana* Orb., *Crioceratites duvali* Lev. зоны *Crioceratites nolani* (Kilian) раннего готерива, что дает основания присвоить описанным отложениям тот же возраст. В осадках свиты также содержатся кораллы *Cyclolites* sp., характеризующие валанжин-готеривский возраст; *Stylina elegans* Eichwald, отвечающий валанжину и раннему готериву; наутилусы *Cymatoceras pseudoelegans* Orb., отвечающие готериву. В итоге возраст свиты принят валанжин-раннеготеривским.

Ярус	Подъярус	Зональный стандарт Западного Средиземноморья [Барабошкин, 2004]		Горный Крым [Барабошкин, 2004]		Свита	Зона по нано- планктону [Bown et al., 1998]		
барремский	верхний	Pseudocrioceras		Patruliusiceras uhligi		Биасалин- ская	NC5		
		Colchidites sarasini							
		Imerites giraudi							
		Hemihoplites feraudianus							
		Gerardthia sartousiana	Gerardthia provincialis	Gerardthia provincialis					
		Gerardthia sartousiana							
	Ancyloceras vandenheckii		Holcodiscus caillaudianus		Коясджилгин- ская	Нанопланктон не изучался			
	нижний	Montoniceres moutonianum							
		Kotetishvilia compressissima							
		Kotetishvilia nicklesi							
Avramidiscus hugii									
готеривский	верхний	Pseudothurmannia angulicostata auctori	Pseudothurmannia catulloi	Pseudothurmannia catulloi					
			P. angulicostata auct.	Pseudothurmannia ohmi					
		Balearites balearis		Milanowskia speetonensis					
		Plesiospitidiscus ligatus		Speetonicerias inversum					
		Saynella sayni		Crioceratites duvali					
	нижний	Lyticoceras nodosoplicatum		Lyticoceras nodosoplicatum			Не выделена		
		Crioceratites loryi	Olcostephanus jeannoti	? Crioceratites loryi					
			Crioceratites loryi						
	Acanthodiscus radiatus		Leopoldia desmoceroideis		Резанская	?			
	валанжинский	верхний	Teshenites callidiscus				Eleniceras tauricum		
			Teshenites callidiscus						
Himantoceras trinodosum			Criosarasinella furcillata	Himantoceras trinodosum					
Olcostephanus nicklesi									
Saynoceras verricosum			Vahrleideites peregrinus	Neohoplloceras submartini			? Vahrleideites peregrinus		
		Karakasch. pronecostatum	?						
		Saynoceras verricosum							
нижний		Busnardoites campylotoxus		Campylotoxia campylotoxa					
	Thurmanniceras perttansies		Thurmanniceras perttansies						
	Thurmanniceras otopena		Kilianella otopena						

Рис. 2. Схема биостратиграфического расчленения верхнемеловых свит в Бахчисарайском районе по аммонитам и известковому нанопланктону

Комплекс нанопланктона не выдержан по площади распространения свиты. Он может совсем отсутствовать или состоять из видов-космополитов широкого распространения, таких, как *Cyclagelosphaera margerelii* Noël, *Rhagodiscus asper* (Stradner) Reinhardt, *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen, *Watznaueria fossacincta* (Black) Bown in Bown and Cooper. В комплекс нанопланктона резанской свиты с высоким таксономическим разнообразием входят: *Biscutum constans* (Görka) Black in Black and Barnes, *Biscutum ellipticum* (Görka) Grün in Grün and Allemann,

Broinsonia? sp., *Cretarhabdus conicus* Bramlette and Martini, *Cyclagelosphaera margerelii* Noël, *Diadorhombus rectus* Worsley, *Diazomatolithus lehmanii* Noël, *Helenea chiasia* Worsley, *Manivitella pemmatoidea* (Deflandre in Manivit) Thierstein, *Retecapsa angustiforata* Black, *Rhagodiscus asper* (Stradner) Reinhardt, *Rhagodiscus dekaenelii* Bergen, *Rhagodiscus robustus* Bown, *Staurolithites crux* (Deflandre and Fert) Caratini, *Staurolithites mutterlosei* Crux, *Zeugrhabdotus scutula* (Bergen) Rutledge and Bown, *Zeugrhabdotus «elegans»* (Gartner) Burnett in Gale et al., *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen, *Watznaueria bri-*

Ярус	Подъярус	Зональный стандарт Западной Европы [Алексеев и др., 2005; Burnett, 1998; Ogg et al., 2008]		Горный Крым [Алексеев и др., 2004; Gale et al., 1999]	Свита	Зона по наупо-ланкtonу [Burnett, 1998]	Зона по наупо-ланкtonу [Sissingh, 1977]	
маастрихтский	верхний	Anapachydiscus terminus		Anapachydiscus terminus	Кудринская	UC20b	CC25c	
		Anapachydiscus fresvillensis		Anapachydiscus fresvillensis				
нижний	Pachydiscus epiplectus		Pachydiscus epiplectus					
кампанский	верхний	Hoplitoplacenticeras marroti		Hoplitoplacenticeras marroti				
	нижний	Delawarella campaniensis		Delawarella campaniensis				
		Placenticeras bidorsatum		Placenticeras bidorsatum				
сантонский	верхний	Placenticeras polyopsis		Placenticeras polyopsis				
	средний							
	нижний							
коньякский	верхний	Paratexanites serratomarginatus		Paratexanites serratomarginatus	Прохладнен-ская			
	нижний	Gauthiericeras margae		Gauthiericeras margae		Не выделена	Не выделена	
		Peroniceras tridorsatum		Peroniceras tridorsatum				
туронский	верхний	Prionocyclus germari		Prionocyclus germari			?	?
		Subprionocyclus neptuni		Subprionocyclus neptuni				
	средний	Collignonoceras woollgari	Romaniceras deverianum			Collignonoceras woollgari		
			Romaniceras ornatissimum					
			Romaniceras kallesi					
			Kamerunoceras turoniense					
	нижний	Mammites nodosoides		Mammites nodosoides				
Watinoceras devonense		Watinoceras devonense						
сеноманский	верхний	Nigericeras scotti		Nigericeras scotti	Белогорская	?		
		Neocardioceras juddi		Neocardioceras juddi				
		Metoiceras gestlinianum		Metoiceras geslinianum				
		Calycoceras guerangeri		Calycoceras guerangeri				
	средн.	Acanthoceras jukesbrownei		Acanthoceras jukesbrownei			UC3b	CC9

Рис. 3. Схема биостратиграфического расчленения свит нижнего мела Бахчисарайского района по аммонитам и известковому наупопланкtonу

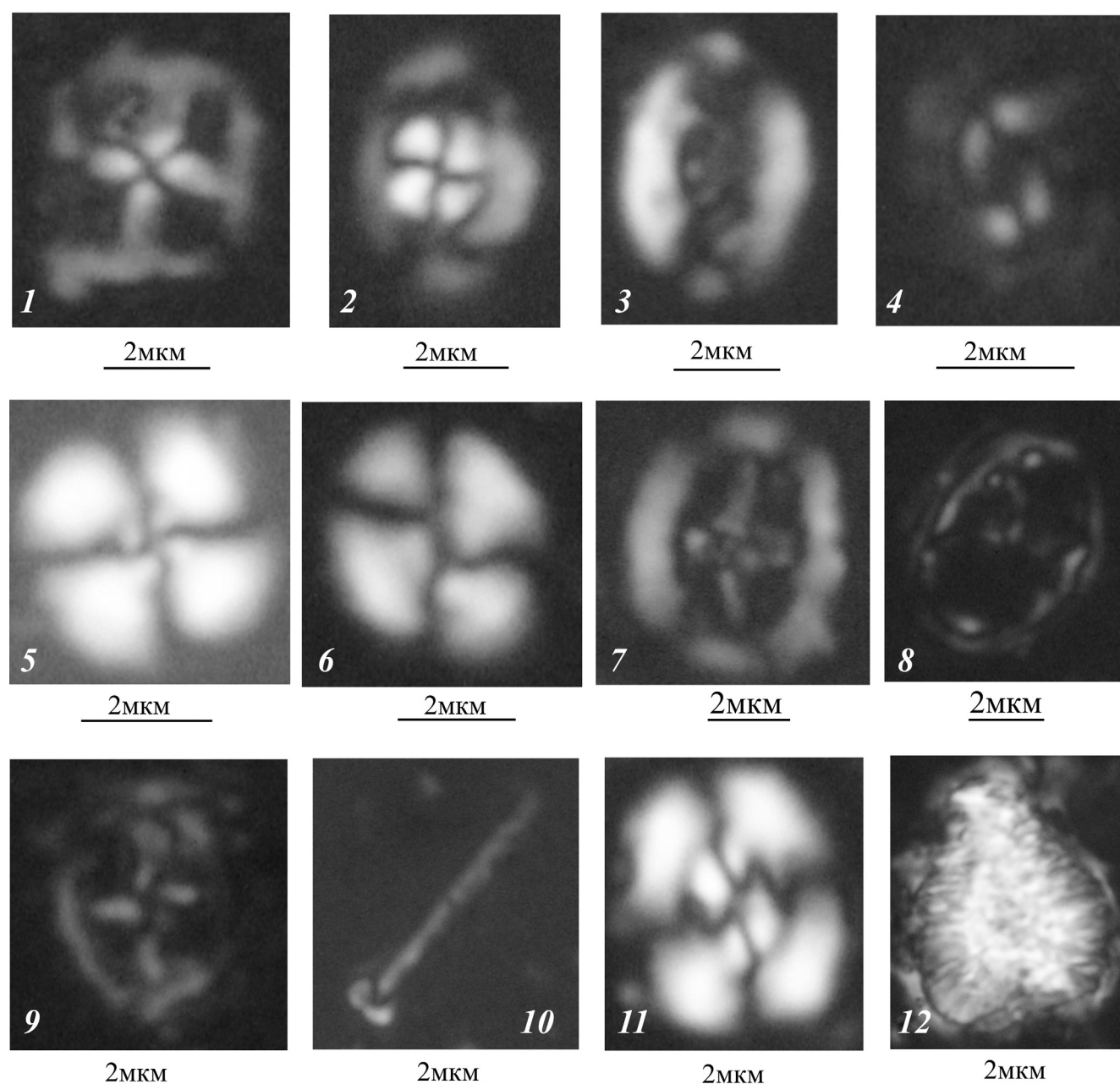


Рис. 4. Известковый нанопланктон из отложений нижнего мела в Бахчисарайском районе Юго-Западного Крыма. Резанская свита: 1 — *Diadorhombus rectus* Worsley, дистальная сторона, в скрещенных николях; 2 — *Rhagodiscus dekaenelii* Bergen, дистальная сторона, в скрещенных николях; 3 — *Rhagodiscus robustus* Bown, дистальная сторона, в скрещенных николях; 4 — *Biscutum ellipticum* (Górka) Grün in Grün and Allemann, в скрещенных николях; 5 — *Cyclagelosphaera margerelii* Noël, дистальная сторона, в скрещенных николях; 6 — *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen, дистальная сторона, в скрещенных николях; 7 — *Broinsonia*? sp., дистальная сторона, в скрещенных николях. Биасалинская свита: 8 — *Chiastozygus litterarius* (Górka) Manivit, дистальная сторона, в скрещенных николях; 9 — *Staurolithites cux* (Deflandre and Fert) Caratini, дистальная сторона, в скрещенных николях; 10 — *Rhabdophidites parallelus* (Wind and Cepek) Lambert, вид сбоку, в скрещенных николях; 11 — *Watznaueria fossacincta* (Black) Bown in Bown and Cooper, дистальная сторона, в скрещенных николях; 12 — *Nannoconus steinmanni* ssp. *steinmanni* Kampter, вид сбоку, в скрещенных николях

tannica (Stradner) Reinhardt, *Watznaueria fossacincta* (Black) Bown in Bown and Cooper (рис. 4)

Коясджилгинская свита (K_{1kd}) свита, сложенная плотными известняками, с размывом перекрывает резанскую. Стратотип свиты выделен вблизи пгт Научный, в овраге Кояс-Джилга (в переводе с турецкого — скалистый овраг). Мощность 2–3 м. Аммониты: *Phylloceras infundibulum* Orb., *Phylloceras eichwaldi* Karak., *Emericeras emerici* Lev. Брахиоподы:

Lacunosella mountoniana Orb., *Monticlairella weberi* Moiss. [Нижний мел..., 1985]. Нанопланктон из нее не изучали.

Биасалинская свита (K_{1bs}) фрагментарно распространена у бассейнов рек Кача и Бодрак и представлена глинами с анкеритовыми конкрециями и включениями углистых остатков растений. Стратотип свиты выделен А.В. Вишневым и П.А. Меняйленко в 1963 г. вблизи пгт Верхоречье,

ранее имевшего тюркское название Бия-Сала (в переводе — два потока; село заложено у места впадения р. Марта в р. Кача).

Основной литотип пород — глины серые, бурые, желтовато-серые, жирные, пластичные, карбонатные, с конкрециями анкерита. Конкрекции зеленовато-коричневые, плотные, массивные или концентрично-зональные, невыразительно слоистые. Мощность свиты достигает 100–120 м [Фіколіна и др., 2008].

Отложения биасалинской свиты залегают с размывом на известняках коясджилгинской свиты. Местами трансгрессивно перекрыты осадочными отложениями альбского возраста — высокобугорской и мангушской свитами или полностью срезаны вместе с образованиями коясджилгинской свиты альбскими и более молодыми отложениями.

В нижней части свиты содержится богатый комплекс органических остатков — головоногих моллюсков и фораминифер. Аммониты: *Barremites strettostoma* Uhl., *Silesites seranonis* Uhl., *Aconeceras nisum* Orb., *Deshayesites deshayesi* Leum.; фораминиферы: *Globorotalites bartensteini* Bett., *Gaudryinella elongata* Pair., *Dorotia elondata* Tair., *Patellina subcretacea* Cuschm. et Alex. [Нижний мел..., 1985; Фіколіна и др., 2008]. По аммонитам *Barremites strettostoma* и *Silesites seranonis* установлен позднебарремский возраст свиты [Нижний мел..., 1985].

В комплекс нанопланктона входят *Chiastozygus litterarius* (Görka) Manivit, *Eprolithus antiquus* Perch-Nielsen, *Helenea chiesta* Worsley, *Nannoconus steinmanni* ssp. *steinmanni* Kampter, *Nannoconus* sp., *Rhabdophidites parallelus* (Wind and Cepek) Lambert, *Rhagodiscus asper* (Stradner) Reinhardt, *Stauroolithites crux* (Deflandre and Fert) Caratini, *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen, *Watznaueria fossacincta* (Black) Bown in Bown and Cooper.

Мангушская свита (K_{1mn}) представлена глинами и песчаниками, выделена В.Г. Черновым и Б.Т. Яниным в 1975 г. у с. Прохладное, ранее имевшего тюркское название Мангуш (в переводе — Прохладное). Здесь в одноименном овраге расположен стратотипический разрез, сложенный глинами алевролитистыми, тонкослоистыми, известковыми, которые по латерали замещаются песчаниками крупнозернистыми, кварцевыми, плотными, косослоистыми [Фіколіна и др., 2008].

Мангушская свита трансгрессивно залегает на всех более древних образованиях по таврическую серию включительно. Перекрыта она на территории листа L-36-XXVIII образованиями высокобугорской свиты. Представляет собой отложения ингрессии в палеорельефе Мангушского оврага. Наиболее полно отложения мангушской толщи развиты в окрестностях с. Прохладное. Они залегают здесь ингрессивно, выполняя древнюю предпозднеальбскую так называемую Мангушскую эрозионную ложбину, в некоторых местах залегает гипсометрически ниже выходов пород юры и готе-

рива (район гор Длинная и Шелудивая), а местами перекрывает образования готерива, баррема и апта (район горы Присяжная) и на смежной территории листа L-36-XXVIII [Алексеев, 1989]. Строение и состав толщи не выдержаны.

Разрез толщи в районе с. Прохладное сложен глинами алевролитистыми, тонкопереслаивающимися, известковыми, которые по латерали замещаются песчаниками крупнозернистыми, кварцевыми, плотными, косослоистыми. Мощность 25–30 м.

Возраст толщи обоснован по найденным аммонитам: *Hysterocheras orbigny* Spath., *Hysterocheras verricosum* Sow., *Puzosia* (*Puzosia*) *mayoriana* (Orb.), *Epitholites gibbosus* Spath., *Epitholites inornatus* Spath. и др., которые характерны для начала позднего альба [Фіколіна и др., 2008; Комаров, Кутлуахметов, 2014]. Также из свиты выделены фораминиферы *Hedbergella infracretacea* (Glaessn.), *Hedbergella globigerinellinoides* (Subb.) и др., двустворки *Actinoceras sulcatus* (Park.), *Nucula albensis* (Orb.), *Grammatodon carinatus* (Sow.), *Inoceramus anglicus* Woods, *Inoceramus concentricus* Park., *Lima gaultina* Woods и др., а также брахиопода *Rectithyris banionisi* Komarov et Kutluachmetov [там же].

На нанопланктон опробованы песчаники мангушской свиты, в которых он не обнаружен.

Верхний мел. Белогорская свита (K_2bg). Отложения свиты представлены трансгрессивной серией: в нижней части она сложена песчаниками и песчанистыми мергелями, постепенно вверх по разрезу сменяющимися более карбонатными разностями до известняков, в том числе окремнелыми в верхней части. Картировочным признаком свиты служат кремневые конкреции, в большом количестве в виде многочисленных маркирующих горизонтов залегающих в ее верхней части и образующих при выветривании россыпи на поднятиях, например на г. Кременная. Маркирующим горизонтом также следует считать прослой киловых (монтмориллонитовых) глин в самых верхах среднего сеномана. Отличительная особенность отложений свиты — их циклическое строение. Элементарные пластовые двухэлементные циклиты, образованные в результате астрономо-климатических циклов Милютина–Миланковича (циклы прецессии длительностью 19–21 тыс. лет), в основном представлены переслаивающимися более и менее карбонатными разностями мергелей и/или известняков [Габдуллин, 2002]. В подошве свиты циклическость выделена в пачках переслаивания песчаников и песчанистых мергелей, ближе к кровле — в толще известняков. На исследованной территории отложения обнажаются полосой шириной от 200 до 1800 м [Фіколіна и др., 2008] и трансгрессивно залегают на осадках триаса, юры и нижнего мела. Перекрываются со стратиграфическим несогласием образованиями прохладненской свиты. Местами породы белогорской свиты эрозионно срезаны палеогеновыми

или неогеновыми образованиями. Мощность до 100–120 м.

Стратотип расположен в Белогорском районе (правый берег р. Тонас) [Фіколіна и др., 2008], опорные разрезы свиты — на южном склоне г. Сельбухра и на г. Кременная у с. Прохладное.

Сеноманский возраст отложений свиты доказан находками двустворок *Inoceramus crippsi* Mant., *Inoceramus tenuis* Mant., *Inoceramus scalprum* Boehm; аммонитов *Neohibolites ultimus* Orb., *Mantelliceras mantelli* (Sow.), *Schloenbachia varians* (Sow.); фораминифер *Rotalipora appenninica* Renz., *Rotundina stephani* (Gand.), *Anomalina globosa* (Brotz.), *Anomalina baltica* (Brotz.), *Anomalina cenomanica* (Brotz.) и др. [Атлас..., 1959] Раннетуронский возраст свиты обоснован находками головоногих, двустворчатых, пелеципод и фораминифер: *Inoceramus labiatus* Schloth., *Inoceramus hercynicus* Pert., *Praeglobotruncana helvetica* (Bolli) [Фіколіна и др., 2008]. По совокупности данных можно сделать заключение о сеноман-раннетуронском возрасте свиты. Рубеж сеноман-турон отмечен бескислородным событием-2, в белогорской свите это фиксируется по линзовидным прослоям битуминозных мергелей или глин.

Нанопланктон представлен *Acaenolithus cenomanicus* Black, *Axopodorhabdus albianus* (Black) Wind and Wise in Wise and Wind, *Biscutum coronum* Wind and Wise in Wise and Wind, *Biscutum ellipticum* (Górka) Grün in Grün and Allemann, *Broinsonia matalosa* (Stover) Burnett in Gale et al., *Broinsonia signata* (Noël) Noël, *Chiastozygus amphipons* (Bramlette and Martini) Gartner, *Chiastozygus bifarius* Bukry, *Chiastozygus litterarius* (Górka) Manivit, *Chiastozygus synquadriperforatus* Bukry, *Cretarhabdus crenulatus* Bramlett and Martini, *Cretarhabdus striatus* (Stradner) Black, *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky) Deflandre in Piveteau, *Cyclagelosphaera margerelii* Noël, *Eiffellithus gorkae* Reinhardt, *Eiffellithus monechiaie* Crux, *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre in Deflandre and Fert), *Gartnerago segmentatum* (Stover) Thierstein, *Haqius circumradiatus* (Stover) Roth, *Helenea chiastia* Worsley, *Helicolithus compactus* (Bukry) Varol and Girgis, *Loxolithus armilla* (Black in Black and Barnes) Noël, *Manivitella pemmatoidea* (Deflandre in Manivit) Thierstein, *Microrhabdulus belgicus* Haye and Towe, *Micula concava* (Stradner in Martini and Stradner) Verbeek, *Orastrum colligatum* Henderiks and Ziveri, *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky) Gartner, *Prediscosphaera columnata* (Stover) Perch-Nielsen, *Radiolithus hollandicus* Varol, *Radiolithus planus* Stover, *Rhagodiscus angustus* (Stradner) Reinhardt, *Rhagodiscus achlyostaurion* (Hill) Doeve, *Rhagodiscus asper* (Stradner, 1963) Reinhardt, *Rhagodiscus splendens* (Deflandre) Verbeek, *Retecapsa angustioforata* Black, *Tegumentum stradneri* Thierstein in Roth and Thierstein, *Thoracosphaera operculata* Bramlett and Martini, *Tranolithus orionatus* (Reinhardt) Reihardt, *Staurolithites crux* (Deflandre and Fert) Caratini, *Ze-*

grhabdotus bicrescenticus (Stover) Burnett in Gale et al., *Zeugrhabdotus diplogrammus* (Deflandre in Deflandre and Fert) Burnett in Gale et al., *Zeugrhabdotus «elegans»* (Gartner) Burnett in Gale et al., *Zeugrhabdotus embergeri* (Noël) Perch-Nielsen, *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen, *Watznaueria biporta* Bukry, *Watznaueria britannica* (Stradner) Reihardt

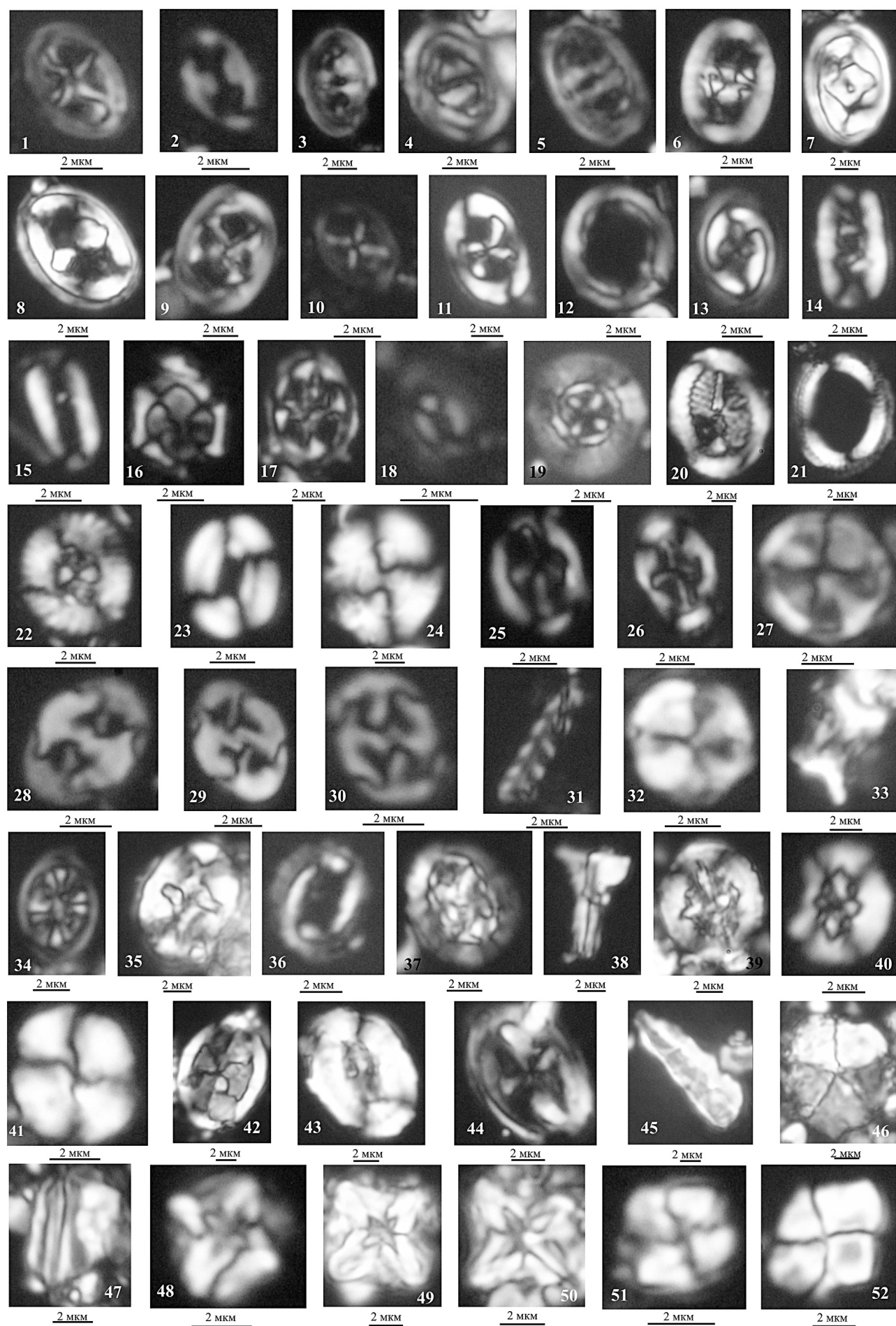
Прохладненская свита (K_2pr) представлена мелоподобными известняками, с размывом залегает на белогорской свите, а также несогласно перекрыта кудринской свитой.

На площади листа L-36-XXIX отложения обнажаются полосой шириной от 50 до 1500 м. Местами свита эрозионно срезана палеогеновыми или неогеновыми образованиями. Породы свиты фациально выдержаны и представлены мелоподобными известняками со стилолитовыми швами белого или розового цвета. Наличие стилолитовых швов служит картировочным признаком свиты. Мощность до 56 м, обычно около 20 м. Вариации мощности происходят за счет эрозии верхней части свиты выжележащими образованиями и изменчивости мощности нижней части свиты. Стратотип расположен в Бахчисарайском районе (с. Прохладное) [Фіколіна и др., 2008].

В свите сделаны находки пелеципод *Inoceramus wandereri* Andr., *Inoceramus lamarcki* Part., *Inoceramus deformis* Mant., *Inoceramus incostans* Woods. и фораминифер *Globotruncana primitiva* Dalb., *Globotruncana lapparenti* Brotz., *Gavelinella ammonoides* (Rss.), *Stensioeina emscherica* Barysh. позднетуронского-коньякского возраста [Фіколіна и др., 2008]. По совокупности данных можно сделать заключение о позднетуронско-коньякском возрасте свиты.

Известковый нанопланктон представлен *Ahmuerellerella octoradiata* (Górka) Reinhardt, *Biscutum magnum* Wind and Wise in Wise and Wind, *Cretarhabdus crenulatus* Bramlett and Martini, *Cyclagelosphaera margerelii* Noël, *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre in Deflandre and Fert), *Micula concava* (Stradner in Martini and Stradner) Verbeek, *Micula stauropora* (= *Micula decussata*) (Gardet) Stradner, *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky) Gartner, *Rhagodiscus splendens* (Deflandre) Verbeek, *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen, *Watznaueria biporta* Bukry, *Watznaueria fossacincta* (Black) Bown in Bown and Cooper, *Watznaueria manivitae* Bukry

Кудринская свита (K_2kd) распространена повсеместно в пределах листа L-36-XXIX и представлена песчанистыми мергелями, переходящими в толщу цикличного переслаивания мергелей и зеленых бентонитовых (киловых) глин (или глинистых мергелей) в нижней части, далее следуют пачки мергелей глинистых, известковистых, кремнелых, с губковыми слоями (маркирующие горизонты) в средней части свиты, а также песчанистые мергели и песчаники в верхней части разреза. Породы свиты фациально выдержаны. Свита с размывом залегает на прохладненской и



несогласно перекрыта старосельской свитой или полностью эрозионно срезана палеогеновыми или неогеновыми осадочными образованиями (район сел. Русаковка и Долиновка Белогорского района). Образования свиты обнажены в современном эрозионном срезе, в подошве Внутренней гряды Крымского предгорья и простираются с запада на восток полосой шириной 200–1000 м.

Наличие большого количества окремнелых кубков губок *Ventriculites* sp. и горизонтов зеленых бентонитовых (киловых) глин — картировочные признаки свиты. Мощность свиты до 250 м, обычно в диапазоне 150–200 м. Вариации мощности происходят за счет эрозии свиты выжележащими образованиями. Стратотип расположен в Бахчисарайском районе (с. Кудрино, лист L-36-XXVIII) [Фіколіна и др., 2008].

Кудринская свита содержит многочисленный и разнообразный комплекс органических остатков — двустворчатых, головоногих, плеченогих, иглокожих, фораминифер, в том числе *Cibicidoides temirensis* (Vass.), *Globotruncanita elevata* Brotz., *Inoceramus azerbaijanensis* Aliev., *Bolivina incrasata* (Rlu.), *Cibicides bembix* Marson., *Reusella minuta* Marson и др., определяющих ее возраст как сантонско-кампанский [Фіколіна и др., 2008].

В комплекс нанопланктона входят *Ahmuerella octoradiata* (Górka) Reinhardt, *Arkhangelskiella confusa* Burnett, *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Biscutum ellipticum* (Górka) Grün in Grün and Alle-

mann, *Braarudosphaera bigelowii* (Gran and Braarud) Deflandre, *Broinsonia parka constricta* (Stradner) Bukry, *Cretarhabdus crenulatus* Bramlette and Martini, *Cretarhabdus conicus* Bramlette and Martini, *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky) Deflandre in Piveteau, *Cyclagelosphaera margerelii* Noël, *Eiffellithus gorkae* Reinhardt, *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre in Deflandre and Fert), *Gartnerago segmentatum* (Stover) Thierstein, *Lithraphidites quadratus* Bramlette and Martini, *Lucianorhabdus cayexii* Deflandre, *Microrhabdulus decoratus* Deflandre, *Micula ex gr. concava* (Stradner in Martini and Stradner) Verbeek, *Micula stauropora* (Gardet) Stradner (*Micula decussata* Vekshina), *Micula murus* (Martini) Bukry, *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky) Gartner, *Reinhardtites levis* Prins and Sissingh in Sissingh, *Retecapsa angustioforata* Black, *Thoracosphaera operculata* Bramlette and Martini, *Tranolithus orionatus* (Reinhardt) Reinhardt, *Zeughrabdodus bicrescenticus* (Stover) Burnett in Gale et al., *Zeughrabdodus praesigmoides* Burnett, *Uniplanarius gothicus* (Deflandre) Hattner and Wise, *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen, *Watznaueria biporta* Bukry, *Watznaueria manivittae* Bukry.

Дискуссионен временной объем кудринской и перекрывающей ее старосельской свиты. Границу между этими свитами можно проводить либо на кампан—маастрихтском рубеже [Фіколіна и др., 2008], либо на рубеже раннего и позднего маастрихта, что в большей степени отвечает историко-геологическим данным (изменение значений

Рис. 5. Известковый нанопланктон из отложений верхнего мела в Бахчисарайском районе Юго-Западного Крыма Белогорская свита: 1 — *Staurolithites gausorthethium* (Hill) Varol and Girgis, дистальная сторона, в скрещенных николях; 2 — *Tranolithus gabalus* Stover, дистальная сторона, в скрещенных николях; 3 — *Tranolithus orionatus* (Reinhardt) Reinhardt, дистальная сторона, в скрещенных николях; 4 — *Zeughrabdodus bicrescenticus* (Stover) Burnett in Gale et al., дистальная сторона, в скрещенных николях; 5 — *Zeughrabdodus diplogrammus* (Deflandre in Deflandre and Fert) Burnett in Gale et al., дистальная сторона, в скрещенных николях; 6 — *Zeughrabdodus noeliae* Rood et al., дистальная сторона, в скрещенных николях; 7, 8 — *Zeughrabdodus embergeri* (Noël) Perch-Nielsen, дистальная сторона, в скрещенных николях; 9 — *Chiastozygus bifarius* Bukry, дистальная сторона, в скрещенных николях; 10 — *Chiastozygus synquadriperforatus* Bukry, дистальная сторона, в скрещенных николях; 11 — *Tegumentum stradneri* Thierstein in Roth and Thierstein, дистальная сторона, в скрещенных николях; 12 — *Loxolithus armilla* (Black and Barnes) Noël, в скрещенных николях; 13 — *Eiffellithus gorkae* Reinhardt, дистальная сторона, в скрещенных николях; 14 — *Rhagodiscus splendens* (Deflandre) Verbeek, дистальная сторона, в скрещенных николях; 15 — *Rhagodiscus angustus* (Stradner) Reinhardt, дистальная сторона, в скрещенных николях; 16 — *Corollithion kennedyi* Cruik, в скрещенных николях; 17 — *Axopodorbabulus albanus* (Black) Wind and Wise in Wise and Wind, в скрещенных николях; 18 — *Biscutum ellipticum* (Górka) Grün in Grün and Allemann, в скрещенных николях; 19 — *Prediscosphaera ponticula* (Bukry) Perch-Nielsen, дистальная сторона, в скрещенных николях; 20 — *Cretarhabdus striatus* (Stradner) Black, дистальная сторона, в скрещенных николях; 21 — *Manivittella pemmatoidea* (Deflandre in Manivit) Thierstein, дистальная сторона, в скрещенных николях; 22 — *Helenea chiesta* Worsley, дистальная сторона, в скрещенных николях; 23 — *Watznaueria fossacincta* (Black) Bown in Bown and Cooper, дистальная сторона, в скрещенных николях; 24 — *Watznaueria biporta* Bukry, дистальная сторона, в скрещенных николях; 25 — *Broinsonia signata* (Noël) Noël, дистальная сторона, в скрещенных николях; 26 — *Acaenolithus senomanicus* Black, дистальная сторона, в скрещенных николях; 27 — *Radiolithus hollandicus* Varol, общий вид, в скрещенных николях; 28–30 — *Orastrum colligatum* Henderiks and Ziveri, общий вид, в скрещенных николях; 31 — *Microrhabdulus belgicus* Haye and Towe, общий вид, в скрещенных николях; 32 — *Radiolithus planus* Stover, общий вид, в скрещенных николях; 33 — *Eprolithus floralis* (Stradner) Stover, сбоку, в скрещенных николях. Кудринская свита: 34 — *Ahmuerella octoradiata* (Górka) Reinhardt, дистальная сторона, в скрещенных николях; 35 — *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre in Deflandre and Fert), дистальная сторона, в скрещенных николях; 36 — *Biscutum magnum* Wind and Wise in Wise and Wind, дистальная сторона, в скрещенных николях; 37 — *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky) Gartner, дистальная сторона, в скрещенных николях; 38 — *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky) Gartner, обломок шипа, в скрещенных николях; 39 — *Cretarhabdus conicus* Bramlette and Martini, дистальная сторона, в скрещенных николях; 40 — *Retecapsa angustioforata* Black, в скрещенных николях, дистальная сторона; 41 — *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen, дистальная сторона; 42 — *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, дистальная сторона, в скрещенных николях; 43 — *Broinsonia parka constricta* (Stradner) Bukry, дистальная сторона, в скрещенных николях; 44 — *Gartnerago segmentatum* (Stover) Thierstein, дистальная сторона, в скрещенных николях; 45 — *Lucianorhabdus cayexii* Deflandre, общий вид, в скрещенных николях; 46 — *Braarudosphaera bigelowii* (Gran and Braarud) Deflandre, общий вид, в скрещенных николях; 47 — *Lithraphidites quadratus* Bramlette and Martini, общий вид, в скрещенных николях; 48–49 — *Micula stauropora* (Gardet) Stradner, вид сверху, в скрещенных николях; 50 — *Micula ex gr. concava* (Stradner in Martini and Stradner) Verbeek, вид сверху, в скрещенных николях; 51 — *Micula murus* (Martini) Bukry, вид сверху, в скрещенных николях; 52 — *Uniplanarius gothicus* (Deflandre) Hattner and Wise, вид сверху, в скрещенных николях

палеоглубины, палеотемпературы и солености тетических вод), а также по трансгрессивно-регрессивным циклам по геохимическим данным. В этом случае кудринская свита принимается в объеме интервала пачек XIII–XXI по А.С. Алексееву [Алексеев и др., 1989]. Существует также точка зрения, согласно которой граница между свитами проходит еще выше — внутри верхнего маастрихта по кровле пачки XXII, так как мергели пачек XXI–XXII визуальны схожи и имеют близкий литологический состав, а трансгрессивными осадочными образованиями нового историко-геологического этапа можно считать образования пачки XXIII. Однако ряд геологов Московского университета в силу изложенных выше обстоятельств и трудностей биостратиграфического обоснования границ кудринской и старосельской свит считают нецелесообразным выделение самостоятельной старосельской свиты.

По совокупности данных мы принимаем сантон-раннемаастрихтский возраст кудринской свиты (в объеме пачек XIII–XXIII по А.С. Алексееву [1989]) и рекомендуем не выделять самостоятельную старосельскую свиту.

Старосельская свита (K_{2ss}) распространена повсеместно в пределах рассматриваемого листа геологической карты и представлена алевролитами, известняками, песчаниками, обычно глауконитовыми в нижней части (пачка XXIII по А.С. Алексееву [1989], мощность 20–30 м) и частично распространенными в верхней части мергелями алевроитовыми, глауконитовыми, с многочисленными рострами белемнитов и раковинами пектенид (пачка XXIV по А.С. Алексееву [1989], мощность 0–5 м). Свита с разрывом залегает на кудринской (отметим, что возможна различная трактовка объема кудринской и перекрывающей ее старосельской свит) и несогласно перекрыта белокаменной свитой или полностью эрозивно срезана палеогеновыми или неогеновыми осадочными образованиями (район сел. Русаковка и Долиновка Белогорского района). На изученной территории она протягивается узкой полосой (ширина 50–75 м) от долины р. Бурульча на западе до г. Бор-Кая на востоке. Стратотип расположен в Бахчисарайском районе (с. Староселье). С запада на восток песчанность мергелей увеличивается и, соответственно, уменьшается содержание глинистой и глауконитовой составляющих [Фіколіна и др., 2008]. Мощность отложений колеблется от 20 до 35 м.

Свита содержит многочисленный и разнообразный комплекс органических остатков: *Inoceramus impressus* Orb., *Spondylus dutempleanus* Orb., *Chlamys acuteplicatus* Alth., *Pachydiscus neubergicus* (Hauer), в верхах — *Echinocoris vulgaris* Leshe., *Chlamys trisulea* (Hag.), *Cibicidoides bembix* (Marss.), *Belemnella arkhangeliskii* Najd. и др.

[Фіколіна и др., 2008]. Представленный комплекс фауны определяет маастрихтский возраст свиты. Нанопланктон не изучался.

Биостратиграфия по известковому нанопланктону. *Нижний мел.* Опубликованные данные о нижнемеловых отложениях имеют фрагментарный характер, что затрудняет прослеживание распространения их комплексов по площади, а также изменение в вертикальном разрезе. С.И. Шуменко указывает на бедность видового состава известкового нанопланктона валанжин-готеривских отложений Крыма [Шуменко, 1976]. Отсутствие видов-индексов в комплексе нанопланктона резанской свиты не позволяет выделить в ней зоны. Но присутствие *Rhagodiscus robustus*, распространенного с готерива до альба, и *Rhagodiscus dekaenelii*, распространенного с раннего валанжина до раннего готерива, может уточнить возраст свиты как раннеготеривский [Bown et al., 1998; Bown, 2005]. В биасалинской свите, по-видимому, можно выделить самую верхнюю часть зоны NC5 (верхний баррем, аммонитовые зоны тетической шкалы giraudi и sarasini) по присутствию *Chiasiozygus litterarius* (Górka) и *Nannoconus steinmanni* ssp. *steinmanni* [Bown et al., 1998]. Граница между верхнебарремской зоной NC5 и нижнеаптской NC6 проводится по появлению *Hayesites irregularis* (Thierstein in Roth and Thierstein) Applegate et al. in Covington and Wise [Bown et al., 1998]. Но так как в нашем материале этот вид отсутствует, то можно предположить, что изученная часть биасалинской свиты имеет позднебарремский возраст. Это согласуется с данными о аммонитах и фораминиферах, приведенными выше.

Верхний мел. Степень изученности известкового позднемелового нанопланктона верхнего мела выше, чем нижнего [Люльева, Пермяков, 1980, Шуменко, 1976, 1987, Алексеев и др., 2007]. Для верхнего мела Горного Крыма С.И. Шуменко предложил собственную региональную шкалу [1987]. Широкое распространение получили шкалы, разработанные У. Сиссингом [1977] и Дж. Барнетт [1998]. Последняя шкала наиболее детальная.

Изученная часть белогорской свиты имеет среднесеноманский возраст, установленный на основании присутствия *Acaenolithus cenomanicus*, который не распространяется выше подзоны b зоны UC3, охватывающей средний и нижнюю часть верхнего сеномана [Burnett, 1998]. Верхняя и нижняя границы подзоны не прослежены. Также сеноманский возраст подтверждается присутствием *Axopodorhabdus albianus*, *Corollithion kennedyi*, *Helenea chiasia*, *Orastrum colligatum*, *Radiolithus hollandicus*, не переходящими в вышележащие отложения турона, а также отсутствием *Quadrum gartneri* [Burnett, 1998]. Последний вид появляется в раннем туроне [Burnett, 1998].

В комплексе известкового нанопланктона прохладненской свиты отсутствуют виды-индексы, по которым можно было бы выделить зоны, но можно уточнить возраст по появлению представителей рода *Micula*, известных с коньяка по маастрихт [Burnett, 1998].

Нанопланктон кудринской свиты изучен весьма фрагментарно. Имеющийся материал дал богатый в отношении видового разнообразия комплекс, хотя большинство определенных таксонов имеет широкое вертикальное распространение в верхнем мелу. Присутствие *Lithraphidites quadratus* и *Micula murus* обосновывает позднемаастрихтский возраст образца. Эти виды характерны для зоны CC25 шкалы Сиссинха, подзоны CC25c [Sissingh, 1977] и зоны UC20 подзоны UC20b шкалы Барнетт [1998] скоррелированной с первой шкалой. Стоит отметить присутствие в отложениях верхнего маастрихта Крыма вида *Tranolithus oroinatus* (= *Tranolithus phacelosus* Stover), верхняя граница которого во многих разрезах мира не пересекает поздний маастрихт. Считается, что этот вид не распространяется выше зоны CC23 [Овечкина, 2007; Burnett, 1997], но он описан из отложений верхнего маастрихта в юго-западной части Туниса (разрез Эль-Кеф) [Verbeek, 1977].

Палеоэкология и палеогеография. Меловой период в развитии Горного Крыма характеризуется чередованием трансгрессий и регрессий, вызванных как эвстатическими колебаниями уровня моря, так и тектоническими событиями [Найдин и др., 1980; Копаевич, 1997; Милеев и др., 1997; Никишин и др., 2006]. Морской бассейн, существовавший на территории Горного Крыма, был частью океана Тетис. В валанжине–готериве — времени формирования осадочных образований резанской свиты — для него характерна высокая температура, около 22–24 °С [Барaboшкин, 2003; Вишневская и др., 2006]. Температура поверхностных вод также была высока, о чем свидетельствует присутствие *Biscutum constans*, *Rhagodiscus asper* [Pauly, 2012]. Глубина бассейна постепенно возрастала от 30–40 м на севере до 100–300 м на юге [Никишин и др., 2006]. Отложения биасалинской свиты формировались в относительно глубоководных (до 500–600 м) и холодноводных условиях [там же]. Температура поверхностных вод, возможно, была выше, чем придонных. Хотя видовой состав известкового нанопланктона беден и встречается он не во всей свите, в нем присутствуют тепловодные нанокониды, характерные для более глубоких зон фотической области [Pauly, 2012] — *Chiastozygus litterarius*, *Staurolithites crux* [Матвеев, 2015].

В сеномане–коньяке, времени формирования белогорской и прохладненской свит, глубина

бассейна могла достигать 400–700 м [Никишин и др., 2006]. Температура вод в Западном Тетисе имела значения 27–29 °С [Puceat et al., 2003]. Сеноманский век — время, когда формировалась белогорская свита, характеризуется высокой биопродуктивностью кокколитофорид, кальцисферулид и планктонных фораминифер, обитавших в условиях пелагиали также в тепловодных условиях. Об этом свидетельствует видовое разнообразие нанопланктона. Виды, такие, как *Axopodorhabdus albianus*, *Broinsonia matalosa*, *Cribrosphaerella ehrenbergii*, *Eiffellithus turrisseiffelii*, *Gartnerago segmentatum*, *Micula concava*, *Prediscosphaera cretacea*, *Tranolithus orionatus*, предпочитают умереннотеплые или холодные воды [Овечкина, 2007; Матвеев, 2015; Mahanipour, Najafpour, 2016]. В изученном нами материале они присутствуют в небольшом количестве. В среднем сеномане произошло углубление морского бассейна [Найдин, Алексеев, 1981].

Во время формирования осадков кудринской свиты в кампанском веке глубина бассейна составляла 350–450 м, температура вод — около 14 °С [Габдуллин и др., 2015a; Puceat et al., 2003]. В маастрихтском веке температура вод морского бассейна имела средние значения и составляла 22–24 °С. Для этого бассейна было характерно непостоянство глубины и режима солёности [Габдуллин и др., 2015b]. Выделенный комплекс нанопланктона также подтверждает высокую температуру поверхностных вод в маастрихте, как по высокому разнообразию, так и по присутствию таких видов, как *Micula murus* и *Lithraphidites quadratus* [Овечкина, 2007; Матвеев, 2015].

Закключение. Более подробное изучение известкового нанопланктона может способствовать уточнению возраста вмещающих отложений, вплоть до проведения границ между ярусами в литологически монотонных отложениях с небольшим количеством остатков макрофауны и других микроископаемых (фораминиферы, остракоды, радиолярии), таких, как биасалинская свита. Также представляется необходимым уточнить (или разработать) биостратиграфическую шкалу меловых отложений Крыма по известковому нанопланктону, увязанную как с региональной шкалами по аммонитам и фораминиферам, так и со Средиземноморской аммонитовой шкалой.

Благодарности. Авторы благодарят М.А. Рогова (Геологический институт РАН) за помощь в подборе материала по аммонитам, Е.В. Рубцову — директора Крымского учебно-научного центра имени профессора А.А. Богданова МГУ имени М.В. Ломоносова, магистрантов геологического факультета М.А. Варзанову, Н.А. Воронина, Т.А. Коновалову, Т.И. Нигмаджанова, А.В. Сергиенко за техническую помощь при сборе материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.С. Верхний мел // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя / Под ред. О.А. Мазаровича, В.С. Милеева. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 123–135.
- Алексеев А.С., Копаевич Л.Ф., Никишин А.М. и др. Пограничные сеноман-туронские отложения Юго-Западного Крыма. Статья 1. Стратиграфия // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82, вып. 3. С. 3–29.
- Аркадьев В.В. Расчленение на свиты берриасских отложений Горного Крыма // Вестн. СПбГУ. 2007. Сер. 7. Вып. 2. С. 27–43.
- Аркадьев В.В., Богданова Т.Н., Гужиков А.Ю. и др. Берриас Горного Крыма. СПб.: ЛЕМА, 2012. 473 с.
- Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма / Отв. ред. М.М. Москвин. М.: Гос. науч.-техн. изд-во нефт. и горно-топл. лит-ры, 1959. 502 с.
- Барбошкин Е.Ю. Раннемеловые проливы Русской плиты // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 78. Вып. 4. 2003. С. 35–48.
- Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. Коньяк-кампанский разрез Алан-Кыр (Горный Крым): аспекты биостратиграфии и палеобиогеографии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 2. С. 3–17.
- Брагина Л.Г. Радиолярии сеномана и турона Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 3. С. 43–50.
- Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю. Радиолярии в отложениях верхнего мела (турона-коньяка) бассейна р. Бельбек (Юго-Западный Крым) // Палеонтологічні дослідження в Україні: історія, сучасний стан та перспективи. Київ: Нора-прінт, 2007. С. 187–191.
- Вебер Г.Ф. Юрские и меловые морские ежи Крыма. Часть 1 // Тр. Всес. геологоразведочного объединения НКТП СССР. 1934. Вып. 312. 99 с.
- Вишневская В.С., Курилов Д.В. Радиоляриевые комплексы Крыма // Палеонтологічні дослідження в Україні: історія, сучасний стан та перспективи. Київ: Нора-прінт, 2007. С. 117–120.
- Вишневская В.С., Горбачик Т.Н., Копаевич Л.Ф. и др. Развитие фораминифер и радиолярий на критических рубежах альба–сеномана и сеномана–турона (Северный Перитетис) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 5. С. 28–49.
- Волошина А.М. К характеристике нижнемеловых отложений равнинного Крыма по фауне фораминифер // Палеонтол. сб. 1966. № 3, вып. 1. С. 50–57.
- Волошина А.М. Восемь видов атаксофрагмид (фораминиферы) из верхнемеловых и палеоценовых отложений Восточного Крыма // Палеонтол. сб. 1967. № 4, вып. 1. С. 107–110.
- Габдуллин Р.Р. Ритмичность верхнемеловых отложений Русской плиты, Северо-Западного Кавказа и Юго-Западного Крыма. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 304 с.
- Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В. и др. Условия осадконакопления в Крымском бассейне в раннекампанское время // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015а. № 3. С. 31–38.
- Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В. и др. Литолого-геохимическая и палеоэкологическая характеристика условий осадконакопления в Горном Крыму в маастрихтском веке // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015б. № 2. С. 39–56.
- Головинова М.А. Брюхоногие моллюски в отложениях берриаса и валанжина Северного Кавказа и их распространение // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1986. № 2. С. 18–29.
- Головинова М.А., Чекалина С.С., Янин Б.Т. Стратиграфическое распространение брюхоногих моллюсков в отложениях берриаса и валанжина Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1970. № 1. С. 97–105.
- Густомесов В.А. Заметки об юрских и нижнемеловых белемнитах Бахчисарайского района Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 42, вып. 3. 1967. С. 120–134.
- Густомесов В.А., Успенская Е.А. О роде *Rhopaloteuthis* (Belemnitida) и его крымских представителях // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 42, вып. 5. 1968. С. 65–78.
- Друщиц В.В. Нижнемеловые аммониты Крыма и Северного Кавказа (литоцератиды, тетрагонитиды и филлоцератиды). М.: Изд-во Моск. ун-та, 1956. 150 с.
- Каракаш Н.И. Нижнемеловые отложения Крыма и их фауна // Тр. СПб. Имп. Об-ва естеств. 1907. Т. 32, вып. 5. 483 с.
- Комаров В.Н., Кутлуахметов Ф.Р. Первая находка брахиопод в мангушской свите (верхний альб) Юго-Западного Крыма // Изв. вузов. Геология и разведка. 2014. № 5. С. 6–10.
- Копаевич Л.Ф. Сеноманские и туронские события в Юго-Западном Крыму // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1997. № 3. С. 49–54.
- Кузнецова К.И., Горбачик Т.Н. Стратиграфия и фораминиферы верхней юры и нижнего мела Крыма. М.: Наука, 1985. 136 с.
- Льольева С.А. Кокколитофориды туронських відкладів Дніпровсько-Донецької западини // Геол. журн. 1967. Т. 27. С. 91–98.
- Льольева С.А., Пермьяков В.В. Кокколитофориды и кораллы мезозоя Украины. Палеонтологический справочник. Киев: Наукова думка, 1980. 172 с.
- Матвеев А.В. Палеогеографический анализ распространения известкового нанопланктона в позднем мелу юга Украины // Вестн. Харьк. нац. ун-та имени В.Н. Каразина. Сер. Геология. География. Экология. 2015. № 42 (1157). С. 31–36.
- Милеев В.С., Розанов С.Б., Барбошкин Е.Ю. и др. Геологическое строение и эволюция Горного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1997. № 3. С. 17–21.
- Найдин Д.П., Алексеев А.С. Значение данных океанского бурения для интерпретации обстановки накопления и условий обитания фауны сеномана Горного Крыма // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 7–21.
- Найдин Д.П., Сазонова И.Г., Пояркова З.Н. и др. Меловые трансгрессии и регрессии Восточно-Европейской платформы, Крыма и Средней Азии // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55, вып. 5. С. 27–42.
- Нижний мел юга СССР / Под ред. В.А. Бененсон. М.: Наука, 1985. 224 с.
- Никишин А.М., Алексеев А.С., Барбошкин Е.Ю. и др. Геологическая история Бахчисарайского района Крыма: Учеб. пособие по Крымской практике. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. 60 с.
- Овечкина М.Н. Известковый нанопланктон верхнего мела (кампан и маастрихт) юга и востока Русской плиты // Тр. ПИН РАН. 2007. Т. 288. 352 с.
- Смирнова Т.Н. Раннемеловые брахиоподы Крыма и Северного Кавказа. М.: Наука, 1972. 144 с.
- Смирнова Т.Н., Барбошкин Е.Ю. Валанжин-нижнеготеривские комплексы брахиопод междуречья Кача-

Бодрак (Юго-Западный Крым) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 2. С. 48–63.

Фіколіна Л.А., Білокрис О.О., Обшарська Н.О. и др. Державна геологічна карта України. Масштаб 1: 200 000. Кримська серія. Аркуші L-36-XXIX (Сімферополь), L-36-XXXV (Ялта). Пояснювальна записка. Київ: Державна геологічна служба, Казенне підприємство «Південне геоцентр», УкрДГРІ, 2008.

Шуменко С.И. Известковый нанопланктон мезозоя европейской части СССР. М.: Наука. 1976. 136 с.

Шуменко С.И., Стеценко В.П. Известковые нано-фоссилии в верхнемеловых отложениях Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53, вып. 1. С. 130–137.

Шуменко С.И. Известковый нанопланктон: Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 1. Л.: Недра, 1987. 240 с.

Шуменко С.И. К зональному делению меловых отложений Украины по известковому нанопланктону // Палеонтологические и биостратиграфические исследования на территории Украины. Киев: Наукова думка, 1991. С. 87–93.

Эйхвальд Э.И. Палеонтология России. Новый период. СПб, 1850. 284 с.

Bown P.R. Early to Mid-Cretaceous Calcareous nannoplankton from the Northwest Pacific Ocean, Leg 198, Shatsky Rise // Proceedings of the Ocean Drilling Program. Sci. Res. 2005. Vol. 198. P. 1–82.

Bown P.R., Rutledge D.C., Crux J.A. et al. Lower Cretaceous // Calcareous nannofossil biostratigraphy. L.: Chapman and Hall, 1998. P. 86–130.

Burnett J.A. Upper Cretaceous // Calcareous nannofossil biostratigraphy / Ed. P.R. Bown. L.: Chapman and Hall, 1998. P. 132–199.

Mahanipour A., Najaipour A. Calcareous nannofossil assemblages of the Late Campanian — Early Maastrichtian from Gupri Formation (Dezful embayment, SW Iran): Evidence of a climate cooling event // J. Geol. 2016. Vol. 6, N 1. P. 129–148.

Pauly S. Stratigraphy and palaeoceanography of the Boreal Lower Cretaceous, evidenced by calcareous nannofossils and geochemistry: Dissert. zur Erlangung des Grades eines Doktors der Naturwissenschaften der Fakultät für Geowissenschaften der Ruhr-Universität Bochum, Bochum, 2012. 155 p.

Perch-Nielsen K. Mesozoic calcareous nannofossils. Cambridge: Cambridge Univers. Press, 1985. P. 329–426.

Puceat E., Lecuyer C., Sheppard S.M.F. et al. Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels // Paleooceanography. 2003. Vol. 18, N. 2 (1029). P. 7/1–7/12.

Sissingh W. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton // Geologie en Mijnbouw. 1977. Vol. 56. P. 37–65.

Verbeek J.W. Calcareous nannoplankton biostratigraphy of Middle and Upper Cretaceous deposits in Tunisia, Southern Spain and France // Utrecht Micropaleontol. Bull. 1977. Vol. 16. 157 p.

Поступила в редакцию 15.05.2018

Поступила с доработки 22.05.2018

Принята к публикации 24.12.2018

УДК 561.26:551.763.3(4-924.71)

Е.А. Лыгина¹, М.А. Устинова², Р.Р. Габдуллин³, А.В. Реентович⁴**ПОГРАНИЧНЫЕ МААСТРИХТ-ДАТСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КРЫМА: НОВЫЕ ДАННЫЕ О ИЗВЕСТКОВОМ НАНОПЛАНКТОНЕ⁵***Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет.**119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1**Геологический институт Российской академии наук. 119991, Москва, Пыжевский переулок, 7**Moscow State University, Faculty of Geology. 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1**Geological Institute of the Russian Academy of Sciences. 119017, Moscow, Pyzhevsky, 7*

Приведена информация об особенностях строения, а также новые данные о распространении известкового нанопланктона (НП) из пограничных мел-палеогеновых отложений центрального района Предгорного Крыма. Как в маастрихтских, так и в датских породах присутствует богатый комплекс мелового НП. Датский НП немногочислен, плохой сохранности либо отсутствует. В верхнемаастрихтских породах отмечено присутствие раннемаастрихтского вида *Tranolithus orionatus* (= *Tranolithus phacelosus* Stover), который неизвестен в верхнем маастрихте европейских разрезов, и в этом интервале описан лишь из разреза на юго-западе Туниса. В датских отложениях выделены зоны NP2–NP4. Рассмотрены вопросы палеогеографии.

Ключевые слова: маастрихт, датий, известковый нанопланктон, Центральный Крым.

Information on the structure features as well as new data on the distribution of calcareous nanoplankton (NP) from the Cretaceous-Paleogene boundary deposits of the Central Crimea is given. There is a rich complex of Cretaceous NP in both Maastrichtian and Danian rocks. Danian NP is sparse, poor preserved or absent. Lower Maastrichtian species *Tranolithus orionatus* (= *Tranolithus phacelosus* Stover) unknown in the Upper Maastricht of European sections and described only from the Upper Maastricht of the South-West of Tunisia is noted in Upper Maastrichtian rocks of studied area. Zones NP2–NP4 were determined in Danian rocks. The question of paleogeography is also concerned.

Key words: Maastricht, Danian, calcareous nanoplankton, Central Crimea.

Введение. В настоящий момент коллективом сотрудников МГУ имени М.В. Ломоносова осуществляется геологическое доизучение площади листа L-36-XXIX (Симферополь) в масштабе 1:1 000 000 и 1:200 000 [Габдуллин и др., 2017]. Работы направлены на обновление серийных легенд к Госгеолкарте РФ (в частности к Крымскому листу), их проведение представляется особенно актуальным в связи с пересмотром и уточнением региональных стратиграфических схем для территории России, что в свою очередь было вызвано обновлением Международной стратиграфической шкалы (МСШ) [The Geologic..., 2012]. Однако решение этой задачи сопровождается комплексом проблем, особенно при изучении палеогеновых отложений Крыма.

Так, во-первых, зональный стандарт МСШ по планктонным фораминиферам (ПФ) и на-

нопланктону (НП) практически не применим к мелководным фациям низов палеогена крымских разрезов из-за отсутствия и/или плохой сохранности этих видов фоссилий [Бугрова, 2013]. Во-вторых, до сих пор отсутствует единое мнение по поводу зонального деления датских отложений Крыма по НП [Зернецкий и др., 2003; Лыгина, 2009; Бугрова, Бугрова, 2015]. В-третьих, по мелким бентосным фораминиферам (БФ) в разрезах датских отложений Юго-Западного Крыма Э.М. Бугровой [Преображенский, Бугрова, 2002; Практическое..., 2005] выделены две местные зоны *Anomalina danica*–*Mississippina binkhorsti* и *Stomatorbina inkermanica*, в Центральном и Восточном Крыму выделены ассоциации нижней зоны *Anomalina danica*–*Mississippina binkhorsti*, сходные с таковыми для Юго-Западного Крыма; присутствие верхней зоны лишь предполагается

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, доцент, канд. геол.-минер. н.; e-mail: ealygina@mail.ru

² ГИН РАН, лаборатория биостратиграфии и палеогеографии океанов, ст. науч. с.; e-mail: masha@ilran.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, доцент, канд. геол.-минер. н.; e-mail: mosgorsun@rambler.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, студент; e-mail: anna.reentovich@mail.ru

⁵ Работа выполнена при частичной поддержке грантов РФФИ (проекты № 18-05-00495 и 18-05-00503) и Международной программы по геонаукам (International Geoscience Programme (IGGP), project № 609), выполнена по теме госзадания № 0135-2019-0057.

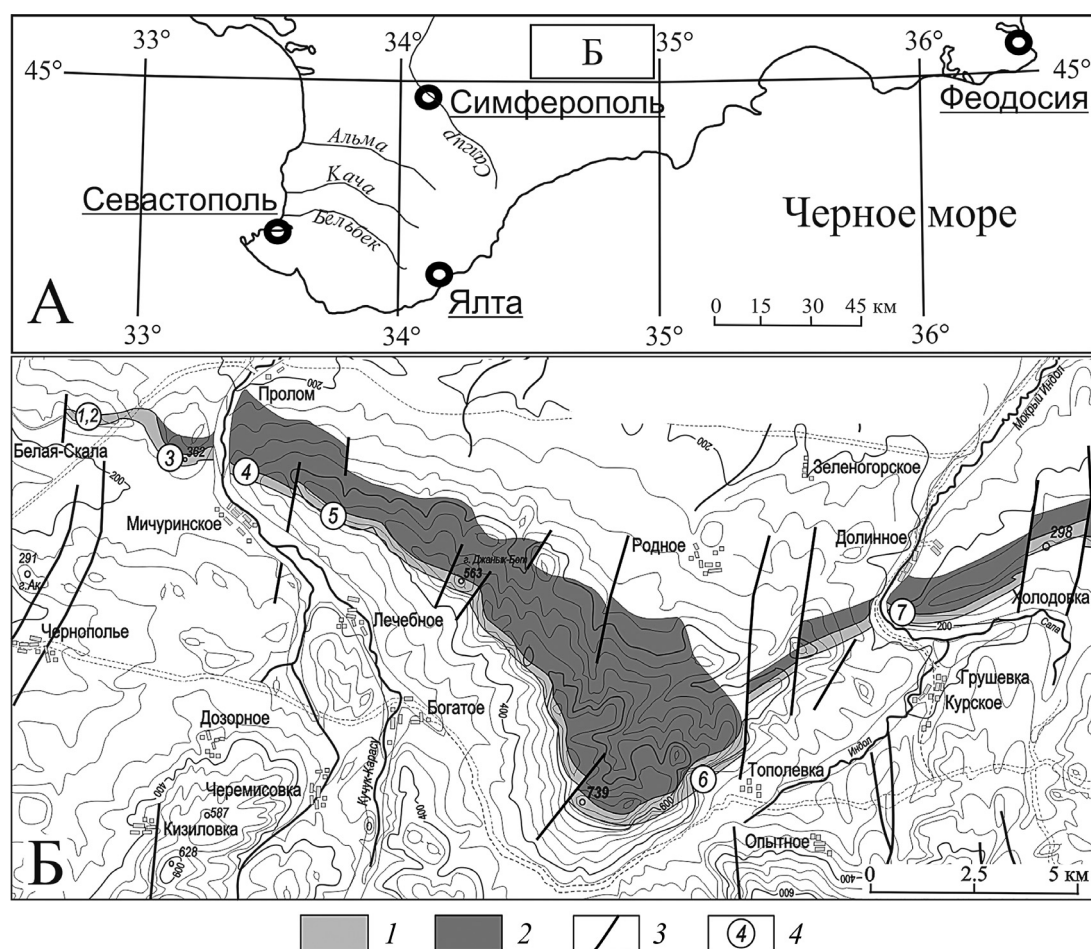


Рис. 1. Положение изученных разрезов датских отложений на карте-схеме Крымского полуострова (А) и на топографической карте Крыма (Б) с некоторыми геологическими границами, по [Муратов, 1965], с изменениями: 1, 2 — области распространения палеоценовых отложений: 1 — нижне-среднедатских, 2 — верхнедатских—танетских; 3 — разрывные нарушения; 4 — изученные разрезы (цифры в кружках): 1, 2 — южный и юго-восточный склоны г. Ак-Кая соответственно; 3 — г. Айляма-Кая; 4 — г. Бурундук-Кая, вершина к северо-востоку от г. Бурундук-Кая, а также вершина к востоку от г. Бурундук-Кая; 5 — г. Алан-Кыр; 6 — г. Кубалач в районе с. Тополевка; 7 — г. Бор-Кая

[Бугрова и др., 2002]. Зональность по этим трем видам фоссилей изначально использовалась в Общей стратиграфической шкале палеогена СНГ, что позволяло более или менее успешно сопоставлять региональные и местные стратиграфические подразделения с таковыми МСШ. Изучение этих групп фауны в разрезах Крыма должно быть продолжено.

Непосредственное участие коллектива авторов в работах по геологическому доизучению площади Симферопольского листа позволило отработать ряд маршрутов в районе Центрального Крыма (Белогорский и Курский районы; бассейны рек Биюк-Карасу, Кучук-Карасу и Мокрый Индол) для детального изучения датских отложений. При планировании полевых работ авторы опирались на схему расположения разрезов Л.П. Горбач (рис. 2 в [Горбач, 1972]), которая демонстрирует высокую детальность изучения отложений нижнего палеогена на этом участке. Изначально предполагалось исследовать все приведенные в упомянутой монографии выходы пород датского возраста, однако крайне низкая степень обнаженности территории

не позволила в полной мере выполнить намеченный план. Так, не были изучены разрезы в районе с. Лечебное и ур. Дереджилга, полностью покрытые густой лесной растительностью. Тем не менее в рамках полевых работ 2017 г. были получены уточненные данные о возрасте, составе, тектоническом строении, мощности, границах и площади распространения датских отложений на этой территории. Исследуемый район — ключевой для понимания конфигурации рельефа дна ранне-палеоценового палеобассейна. Как показано ранее [Горбач, 1972; Копаевич и др., 2010; Лыгина, 2010], он представлен переходным типом отложений между мелководно-морскими фациями Юго-Западного Крыма и глубоководными Восточного. Таким образом, изучение датских отложений в Центральном Крыму представляет особый интерес для исследования палеогеографии переходных обстановок.

Целью полевых наблюдений было подробное описание разрезов датских отложений, отбор образцов для изучения пород в шлифах, а также на аналитические исследования, включающие в том

числе анализ ископаемых остатков. Весь комплекс камеральных и лабораторных работ пока не завершен. В статье приводятся результаты анализа выделенных в датских породах Центрального Крыма комплексов НП. Это новая информация и пока единственная подобная сводка данных. Более подробной характеристике особенностей строения, седиментологии, а также восстановлению палеогеографии и палеобатиметрии датского бассейна Центрального Крыма на основе полученных данных будет посвящена отдельная статья авторов.

Палеогеновые отложения Крыма изучаются с конца XVIII—начала XIX в. В работах [Маслакова, Волошина, 1969; Зернецкий и др., 2014; Рябоконь, 2015; Супрун, 2017] приводится обзор научных исследований XIX—начала XXI в. Датские отложения Центрального Крыма описаны во многих публикациях, где, в частности, рассмотрены общие вопросы строения и стратиграфии пограничных мел-палеогеновых толщ [Москвин, Найдин, 1960; Найдин, 1964; Шуцкая, 1970; Горбач, 1972], приведены результаты комплексного анализа ископаемых остатков: фораминифер [Маслакова, 1959; Морозова, 1959, 1960; Шуцкая, 1970], морских ежей [Пославская, Москвин, 1960; Москвин, Найдин, 1960; Горбач и др., 1974], мшанок [Фаворская, 1969; Горбач и др., 1974; Титова, Фаворская, 1983], моллюсков [Горбач, 1972], ринхолитов [Шиманский, Алексеев, 1975], кораллов [Кузьмичева, 1987] и др. Вопросы палеогеографии датского бассейна Крыма на основе литолого-фациального анализа отложений обсуждались в работах [Преображенский, Бугрова, 2002; Лыгина, 2009; Копаевич и др., 2010].

К немногим публикациям о НП из датских отложений Центрального Крыма (разрез у с. Мичуринское) относятся работы С.И. Шуменко [Шуменко, Стеценко, 1978а, б], в которых описан комплекс НП, состоящий из 26 видов, эти авторы подчеркивают присутствие *Chiasmolithus danicus* (Brotz.) и *Cruciplacolithus tenuis* (Str.), что дает возможность выделить в разрезе две одноименные зоны, там же отмечается, что по причине неопределенности критериев для выделения спорным остается вопрос о присутствии зоны *Markalius inversus* в основании датской части разреза.

Датские отложения Крыма выделяются в белокаменный региоярус, который в Центральном Крыму включает в себя толщу чередования органогенных известняков и песчаников и толщу известняков (Белогорский район, с. Мичуринское), а также толщу алевроито-глинистых пород и толщу известняков (Курский район, с. Курское) [Астахова и др., 1984]. В работе [Зернецкий и др., 2014] названные толщи объединены в кубалачскую свиту. Отложения свиты развиты не только в пределах изученной Белогорско-Курской структурно-фациальной зоны (СФЗ) Предгорного Крыма, но и в Северо-Восточной и Индольской

СФЗ Равнинного Крыма (рис. 1 в [Зернецкий и др., 2014]).

Палеоценовый (или датский в широком смысле) возраст толщ традиционно устанавливали на основе анализа макрофауны — комплексов моллюсков, морских ежей и пр. [Горбач, 1972; Найдин, Беньямовский, 1989, 2000], который не дает точной привязки к МСШ, основанной на зональности по ПФ и НП [Зональная..., 2006]. Последний в разрезах Центрального Крыма почти не изучался, а данные о ПФ приведены в сводном виде без привязки к конкретным разрезам и фактически их нельзя применить к мелководным фациям датских отложений Предгорного Крыма [Рябоконь, 2015]. В работе [Лыгина, 2009] приведена основанная на анализе литературных данных корреляция выделенных в парастратотипическом разрезе кубалачской свиты (г. Бурундук-Кая, с. Мичуринское) литостратиграфических подразделений датских отложений с зонами стандартной планктонной [Berggren et al., 1995; Berggren, Pearson, 2005] и нанопланктонной [Андреева-Григорович, 1980; Музылев, 1980] шкал, а также с местными зонами БФ [Преображенский, Бугрова, 2002; Практическое..., 2005]. В сводном виде схема корреляции представлена в работах [Копаевич и др., 2010; Лыгина, 2010]. Мы опираемся на упомянутые сопоставления, принимая отложения белокаменского региояруса в районе Центрального Крыма в объеме двух зон БФ *Anomalina danica*—*Mississippina binkhorsti* и *Stomatorbina inkermanica*. Они характеризуют нижнюю (большую, ранее сопоставлявшуюся с датским ярусом в узком смысле) и верхнюю части дания (и, возможно, низы зеландия?) соответственно. Последняя ранее сопоставлялась с монсом или инкерманским ярусом. Отложения, содержащие комплекс видов зоны *Stomatorbina inkermanica* и представленные мшанковыми известняками, описаны в разрезе на юго-юго-восточном склоне г. Ак-Кая [Бугрова и др., 2002; Бугрова, Бугрова, 2015].

В широко применяемой в отечественной стратиграфии палеогена шкале, приведенной в работе [Martini, 1971], датскому ярусу соответствуют НП зоны NP1—NP4. Н.Г. Музылев [1980] писал о присутствии зон NP2 (верхняя часть), NP3 и, вероятно, зоны NP4 в самой верхней части датских отложений Бахчисарайского разреза, считая ошибочным выделение А.С. Андреевой—Григорович [1980] зоны NP1 в его основании. Украинские коллеги [Вага и др., 2017] еще больше сократили объем белокаменского горизонта, распространенного в Бахчисарайской стратотипической области и на северо-западе Черноморского шельфа, до NP2 (верхняя часть) и NP3. Таким образом, отложения белокаменского региояруса снизу и сверху ограничены длительными (1—3,5 млн лет) региональными перерывами, нижний из которых (датский) также имеет глобальное значение [Вага и др., 2017].

Материалы и методы исследований. В течение полевого сезона в ходе 7 маршрутов опробовано 10 разрезов датских отложений с подробным описанием их строения и состава, а также границ с ниже- и вышележащими толщами. На изученном Центральном участке Второй гряды Крымских гор полоса выходов меловых и палеогеновых отложений разбита на блоки сбросами субмеридионального (на западе), север-северо-западного—юг-юго-восточного (в районе г. Айлянма-Кая) и север-северо-восточного—юг-юго-западного (на востоке) простираения. Мощность нижне-среднедатских отложений в Предгорном Крыму не превышает 40–50 м [Горбач, 1972] и в более или менее полных разрезах хорошо выдержана по простираению. Мощность верхнедатских отложений в пределах Центрального участка Предгорного Крыма варьирует в широких пределах даже в соседних блоках: от почти 7 м в районе г. Айлянма-Кая до 30 м на г. Бурундук-Кая и от более 200 м [Горбач, 1972] в районе г. Кубалач и Тополевки до 44–45 м на г. Бор-Кая. Такие значительные изменения мощности, по данным [Горбач, 1972], стали следствием блоковых движений, происходивших в этом районе в начале позднего дания, в предтанетское и предэоценовое время.

Исследованы следующие разрезы в горах (рис. 1): южный и юго-восточный склоны г. Ак-Кая, южный склон г. Айлянма-Кая, южный склон г. Бурундук-Кая, вершина на северо-восток от г. Бурундук-Кая, вершина на восток от г. Бурундук-Кая, г. Алан-Кыр, г. Кубалач в районе с. Тополевка, г. Бор-Кая.

В исследованном районе граница датских пород с нижележащими меловыми отложениями представлена поверхностью твердого дна с ходами илоедов диаметром до 2–3 см, проникающими в глубь маастрихтской толщи не менее чем на 10 см и заполненными глауконитовым карбонатным песком вышележащего слоя. Перекрываются датские отложения эоценовыми нуммулитовыми известняками на западе (район г. Ак-Кая, бассейн долины р. Кучук-Карасу), формируя поверхность зрелого твердого дна. Кровля датских отложений здесь неровная, ожелезненная, пронизана ходами илоедов, заполненными нуммулитовым известняком на глубину около 1 м, особенно интенсивно в верхних 0,2 м разреза. Далее на восток (восточнее долины р. Кучук-Карасу) датские отложения перекрыты танетскими образованиями [Горбач, 1972]. Также отметим присутствие во многих наиболее полных разрезах изученного района (начиная с г. Айлянма-Кая и далее на восток) четкой границы между нижним—средним и верхним данием, представленной неровной ожелезненной поверхностью и залегающим выше слоем известняка с крупными (от 1,5 до 3 см) желваками фосфорита по ядрам датских морских ежей, моллюсков, брахиопод [Горбач, 1972], а также фосфотизированными

обломками подстилающих пород и зернами глауконита. Эта поверхность ранее описана в работах [Москвин, Найдин, 1960; Найдин, 1964; Горбач, 1972], а полевые исследования подтвердили ее наличие почти во всех изученных разрезах.

В разрезах г. Ак-Кая на размытой поверхности маастрихта залегают отложения нижней части дания, представленные песками и песчаниками глауконитовыми, выше сменяющимися известняками криноидно-мшанковыми с горизонтами скоплений целых раковин устриц. Разрез г. Айлянма-Кая отличается большей полнотой, здесь появляются верхнедатские отложения, сложенные очень крепкими слоистыми микроорганогенно-обломочными известняками с многочисленными ядрами двустворок и гастропод. От нижележащих отложений их отделяет горизонт с фосфоритами. Далее на восток (г. Бурундук-Кая, г. Алан-Кыр, г. Кубалач, г. Бор-Кая) тип разреза датских отложений существенно меняется — нижняя часть дания представлена карбонатными песчаниками и алевроитистыми мергелями, верх по разрезу постепенно сменяющимися более чистым мергелем с карбонатно-кремнистыми стяжениями. Здесь обильны остатки морских ежей, кремневых губок и др. Выше по ясной границе размыва с фосфоритовыми конкрециями залегают органогенные известняки с пластовыми конкрециями черных кремней. Колонки разрезов отдельных обнажений, а также сводные колонки для нескольких обнажений представлены на рис. 2. В работе приводится полевое название пород выделенных литостратиграфических подразделений, его уточнение на основе анализа шлифов будет опубликовано позже.

На наличие известкового нанопланктона опробовано 28 образцов. НП присутствует практически во всех образцах и имеет умеренную сохранность: кокколиторы изменены незначительно. Препараты изготавливали по стандартной технологии путем приготовления взвеси породы в дистиллированной воде с последующим декантированием. После осаждения тяжелых и плотных частиц оставшийся раствор наносили на предметное стекло, высушивали, помещали в канадский бальзам и покрывали покровным стеклом площадью 4 см². Исследование видового состава проводилось под поляризационным микроскопом в скрещенных николях при увеличении 1000. Из отложений маастрихта изучено 8 образцов, из дания — 20 образцов.

Результаты исследований и их обсуждение. Как в маастрихтских, так и в заведомо датских породах присутствует весьма богатый комплекс мелового НП, представленный массивными, хотя и корродированными кокколитами. Датский НП немногочислен, плохой сохранности либо отсутствует. В связи с этим более точное определение возраста изученных отложений по известковому нанопланктону не везде представляется возможным. Предполагаемое в скором будущем изучение

микрофауны (в частности ПФ и БФ) из описанных отложений поможет уточнить возраст выделенных литостратиграфических подразделений.

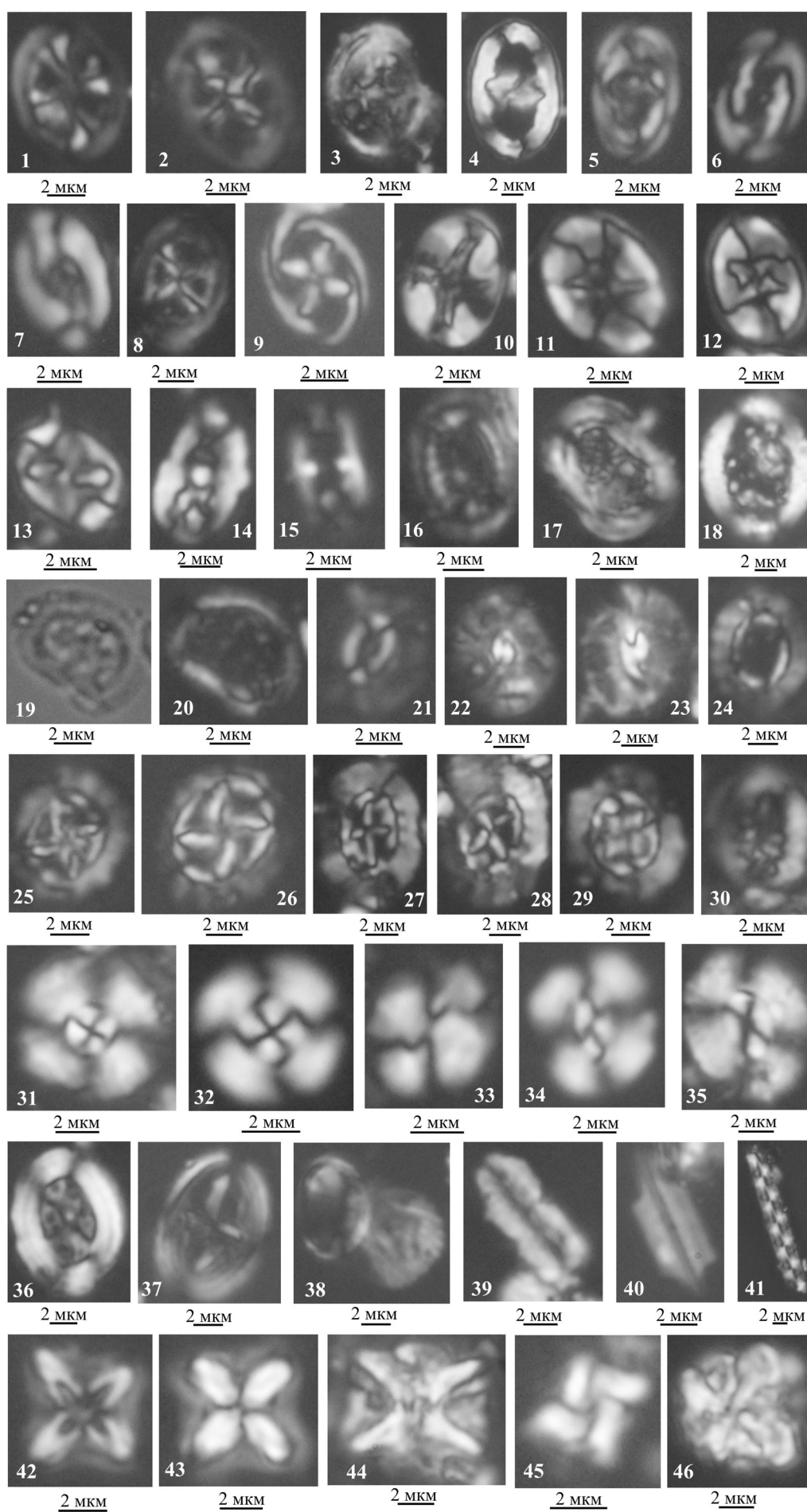
Из пограничного маастрихт-датского интервала изученных разрезов описан комплекс НП, представленный следующими родами и видами: *Ahmuellerella octoradiata* (Górka) Reinhardt, *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Biscutum castrorum* Black in Black and Barns, *B. dissimilis* Wind and Wise in Wise and Wind, *B. ellipticum* (Górka) Grün in Grün and Allemann, *B. magnum* Wind and Wise in Wise and Wind, *B. notaculum* Wind and Wise in Wise and Wind, *Braarudosphaera bigelowii* (Grün and Braarud) Deflandre, *Braarudosphaera* sp., *Broinsonia signata* Noël, *Ceratolithoides* sp., *Chiastozygus antiquus* (Perch-Nielsen) Burnett, *Ch. platyrhethus* Hill, *Cretarhabdus conicus* Bramlette and Martini, *C. crenulatus* (= *Retecapsa crenulata*) Bramlette and Martini, *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky) Deflandre in Piveteau, *C. daniae* Perch-Nielsen, *Cyclagelosphaera margerelii* Noël, *C. reinhardtii* (Perch-Nielsen) Romein, *Eiffellithus* cf. *E. eximius* (Stover) Perch-Nielsen, *E. gorkae* Reinhardt, *E. turriseiffelii* (Deflandre in Deflandre and Fert) Reinhardt, *Gartnerago obliquum* (Stradner) Noël, *G. segmentatum* (Stover) Thierstein, *Helicolithus trabeculatus* (Górka) Verbeek, *Kamptnerius magnificus* Deflandre, *Lithraphidites carniolensis* Deflandre, *L. praequadratus* Roth, *Lucianorhabdus cayeuxii* Deflandre, *Manivitella pemmatoidea* (Deflandre in Manivit) Thierstein, *Markalius inversus* (Deflandre in Deflandre and Fert) Bramlette, *Microrhabdulus belgicus* Haye and Towe, *M. decoratus* Deflandre, *M. undosus* Perch-Nielsen, *Micula concava* (Stradner in Martini and Stradner) Verbeek, *M. murus* (Martini) Bukry, *M. staurophora* Vekshina, *Nephrolithus frequens* Górka, *Perissocyclus fenestratus* (Stover) Black, *Placozygus fibuliformis* (Reinhardt) Hoffmann, *Podorhabdus? elkefensis* Perch-Nielsen, *Prediscosphaera arkhangelskyi* (Reinhardt) Perch-Nielsen, *P. cretacea* (Arkhangelsky) Gartner, *P. grandis* Perch-Nielsen, *P. microrhabdulina* Perch-Nielsen, *P. spinosa* (Bramlette and Martini) Gartner, *P. stoveri* (Perch-Nielsen) Shafik and Stradner, *Quadrum svabenickae* Burnett, *Retecapsa angustiforata* Black, *Rhagodiscus angustus* (Stradner) Reinhardt, *R. splendens* (Deflandre) Verbeek, *Staurolithites imbricatus* (Gartner) Burnett, *S. laffittei* Caratini, *Thoracosphaera operculata* Bramlette and Martini, *Tranolithus orionatus* (Reinhardt) Reinhardt, *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen, *W. fossacincta* (Black) Bown in Bown and Cooper, *W. maniviteae* Bukry, *Zeugrhabdus bicrescenticus* (Stover) Burnett in Gale et al., *Z. embergeri* (Noël) Perch-Nielsen, *Z. sigmoides* (Bramlette and Sullivan) Bown and Young., *Z. spiralis* (Bramlette and Martini) Burnett, *Z. trivectis* (Noël) Bergen (рис. 3). Эти определения были получены из образцов (обр.) № 4/1 (южный склон г. Ак-Кая), 5/3, 5/4, 5/5 (г. Айлянма-Кая), 9/1, 9/3, 9/5, 9/7 (г. Алан-Кыр), 13/10, 13/12, 13/13 (г. Кубалач) (рис. 2).

Маастрихтский возраст пород по НП подтвержден присутствием *Chiastozygus antiquus*, *Micula murus* (Martini) Bukry и *Nephrolithus frequens* Górka, известными только из этого яруса [Овечкина, 2007; Burnett, 1998]. По присутствию *Tranolithus orionatus* (= *Tranolithus phacelosus* Stover), обильному в отложениях нижнего маастрихта и редкому — верхнего маастрихта [Burnett, 1998], предположительно может быть выделена нижнемаастрихтская зона CC23 [Sissingh, 1977]. Однако есть сведения о находках этого вида в образованиях верхнего маастрихта в юго-западной части Туниса (разрез Эль-Кеф, El Kef) [Verbeek, 1977]. В связи с этим отметим, что хотя названный вид распространен со среднего альба до нижнего маастрихта во многих районах мира [Burnett, 1998; Овечкина, 2007] и неизвестен в верхнем маастрихте европейских разрезов, в исследованном нами материале он присутствует в верхнем маастрихте, что подкреплено находками фораминифер *Bolivinoidea draco*, *Pseudotextularia varians* [Маслакова, 1959] и головоногих моллюсков *Pachydiscus neubergicus* Hauer., *Discoscaphites constrictus* Sow., *Belemnella arkhangelskii* Najd. [Москвин, Найдин, 1960].

Интересно также отметить, что в разрезе г. Кубалач граница маастрихта и дания отчетливо фиксируется в обнажении в интервале между точками отбора обр. № 13/12 и 13/13, хотя исключительно маастрихтский комплекс НП определяется в породах, начиная с обр. № 13/10, который по положению в разрезе (над границей размыва) имеет датский возраст. Вероятно, остатки датских кокколитов могли быть растворены в глубоководных условиях этой части бассейна. Предполагаемое изучение фораминифер поможет уточнить возраст.

Комплекс НП палеогена определен в обр. № 14/7, 14/8 (юго-восточный склон г. Ак-Кая), 5/8 (г. Айлянма), 6/2, 6/3, 6/4, 8/5 (г. Бурундук-Кая), 13/1 (г. Кубалач), 11/1, 11/4, 11/7, 11/11 (г. Бор-Кая) (рис. 2). Он представлен следующими родами и видами (рис. 4): *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Braarudosphaera bigelowii* (Grün and Braarud) Deflandre, *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *C. subpertusus* (Hay and Mohler) van Heck and Prins, *Crucioplacolithus primus* Perch-Nielsen, *C. intermedius* van Heck and Prins, *C. asymmetricus* van Heck and Prince, *C. edwardsii* Romein, *Cyclagelosphaera* cf. *C. alta* Perch-Nielsen, *Cyclicargolithus luminis* (Sullivan) Bukry, *Markalius inversus* (Deflandre in Deflandre and Fert) Bramlette, *Micrantholithus* sp., *Neochiastozygus saepes* Perch-Nielsen, *Neococcolithes protenus* (Bramlette and Sullivan) Black, *Prinsius martinii* (Perch-Nielsen) Haq, *Sphenolithus moriformis* (Bronnimann and Stradner) Bramlette and Wilcoxon, *S. radians* Deflandre in Grassé, *Sullivania danica* (Brotzen) Varol, *Thoracosphaera operculata* Bramlette and Martini.

В разрезе на юго-восточном склоне г. Ак-Кая на основании распространения видов *Crucioplacolithus asymmetricus* van Heck and Prince и *Crucioplaco-*



lithus intermedius van Heck and Prins можно выделить зоны NP2–NP4 (65,47–63,25 млн лет назад, URL: mirotax.org). По находке *Neochiastozygus saepes* Perch-Nielsen в обр. № 5/8 из разреза г. Айлянма-Кая, распространение которого ограничено данием–зеландием [Varol, 1998], определяется палеоценовый возраст пород.

Датский возраст основания разреза г. Бурундук-Кая (обр. № 6/2, 6/3) и верхней описанной части разреза г. Кубалач (обр. 13/1) устанавливается по появлению *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Cruciplacolithus intermedius* van Heck and Prinse, *Cruciplacolithus primus* Perch-Nielsen и *Neochiastozygus saepes* Perch-Nielsen. Присутствующие в образцах *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Micula staurophora* Vekshina и *Zeughrabdotus sigmoides* (Bramlette and Sullivan) Bown and Young закончили свое существование в начале датского века [Mortimer, 1987; Varol, 1998]. Наличие этих видов в маастрихте позволяет только предполагать раннедатский возраст образцов, в которых они встречаются. Возможно, что они также переотложены, как и другие позднемеловые виды. Датский возраст обр. № 8/5 подтвержден присутствием *Prinsius martinii* (Perch-Nielsen) Naq, существовавшего с этого времени до танета [Naq, 1971], а также *Cruciplacolithus asymmetricus* van Heck and Prince, известного только в дании [van Heck, Prince, 1987]. Датский возраст образцов фауны из разреза г. Бор-Кая подтверждается присутствием *Cruciplacolithus asymmetricus* van Heck and Prince и *Cruciplacolithus intermedius* van Heck and Prins [van Heck, Prins, 1987; Varol, 1998]. На основании распространения этих видов выделены зоны NP2–NP4 (65,47–63,25 млн лет назад, URL: mirotax.org). Для образцов также характерны переотложенные верхнемеловые формы.

Палеогеография маастрихт-датского бассейна в районе Центрального Крыма по данным изучения

известкового нанопланктона. Кокколитофорида — одноклеточные морские водоросли, относящиеся к типу Haptophyta. Они характеризуются наличием специального органа гаптонемы и кальцитового экзоскелета (коккосферы), состоящего из мельчайших (1–15 мкм) элементов — кокколотов [Шуменко, 1987; Linnert, 2010]. Они обитают в фотической зоне поверхностных вод Мирового океана, достигая наибольшего таксономического разнообразия в субтропических и тропических зонах. Благополучное существование кокколитофорид зависит от множества факторов: освещенности, солености, температурного режима, близости зон апвеллинга, притока питательных веществ, конфигурации морских течений и очертаний берегов [Супрун, 2005; Шуменко 1987; Linnert, 2010].

После смерти клетки коккосфера распадается на отдельные кокколиторы, которые начинают растворяться по мере погружения на дно [Takahashi-Shimase, Nakashima, 2006]. В ископаемом состоянии часто сохраняются разрозненные кокколиторы, устойчивые к растворению в процессе диагенеза [Linnert, 2010].

В маастрихтско-датское время морской бассейн, расположенный на территории Крыма, входил в состав Северного Перитетиса. В дании на территории Крыма формировалась карбонатная платформа типа периферийного крутого рампа, унаследовавшая конфигурацию с конца мела [Яковишина, 2006; Лыгина, 2010]. Резкая смена фаций на коротком расстоянии в нижней части дания с глауконитовых песчаников и криноидно-мшанковых песчаных известняков с горизонтами крупных раковин устриц (район гор Ак-Кая и Айлянма-Кая) на алевроитистые мергели с карбонатно-кремнистыми стяжениями, выше переходящими в фораминиферово-спикуловые известняки с кремнением и обильными остатками

Рис. 3. Известковый нанопланктон маастрихта. Все изображения в скрещенных николях, с дистальной стороны, за исключением отдельно оговоренных случаев: 1 — *Ahmuelerella octoradiata* (Górka) Reinhardt, дисталь, образец (обр.) KP17.4.1; 2 — *Staurolithites imbricatus* (Gartner) Burnett, обр. KP17.4.1; 3 — *Tranolithus orionatus* (Reinhardt) Reinhardt, обр. KP17.5.3; 4 — *Zeughrabdotus embergeri* (Noël) Perch-Nielsen, обр. KP17.4.1; 5 — *Zeughrabdotus trivectis* (Noël) Bergen, обр. KP17.5.3; 6, 7 — *Placozygus fibuliformis* (Reinhardt) Hoffmann, дисталь: 6 — обр. KP17.4.1, 7 — обр. KP17.5.4; 8 — *Chiastozygus platyrhethus* Hill, обр. KP17.5.3; 9 — *Chiastozygus antiquus* (Perch-Nielsen) Burnett, обр. KP17.5.3; 10 — *Eiffellithus cf. E. eximius* (Stover) Perch-Nielsen, обр. KP17.5.4; 11 — *Eiffellithus turreseiffelii* (Deflandre in Deflandre and Fert) Reinhardt, обр. KP17.4.1; 12 — *Eiffellithus gorkae* Reinhardt, обр. KP17.9.3; 13 — *Helicolithus trabeculatus* (Górka) Verbeek, обр. KP17. 9.7; 14 — *Rhagodiscus splendens* (Deflandre) Verbeek, обр. KP17.13.13; 15 — *Rhagodiscus angustus* (Stradner) Reinhardt, обр. KP17.5.3; 16 — *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky) Deflandre in Piveteau, обр. KP.4.1; 17 — *Cribrosphaerella daniae* Perch-Nielsen, обр. KP17.5.5; 18 — *Perissocyclus fenestratus* (Stover) Black, обр. KP17.13.12; 19, 20 — *Nephrolithus frequens* Górka, обр. KP17.4.1 (19 — в проходящем свете); 21 — *Biscutum ellipticum* (Górka) Grün in Grün and Allemann, обр. KP17.13.12; 22 — *Biscutum dissimilis* Wind and Wise in Wise and Wind, обр. KP17.5.5; 23 — *Biscutum castrorum* Black in Black and Barns, обр. KP17.5.3; 24 — *Biscutum magnum* Wind and Wise in Wise and Wind, обр. KP17.9.7; 25 — *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky) Gartner, обр. KP17.4.1; 26 — *Prediscosphaera grandis* Perch-Nielsen, обр. KP17.5.4; 27 — *Prediscosphaera arkhangelskyi* (Reinhardt) Perch-Nielsen, обр. KP17.9.3; 28 — *Prediscosphaera microrhabdulina* Perch-Nielsen, обр. KP17.13.10; 29 — *Prediscosphaera* sp., обр. KP17.9.3; 30 — *Cretarhabdus crenulatus* Bramlette and Martini, обр. KP17.4.1; 31 — *Cyclagelosphaera margerelii* Noël, обр. KP17.9.1; 32 — *Cyclagelosphaera reinhardtii* (Perch-Nielsen) Romein, обр. KP17.9.3; 33 — *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen, обр. KP17.4.1; 34 — *Watznaueria fossacincta* (Black) Bown in Bown and Cooper, обр. KP17.5.4; 35 — *Watznaueria manivatae* Bukry, обр. KP17.4.1; 36 — *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, обр. KP17.4.1; 37 — *Gartnerago segmentatum* (Stover) Thierstein, обр. KP17.5.3; 38 — *Kamptnerius magnificus* Deflandre, обр. KP17.9.1; 39 — *Lucianorhabdus cayeuxii* Deflandre, сбоку, обр. KP17.4.1; 40 — *Lithraphidites praequadratus* Roth, сбоку, обр. KP17.5.5; 41 — *Microrhabdulus undosus* Perch-Nielsen, сбоку, обр. KP17.4.1; 42 — *Micula concava* (Stradner in Martini and Stradner) Verbeek, сверху, обр. KP17.6.3; 43, 44 — *Micula staurophora* Vekshina: 43 — сверху, обр. KP17.6.3, 44 — сбоку, обр. KP17.4.1; 45 — *Micula murus* (Martini) Bukry, сверху, обр. KP17.13.12; 46 — *Quadrum svabenickae* Burnett, сверху, обр. KP17.13.10.

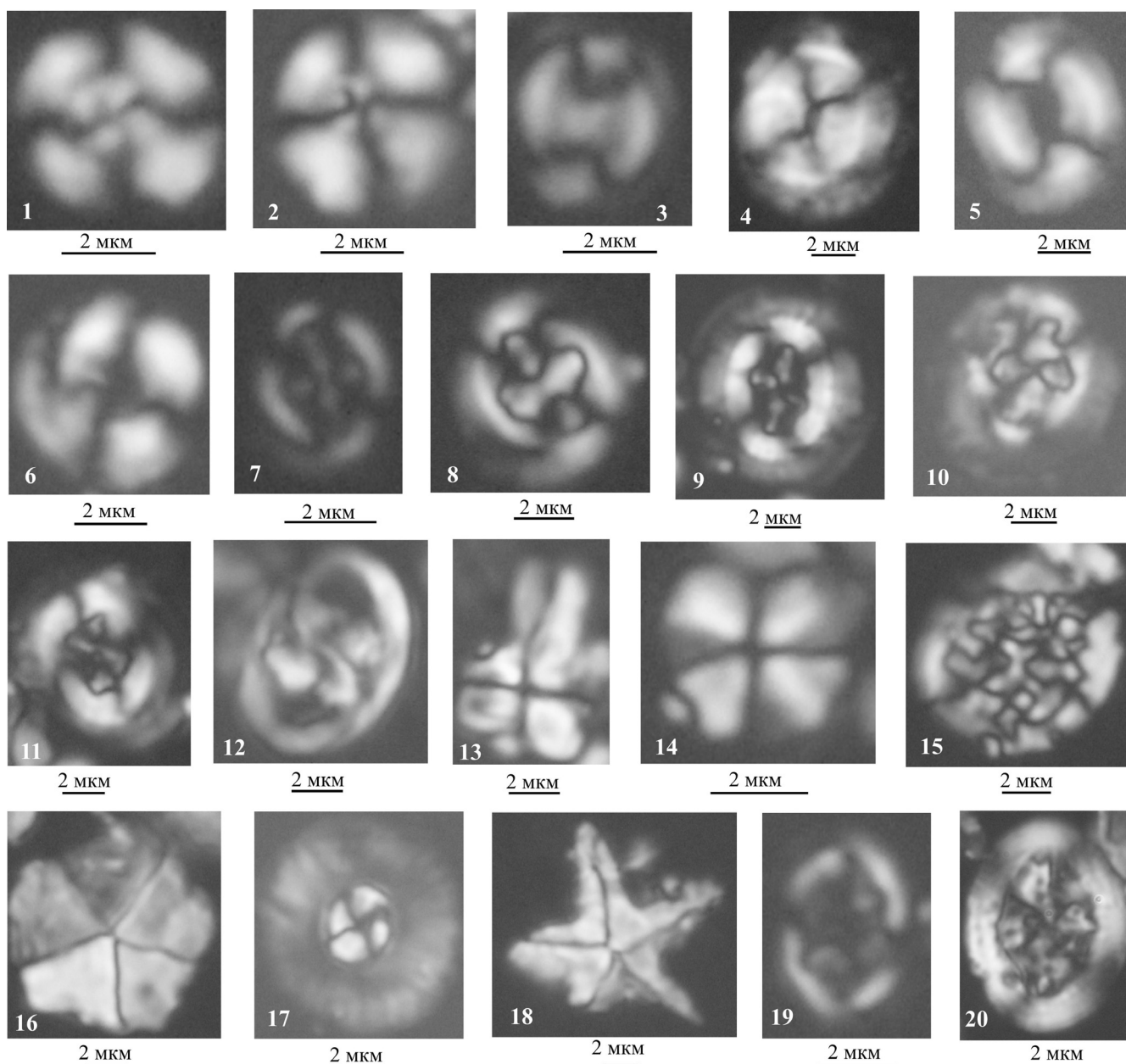


Рис. 4. Известковый нанопланктон палеогена. Все изображения в скрепленных николях, с дистальной стороны, за исключением оговоренных случаев: 1 — *Cyclagelosphaera* cf. *C. alta* Perch-Nielsen, обр. KP17.11.7; 2 — *Cyclicargolithus luminis* (Sullivan) Bukry, обр. KP17.2.4; 3 — *Prinsius martinii* (Perch-Nielsen) Haq, обр. KP17.11.1; 4, 5 — *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, обр. KP17.14.7; 6 — *Coccolithus subpertusus* (Hay and Mohler) van Heck and Prins, обр. KP17.6.3; 7 — *Cruciaplacolithus primus* Perch-Nielsen, обр. KP17.6.2; 8 — *Cruciaplacolithus intermedius* van Heck and Prins, обр. KP17.11.1; 9 — *Cruciaplacolithus asymmetricus* van Heck and Prince, обр. KP17.14.7; 10 — *Cruciaplacolithus edwardsii* Romein, обр. KP17.6.3; 11 — *Sullivania danica* (Brotzen) Varol, обр. KP17.11.1; 12 — *Neococcolithes protenus* (Bramlette and Sullivan) Black, обр. KP17.2.4; 13 — *Sphenolithus radians* Deflandre in Grassé, сбоку, обр. KP17.2.4; 14 — *Sphenolithus moriformis* (Bronnimann and Stradner) Bramlette and Wilcoxon; 15 — *Thoracosphaera operculata* Bramlette and Martini, обр. KP17.14.7; 16 — *Braarudosphaera bigelowii* (Grün and Braarud) Deflandre, общий вид, обр. KP17.13.1; 17 — *Markalius inversus* (Deflandre in Deflandre and Fert) Bramlette, обр. KP17.6.3; 18 — *Micrantholithus* sp., общий вид, обр. KP17.6.3; 19 — *Neochiastozygus saepes* Perch-Nielsen, обр. KP17.5.8; 20 — *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, обр. KP17.14.7

относительно глубоководной фауны (морские ежи, губки и др.) (район от г. Бурундук-Кая до г. Бор-Кая), наличие косой и конволютной слоистости в основании верхнедатской толщи разреза г. Бурундук-Кая, все это указывает на то, что перегиб в структуре рамп, по-видимому, осуществлялся в районе современной долины р. Кучук-Карасу (горы Айлянма-Кая, Бурундук-Кая). Глубина

морского бассейна в то время менялась от нескольких десятков до нескольких сотен метров в первой половине дания и от 10 м ближе к началу позднего дания до нескольких десятков метров в позднем дании [Лыгина, 2009, 2010].

Известно, что маастрихтский век характеризовался двумя событиями похолодания — в самом начале века и в позднем маастрихте [Linnert et

al., 2010]. В маастрихтских комплексах НП Центрального Крыма присутствуют относительно холодноводные виды, характерные для высоких широт, такие, как *Ahmuellerella octoradiata* (Górka) Reinhardt, *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Biscutum magnum* Wind and Wise in Wise and Wind, *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky) Deflandre in Piveteau, *Gartnerago segmentatum* (Stover) Thierstein, *Micula staurophora* Vekshina, *Nephrolithus frequens* Górka, *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky) Gartner, *Tranolithus orionatus* (Reinhardt) Reinhardt [Овечкина, 2007; Mahanipour, Najafpour, 2016; Hadavi et al., 2016]. Представители рода *Microrhabdulus* и *Micula staurophora* Vekshina считаются индикаторами низкой продуктивности поверхностных вод [Thibault et al., 2015; Hadavi et al., 2016]. Это позволяет предположить, что температура морского бассейна была ниже, чем в самом конце маастрихта [Linnert et al., 2010]. Что касается глубины бассейна по нанопланктону, то известно, что *Tranolithus orionatus* обитал в шельфовых водах бассейна Европы, в условиях открытого океана он не встречен [Linnert et al., 2010].

В конце маастрихта произошла глобальная эвстатическая регрессия океана, что привело к появлению перерыва в подводных условиях и неполноте разрезов маастрихта и дания [Вага и др., 2017; Овечкина, 2007].

Начиная с дания и до среднего эоцена на территории Крыма существовал преимущественно мелководный морской бассейн, в котором обитали моллюски, морские ежи, мшанки, криноидеи и др. НП немногочислен, а в некоторых разрезах, как указывает Н.Г. Музылев [1980], отсутствует. В изученных разрезах в породах заведомо датского возраста присутствует переотложенный комплекс НП маастрихта. На основании этого можно предположить, что кокколиторы датского возраста либо растворялись в морской воде после смерти клетки, либо в процессе диагенеза. Более массивные маастрихтские кокколиторы сохранились.

Бассейн в восточной части Степного Крыма был мелководным, в то время как обстановки осадконакопления на участке, расположенном в юго-западном направлении в сторону Черноморской впадины, были более глубоководными. Здесь накапливались прибрежно-батиально-пелагические отложения. Батиметрическая и морфоструктурная сложность строения палеоценового бассейна — следствие неполных разрезов, несогласного залегания и фациальной изменчивости [Супрун, 2015].

В изученных разрезах Центрального Крыма НП датского яруса также немногочислен. Для этих разрезов характерно присутствие большого количества переотложенных маастрихтских форм,

хотя есть данные о присутствии *Arkhangelskiella cymbiformis* и *Micula staurophora* в самой нижней части дания [Mortimer, 1987]. В датском комплексе НП присутствуют *Coccolithus subpertusus* (Hay and Mohler) van Heck and Prins, *Markalius inversus* (Deflandre in Deflandre and Fert) Bramlette, *Thoracosphaera operculata* Bramlette and Martini, *Zeuhrabdotus sigmoides* (Bramlette and Sullivan) Bown and Young, характерные для зоны субтропиков [Дмитренко, 1997; Супрун, 2015; Wosabi, 2015]. Присутствие *Thoracosphaera operculata* и *Braarudosphaera bigelowii* (Grün and Braarud) Deflandre служит не только показателем тепловодности морского бассейна, но и его мелководности [Супрун, 2015].

Итак, отсутствие на сегодняшний момент единого мнения о зональном делении по НП нижнепалеогеновых отложений Крыма влечет за собой повышенный интерес к изучению этих толщ. В то же время район Центрального Крыма играет важную роль для установления палеогеографии обстановок, переходных от мелководных к глубоководным морским. Несмотря на неплохую изученность датских пород Предгорного Крыма, НП из исследованных толщ описан лишь в единичных работах. Мы попытались восполнить этот пробел.

Выводы. 1. Изучены комплексы НП из пограничных мел-палеогеновых отложений в районе Центрального Крыма. При этом как в маастрихтских, так и в заведомо датских породах присутствует представительный комплекс меловых кокколитов, в последнем случае переотложенных. Датский НП немногочисленный, плохой сохранности либо отсутствует. В связи с этим более детальное деление изученных отложений по НП не представляется возможным из-за плохой сохранности материала.

2. Из пограничного маастрихт-датского интервала описан богатый комплекс мелового НП. Отмечено присутствие вида *Tranolithus orionatus* (= *Tranolithus phacelosus* Stover), характерного для раннего маастрихта и неизвестного в позднем маастрихте европейских разрезов.

3. Несмотря на малочисленность и плохую сохранность датского НП, в некоторых изученных разрезах (горы Ак-Кая, Бор-Кая) удалось определить принадлежность нижней части датских отложений к зонам NP2–NP4.

4. В маастрихтских комплексах НП Центрального Крыма присутствуют относительно холодноводные виды, характерные для высоких широт. Некоторые виды являются индикаторами низкой продуктивности поверхностных вод. Датский комплекс НП характерен для мелкого моря зоны субтропиков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева-Григорович А.С. Зональное деление палеогеновых отложений Бахчисарая по нанопланктону. Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма // Тр. НИИ геологии Днепропетровск. ун-та. 1980. С. 52–60.
- Астахова Т.В., Горак С.В., Краева Е.Я. и др. Геология шельфа СССР. Стратиграфия (шельф и побережья Черного моря). Киев: Наукова думка, 1984. 184 с.
- Бугрова Э.М. Проблемы проведения границ подразделений МСШ при обновлении региональных стратиграфических схем палеогена России и СНГ // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства: Сб. статей Всеросс. конф. / Отв. ред. М.А. Федонкин. М.: ГИН РАН, 2013. С. 329–331.
- Бугрова И.Ю., Бугрова Э.М. Разрезы палеоцена и нижнего эоцена южной части полуострова Крым // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23, № 6. С. 56–70.
- Бугрова Э.М., Закревская Е.Ю., Табачникова И.П. Новые данные по биостратиграфии палеогена Восточного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10, № 1. С. 83–93.
- Вага Д.Д., Андреева-Григорович А.С., Супрун И.С. Региональное значение и объемы перерывов/несогласий в палеогеновых отложениях северной Тетической области // Проблемы и перспективы нефтегазовой промышленности. 2017. № 1. С. 72–100.
- Габдуллин Р.Р., Шалимов И.В., Бадулина Н.В. и др. Стратиграфическая схема расчленения дочетвертичных отложений Центрального Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 4. С. 8–14.
- Горбач Л.П. Стратиграфия и фауна моллюсков раннего палеоцена Крыма. М.: Недра, 1972. С. 1–115.
- Горбач Л.П., Фаворская Т.А., Шмидт О.И. Иглы *Tylocidaris* из датских отложений Крыма // Палеонтол. сб. 1974. № 11, вып. 1. С. 50–53.
- Дмитренко О.Б. Палеоэкологические группы нанопланктона в палеогене Атлантического и Индийского океанов // Океанология. 1997. Т. 37, № 4. С. 578–587.
- Зернецкий Б.Ф., Люльева С.А., Рябоконт Т.С. Анализ Бахчисарайского стратотипа палеогена Украины с позиции современной зональной стратиграфии // Геол. журн. 2003. № 3. С. 98–108.
- Зернецкий Б.Ф., Рябоконт Т.С., Люльева С.А. Питание вивчення осадового комплексу палеоцену Кримського і Керченського півостровів // Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України, 2014. Т. 7. С. 101–125.
- Зональная стратиграфия фанерозоя России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 256 с.
- Копачев Л.Ф., Лыгина Е.А., Яковичин Е.В. и др. Датские отложения Крымского полуострова: фациальные особенности и условия осадконакопления // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2010. № 5. С. 12–20.
- Кузьмичева Е.И. Меловые и палеогеновые кораллы СССР. М.: Наука, 1987. 190 с.
- Лыгина Е.А. Литологическая характеристика и условия формирования датских отложений в районе г. Бурундук-Кая (Центральный Крым) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84, вып. 6. С. 17–27.
- Лыгина Е.А. Датская и эоценовая карбонатные платформы Крыма: строение и условия формирования: Автореф. канд. дисс. М., 2010. 25 с.
- Маслакова Н.И. Стратиграфия верхнего мела Северного Кавказа и Крыма. Крым // Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 60–84.
- Маслакова Н.И., Волошина А.М. Меловая система // Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. С. 198–200.
- Морозова В.Г. Стратиграфия датско-монских отложений Крыма по фораминиферам // Докл. АН СССР. 1959. Т. 124, № 5. С. 1113–1118.
- Морозова В.Г. Зональная стратиграфия датско-монских отложений СССР и граница мела с палеогеном // Граница меловых и третичных отложений: Междунар. геол. конгресс, XXI сесс. Докл. сов. геологов. Проблема 5. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 83–100.
- Москвин М.М., Найдин Д.П. Датские и пограничные с ними отложения Крыма, Кавказа, Закаспийской области и юго-восточной части Русской платформы // Граница меловых и третичных отложений: Междунар. геол. конгресс, XXI сесс. Докл. сов. геологов. Проблема 5. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 15–40.
- Музылев Н.Г. Стратиграфия палеогена юга СССР по нанопланктону (Северный Кавказ и Крым). М.: Наука, 1980. 96 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 348).
- Найдин Д.П. Датские и монские отложения Крыма // Сборник в честь акад. И.С. Йовчева. София, 1964. С. 167–183.
- Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. О верхнем ограничении датского яруса. Ст. 2. Даний, монс и зеландий за пределами стратотипических районов // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. № 1. С. 21–37.
- Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. О ярусном делении палеогена // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 4. С. 65–83.
- Овечкина М.Н. Известковый нанопланктон верхнего мела (кампан и маастрихт) юга и востока Русской плиты. М.: Наука, 2007. 352 с. (Тр. ПИН РАН; Вып. 288).
- Пославская Н.А., Москвин М.М. Морские ежи отряда *Spatangoida* в датских и пограничных с ними отложениях Крыма, Кавказа и Закаспийской области // Граница меловых и третичных отложений: Междунар. геол. конгресс, XXI сесс. Докл. сов. геологов. Проблема 5. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 47–82.
- Практическое руководство по микрофауне. Т. 8. Фораминиферы кайнозоя / Под ред. Э.М. Бугровой. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. 324 с.
- Преображенский М.Б., Бугрова Э.М. Фациальная характеристика зоны карбонатного осадконакопления раннепалеоценового бассейна Юго-Западного Крыма (по данным микрофациального анализа): Геология Крыма // Уч. записки каф. истор. геологии. Вып. 2. СПб.: НИИЗК СПбГУ, 2002. С. 75–85.
- Рябоконт Т.С. Биостратиграфия палеоцена-эоцена Южной Украины по планктонным фораминиферам. Ст. 1. Зональное деление палеоцена // Геология та рудноність України. 2015. Т. 1, вип. 1. С. 71–80.
- Супрун И.С. Палеоэкологический анализ нанопланктона палеоценовых бассейнов некоторых регионов Тетической провинции // Альгология. 2015. Т. 25, № 4. С. 406–419.
- Супрун И.С. Биостратиграфия палеогеновых отложений Украины по нанопланктону (история изучения, стратификация) // Геол. журн. 2017. № 4 (361). С. 23–31.

- Титова М.В., Фаворская Т.А. О датских кранидах Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58, вып. 4. С. 101–112.
- Фаворская Т.А. Характерные мшанки отряда Cheilostomata из датских отложений г. Айлянмакая (Центральный Крым) // Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр. 1969. № 18. С. 81–86.
- Шиманский В.Н., Алексеев А.С. Ринхолиты из датского яруса Крыма // Развитие и смена органического мира на рубеже мезозоя и кайнозоя. Новое о фауне. М.: Наука, 1975. С. 87–90.
- Шуменко С.И., Стеценко В.П. Зональное распределение поздне меловых отложений Крыма по известковым нанофоссилиям // Докл. АН СССР. 1978а. Т. 241, № 5. С. 1160–1162.
- Шуменко С.И., Стеценко В.П. Известковые нанофоссилии в верхнемеловых отложениях Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1978б. Т. 53, вып. 1. С. 130–137.
- Шуменко С.И. Известковый нанопланктон: Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 1. Л.: Недра, 1987. 240 с.
- Шуцкая Е.К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии. М.: Недра, 1970. 256 с.
- Яковишина Е.В. Строение и условия формирования карбонатных отложений верхнего маастрихта Крыма: Автореф. канд. дисс. М., 2006.
- Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C. et al. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // Soc. Econ. Pal. Miner. Spec. publ. 1995. Vol. 54. P. 129–212.
- Berggren W.A., Pearson P.N. A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation // J. Foraminiferal Res. 2005. Vol. 35, N 4. P. 279–298.
- Burnett J.A. Upper Cretaceous // Calcareous nanofossil biostratigraphy / Ed. P.R. Bown. L.: Chapman and Hall, 1998. P. 132–199.
- Hadavi F., Moghaddam M.N., Khodadadi L. Biostratigraphy and paleoecology of Cretaceous rocks based on calcareous nanofossil in Sarayan section, East Iran // Iran. J. Earth Sci. 2016. N 8. P. 52–68.
- Haq B.U. Paleogene calcareous nanoflora. P. I–IV // Stockholm Contributions in Geology. Vol. 25. 1971. P. 1–158.
- Linnert C. Introduction // Case studies of Late Cretaceous calcareous nanofossils — Implications for the Cenomanian–Maastrichtian palaeoceanography of the proto-North Atlantic: Dissert. zur Erlangung des Grades eines Doctors der Naturwissenschaften der Fakultät für Geowissenschaften der Ruhr-Universität Bochum. 2010. P. 1–17.
- Linnert C., Mutterlose J., Herrle J. Late Cretaceous (Cenomanian–Maastrichtian) calcareous nanofossils from Goban Spur (DSDP holes 549; 551): implications for the palaeoceanography of the proto-North Atlantic // Case studies of Late Cretaceous calcareous nanofossils — Implications for the Cenomanian–Maastrichtian palaeoceanography of the proto-North Atlantic: Dissert. zur Erlangung des Grades eines Doctors der Naturwissenschaften der Fakultät für Geowissenschaften der Ruhr-Universität Bochum. 2010. P. 88–117.
- Mahanipour A., Najafpour A. Calcareous nanofossil assemblages of the Late Campanian–Early Maastrichtian from Gupri Formation (Dezful embayment, SW Iran): Evidence of a climate cooling event // J. Geope. 2016. Vol. 6, N 1. P. 129–148.
- Martini E. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nanoplankton zonation / A. Farinacci, Edit. Proceed. of the Second Planktonic Conference, Roma, 2. Rome: Edizioni Technoscienza, 1971. P. 739–785.
- Mortimer Ch.P. Upper Cretaceous calcareous nanofossil biostratigraphy of the Southern Norwegian and Danish North Sea area // Abh. Geol. Bundesanst. 1987. Bd. 39. S. 143–175.
- Takahashi-Shimase K., Nakashima S. Dissolution behavior of calcareous nanoplankton and possible alteration of their assemblages // J. Taphonomy. 2006. Vol. 4, Is. 1. P. 17–27.
- The Geologic Time Scale. Paleogene Period. Chapt. 28 / Eds. F.M. Gradstein et al. Elsevier, 2012. P. 854–921.
- Thibault N., Galbrun B., Gardin S. et al. The end-Cretaceous in the southwestern Tethys (Elles, Tunisia): orbital calibration of paleoenvironmental events before the mass extinction // Intern. J. Earth Sci. 2015. P. 1–25.
- Van Heck S.E., Prins B. A refined nanoplankton zonation for the Danian of the Central North Sea // Abh. Geol. Bundesanst. 1987. Bd. 39. S. 285–303.
- Varol O. Palaeogene // Calcareous nanofossil biostratigraphy / Ed. P.R. Bown. L.: Chapman and Hall, 1998. P. 200–225.
- Verbeek J.W. Calcareous nanoplankton biostratigraphy of Middle and Upper Cretaceous deposits in Tunisia, Southern Spain and France // Utrecht Micropaleontol. Bull. 1977. Vol. 16. 157 p.
- Wosabi K.A.Al. Calcareous nanofossils biostratigraphy and paleoecology of the Late Paleocene–Early Eocene of Wadi Nukhul, Westcentral Sinai // Egypt Earth Sci. 2015. Vol. 4. N 2. P. 59–71.

Поступила в редакцию 18.05.2018

Поступила с доработки 22.05.2018

Принята к публикации 22.05.2018

УДК 551.35 (262.81)

В.М. Сорокин¹, А.Г. Росляков²**СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ОСАДОЧНЫХ ВОЛН В СРЕДНЕМ КАСПИИ³***Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет.**119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1**Moscow State University, Faculty of Geology. 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Комплексное геолого-геофизическое исследование волнообразных аккумулятивных тел на континентальном склоне Каспийского моря выполнено с целью определения их генезиса. В результате выявлено закономерное изменение геометрии слоев и состава осадков на разных морфологических элементах волн, выразившееся в их текстурных и структурных признаках и аналогичное описанным в литературе примерам для областей развития осадочных волн. Полученные нами данные позволяют интерпретировать изученные аккумулятивные образования как осадочные волны.

Ключевые слова: осадочные волны, сейсмоакустическое профилирование, литологический состав, позднечетвертичный возраст, Каспийское море.

A comprehensive geological and geophysical study of wave-like accumulative bodies on the continental slope of the Caspian Sea was carried out to determine their genesis. As a result, a regular change in the geometry of the layers and the composition of sediments on different morphological elements of waves were revealed, expressed in their textural and structural features, similar to the examples described in the literature for the regions of development of sedimentary waves.

Key words: sedimentary waves, seismic-acoustic profiling, lithological composition, late quaternary, Caspian Sea.

Введение. Проблема строения, распространения и генезиса осадочных волн на дне океанов и морей обсуждается в научной литературе более трех десятилетий. Подробная сводка истории и современного состояния проблемы изложена в публикации [Wynn, Stow, 2002]. По мнению этих авторов, к осадочным волнам относятся крупные волнообразные аккумулятивные формы на дне морей и океанов, возникшие в результате действия мутьевых (турбидитовых) потоков. Их длина изменяется от нескольких десятков метров до нескольких километров, а высота — от нескольких метров до нескольких десятков метров. К главным отличительным особенностям осадочных волн относятся: активная миграция в направлении против наноснесущего потока или вверх по склону, непрерывное прослеживание сейсмических отражающих горизонтов через серию волн, уменьшение размеров и мощности вниз по склону и по направлению потока, различия в мощности и размерности материала на флангах (выше и ниже по склону/течению), линейность расположения в плане с различной степенью извилистости и/или бифуркации.

Осадочные волны выявлены по результатам сейсмоакустических исследований в разных рай-

онах океанов [Cartigny et al., 2011; Damuth, 1979; Ercilla et al., 2002; Flood, Shor, 1988; Gonthier et al., 2002; Howe, 1996; Jacobi et al., 1975; Nakajima, Satoh, 2001; Winn et al., 2000], в Средиземном море [Berndt et al., 2006; Migeon et al., 2001; Trincardi, Normark, 1988]. В Черном море, по нашим данным, наличие осадочных волн предполагается по результатам эхолотных промеров у подножия континентального склона на юг от п-ова Крым (на Ялтинском глубоководном конусе выноса) и на запад от Кавказа (на глубоководном конусе выноса р. Шахэ). В последнее время масштабное развитие осадочных волн установлено у подножия континентального склона на востоке от Болгарии и на юго-западе от Новороссийска.

В 1980-е и 2005–2007 гг. сотрудниками геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова и Института океанологии РАН имени П.П. Ширшова проведено несколько морских экспедиций на научно-исследовательских судах (НИС) «Эксперимент» (МГУ) и «Рифт», охвативших прилегающий к Дербенту участок Среднего Каспия [Росляков et al., 2009; Levchenko, Roslyakov, 2007]. В результате в четвертичной осадочной толще впервые для Каспийского моря на западном склоне Дербентской котловины вы-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова геологический факультет, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии, профессор; e-mail: sorokin@geol.msu.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова геологический факультет, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии, науч. с.; e-mail: aros1@rambler.ru

³ Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (проект № 18-05-00684).

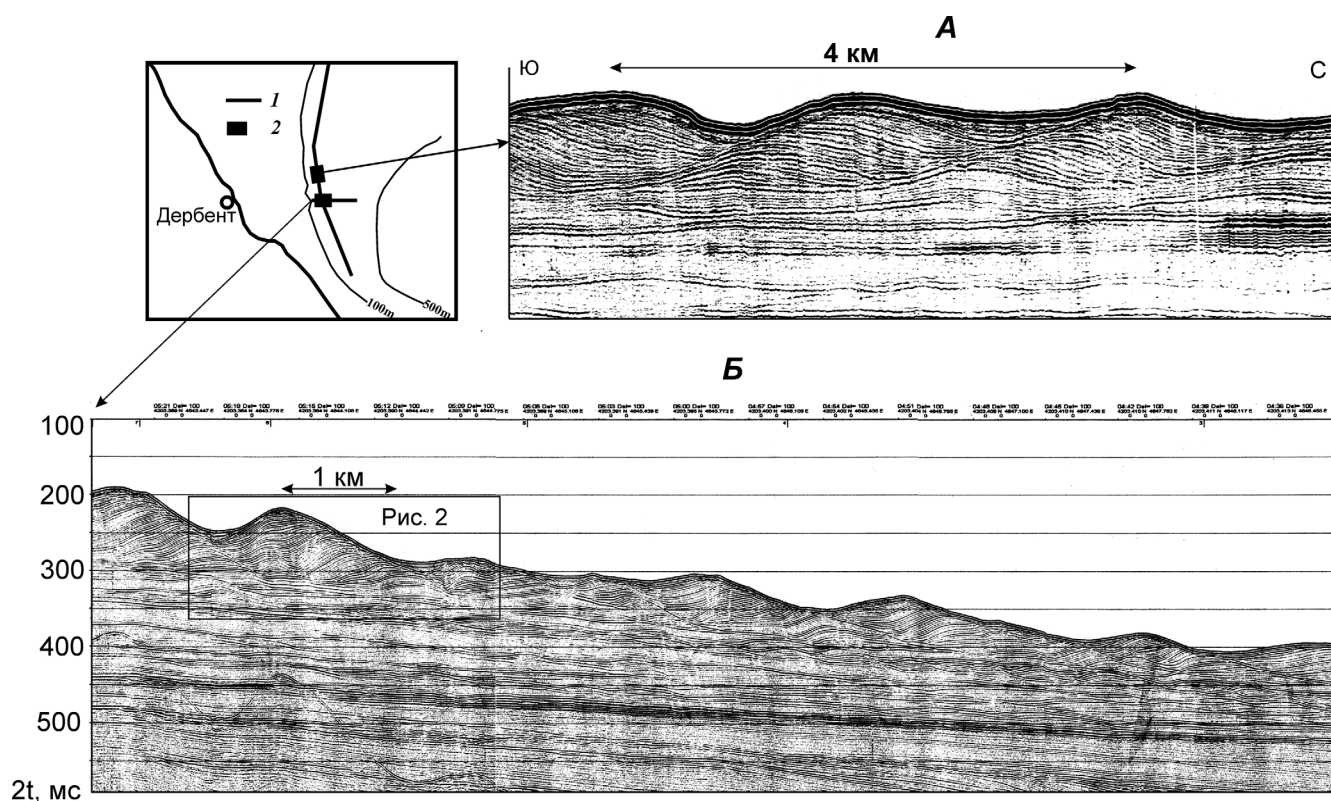


Рис. 1. Высокоразрешающие НСП, выполненные с источником «спаркер» на дербентском участке развития осадочных волн: А — вдоль склона, Б — поперек склона; 1 — положение профилей, 2 — фрагменты профилей

явлены и описаны характерные волнообразные аккумулятивные формы высотой до 40 м и длиной 0,5–1,5 км, осложняющие рельеф верхней части континентального склона. Установлено, что формирование этих форм со сложной и вместе с тем с чрезвычайно упорядоченной внутренней структурой нельзя объяснить процессом подводного оползания осадков. Было выдвинуто предположение, что эти формы следует классифицировать как осадочные волны, образование которых объясняется дифференцированным осаждением материала из многократно повторявшихся плотностных (возможно, турбидитовых) потоков. В 2009 г. (рейс НИС «Рифт») на северном склоне Апшеронского порога выявлен новый участок развития осадочных волн.

В статье рассмотрены новые данные высоко-разрешающего сейсмоакустического профилирования (НСП) и гидролокации бокового обзора из области развития осадочных волн в Каспийском море, не публиковавшиеся ранее. Поскольку к важным признакам осадочных волн относятся состав и свойства слагающих их осадков, постольку особое внимание было уделено изучению текстурных и структурных особенностей разрезов верхнечетвертичных отложений с разных элементов волн для идентификации этих аккумулятивных образований.

Материалы и методы исследований. Детальное изучение морфологии и структуры осадочных

волн на Дербентском участке склона и на северном склоне Апшеронского порога выполнено с помощью НСП с высоким разрешением. Сейсмоакустические исследования проводились в двух модификациях: низкочастотной с источником «спаркер» и высокочастотной с использованием параметрического узколучевого профилографа «SES» и профилографа «Chirp». В первом случае достигнута глубинность по грунту около 250 м при вертикальной разрешающей способности 1,5–2 м. Во втором варианте глубинность не превышала 15 м, однако разрешающая способность составляла 30–50 см.

После предварительной интерпретации сейсмоакустических данных были выбраны точки для отбора проб донных осадков. При этом в качестве приоритетных рассматривались места с сокращенной мощностью придонного осадочного слоя, перекрывающего осадочные волны и имеющего предположительно иной генезис (покровно-облекающие морские голоценовые осадки). В Дербентском районе с разных морфологических элементов двух смежных волн ударной грунтовой трубкой отобрано 5 колонок осадков длиной до 3 м. На склоне Апшеронского порога получена одна колонка длиной 5 м.

Литологическое изучение осадков включало детальное описание разрезов и образцов в естественном и подсушенном состоянии, водно-механический гранулометрический анализ, микро-

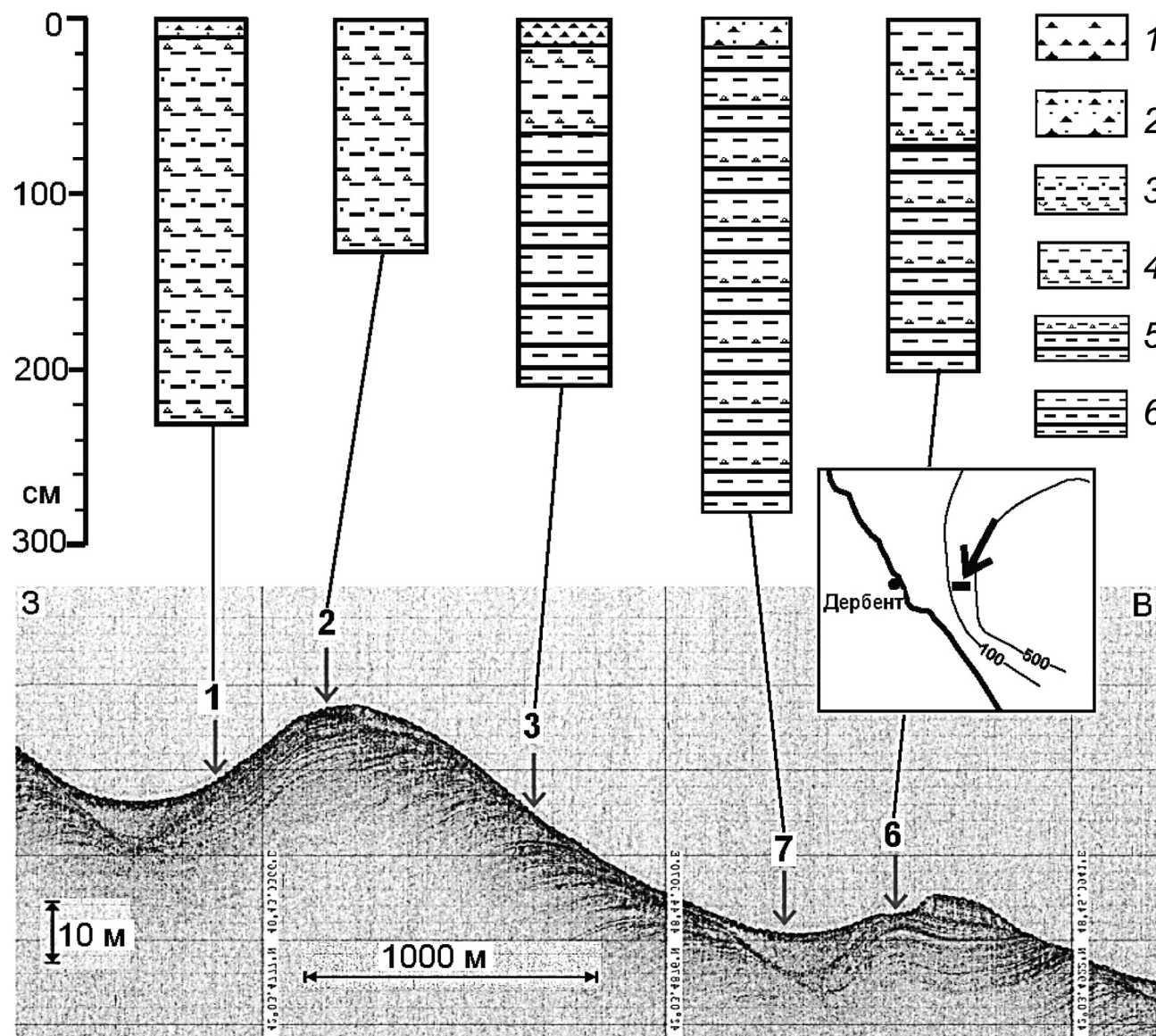


Рис. 2. Фрагмент профиля, выполненного профилографом через детально изученные смежные осадочные волны, с точками отбора колонок осадков и их литологической характеристикой: 1 — раковины и раковинный детрит; 2 — то же с песчаным заполнителем; 3 — ил с прослоями песка, алевроита и раковин; 4 — ил с прослоями раковинного материала; 5 — ил с прослоями раковин и гидротроилита; 6 — ил с прослоями гидротроилита

скопическое изучение. Плотность осадков на сдвиг изучена крыльчаткой.

Краткая характеристика района. Каспийское море — крупный внутриконтинентальный водоем, перекрывающий в направлении с севера на юг тектонические структуры Прикаспийской впадины, Скифско-Туранской эпигерцинской платформы и альпийских сооружений Кавказа, Эльбурса и Западной Туркмении. Изученные участки дна Среднего Каспия находятся в пределах восточной части альпийского мегантиклинория Большого Кавказа на структурах складчатого борта Терско-Каспийского передового прогиба, занимающего самую западную часть Дербентской котловины и включающего в себя Терско-Сулакскую и Северо-Апшеронскую впадины, разделенные Дербентским

выступом. В геоморфологическом плане на Дербентском участке шельф узкий (10 км), верхняя часть континентального склона до глубины 400 м более пологая, широкая и расчлененная (именно здесь развиты осадочные волны), чем более крутая, эрозионная и выровненная его нижняя часть. Южнее Дербента в море впадают реки, стекающие с горного хребта. На Апшеронском участке шельф расширяется до 50 км и на глубине около 100 м переходит в пологий склон Апшеронского порога, соединяющего структуры Большого Кавказа и Большого Балхана в Туркмении.

Водная масса Среднего Каспия охвачена постоянной системой поверхностных течений, направленных с севера на юг вдоль шельфа и верхней части склона параллельно берегу в районе

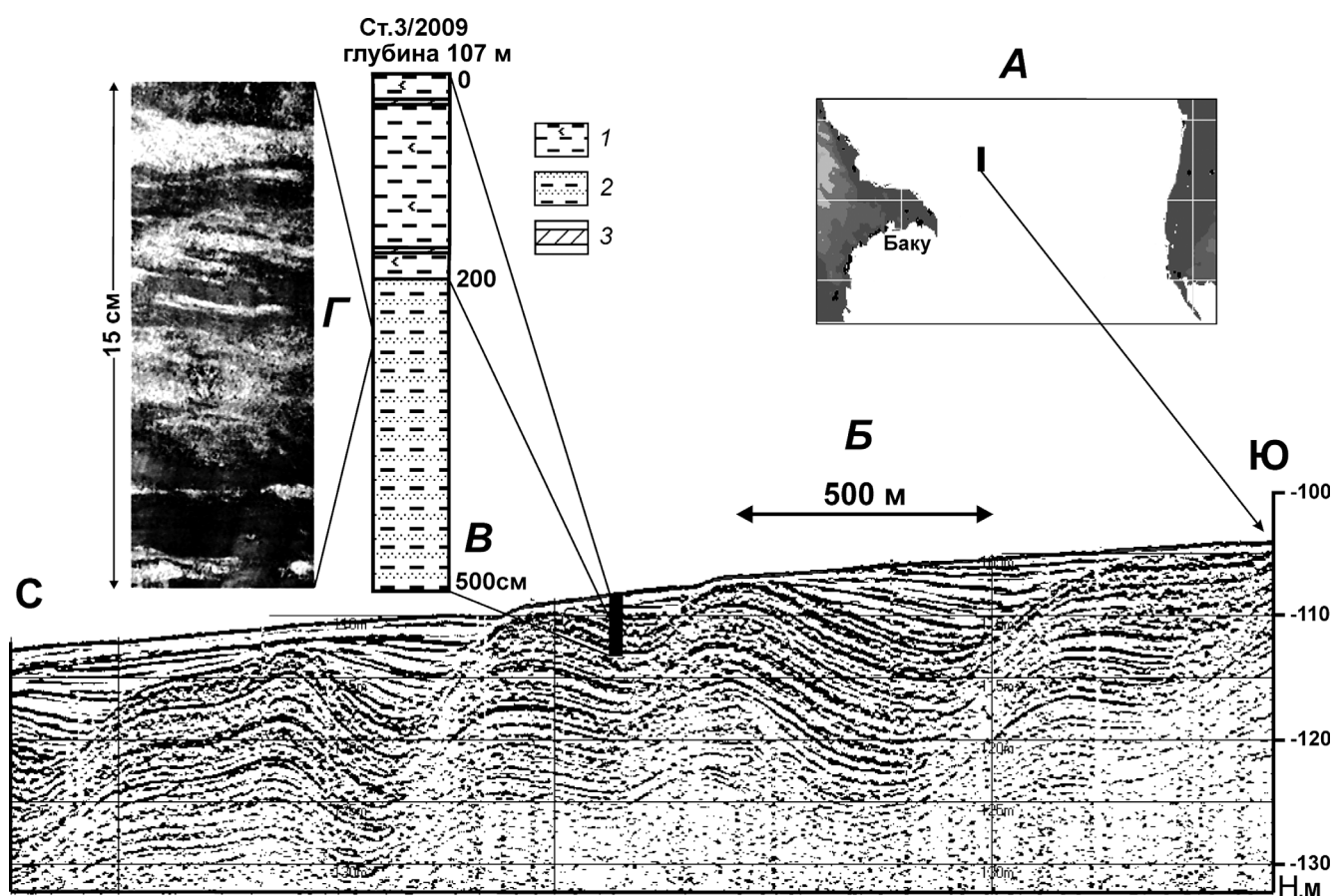


Рис. 3. Местоположение (А) и фрагмент сейсмического профиля (Б) с осадочными волнами на северном склоне Апшеронского порога с положением разреза, вскрытого грунтовой трубкой (В); Г — фото участка колонки с нерегулярным переслаиванием глинистого ила (темные полосы) и песчано-алевритового материала (светлые полосы); 1 — ил с редкими включениями раковин; 2 — переслаивание ила и песчано-алевритового материал; 3 — прослои из раковин

Дербента и южнее, а также и от берега к центральной области моря севернее Апшеронского участка. Можно предположить, что в этом направлении действуют и глубинные течения. В целом перенос осадочного материала осуществляется течениями с севера на юг вдоль вектора их распространения.

Результаты исследований и их обсуждение.

Морфология и структура волн. Как отмечено выше, нами изучены две области развития осадочных волн в Среднем Каспии: верхняя часть западного континентального склона Дербентской котловины на широте Дербента и верхняя часть северного склона Апшеронского порога (рис. 1–3). В результате интерпретации сейсмоакустических данных для Дербентского участка была околонулена область распространения осадочных волн и установлены следующие особенности строения верхней части разреза [Levchenko, Roslyakov, 2007].

Максимальная мощность и выраженность осадочных волн, в том числе в современном рельефе дна, наблюдаются вблизи бровки шельфа. Здесь суммарная мощность залегающих одна на другой нескольких генераций осадочных волн достигает 250 м. Вниз по склону она уменьшается, как и высота волн, и на глубине около 400 м осадочные

волны выклиниваются. Здесь наблюдается резкий перегиб поверхности склона от относительно пологой верхней части, осложненной осадочными волнами, к более крутой нижней части.

На рис. 1 приведены фрагменты сейсмоакустических профилей в разных частотных диапазонах по простиранию (А) и вкрест (Б) простирания осадочных волн. В обоих случаях на профилях наблюдается типичная для осадочных волн сейсмическая запись типа «бегущая волна» с характерной асимметрией: более пологие границы на флангах волн, обращенных вверх по склону, и более крутые на противоположных флангах. Хорошо видна и миграция вершин волн при переходе от каждого нижележащего к вышележащему слою. На профилях, ориентированных по простиранию склона (и осадочных волн), наблюдаются наиболее пологие границы.

На большей площади распространения осадочные волны покрыты плащеобразно залегающим слоем придонных осадков со средней мощностью около 2–3 м, которая в верхней части склона возрастает и во впадинах между волнами может достигать 7–10 м. По мере приближения к перегибу склона (на глубине около 400 м) мощность слоя

сокращается до 0,5–1 м. По внутренней структуре слой существенно отличается от нижележащих осадочных волн и, очевидно, генетически с ними не связан. Как правило, слой выражен несколькими непрерывными, протяженными и субпараллельными дну отражающими горизонтами низкой интенсивности. В некоторых местах, особенно при заполнении впадин нижележащего рельефа, наблюдается почти акустически прозрачная волновая картина. На многих участках, особенно на глубине более 300 м, отчетливо видно угловое несогласие между подошвой слоя и нижележащими отложениями. Характер залегания и особенности проявления на временных разрезах позволяют отождествить этот слой с отложениями новокаспийской (голоценовой) трансгрессии.

Изученные нами две смежные осадочные волны отчетливо выражены в рельефе дна (рис. 2). Перепад глубин между вершиной волны, расположенной выше по склону, и впадиной между волнами составляет около 50 м. По форме обе волны представляют собой обособленные валово-образные поднятия, линейно вытянутые в меридиональном направлении, т.е. приблизительно вдоль бровки шельфа. В рельефе дна отчетливо видны следы подводного размыва. Особенно сильно эродирована нижняя по склону волна. Предположение об этом подтверждается данными локаций бокового обзора, свидетельствующими о наличии отчетливых следов воздействия на дно придонных течений, а также возрастом осадков в колонке 6 на глубине около 60 см от поверхности дна, измеренным AMS ^{14}C -методом в Ливерморской национальной лаборатории имени Э. Лоуренса в США (Lawrence Livermore National Laboratory, USA) и равным $18\,550 \pm 60$ лет. Экстраполяция этого возрастного уровня на расположенную выше по склону «целую» соседнюю волну позволяет определить, что скорость ее роста составляет около 2–3 мм/год. Примечательно, что, судя по особенностям рельефа, подводной эрозии наиболее подвержены возвышенные участки дна, т.е. гребни осадочных волн. Признаки активной эрозии неоднократно отмечены и за пределами полигона на смежных участках дна акватории.

Важная особенность строения разреза — наличие во впадинах между волнами придонной пачки неслоистых осадков. На сейсмических записях они представлены или очень короткими бугристыми (в некоторых местах хаотическими) отражениями малой амплитуды или акустически прозрачной картиной. На высокочастотных профилях видно, что маломощные фрагменты подобной пачки залегают и на склонах волн, и даже вблизи вершины западной волны (рис. 2).

Близкими чертами строения характеризуются осадочные волны на северном склоне Апше-

ронского порога (рис. 3). Однако, в отличие от предыдущего района, дно моря здесь ровное, со слабым уклоном на север; осадочные волны почти не выражены в рельефе дна. Длина осадочных волн здесь составляет около 500 м, высота — 5–10 м. Им также свойственна слоистая структура, причем мощность составляющих слоев больше на южных флангах волн и меньше — на северных. Непосредственно под дном в районе изученной станции залегает субгоризонтальный слой толщиной около 0,5 м. Севернее мощность постепенно возрастает и в 1 км от станции составляет 2 м. Этот слой с несогласием перекрывает наклонные границы, образующие осадочные волны. Еще одна четко выраженная поверхность несогласия фиксируется в районе станции на глубине около 2 м. Она имеет волнистую форму и либо представляет собой кровлю всего комплекса осадочных волн, либо разделяет две генерации волн, верхняя из которых была впоследствии почти полностью размыва и сохранилась лишь во впадинах.

Характеристика отложений осадочных волн.

Важным доводом в пользу отнесения выявляемых по сейсмоакустическим данным аккумулятивных образований к осадочным волнам служат особенности строения и состава слагающих их отложений. Так, по литературным данным осадочные волны представляют собой ритмичное чередование более тонкозернистых и более грубозернистых слоев, что отражает динамику поступления и отложения осадочного материала.

Литологические особенности отложений, слагающих осадочные волны, изучены нами в разрезах 5 колонок для Дербентского участка и в одной колонке для Апшеронского участка (рис. 2, 3). Полученные данные свидетельствуют о закономерном изменении строения разрезов, что отражено в гранулометрическом составе, текстуре и свойствах вскрытых позднечетвертичных осадков.

На Дербентском участке две колонки расположены на вершинах смежных волн, две колонки — во впадинах между волнами и одна колонка — на внешнем склоне волны (рис. 2). В изученных ранее нормально стратифицированных разрезах глубоководных отложений Среднего Каспия сверху залегают зеленовато-серые и серые, неплотные, в разной степени карбонатные осадки новокаспийского возраста (0–8 тыс. лет). Ниже они с постепенным переходом сменяются сначала известковыми мангышлакскими, а затем верхнехвалынскими светло-коричневыми более плотными илами с линзами, полосами и прослоями черного гидротроилита [Лопатина и др., 1996].

По данным гранулометрического анализа вскрытые осадки осадочных волн относятся преимущественно к категории песчаных илов и илов (рис. 4, А).

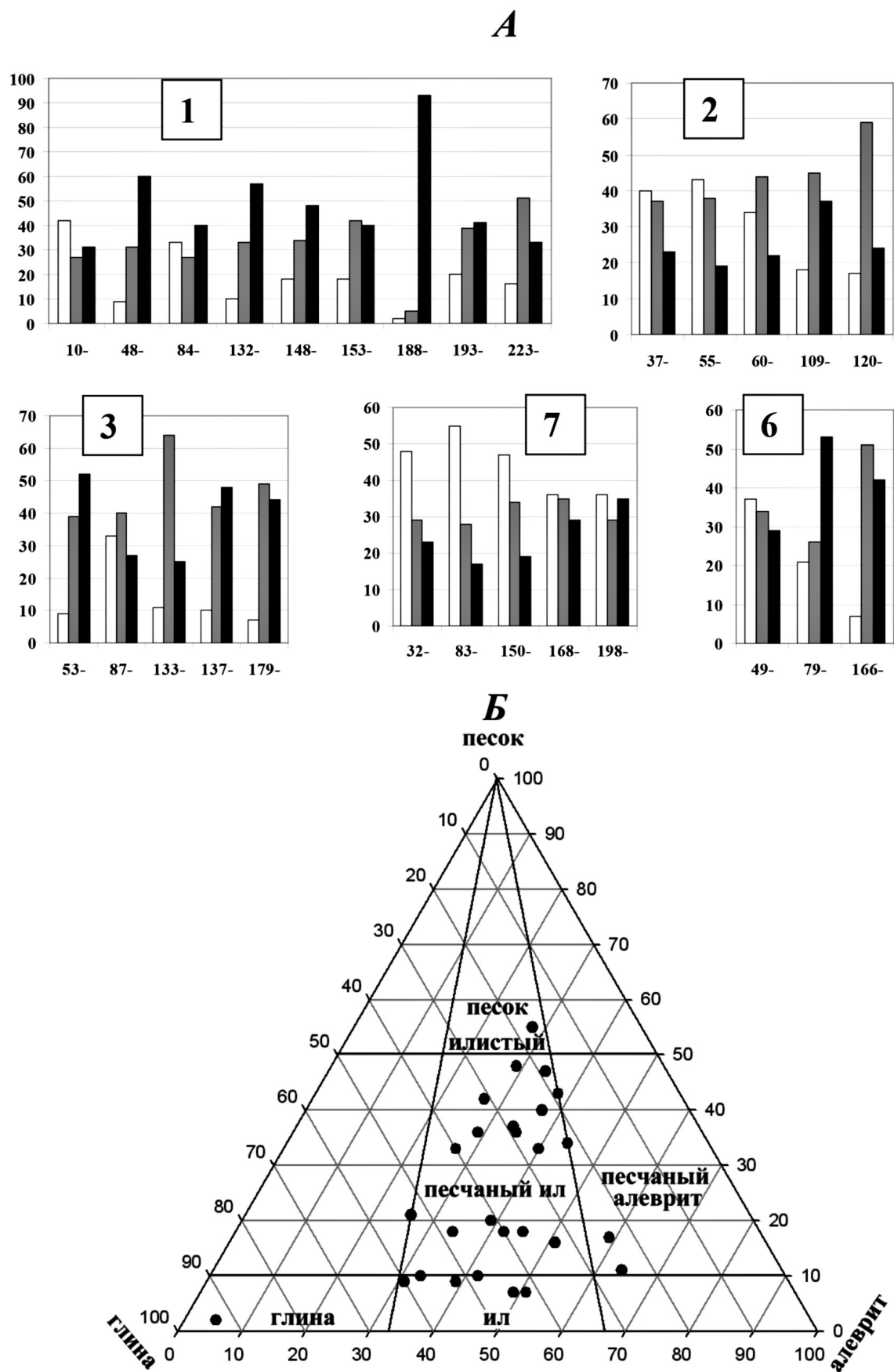


Рис. 4. Столбчатые гистограммы гранулометрического состава (А) и треугольная диаграмма гранулометрических типов осадков (Б), по [Фолк, 1954]

Белое — фракция >0,05 мм, серое — фракция 0,05–0,005 мм, черное — фракция < 0,005 мм; по оси ординат — содержание фракций в %, по оси абсцисс — интервалы разреза в см. Цифры в квадратах — номера колонок (см. рис. 1)

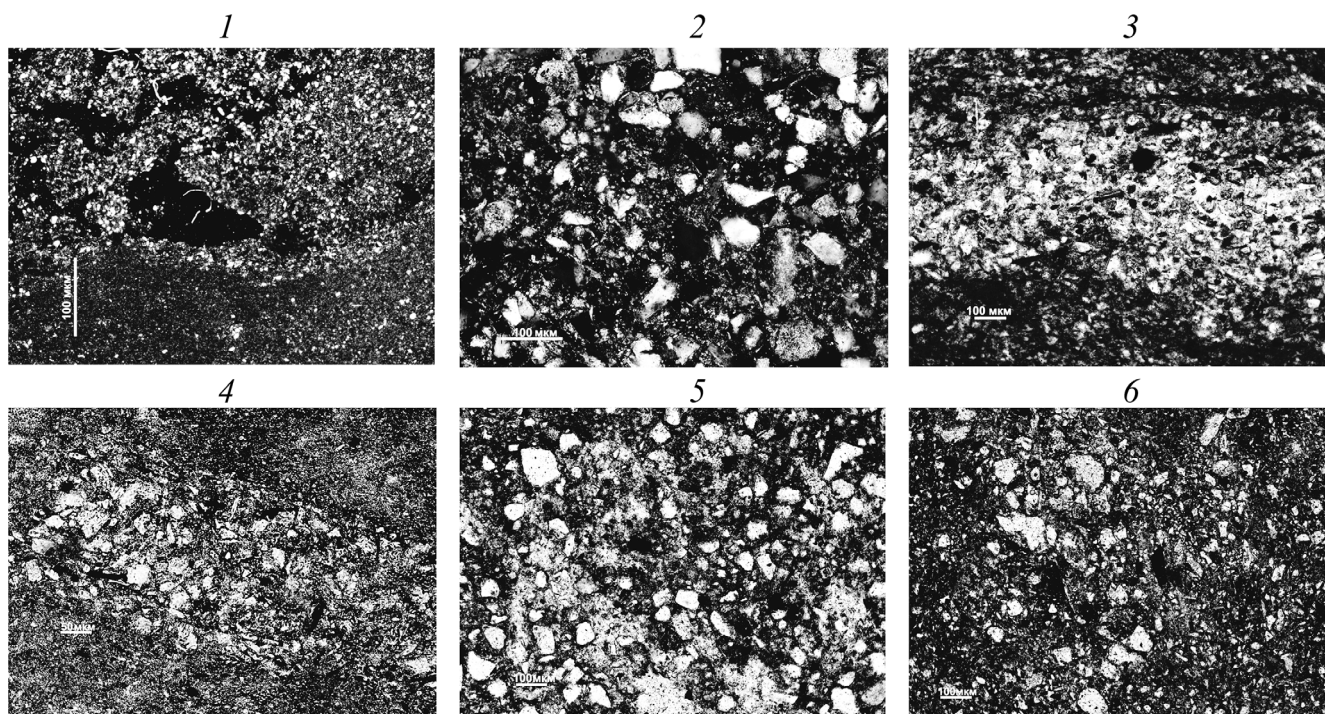


Рис. 5. Фото шлифов осадков: 1 — точка 1, глинистые и песчано-алевритовые прослои; 2 — точка 1, деталь песчано-алевритового прослоя; 3 — точка 2, песчано-алевритовый прослой в глинистом матриксе; 4 — точка 3, песчано-алевритовый прослой в глинистом матриксе; 5 — точка 7, деталь песчано-алевритового прослоя; 6 — точка 6, скопление песчаных частиц в глинистом иле

В точке 1, расположенной в нижней части внутреннего склона верхней волны, в разрезе мощностью 230 см верхние 10 см сложены ракушняком с примесью ила, состоящим преимущественно из мелких раковин *Dreissena rostriformis*. Под ним вскрыта толща уплотняющегося к низу сначала серого (новокаспийского) малопрочного (прочность на сдвиг 3 мПа) ила с включениями мелких раковин. Ниже залегает светло-коричневый ил с тонкими линзами и слойками толщиной до 5 мм, обогащенными песчано-алевритовым материалом и раковинным детритом, прочность на сдвиг которого постепенно увеличивается от 3 до 10 мПа. На гистограмме гранулометрического состава видно чередование слоев с преобладанием как песчано-алевритовых, так и глинистых частиц (рис. 4, Б). При микроскопическом изучении также фиксируется тонкое переслаивание глинистого и более крупного материала (рис. 5, 1 и 2).

На вершине волны в точке 2, судя по высоким значениям прочности (>7 мПа), новокаспийские осадки отсутствуют, за исключением 1,5 см обводненного поверхностного слоя. Остальная часть разреза представлена плотным илом светло-коричневого цвета, в котором встречаются миллиметровые слойки и линзы песчано-алевритового материала, а также редкие мелкие фрагменты раковин. В гранулометрическом составе осадков также преобладает мелкий песчано-алевритовый материал, а в его составе — тонкий песок и крупный алеврит

с меньшей (по сравнению с точкой 1) долей глинистых частиц. При микроскопическом изучении хорошо видно тонкое переслаивание глинистого и более крупнозернистого материала (рис. 5, 3).

В середине внешнего склона волны (точка 3) в верхней части разреза (интервал 0–14 см) залегает раковинный материал с примесью ила (рис. 6, А). Под ним расположена толща довольно прочного и плотного серовато-коричневого ила с пятнисто-полосчатой текстурой за счет черного гидротроилита. В толще встречаются маломощные интервалы с тонкими слойками алеврита и раковинного детрита. При этом в гранулометрическом составе, так же, как в точке 2, чередуются участки с суммарным преобладанием песка и алеврита и участки с повышенным (большим, чем в точке 2) содержанием глинистого материала. Подобная закономерность отмечена и на микроуровне (рис. 5, 4).

В ложбине между двумя смежными волнами (точка 7) под 17-сантиметровым слоем ила с раковинами и раковинным детритом залегает толща уплотняющегося книзу ила сначала зеленовато-серого, а затем светло-коричневого цвета. Текстура осадка полосчатая за счет наличия прослоев гидротроилита толщиной до 2 см. В осадке присутствуют редкие мелкие раковины моллюсков. При визуальном наблюдении прослои грубозернистого материала не зафиксированы, за исключением интервала 150–153 см, в котором отмечена существенная примесь алеврита и рако-

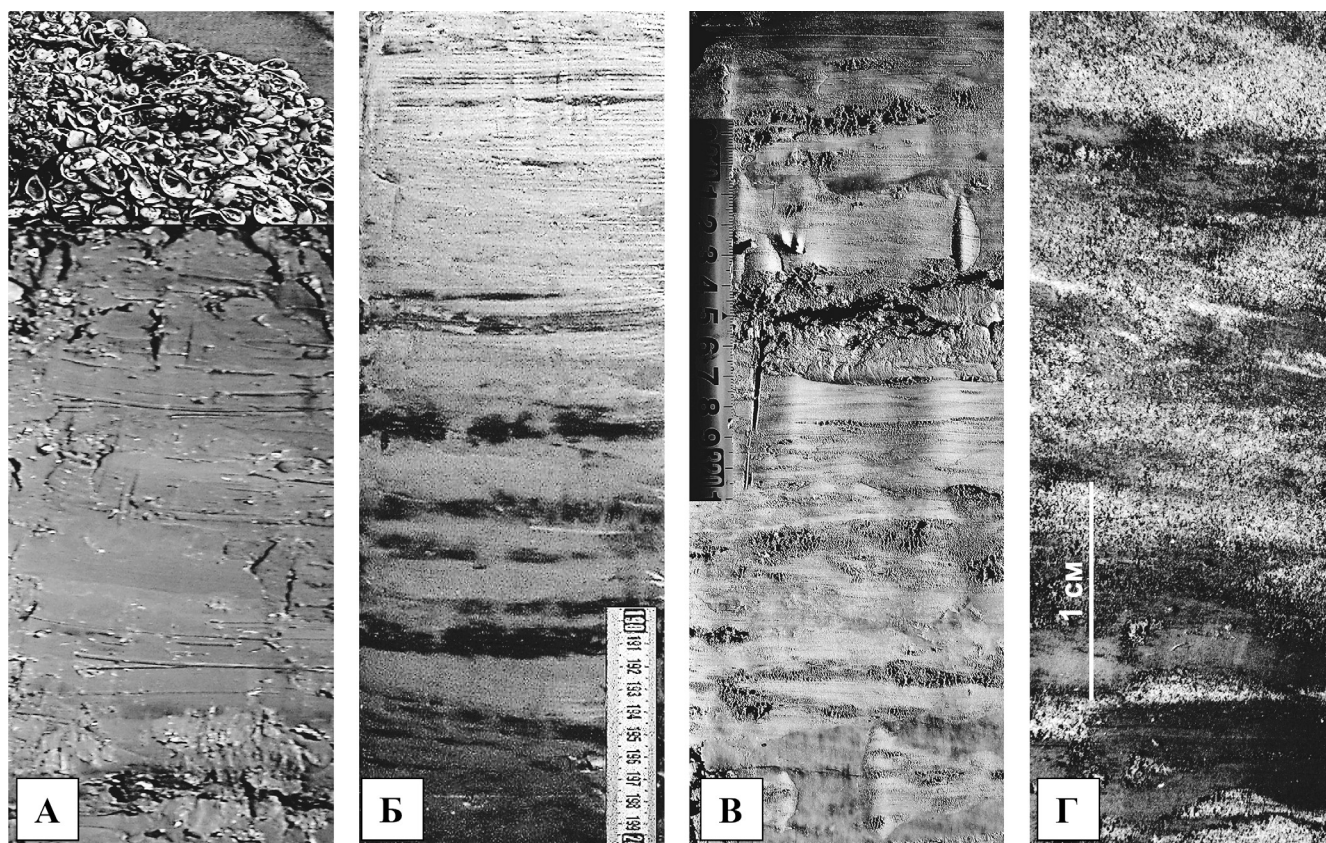


Рис. 6. Фото фрагментов колонок: А — верхняя часть колонки 3/2007 со слоем раковин сверху; Б — средняя часть колонки 6/2007 с прослоями гидротроилита (черные полосы) в коричневом иле; В, Г — чередование глинистых (светлые полосы на фото В и темные полосы на фото Г) и песчано-алевритовых прослоев в разрезе колонки 3/2009

винного детрита. Прочность осадков постепенно возрастает от 0,5 мПа на уровне 35 см до 6 мПа на глубине 110 см. В гранулометрическом составе почти во всех изученных пробах преобладает мелко-тонкопесчаный материал, присутствует и крупноалевритовый материал. При микроскопических исследованиях в интервалах, расположенных между пробами гранулометрического анализа, структура осадков алевритово-глинистая или глинистая. Однако в толще отмечены микролинзы и микрослойки, обогащенные песком и алевритом, т.е. осадкам свойственна микрослоистая текстура (рис. 5,5).

Точка 6 расположена в привершинной части следующей сильноэродированной волны, в результате чего обнажаются ее внутренние наиболее древние слои. Разрез осадков сложен наиболее плотным и прочным (9–12 мПа) илом светло-коричневого цвета, в гранулометрическом составе которого преобладает, чередуясь, песчано-алевритовый или глинистый материал с высоким содержанием песчано-алевритовых частиц. Полосчатая текстура подчеркнута наличием 1–1,5-сантиметровых прослоев гидротроилита (рис. 6, Б). В толще ила видны более крупные (до 5 мм) слои, состоящие из алеврита с раковинным детритом, а также более тонкие линзы и слойки

алеврита. Микрослоистая текстура в шлифах образована присутствием в тонком глинистом иле нечетких слойков и линз, сложенных алевритом и песком (рис. 5,6).

В разрезе колонки, взятой из ложбины между осадочными волнами на склоне Апшеронского порога и вскрывшей собственно их отложения, верхние 2–3 м сложены уплотняющимся книзу серым и коричневато-серым илом с редкими раковинными прослоями, а также с прослоями и линзами алевропеска и гидротроилита. Нижние 2 м колонки представляют собой нерегулярное переслаивание участков более тонкого пелитового ила и разных по мощности слоев песка и алеврита (рис. 6, В, Г) с редкой примесью гидротроилита. При этом характер переслаивания и насыщенность грубозернистым материалом проявлены гораздо ярче, чем в колонках с Дербентского участка.

Выполненный анализ морфологии и строения волнообразных аккумулятивных тел, а также литологический состав слагающих отложений убедительно свидетельствуют в пользу их отнесения к категории осадочных волн.

Их морфология аналогична морфологии осадочных волн из других районов океанов и морей [Wynn, Stow, 2002]. Это выражается в выявленных по сейсмическим записям линейных размерах и

их уменьшении с увеличением глубины моря на Дербентском участке, асимметричном строении, миграции вершин волн вверх по склону, ритмичной слоистой структуре. При этом мощность слоев уменьшается с «навстречного» склона волны в сторону «подветренного» склона, т.е. в направлении распространения наносонесущего потока.

Отличительная черта изученных осадочных волн — воздействие на их строение и структуру эрозионных процессов, что наглядно проявлено на Дербентском участке. Здесь, на глубине моря более 200 м, впадины между волнами заполнены довольно мощной толщей осадков, содержащих наиболее грубый песчано-алевритовый материал. Это, по-видимому, произошло за счет переотложения материала, размывтого на вершинах и внешних склонах волн придонными течениями. В интервале глубины 250–400 м резко сокращается мощность волн в 2–3 раза за счет эрозии их верхних и средних частей, что хорошо видно при сравнении верхней («нормальной») и нижней (эродированной) волны на рис. 2. В результате этого из разреза была удалена толща осадков с возрастом ~20 тыс. лет. Отмеченные события, по нашему мнению, происходили после завершения активной фазы формирования волн в последнюю трансгрессивную (новокаспийскую) стадию развития Каспийского моря.

Несмотря на то что грунтовыми трубками вскрыты только самые верхние части осадочных волн, они все же дают представление об их литологическом составе. Так, на макро- и микроуровнях (рис. 4–6) зафиксировано закономерное чередование более грубого (песчано-алевритового) и более

тонкого (алевритово-глинистого и глинистого) материала, особенно на Апшеронском участке, что отражает последовательное осаднение прослоев как из мутьевых потоков, так и из пелагической взвеси, что характерно для строения осадочных волн, описанных в работе [Wynn, Stow, 2002]. На внутреннем склоне и на вершине волны по данным гранулометрического анализа отмечен более грубый материал, чем на ее внешнем склоне (рис. 4), т.е. формирование состава и структуры осадков отвечают теоретическому механизму осаднения частиц по мере прохождения наносонесущего потока вдоль волны.

Заключение. В обоих изученных нами районах осадочные волны развиты в верхней зоне континентального склона (глубина моря от 100 до 300 м). Выявленный наклон осей индивидуальных волн может указывать на направление и способ переноса исходного осадочного материала. Так, на Дербентском участке при наклоне осей с востока на запад вверх и перпендикулярно склону волны (рис. 1, Б) могли формироваться за счет мутьевых потоков, генерируемых в условиях узкого шельфа реками, которые стекают с Кавказского хребта. Наклон осей с юга на север (рис. 1, А) и идеальные форма и структура волн могут свидетельствовать об их образовании придонными течениями, переносившими с севера взвешенный материал рек Сулак и Терек. На склоне Апшеронского порога при выявленном наклоне осей с севера на юг вверх по склону волны, скорее всего, генерировались мутьевыми потоками, поступавшими в направлении с юга (юго-запада) на север (северо-восток) за счет размыва порога.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Лопатина Д.А., Пирумова Л.Г., Сорокин В.М. Диагномическая флора из верхнечетвертичных осадков Каспийского моря // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 1. С. 15–26.

Росляков А.Г., Сорокин В.М., Калинин В.В. Об осадочных волнах на западном склоне Среднего Каспия // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 1. С. 47–53.

Berndt Ch., Cattaneo A., Szuman M. et al. Sedimentary structures offshore Ortona, Adriatic Sea — Deformation or sediment waves? // Marine Geol. 2005. Vol. 234. P. 261–270.

Cartigny M.J.B., Postma G., van den Berg J.H., Mastbergen D.R. A comparative study of sediment waves and cyclic steps based on geometries, internal structure and numerical modeling // Marine Geol. 2011. Vol. 280. P. 40–56.

Damuth, J.E. Migrating sediment waves created by turbidity currents in the Northern South China Basin // Geology. 1979. Vol. 7. P. 520–523.

Ercilla G., Wynn R.B., Alonso B., Baraza J. Initiation and evolution of turbidity current sediment waves in the Magdalena turbidite system // Marine Geol. 2002. Vol. 192. P. 153–169.

Flood R.D., Shor A.N. Mudwaves in the Argentine Basin and their relationship to regional bottom circulation patterns // Deep-Sea Res. 1988. Vol. 35. P. 943–971.

Folk R.L. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature // J. Geol. 1954. Vol. 62. P. 344–359.

Gonthier E., Faugeres J.C., Gervais A. et al. Quaternary sedimentation and origin of the Orinoco sediment-wave field on the Demerara continental rise (NE margin of South America) // Marine Geol. 2002. Vol. 192. P. 189–214.

Howe J.A. Turbidite and contourite sediment waves in the northern Rockall Trough, North Atlantic Ocean // Sedimentology. 1996. Vol. 43. P. 219–234.

Jacobi R.D., Rabinowitz P.D., Embley R.W. Sediment waves on the Moroccan continental rise // Marine Geol. 1975. Vol. 19. P. 61–67.

Levchenko O.V., Roslyakov A.G. Cyclic sediment waves on western slope of the Caspian Sea as possible indicators of main transgressive/regressive events // Quarter. Intern. 2010. Vol. 225. P. 210–220.

Migeon S., Savoye B., Zanella E. Detailed seismic-reflection and sedimentary study of turbidite sediment waves

on the Var Sedimentary Ridge (SE France): significance for sediment transport and deposition and for the mechanics of sediment-wave construction // *Marine Petr. Geol.* 2001. Vol. 18. P. 179–208.

Nakajima T., Satoh M. The formation of large mud-waves by turbidity currents on the levees of the Toyama deep-sea channel, Japan Sea // *Sedimentology*. 2001. Vol. 48. P. 435–463.

Trincardi F., Normark W.R. Sediment waves on the Tiber prodelta slope: interaction of deltaic sedimentation

and currents along the shelf // *Geol. Marine Lett.* 1988. Vol. 8. P. 149–157.

Wynn R.B., Weaver P.P.E., Ercilla G. Sedimentary processes in the Selvage sediment-wave field, NE Atlantic: new insights into the formation of sediment waves by turbidity currents // *Sedimentology*. 2000. Vol. 47. P. 1181–1197.

Wynn R.B., Stow D.A.V. Classification and characterization of deep-water sediment waves // *Marine Geol.* 2002. Vol. 192. P. 7–22.

Поступила в редакцию 17.05.2018

Поступила с доработки 22.05.2018

Принята к публикации 22.05.2018

УДК 551.86

О.В. Хотылев¹, Н.А. Балущкина², В.С. Вишневская³, Н.И. Коробова⁴,
Г.А. Калмыков⁵, А.С. Рослякова⁶

МОДЕЛЬ НАКОПЛЕНИЯ РАДИОЛЯРИТОВЫХ СЛОЕВ В БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ⁷

Фонд «Национальное интеллектуальное развитие». 119192, Москва, Ломоносовский проспект, 27, к. 1.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет.

119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1

Геологический институт Российской академии наук. 119991, Москва, Пыжевский переулок, 7

National Intellectual Development Fund. 119192, Lomonosovsky Prospect, 27, build 1.

Moscow State University, Faculty of Geology. 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Geological Institute of the Russian Academy of Sciences. 119017, Moscow, Pyzhevsky, 7

Баженовская свита Западной Сибири — одна из наиболее важных и перспективных углеродистых формаций. Ее особенности — огромная площадь распространения и высокий генерационный потенциал слагающих ее отложений, а также преобладание силицитов в ее составе, среди которых наибольший интерес представляют радиолариты, с которыми часто связаны притоки углеводородов. Однако механизм прогноза и характер распространения их до сих пор неоднозначны. На основе исследования состава и текстурных особенностей строения радиоларитовых слоев в глинисто-кремнистых породах баженовской свиты предлагается модель их формирования, основанная на взаимодействии планктона (радиоларий) и течений.

Ключевые слова: баженовская свита, радиоларитовые слои, радиоларии, течения, рельеф.

The Bazhenov Formation of Western Siberia is one of the most important and promising high-carbon formations. Its peculiarity is a huge area of distribution and high generation potential of its constituent deposits. Another feature of the formation is the predominance of silicides in its composition, among which the most interesting are radiolarites, which are often associated with hydrocarbon inflows. However, the mechanism of the forecast and the nature of their distribution still do not have an unambiguous solution. Based on a study of the composition and textural features of the structure of radiolarite layers in the clayey-siliceous rocks of the Bazhenov formation, a model of their formation based on the interaction of plankton (radiolarians) and currents is proposed.

Key words: Bazhenov formation, radiolarians' layers, radiolarians, currents, relief.

Введение. Породы, слагающие разрез баженовской свиты Западной Сибири, представлены кремнистыми и глинисто-кремнистыми типами, в составе которых значительную роль играют остатки радиоларий. Радиоларии в разрезе могут встречаться как в рассеянном виде в составе глинисто-кремнистых пород, так и формировать отдельные слои, практически полностью состоящие только из скелетов этих организмов, — радиоларитовые слои (РС). Последние в разрезах в основном приурочены к нижней части баженовской свиты. Такие слои

выявлены в разрезах на основных месторождениях в центральной части Западной Сибири — Салымском, Приобском, Правдинском, Средне-Назымском и др. В разных скважинах количество РС варьирует от 1 до 6, а мощность — от 0,1 до 2 м. Единичные маломощные прослои встречаются и в других частях разреза свиты.

Изучение комплексов радиоларий позволяет получить информацию об обстановках осадконакопления, включая батиметрию, морфоструктурные особенности бассейна и даже палеоклиматические

¹ Фонд «Национальное интеллектуальное развитие», вед. инженер; e-mail: hot63@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, науч. с.; e-mail: nataliabalushkina@mail.ru

³ ГИН РАН, зав. лабораторией биостратиграфии и палеогеографии; e-mail: valentina.vishnaa@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, ассистент; e-mail: nataliya.korobova54@mail.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, профессор; e-mail: gera64@mail.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, аспирант; e-mail: yo.ro@mail.ru

⁷ Работа выполнена при частичном финансировании РФФИ (проект № 18-05-00494), гостемы № 035-2019-0057.

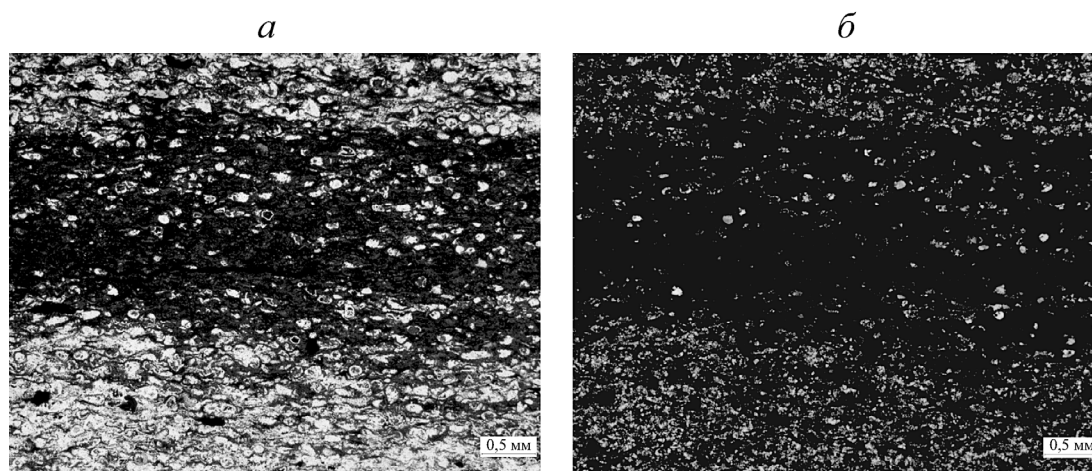


Рис. 1. Ориентировка длинных осей раковин радиолярий в кремнистой породе с реликтовой радиоляриевой структурой (николи: *а* — параллельные, *б* — скрещенные)

условия. Рубежи одновременного возникновения или вымирания группы характерных видов также служат базой для стратиграфического расчленения разрезов. Такой подход ныне общепризнан [Вишневская, Филатова, 2008].

Кроме того, в РС часто формируются коллекторы, к которым приурочены промышленные притоки нефти. Это делает задачу исследования радиоляритов актуальной не только с точки зрения генезиса этих отложений, но и с точки зрения прогноза нефтеносности баженовской свиты.

Краткая характеристика состава радиоляритовых слоев. В результате исследования полных разрезов баженовской свиты в пределах битуминозной верхнеюрской–неокомской толщи выделено четыре сменяющих одно другое радиоляриевых сообщества, характеристика которых приводится ниже.

Биогоризонт Parvicingula blowi — радиоляриевая ассоциация представлена населляриями и спумелляриями (сфероидеи и дискоидеи) практически в близких соотношениях. Дискоидеи составляют 40%, среди них часто встречаются неопределимые до вида *Orbiculiforma* sp., *Paronaella* sp.; 40% представлено высококоническими циртоидными населляриями, причем преобладают *Parvicingulidae*, среди которых со значительной долей условности определены несколько видов; еще 20% — сфероидными скрытоцефалическими населляриями. Возраст комплекса радиолярий определен как ранний титон (ранний? — низы среднего подъяруса волжского яруса) [Вишневская, 2013; Vishnevskaya, 2017].

Биогоризонт Parvicingula jonesi Pessagno — радиоляриевая ассоциация представлена преимущественно населляриями. По числу экземпляров в комплексе доминируют представители рода *Parvicingula* (более 75%). Отмечено особое разнообразие видов высококонических форм рода *Parvicingula*, которые составляют 75% комплекса в радиоляриевой ассоциации этого биогоризонта. Возраст комплекса радиолярий определен как средний титон–начало позднего титона (средний

подъярус волжского яруса и, возможно, низы верхневолжского яруса [Вишневская, 2001; Vishnevskaya, 2017]).

Биогоризонт Parvicingula haeckeli — радиоляриевая ассоциация представлена преимущественно населляриями, но здесь на смену высококоническим формам приходят средне- и даже низкоконические. Возраст комплекса радиолярий определен как поздний титон (средний подъярус волжского яруса [Вишневская, 2013; Vishnevskaya, 2017]).

Биогоризонт Parvicingula khabakovi — Williriedellum salymicum — радиоляриевая ассоциация представлена преимущественно скрытоцефалическими населляриями, среди которых доминирует род *Williriedellum*, встречаются единичные экземпляры *Parvicingula*. Возраст комплекса радиолярий определен как берриасский [Вишневская, 2013; Vishnevskaya, 2017].

Установлено, что состав РС представлен исключительно скелетами радиолярий. Количество других компонентов чрезвычайно мало. Радиолярии часто длинными осями ориентированы по слоистости (рис. 1), а в некоторых местах отмечается свал скелетных остатков и игл радиолярий, ориентированных в одном направлении, вероятно, по течению.

Макротекстура РС массивная или горизонтальная (рис. 2, *а*). Встречаются также линзовидные текстуры и косая слоистость (рис. 2, *б*), подошва резкая, неровная (рис. 2, *в*), кровля резкая, волнистая, иногда с оползневыми языками. В единичных случаях кровля слойков имеет градиционную текстуру. В некоторых разрезах фиксируются фрагменты РС с отчетливо различной параллельной слоистостью, «закатанные» в глинисто-кремнистую матрицу (рис. 2, *г*) и сформированные оползневыми процессами.

Модели накопления РС. Для объяснения формирования подобных объектов были предложены различные механизмы. В частности, предполагалось, что РС возникают в результате вспышки размножения радиолярий при разовом поступле-

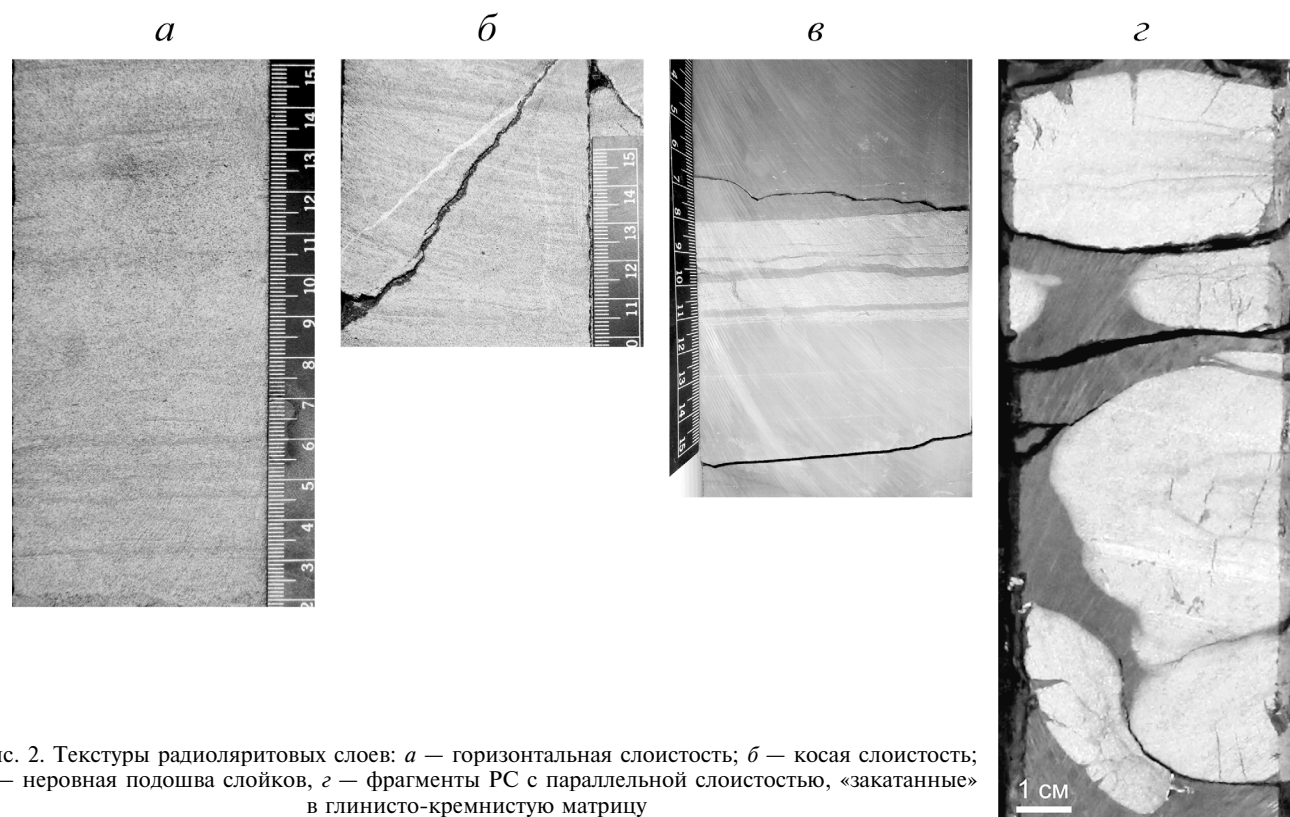


Рис. 2. Текстуры радиоларитовых слоев: *а* — горизонтальная слоистость; *б* — косяя слоистость; *в* — неровная подошва слоев, *г* — фрагменты РС с параллельной слоистостью, «закатанные» в глинисто-кремнистую матрицу

нии в водоем большого количества питательных веществ с пеплопадом или подводными эксгаляциями, последующее резкое истощение пищевой базы вызывает массовое отмирание радиоларий [Вишневская, 1984; Афанасьева, Михайлова, 2001; Условия..., 1988; Ван и др., 2011]. Однако наличие в верхней части разреза баженовской свиты пепловых прослоев [Панченко и др, 2015], не сопровождаемых РС, не подтверждает вулканическую гипотезу. Также вызывает возражения и гипотеза подводных эксгаляций, так как, в частности, не обнаружены подводные каналы для таковых, а также фиксируется явная локальность распределения РС по площади бассейна.

Предлагаемая нами к рассмотрению модель образования радиоларитовых слоев (рис. 3) основана на формировании в процессе развития юрского бассейна Западной Сибири определенной схемы течений [Брадучан и др., 1986; Захаров, 2006], которые постоянно и непрерывно влияли на распределение состава осадков и их мощность.

Данные исследования потоков органического вещества в современных морях и океанах указывают на то, что из фотического слоя, где происходит массовая генерация взвеси фитопланктоном, а также его фильтрация зоопланктоном, на глубину идет два потока вещества, разделенных по крупности частиц: во-первых, многочисленные остатки панцирей, тканей, тонкие минеральные зерна и глинистые минералы, а во-вторых, относительно крупные пеллетные комки размером 0,1–1 мм и более, представленные минерально-органическими

агрегатами, которые производят биофильтраторы, пропуская через свой организм взвешенный в воде материал [Лисицын, 1986]. Пеллеты со скоростью от 40 до 440 м/сут доставляют терригенный материал на дно [Лисицын, 1991]. В процессе падения, происходит растворение мелкого биодетрита, которое резко усиливается на горизонте «жидкого дна» (150–200 м) — слоя, где скачкообразно меняется плотность воды. В этом слое задерживается основная часть биодетрита и только мелкие тяжелые (силикатные) частицы и крупные пеллеты проходят этот барьер без заметных потерь [Лисицын, 2001].

Наличием горизонта «жидкого дна» объясняется доминирование в РС представителей рода *Parvicingula*, поскольку основной пик их численности находился ниже слоя «жидкого дна» (рис. 4), а время достижения поверхности грунта было относительно небольшим. Из-за малого промежутка времени пребывания во взвешенном состоянии на момент захоронения на скелетах парвицингулид еще сохранялась цитоплазма. Радиоларии других родов, жившие в верхних частях толщи воды, в подавляющем большинстве успевали раствориться или были съедены другими планктонными организмами и преобразованы в пеллеты.

Несмотря на значительный размер радиоларий *Parvicingula* (до 0,2 мм), гидравлическая крупность (скорость падения частиц в стоячей воде) отмерших индивидов благодаря ажурному скелету неправильной формы и сохранившейся на нем протоплазме была значительно ниже, чем у таких же и меньшего размера плотноупакованных

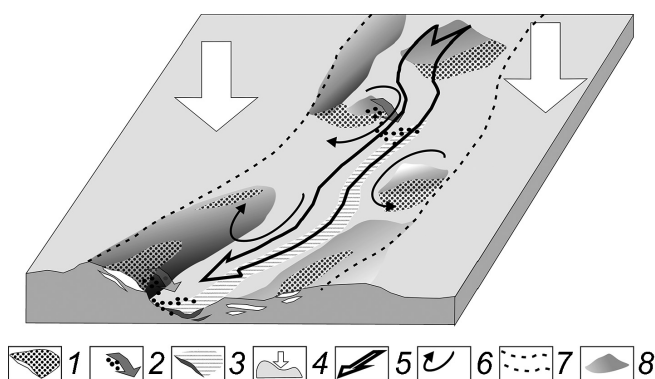


Рис. 3. Модель накопления радиоляритовых слоев в баженовском морском бассейне Западной Сибири: 1 — радиоляритовые слои; 2 — участки размыва консолидированных радиоляритов и сползания их по склону; 3 — конденсированные горизонты; 4 — области фонового накопления осадков; 5 — основное течение; 6 — мелкие боковые ответвления течения и вихревые потоки; 7 — зона влияния основного течения; 8 — неровности рельефа дна

пеллет [Афанасьева и др., 2005], включавших в себя органический углерод, остатки скелетов мелкого зоопланктона и глинистые частицы.

Опускаясь на дно, остатки радиолярий подхватывались течением (рис. 3, 5), подобно тополиному пуху ветром, и оседали в зонах динамической тени — на поворотах и завихрениях потока, в его краевых частях и за препятствиями (рис. 3, 8). В результате подобной дифференциации образовывались локальные прослои чистых радиоляритов мощностью более 1 м с горизонтальными, линзовидными и косослоистыми текстурами (рис. 2, а–в, рис. 3, 1). Тип текстуры непосредственно зависел от расстояния до потока, т.е. ближе к стрежню течения — косослоистая, на максимальном удалении — горизонтальная, в промежуточных областях — линзовидная. Длинные оси радиолярий, опускавшихся на дно, приобретали ориентировку в соответствии с затухающим течением. А более тяжелые пеллеты в соответствии с законами гидродинамики выпадали в осадок на других участках дна, там, где скорость потока была выше, и формировали слои со значительным количеством

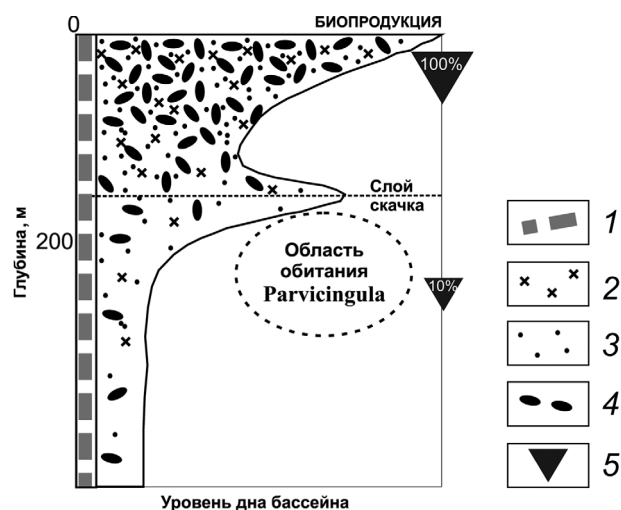


Рис. 4. Расположение слоя «жидкого дна» и области обитания радиолярий *Parvicingula* (с использованием материалов [Лисицын, 2001]): 1 — терригенное вещество, стойкое к растворению; 2 — биогенное вещество фитопланктона; 3 — биогенное карбонатное вещество; 4 — пеллеты фильтраторов зоопланктона; 5 — количество $C_{орг}$ в потоке (100% на поверхности, 10% ниже слоя скачка плотности)

глинистого компонента. Такое распределение осадков подтверждается данными, полученными при изучении голоценовых отложений глубоководного конуса выноса р. Дунай [Иванов и др., 1989], где на поворотах русла подводного каньона реки, т.е. на участках резкого падения скорости подводных течений, мощность диатомовых илов увеличивается более чем в 2 раза по сравнению с мощностью тех же отложений в тальвеге и на борту каньона.

С момента формирования РС в них начались процессы диагенеза. Радиолярии теряли остатки протоплазмы, что сопровождалось частичным растворением кремнистых скелетов и перераспределением кремнезема. Слои уплотнялись и консолидировались. Выполняющие их частицы укрупнялись, а скелетные каркасы заполнялись кремнеземом.

В стрежневых же областях течений формировались поверхности размыва и конденсированные

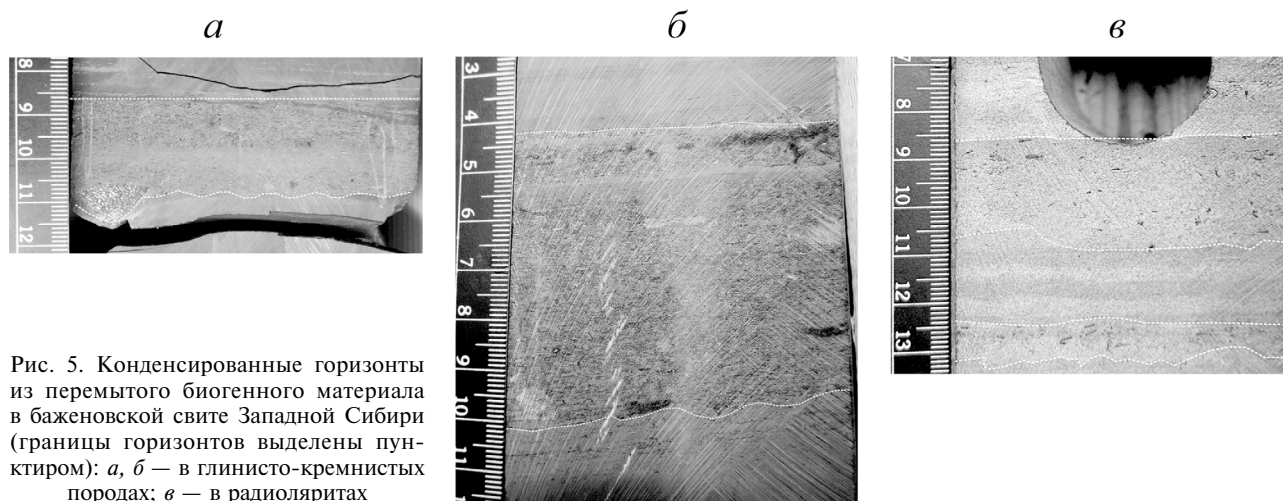


Рис. 5. Конденсированные горизонты из перемытого биогенного материала в баженовской свите Западной Сибири (границы горизонтов выделены пунктиром): а, б — в глинисто-кремнистых породах; в — в радиоляритах

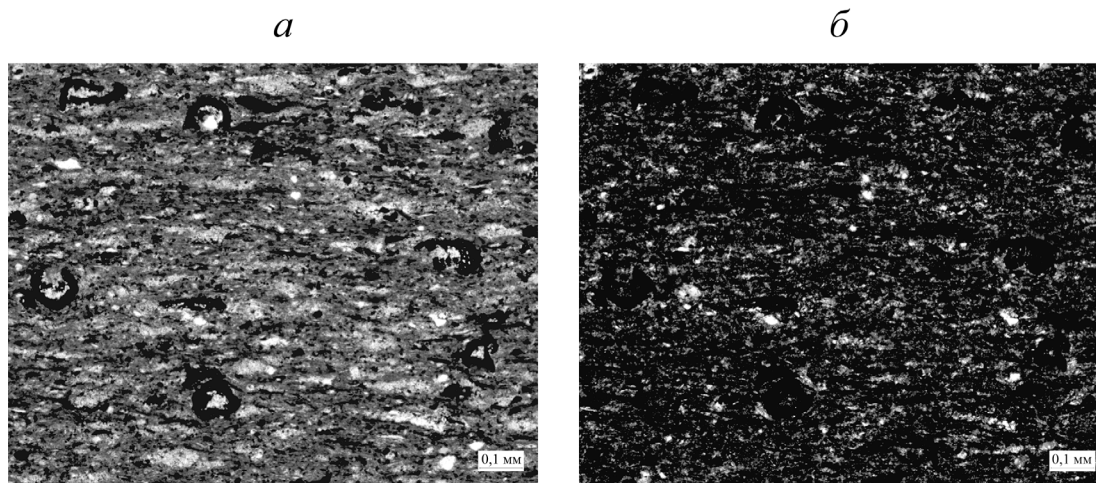


Рис. 6. Радиоларии (темные «колечки») в керогеново-глинисто-кремнистой породе характерной для участков фоновой седиментации (николи: *а* — параллельные; *б* — скрещенные)

горизонты из перемытого биогенного материала [Панченко, Немова, 2017] (крючки кальмаров (*Onychites* sp.) и косточки рыб) с характерной неровной нижней границей, сформированной в процессе размыва (рис. 3, 3; рис. 5, *а, б*). Туда же попадали и скелеты радиоларий (рис. 5, *в*), но уже заполненные кремнеземом и, соответственно, имеющие высокую плотность. Размыв накопившихся прослоев постоянно изменяющимся потоком вызывал разрушение уже сформированных РС и оползание их фрагментов (рис. 3, 2; рис. 2, *в*).

В зоне отсутствия течений, т.е. вне предела их зоны влияния, проходила фоновая седиментация с накоплением нормального ряда кремнисто-глинистых осадков, содержащих радиоларии в рассеянной форме (рис. 3, 4; рис. 6). В состав таких толщ входил и эоловый материал, представленный обломками кварца и полевых шпатов и привносимый в бассейн юго-западными ветрами из береговых пустынь [Гольберт, 1983].

Флуктуации основного потока течения и его побочных ветвей (рис. 3, *б*) вызывали локальное формирование РС на разных площадях и в разных частях разреза — участки накопления РС мигрировали в соответствии с изменением конфигурации основного потока течения. Вследствие этого процесса они не образовывали сплошной покров, а были распространены локально, в частности, на склонах и вершинах поднятий, расположенных в области течения и прилегающих к ней (рис. 3, *г*). При ширине зоны влияния течения несколько сотен километров протяженность однородных радиоларитовых слоев, вероятно, должна достигать нескольких десятков километров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Афанасьева М.С., Амон Э.О., Болтовской Д. Экология и биогеография радиоларий: новый взгляд на проблему. Ч. 1. Экология и тафономия // Литосфера. 2005. № 3. С. 31–56.

Афанасьева М.С., Михайлова М.В. Доманиковская свита Тимано-Печорского бассейна: радиоларии, биостратиграфия и условия седиментации // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 5. С. 3–25.

Отсутствие или редкие находки РС в низах и верхних частях баженовской свиты объясняются миграцией общего уровня бассейна, связанным с этим изменением глубины, конфигурации береговой линии и, соответственно, схемы течений. К определяющим факторам формирования РС относится также изменение видового состава радиоларий — их меньший размер и иная глубина проживания вызывали их более интенсивное растворение, а также поглощение другими формами планктона и агрегирование радиоларий в пеллеты.

Выводы. 1. Весьма однородный состав РС объясняется условиями обитания слагающих их радиоларий и динамикой среды осадконакопления.

2. Распространение РС контролировалось полосою течений.

3. Формирование РС происходило в зонах динамической тени течений.

4. РС отсутствуют или имеют минимальную мощность в области максимальных значений скорости течения.

5. Участки накопления РС мигрировали в соответствии с изменениями конфигурации основного потока течения соответственно, они распространены локально, не образуя сплошного покрова на поверхности дна.

6. РС локализованы, в частности, на склонах и вершинах поднятий, расположенных в области течения и ее окрестностях.

7. Отсутствие или редкие находки слоев РС в низах и верхних частях баженовской свиты объясняются конфигурацией схемы течений при изменении общего уровня бассейна и сменой сообществ биоты.

Афанасьева М.С., Тимохин И.М. Радиоларии и вопросы гидродинамики: новый взгляд на проблему // Мат-лы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Вып. 2. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 219–226.

Брадучан Ю.В., Гольберт А.В., Гурари Ф.Г. и др. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность). Новосибирск: Наука, 1986. 217 с.

Ван А.В., Предтеченская Е.А., Злобина О.Н. Продукты вулканизма в юрских отложениях Приуральской части Западно-Сибирской плиты // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2011. № 4. С. 15–22.

Вишневская В.С. Радиоляриты как аналоги современных радиоляриевых илов. М.: Наука, 1984. 118 с.

Вишневская В.С. Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС, 2001. 376 с.

Вишневская В.С. Биостратиграфия и палеогеография баженовской свиты по данным радиоляриевого анализа // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Тюмень, 2013. С. 34–37.

Вишневская В.С., Филатова Н.И. Корреляция юрско-меловых кремнисто-вулканогенных отложений северо-западного обрамления Тихого океана (Корякское нагорье) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 6. С. 42–43.

Вишневская В.С., Филатова Н.И. Обстановки накопления морских среднемезозойских аллохтонных комплексов Северо-Востока Азии и их корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24, № 6. С. 30–48.

Гольберт А.В. Региональная палеоклиматология Сибири (юра–палеоген). Методы, результаты: Автореф. докт. дисс. Новосибирск, 1983.

Захаров В.А. Условия формирования волжско-берриасской высокоуглеродистой баженовской свиты Западной Сибири по данным палеоэкологии // Эволюция биосферы и биоразнообразие: К 70-летию

А.Ю. Розанова. М.: Тов-во науч. изданий КМК, 2006. С. 552–568.

Иванов М.К., Конюхов А.И. Глубинное строение и осадки подводного конуса выноса р. Дунай // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305, № 1. С. 171–175.

Лисицын А.П. Биодифференциация вещества в океанах и осадочный процесс // Биодифференциация вещества в морях и океанах. Ростов-н/Д: Изд-во РГУ, 1986. С. 3–66.

Лисицын А.П. Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. М.: Наука, 1991. 271 с.

Лисицын А.П. Потоки вещества и энергии во внешних и внутренних сферах Земли // Глобальные изменения природной среды-2001 / Под ред. Н.Л. Добрецова, В.И. Коваленко. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. С. 181.

Панченко И.В., Камзолкин В.А., Латышев А.В., Соколов И.Д. Туфы и туффиты в баженовском горизонте // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: Мат-лы 8-го Всеросс. литол. совещ. (Москва, 27–30 октября 2015 г.). М.: РГУ имени Губкина, 2015. Т. 2. С. 258–261.

Панченко И.В., Немова В.Д. Контуриты в баженовских отложениях Западной Сибири: формирование, распространение и практическое значение // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Науч. мат-лы Седьмого Всеросс. совещ. (Москва, 18–22 сентября 2017 г.) М.: ГИН РАН, 2017. С. 153–157.

Условия формирования и методика поисков залежей нефти в аргиллитах баженовской свиты. М.: Недра, 1988. 197 с.

Поступила в редакцию 21.05.2018

Поступила с доработки 22.05.2018

Принята к публикации 22.05.2018

УДК 550.834

А.Н. Ошкин¹, А.И. Коньков², А.В. Тарасов³, А.А. Шувалов⁴, В.И. Игнатьев⁵**МЕТОДЫ МИНИМИЗАЦИИ И ПОДАВЛЕНИЯ
КОРРЕЛЯЦИОННЫХ ШУМОВ ОДНОВРЕМЕННО
РАБОТАЮЩИХ ИСТОЧНИКОВ В ВИБРОСЕЙСМОРАЗВЕДКЕ⁶***Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет.
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1**Санкт-Петербургский государственный университет. 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9
ООО «ГЕОДЕВАЙС». 199178, Санкт-Петербург, Малый пр. В.О., д. 58, лит. А**Moscow State University, Faculty of Geology. 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1**St-Petersburg State University. 199034, St-Petersburg, University emb., 7/9**LLC «GEODEVAIS». 199178, St. Petersburg, Maly Ave. V.O., 58, lit. A*

Применение в сейсморазведочных работах нескольких одновременно работающих источников позволяет получать большие объемы данных в единицу времени, чем при классических работах с одним источником, а также усовершенствовать схему регистрации сейсмических данных. В зависимости от типа используемого источника (вибрационный или импульсный) используют разные способы разделения сигналов. При работах вибросейсмическим методом разделение сигналов становится возможным на этапе корреляционной обработки виброграмм. Рассмотрены методы построения некоррелирующих сигналов для применения в вибросейсморазведке (с примером применения таких сигналов на синтетических данных) и гиперболической медианной фильтрации для минимизации корреляционных и некогерентных шумов.

Ключевые слова: мультиисточник, разделение сигналов, псевдослучайные последовательности, медианная фильтрация, бинарный фазоманипулированный сигнал, построение свип-сигналов.

The use of several simultaneously operating sources in seismic operations allows one to obtain large amounts of data per unit of time than for classical works with a single source, and also to improve the seismic data recording system. Depending on the type of seismic source used (vibrating or pulsed), different methods of signal separation are used. When working with vibroseismic method, separation of signals becomes possible at the stage of correlative processing of vibrograms. In this paper, we demonstrate methods for constructing noncorrelating signals for use in vibroseis survey (with an example of using such signals on synthetic data) and hyperbolic median filtering to minimize correlation and incoherent noise.

Key words: simultaneous source, deblending, pseudorandom sequence, median filtering, binary phase-shift keying, sweep design.

Введение. Один из основных факторов, определяющих характер выполняемых сейсморазведочных работ, — их стоимость. По мере развития технологий сейсморазведки возникает спрос на более крупные проекты, поэтому сейчас более чем когда-либо очевидна потребность в повышении эффективности работ.

В последнее время при поисках решения такой задачи возрастает интерес к технологии применения одновременно работающих источников. Ее

суть заключается в одновременной регистрации нескольких источников, расположенных на произвольном удалении от системы наблюдения. Вибросейсмический метод (в отличие от импульсного) позволяет разделять данные от нескольких одновременно работающих источников на этапе корреляционной обработки виброграмм. Для решения этой задачи необходимо, чтобы сигнатуры источников имели низкий уровень взаимной корреляции. Для этих целей во многом

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, ассистент, канд. физ.-мат. н.; *e-mail:* a.oshkin@mail.ru

² Санкт-Петербургский государственный университет, физический факультет, кафедра физики Земли, ст. науч. с., канд. физ.-мат. н.; *e-mail:* a.konkov@spbu.ru

³ Санкт-Петербургский государственный университет, физический факультет, кафедра физики Земли, аспирант; *e-mail:* aleksei.v.tarasov@gmail.com

⁴ Санкт-Петербургский государственный университет, физический факультет, кафедра физики Земли, аспирант; *e-mail:* andrei.a.shuvalov@gmail.com

⁵ ООО «Геодавайс», коммерческий директор; *e-mail:* vi@geodevice.ru

⁶ Работа выполнена при поддержке РНФ (проект №17-77-10165).

используются псевдослучайные сигналы (ПСС) и псевдослучайные последовательности (ПСП) [Weik, 2001]. Псевдослучайные сигналы также обладают повышенной помехоустойчивостью и формой автокорреляционной функции, которая лучше (меньше число и уровень боковых лепестков вблизи максимума АКФ), чем у классического свипа с линейной частотной модуляцией (ЛЧМ-сви́па) [Sallas et al., 2008]. ПСС позволяют также расширить частотный диапазон в область низких частот, что при использовании ЛЧМ сигналов затруднительно [Sallas et al., 2011].

Существует множество способов построения некоррелирующих сигналов: фазовая манипуляция несущего сигнала [Cunningham, 1979], фильтрация бинарной псевдослучайной последовательности [Iranpour et al., 2009], пересортировка сегментов ЛЧМ-сви́па [Goupillaud, 1976], генерация и фильтрация последовательности случайных чисел [Goder, 1994], решение оптимизационной задачи и т.д.

Несмотря на все преимущества псевдослучайных сигналов, их реализация и точное воспроизведение могут быть затруднительны для реальных механических систем. Однако в ряде работ, посвященных этой тематике, продемонстрировано [Dean et al., 2017], что на сейсмограммах, полученных как с использованием псевдослучайных сигналов, так и с использованием ЛЧМ-сигналов, прослеживаются одинаковые отражающие границы.

В рамках нашей работы решались следующие задачи: 1) генерация бинарной последовательности для фазовой манипуляции с помощью решения оптимизационной задачи; 2) фильтрация корреляционных шумов с использованием гиперболической медианной фильтрации.

Корреляционные и спектральные свойства фазоманипулированного сигнала. Фазоманипулированные сигналы (ФМн) широко используются в системах передачи информации с многополь-

зовательским доступом (в системах с кодовым разделением сигналов CDMA, таких, как GPS, ГЛОНАСС, 3G, 4G и Wi-Fi). В англоязычной литературе, посвященной применению ПСС в сейсморазведке, такой сигнал иногда называют Wischmeyer sweep [Wischmeyer, 1996], однако в статье мы будем называть его фазоманипулированным сигналом.

Мы рассматривали только двоичную фазовую манипуляцию, что соответствует изменению фазы на π . Такое изменение фазы сигнала эквивалентно изменению знака несущей внутри одного прямоугольного импульса $S(t)$. Это позволяет записать его математическую модель в виде амплитудно-модулированного сигнала. Частота несущей $f_0 = 1/T$, где T — длительность прямоугольного импульса. Используя управляющую последовательность a длины N , элементы которой принимают значения $+1$ или -1 , сигнал $W(t)$ можно записать в виде:

$$W(t) = \sum_{k=0}^{N-1} a_k S(t - kT) \sin 2\pi f_0 t.$$

На рис. 1, *a* представлен отрезок фазоманипулированного сигнала (пунктирной линией выделена огибающая сигнала), на рис. 1, *б* — его амплитудный спектр. Частота сигнала $f_0 = 75$ Гц, число элементов последовательности N равно 1023, длительность сигнала $NT \approx 13,6$ с.

Основной лепесток спектра имеет ширину $\Delta f = 2/T$ с максимумом на частоте $f_{\max} = f_0$, а боковые лепестки имеют ширину, равную $1/T$. В общем случае, когда в прямоугольном импульсе аналогичной длины заключено несколько периодов несущей n , это приводит к смещению максимума основного лепестка на частоту $f_{\max n} = nf_0$. Остальные параметры остаются неизменными. Случаи $n \neq 1$ не представляют интерес для целей сейсморазведки,

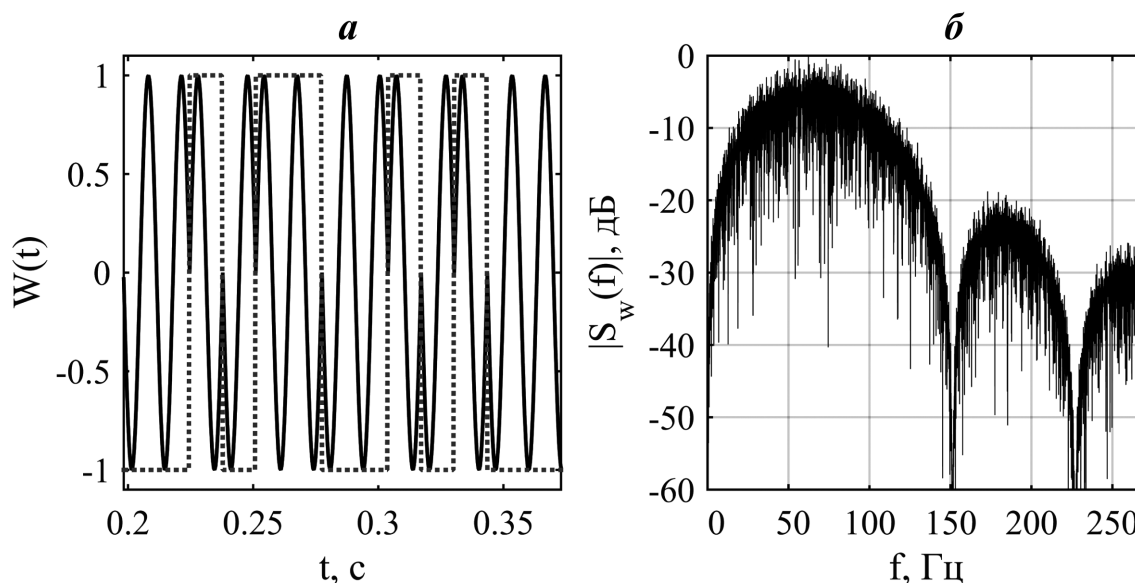


Рис. 1. Сегмент ФМн сигнала длительностью 13,6 с и несущей частотой 75 Гц (*a*) и амплитудный спектр ФМн сигнала (*б*)

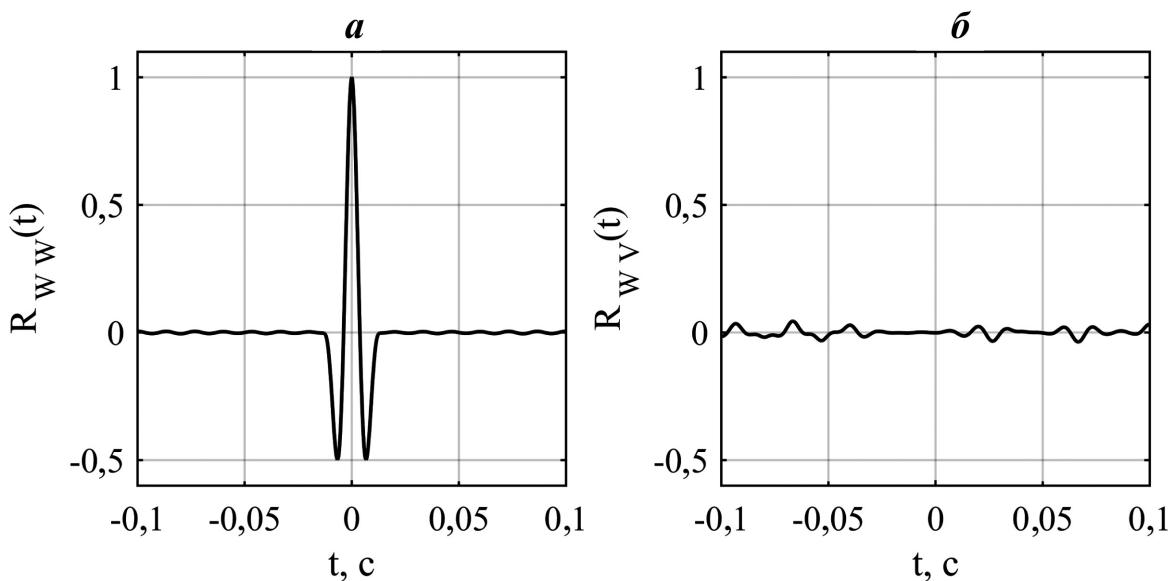


Рис. 2. Автокорреляционная функция сигнала на рис. 1, *a* (*a*) и взаимокорреляционная функция двух PSK-сигналов, управляемых различными последовательностями (*б*)

поскольку приводят к появлению дополнительных боковых лепестков автокорреляционной функции.

Как отмечено выше, для одновременного использования нескольких источников необходимо, чтобы соответствующие сигналы имели низкий уровень взаимной корреляции. Взаимная корреляция двух ФМн сигналов $W(t)$ и $V(t)$, построенных с использованием различных последовательностей *a* и *b* соответственно, выражается следующим образом:

$$R_{wv}(t) = \sum_{m=-\infty}^{\infty} R_{ab}(m) R_s(t - mT), \quad (1)$$

$$R_{ab}(m) = \sum_{l=0}^{N-1} a_l b_{l-m},$$

где R_s — автокорреляция одного периода несущей, R_{ab} — взаимная корреляция двух последовательностей. Для расчета автокорреляции сигнала необходимо в выражение (1) подставить одну и ту же последовательность. На рис. 2, *a* представлен пример автокорреляционной функции ФМн сигнала, на рис. 2, *б* — пример взаимной корреляции двух ФМн сигналов с разными управляющими последовательностями. Двоичная фазовая манипуляция проводится с использованием m -последовательностей [Wong, 2013].

Таким образом, для построения некоррелирующих сигналов с приемлемыми для решения поставленной задачи свойствами автокорреляционных функций необходимо задействовать последовательности, обладающие такими же свойствами. К настоящему времени разработано множество последовательностей (m -последовательности, коды Баркера [Barker, 1953], коды Голда [Gold, 1967], коды Касами [Welch, 1974] и т.п.), которые эффективны в случае расчета периодических корреляци-

онных функций. Однако для целей сейсморазведки необходимо рассчитывать аperiodические корреляционные функции, в связи с чем эти последовательности могут быть неоптимальными. Кроме того, указанные последовательности определяются не для произвольной длины последовательности, а их усечение приводит к неблагоприятным результатам. Итак, в сейсморазведке возникает задача построения некоррелирующих последовательностей произвольной длины с минимальным шумом автокорреляции.

Построение бинарных последовательностей с помощью решения оптимизационной задачи. Последовательность, элементы которой могут принимать два значения, называется бинарной. Сигналы, построенные на основе бинарной последовательности, представляют большой интерес, поскольку их энергии равны. Это особенно важно при сейсморазведочных работах, поскольку в этом случае источники энергетически равны, а соответствующие сейсмограммы характеризуются эквивалентным динамическим диапазоном.

В последнее время возрос интерес к методам генерации последовательностей [Soltanian, 2012], обладающих необходимыми свойствами для конкретных задач, однако их обзор выходит за рамки статьи, поэтому результаты предложенного метода будут сопоставляться с характеристиками m -последовательностей.

В качестве параметров, определяющих оптимальность корреляционных функций последовательностей, можно выделить *PSL* (Peak Sidelobe Level) — максимальный уровень бокового лепестка АКФ, *ISL* (Integrated Sidelobe Level) — интегральный уровень бокового лепестка АКФ, *PCCL* (Peak Cross-Correlation Level) — максимальный уровень шума ВКФ и *ICCL* (Integrated Cross-Correlation

Level) — интегральный уровень шума ВКФ. Эти параметры определяются следующим образом:

$$ISL(a) = \sum_{k=1}^{N-1} |R_a(k)|^2, \quad PSL(a) = \max\{|R_a(k)|^2\}_{k=1}^{N-1},$$

$$ICCL(a, b) = \sum_{k=-(N-1)}^{N-1} |R_{ab}(k)|^2,$$

$$PCCL(a, b) = \max\{|R_{ab}(k)|^2\}_{k=-(N-1)}^{N-1}.$$

Использование интегральных характеристик позволяет определять уровень корреляционного шума на всей сейсмической записи. Максимальный уровень бокового лепестка представляет меньший интерес, поскольку информация о нем несет локальный характер, однако его слишком высокое значение может привести к появлению ложного импульса высокой амплитуды, что недопустимо. В связи с этим параметр PSL не применялся в алгоритме построения последовательности и использовался только для оценки результатов.

Задачу построения некоррелирующих последовательностей предлагается решать, как задачу многокритериальной оптимизации, в которой необходимо построить пару последовательностей, обладающих минимальным интегральным уровнем бокового лепестка АКФ и минимальным интегральным уровнем ВКФ. Поскольку одновременно удовлетворить обоим критериям невозможно, то для построения оптимальных последовательностей предлагается провести скаляризацию задачи и минимизировать следующий функционал:

$$F_\theta(a, b) = \theta[ISL(a) + ISL(b)] + (1-\theta)ICCL(a, b).$$

Введение управляющего параметра θ позволяет регулировать вклад в функционал отдельных параметров. Определение значения оптимального параметра θ — следующий шаг для решения задачи построения сигналов. Для минимизации функционала использовался метод генетического алгоритма, который позволяет вводить ограничения на целочисленность значений искомых параметров. В генетическом алгоритме реализованы различные процедуры поиска решения и методы выхода из локального минимума, которые построены, в том числе, и на вероятностном подходе, что позволяет при каждой симуляции генерировать новые пары [Zhang et al., 2007].

Отметим негативные особенности получаемых последовательностей при минимизации этого функционала. Например, при $\theta = 1$ можно сгенерировать множество пар, которые будут обладать схожей суммой параметров $ISL(a)$ и $ISL(b)$, однако индивидуальные значения параметра ISL для последовательностей этой пары могут сильно отличаться. Несмотря на это алгоритм позволяет получить оптимальный набор пар, среди которых

в дальнейшем можно выбрать пару со схожими параметрами ISL .

Выбор оптимальных параметров проводился для последовательностей с длиной $N=1023$. Поскольку применение генетического алгоритма — задача ресурсоемкая, то в качестве результата приводится медианное значение параметров среди 7 сгенерированных пар для каждого значения управляющего параметра θ .

На рис. 3 представлен результат расчета параметров построенных последовательностей (сплошная линия) и значение тех же параметров для пары m -последовательностей (пунктирная линия).

Видно, что этот алгоритм позволяет получать последовательности с меньшим суммарным шумом АКФ и ВКФ при $0,65 < \theta < 0,9$ (рис. 3, а, б). Кроме того, при любом значении параметра θ функционал позволил обеспечить меньшее значение максимального бокового лепестка ВКФ, чем для m -последовательностей (рис. 3, в), однако расчет для последовательностей другой длины продемонстрировал, что подобного результата удастся добиться при $\theta < 0,8$. Также отметим, что не удалось получить меньшее значение параметра PSL ни при каких значениях θ , однако параметр PSL начинает выходить на асимптоту при $\theta = 0,75$ (рис. 3, в). Таким образом, оптимальное значение управляющего параметра лежит в диапазоне $0,75 < \theta < 0,8$.

Фильтрация корреляционных шумов с помощью гиперболической медианной фильтрации. После разделения сигналов на коррелограммах остается шум взаимной корреляции, уровень которого возрастает с увеличением числа используемых источников. Наличие этого шума оказывается неизбежным при работе с несколькими источниками. Его характерная особенность заключается в том, что он находится в той же полосе частот, что и полезный сигнал, в связи с чем алгоритмы фильтрации, использующие спектральные свойства случайного шума, оказываются неэффективны для подавления помех такого типа. Использование нелинейных методов фильтрации, пример которых — медианная фильтрация, позволяет разрешить эту проблему.

В современной литературе демонстрируется эффективность мультинаправленного медианного фильтра [Huo et al., 2009], применение которого позволяет выделять на зашумленной сейсмограмме волны с локально постоянными значениями кажущейся скорости.

Мы предлагаем метод гиперболической медианной фильтрации (HypMF — Hyperbolic median filter). Он использует кинематические свойства целевых отраженных волн. Известно, что годограф отраженных волн хорошо описывается уравнением гиперболы в случае горизонтальных и субгоризонтальных границ раздела сред, поэтому предлагается использовать локализованные в окне гиперболы, которые проходят через фильтруемый отсчет при разных значениях скорости.

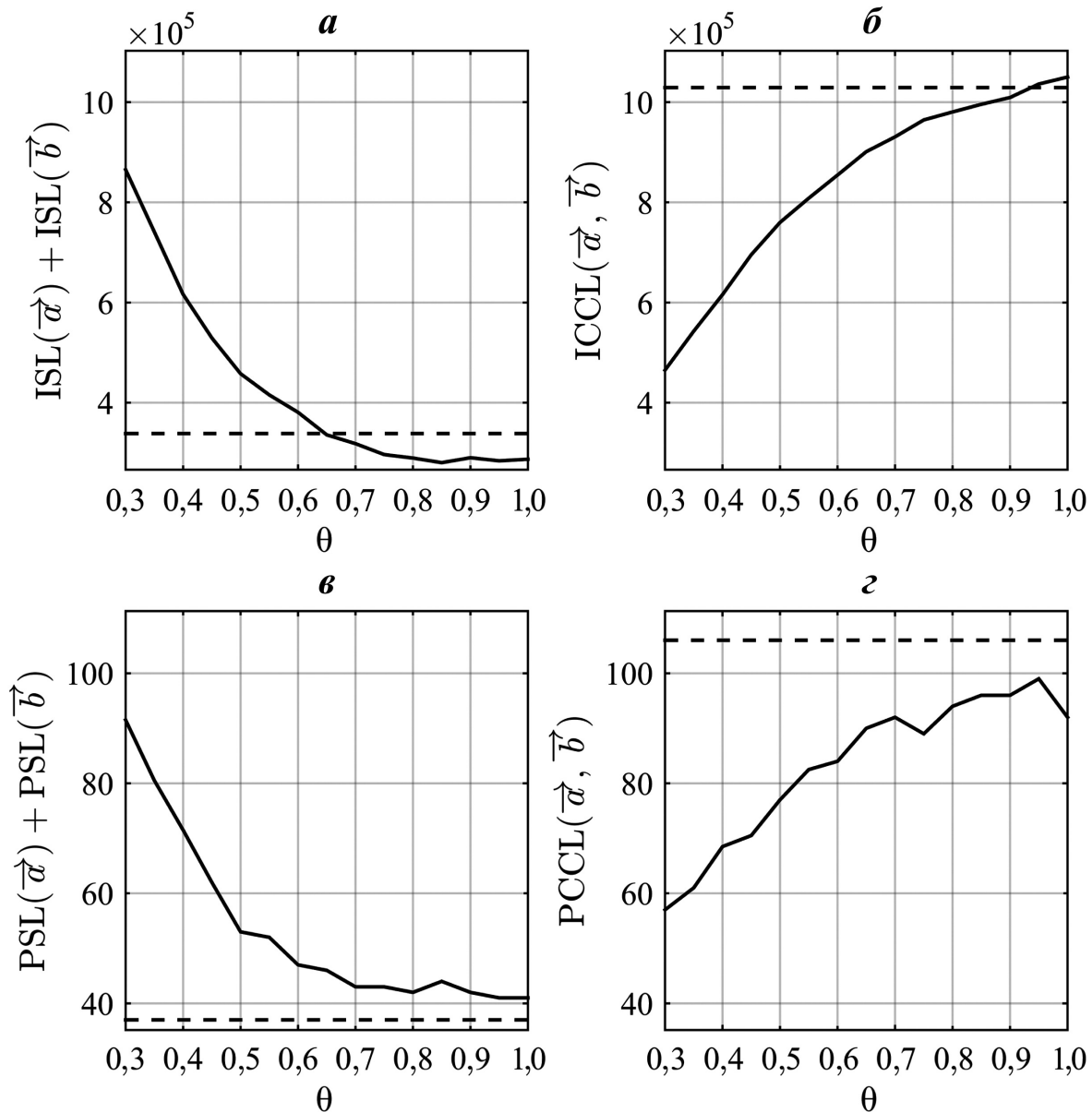


Рис. 3. Параметры оптимальности корреляционных функций сгенерированных последовательностей в сравнении с *m*-последовательностями: *a* — сумма интегральных уровней бокового лепестка последовательностей, *б* — интегральный уровень шума взаимной корреляции двух последовательностей, *в* — сумма максимальных уровней бокового лепестка последовательностей, *г* — максимальный уровень шума взаимной корреляции двух последовательностей

Рассмотрим алгоритм работы НурМФ. Входными данными для алгоритма служат сейсмограмма $D(t, x)$, диапазон скорости $\vec{V} = [V_1, V_2, \dots, V_K]$ и диапазон трасс L , используемых для фильтрации. При фильтрации задействуются трассы слева и справа от трассы, для которой фильтруется отсчет. Дальнейшие изложения будут проведены для трасс, которые имеют равное число трасс слева и справа, равное δ , которое связано с диапазоном трасс как $2\delta + 1 = L$. Замечания по фильтрации крайних трасс будут отмечены ниже.

Сейсмограмма представляет собой двумерный массив данных размером $M \times N$, в котором каждому столбцу соответствует номер приемника, а строки

соответствуют отсчетам сеймотрасс, регистрируемых с шагом дискретизации Δt , который, как правило, одинаков для всех приемников. Шаг по приемникам (столбцы) не постоянный, вместо этого используется обращение к приемнику по значению удаления от источника x . Это позволяет учесть удаление первого канала, корректировать удаление в ходе предобработки и не использовать все каналы, если какие-то из них оказались неисправны. Соответственно, обращение к элементам сейсмограммы с помощью пары индексов осуществляется следующим образом:

$$D(t, x) = D(i\Delta t, x_j) = D_{ij}.$$

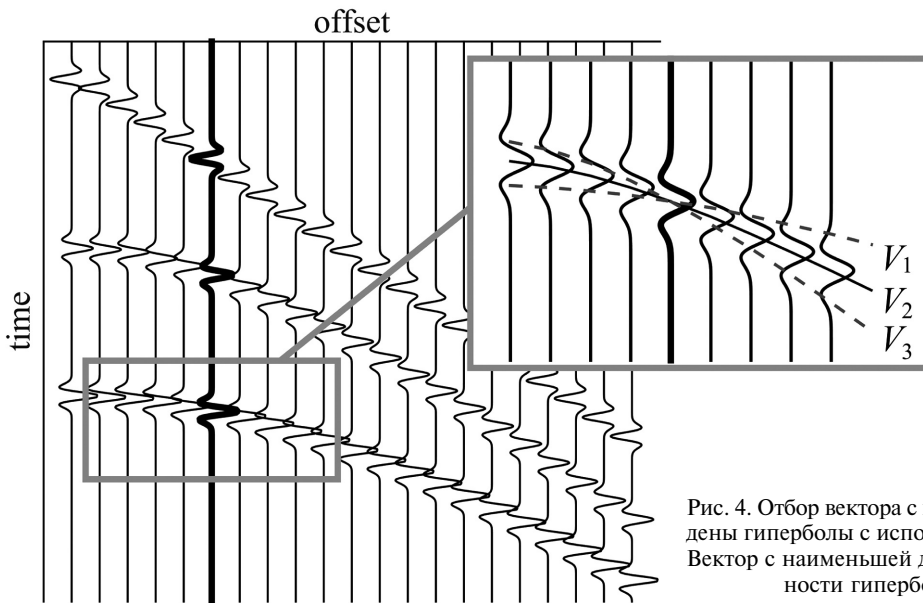


Рис. 4. Отбор вектора с наименьшей дисперсией. Справа приведены гиперболы с использованием разных значений скорости. Вектор с наименьшей дисперсией проходит через ось синфазности гиперболы, отвечающей скорости V_2

Годограф отраженной волны хорошо аппроксимируется уравнением гиперболы

$$t = \sqrt{T^2 + \frac{x^2}{V^2}},$$

где T — двойное вертикальное время хода луча, V — скорость. Здесь имеется два свободных параметра — T и V , на один из которых необходимо наложить ограничение, связанное с тем, что гипербола должна проходить через фильтруемый отсчет с индексами I и J , а другой параметр остается управляющим при переборе гипербол. В качестве управляющего параметра алгоритма естественно выбрать скорость, поскольку этот элемент используется во многих процедурах обработки: двумерная фильтрация, скоростной анализ и введение кинематических поправок, миграционные преобразования и т.д. Таким образом, получается уравнение связи на вертикальное время хода для проведения гиперболы через отсчет с индексами I и J с соответствующей скоростью V_n :

$$I\Delta t = \sqrt{T_{IJ,V_n}^2 + \frac{x_J^2}{V_n^2}}.$$

Далее из отсчетов сейсмограммы формируется матрица $h^{(IJ)}$, столбцы которой соответствуют гиперболами с разными значениями скорости, а строки соответствуют отсчетам, взятым из разных трасс в окне. Элементы матрицы строятся следующим образом:

$$h_{mn}^{(IJ)} = D(t_{mn}^{(IJ)}, x_{J+m-\delta-1}),$$

$$t_{mn}^{(IJ)} = \sqrt{T_{IJ,V_n}^2 + \frac{x_{J+m-\delta-1}^2}{V_n^2}}.$$

Для дальнейших выкладок удобно обозначить столбцы матрицы по следующему правилу:

$$H_n^{(IJ)} = [h_{1n}^{(IJ)}, h_{2n}^{(IJ)}, \dots, h_{Ln}^{(IJ)}]$$

В случае, если фильтруемый отсчет находится на оси синфазности некоторой отраженной волны, которой соответствует некоторая реальная скорость ϑ , среди всего набора векторов H необходимо отобрать тот, который наилучшим образом описывает годограф этой волны. В качестве критерия отбора наилучшего вектора $\hat{H}$ была выбрана минимальность дисперсии отсчетов векторов. Для получения нового значения отсчета после фильтрации $\tilde{D}_{IJ}$ вычисляется медиана вектора $\hat{H}$. Выбор в пользу медианы обусловлен ее эффективностью для борьбы с сильными импульсными помехами. При отсутствии сильных отклонений вычисление среднего и медианного значения дают практически одинаковые результаты.

Принципиальная схема алгоритма НурМФ:

1. Входные данные:
 - а) сейсмограмма D ;
 - б) вектор скоростей $\vec{V} = [V_1, V_2, \dots, V_K]$;
 - в) диапазон используемых трасс L (окно).
2. Цикл алгоритма: для каждого отсчета с индексами I и J :
 - а) формирование векторов из отсчетов, соответствующих различным гиперболам $H_n^{(IJ)}$, $n=1, \dots, K$;
 - б) выбор вектора с наименьшей дисперсией $\hat{H} = \arg \min_{n=1 \dots K} (\text{Var}(H_n^{(IJ)}))$;
 - в) вычисление медианного значения для нового отсчета $\tilde{D}_{IJ} = \text{median}(\hat{H})$.
3. Выходные данные:
 - а) фильтрованная сейсмограмма $\tilde{D}$;
 - б) скоростная карта W , состоящая из «лучших» скоростей, отвечающих выбранным векторам $\hat{H}$.

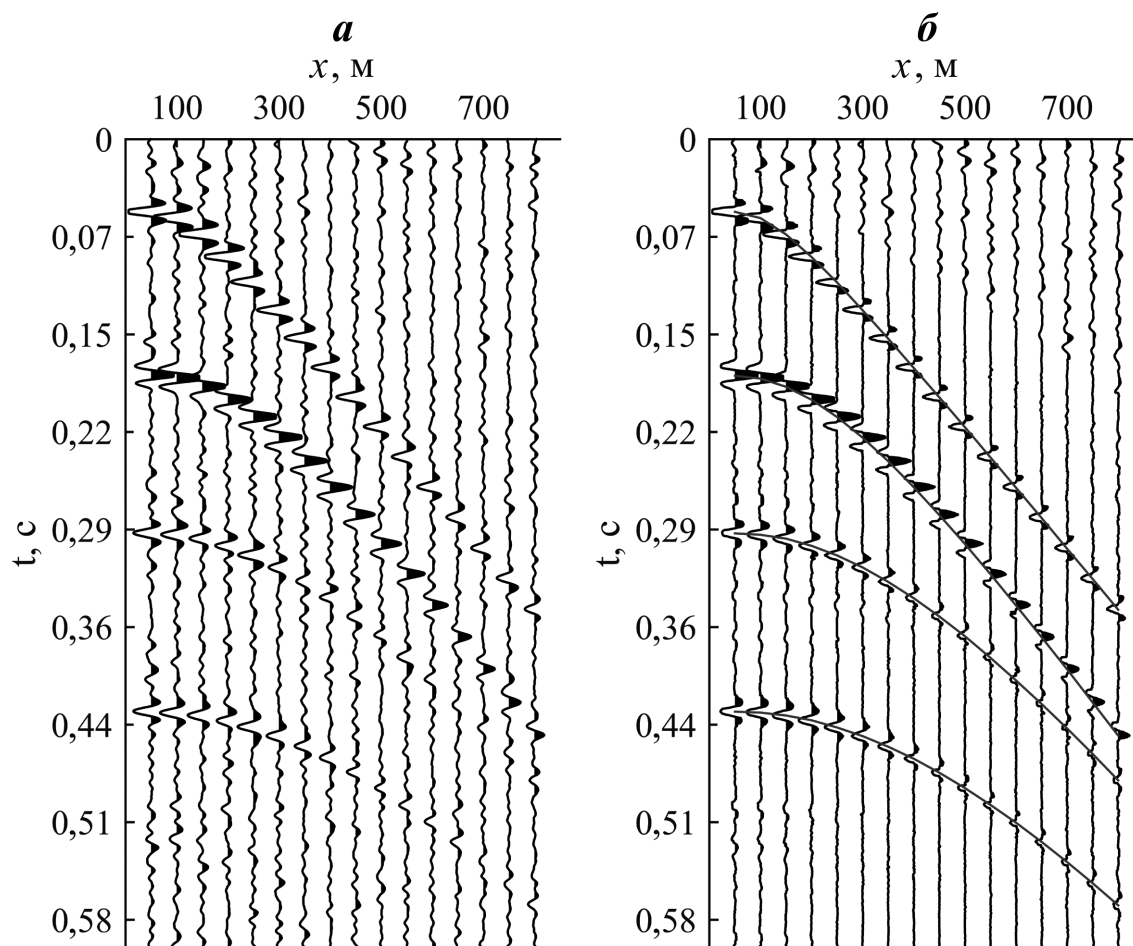


Рис. 5. Коррелограмма первого источника после разделения сигналов (а) и результат применения гиперболической медианной фильтрации (б). Линии — годографы импульсной сейсмограммы

На рис. 4 продемонстрирована схема отбора векторов. Фильтрации подвергается трасса с номером 6, размер окна равен 9, фильтруемый отсчет соответствует пику сигнала. В правой части рис. 4 проведены 3 годографа отраженной волны, соответствующие 3 разным значениям скорости V_1 , V_2 и V_3 . На рис. 4 видно, что вектор, отвечающий скорости V_2 , обладает наименьшей дисперсией.

Скоростную карту W можно использовать как вспомогательный инструмент для проведения скоростного анализа. На ее основе можно также построить скоростной закон, который можно использовать в качестве входных данных для миграционных преобразований и введения кинематических поправок.

Для фильтрации краевых трасс используется та же принципиальная схема, но берется неодинаковое число трасс слева и справа, которые помещаются в окно. Например, если $\delta=2$ и фильтруется отсчет из второй трассы, то в выборку попадают отсчеты из 1-й, 2-й, 3-й и 4-й трасс.

Одно из самых уязвимых мест алгоритма в его программной реализации и быстродействии — формирование матрицы h , что особенно актуально при обработке множества сейсмограмм. Поскольку схема отбора гиперболических волн регулируется только раз-

мерами сейсмограммы M и N , вектором значений скорости $\bar{V}$ и размером окна L , то эту проблему можно разрешить путем построения матрицы-маски для отбора гиперболических волн и последующей обработки всех сейсмограмм с использованием одинаковых управляющих параметров.

Также отметим, что не через каждый отсчет можно провести гиперболу, используя заданные значения скорости, что особенно актуально для малых времен и больших удалений. Такие отсчеты фильтрации не подвергаются.

Функционал этого метода можно расширить для сохранения после фильтрации осей синфазности дифракционных волн, поскольку годограф этого типа волн также определяется уравнением гиперболы, однако в данном случае вершина гиперболы может быть смещена.

Для подавления импульсных шумов можно было также использовать вычисление среднего взвешенного, однако расчет весовых коэффициентов требует дополнительных вычислительных затрат и операций для каждой сейсмограммы. Вычисление же медианы вектора происходит гораздо быстрее, поскольку происходит лишь сортировка элементов в порядке их возрастания и обращение к элементам по их адресу в памяти.

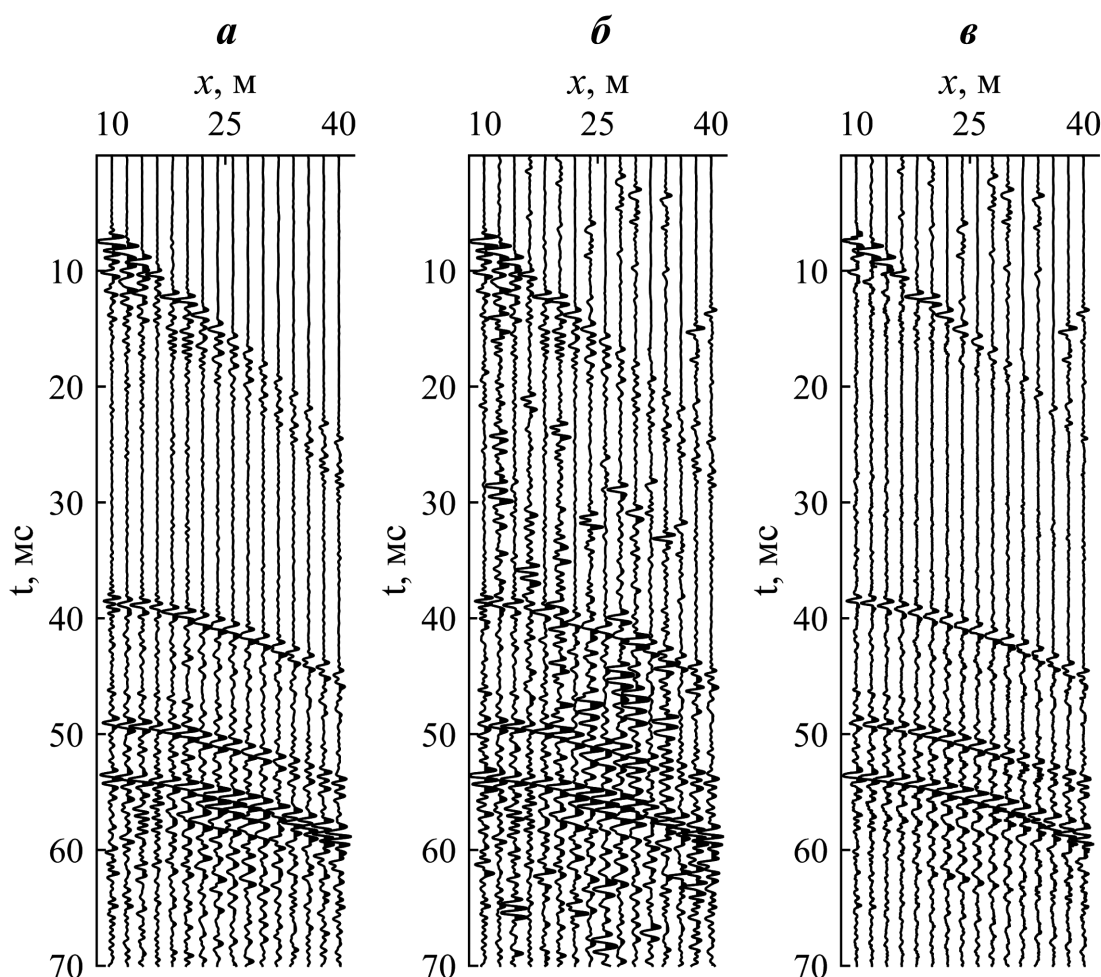


Рис. 6. Сейсмограмма, полученная с использованием одного источника (*а*), результат наложения второго источника со случайными временными задержками (*б*) и результат применения гиперболической медианной фильтрации (*в*)

Возможность удаления импульсных шумов больше важна для работы с несколькими импульсными источниками, что будет также продемонстрировано на примерах.

Применение построенных сигналов и фильтрация корреляционного шума на синтетических данных. В ходе тестов построены два фазоманипулированных сигнала с несущей частотой 75 Гц и длительностью 13,6 с, которые затем сворачивались с синтетической импульсной сейсмограммой. На полученную виброграмму был наложен случайный шум с нормальным распределением, после чего рассчитывалась коррелограмма для первого источника (рис. 5, *а*). Коррелограмма первого источника содержит остаточный шум автокорреляции, взаимной корреляции и наложенный шум. Применение гиперболической медианной фильтрации позволило эффективно удалить шумы и выделить целевые волны (рис. 5, *б*). Верхняя часть сейсмограммы не подвергалась фильтрации, поскольку для некоторых отсчетов невозможно провести гиперболы, используя заданный диапазон значений скорости.

Для полноценной демонстрации возможностей НурМФ мы также продемонстрируем работу

алгоритма по обработке сейсмограмм, полученных с применением нескольких импульсных источников. Разделение источников на таких сейсмограммах представляет более сложную задачу.

Разделение сигналов при работе с импульсными источниками с помощью гиперболической медианной фильтрации. Не будем подробно рассказывать о методах и особенностях разделения сигналов импульсных источников, а лишь кратко обозначим некоторые положения. При одновременной работе двух импульсных источников первый источник активируется в каждом пункте взрыва, как при классическом проведении сейсмических работ, а второй источник активируется с небольшой временной задержкой относительно первого. Небольшие временные сдвиги активации второго источника приводят к тому, что на сейсмограммах общей средней точки (ОСТ) и общего пункта приема (ОПП) данные второго источника выглядят как случайные импульсные помехи, которые необходимо устранить. Получив данные первого источника после фильтрации, их можно вычесть из суммарных данных и получить данные второго источника. Затем, зная времена задержек активации второго источника, с помощью статических

поправок можно получить данные второго источника без временных сдвигов.

Продemonстрируем эффективность алгоритма с использованием реальных данных, полученных на Онежском озере (рис. 6).

При фильтрации использовалось окно в 7 трасс. На рис. 6, б показана сложная интерференционная картина, на которой целевые отраженные волны подвергаются заметному искажению. Видно, что алгоритм смог восстановить отраженные волны, которые наблюдаются на исходной сейсмограмме, и даже несколько улучшить картину волнового поля. Отметим негативную особенность алгоритма, которая заключается в том, что алгоритм может «находить» гиперболы там, где их нет изначально, что актуально для больших времен и умеренных удалений. В связи с этим видимые гиперболы ниже 55 мс подлежат совместному анализу с другими сейсмограммами. При фильтрации сейсмограмм, полученных с использованием только одного источника, такая проблема не возникает.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Barker R.H. Group synchronizing of binary digital systems // *Communication Theory*. London: Butterworth, 1953. P. 273–287.

Cunningham A.B. Some alternate vibrator signals // *Geophysics*. 1979. Vol. 44. P. 1901–1921.

Dean T., Tulett J., Lane D. The use of pseudorandom sweeps for vibroseis acquisition // *First Break*. 2017. Vol. 35, N 1. P. 107–112.

Goder A. Minimum phase correlation of pseudo-random vibrator signals // 64th SEG meeting. Expand. Abstr. Los Angeles, 1994. P. 884–885.

Gold R. Optimal binary sequences for spread spectrum multiplexing // *IEEE Transactions on Inform. Theory*. 1967, Vol. 13. P. 619–621.

Goupillaud P.L. Signal design in the «vibroseis» technique // *Geophysics*. 1976. Vol. 41. P. 1291–1304.

Huo S., Luo Y., Kelamis P.G. Simultaneous sources separation via multi-directional vector-median filter // 79th Ann. Intern. Meeting. SEG. Expand. Abstr. 2009. P. 31–35.

Imamura S., Inazaki T., Kita T., Sakanishi K. Development and application of improved high-speed resistivity profiling system // Proceed. of the 11th SEGJ Intern. Symp. SEG. Expand. Abstr. 2013. P. 68–71.

Iranpour K., Eriksson S., Hoerline C. Generating sweep sequences // Intern. Patent application. 2009. WO 2009/026024.

Omijeh B., Oteheri T. Binary phase shift keying digital modulation technique for noiseless and noisy transmission // *Sci. J. of Circuits, Systems and Signal Processing*. 2016. Vol. 5. N 3. P. 24–30.

Sallas J., Gibson J., Lin F. et al. Broadband vibroseis using simultaneous pseudorandom sweeps // 78th Ann. Intern. Meeting, SEG. Expand. Abstr. 2008. Vol. 27. P. 100–104.

Заключение. Продemonстрирована эффективность применения квазиортогональных сигналов для технологии применения нескольких одновременно работающих источников.

Предложен метод построения некоррелирующих последовательностей с использованием стохастического метода минимизации функционала на примере генетического алгоритма. Построенные таким способом последовательности можно также эффективно применять, например, в электротомографии [Imamura et al., 2013; Yamashita et al., 2014] и в других способах построения сигналов на их основе [Omijeh et al., 2016; Tang et al., 2009].

Предложен метод гиперболической медианной фильтрации для подавления корреляционных помех, а также случайного некогерентного шума. Гиперболическую медианную фильтрацию можно использовать как мощный инструмент для эффективного разделения импульсных источников (аналог — морские вибраторы, использующие одинаковые свипы) при морских сейсморазведочных работах.

Sallas J., Gibson J., Maxwell P., Lin F. Pseudorandom sweeps for simultaneous sourcing and low-frequency generation // *The Leading Edge*. 2011. Vol. 30(10). P. 1162–1172, DOI 10.1190/1.3657077.

Soltanalian M. Computational design of sequences with good correlation properties // *IEEE Transactions on Signal Processing*. 2012. Vol. 60, N 5. P. 2180–2193.

Tang S.C., Clement G. Acoustic standing wave suppression using randomized phase-shift-keying excitations // *T. J. Acoustical Soc. Amer.* 2009. Vol. 126, N 4. P. 1667–1670.

Weik M. Computer science and communications dictionary. 2001. ISBN: 9780792384250.

Welch L. Lower bounds on the maximum cross correlation of signals // *IEEE Transactions on Inform. Theory*. 1974. Vol. 20. P. 397–399.

Wischmeyer C.R. Method and apparatus for continuous wave seismic prospecting // *US Patent*. 1996. N 3,234,504.

Wong J. Multiple simultaneous vibrators controlled by m-sequences // 83rd Ann. Intern. Meeting. SEG. Expand. Abstr. 2013. P. 109–113.

Yamashita Y., Lebert F., Gourry J-C. et al. A method to calculate chargeability on multiple-transmission resistivity profile using code-division multiple-access // *SEG Technical Program*. Expand. Abstr. 2014. P. 1775–1779.

Zhang J., Chung H., Lo W.L. Clustering-Based Adaptive Crossover and Mutation Probabilities for Genetic Algorithms // *IEEE Transactions on Evolutionary Computation*. 2007. Vol. 11, N 3. P. 326–335.

Поступила в редакцию 27.02.2018

Поступила с доработки 27.03.2018

Принята к публикации 27.03.2018

УДК 550.834.05, 550.812.14, 553.981

М.Ю. Токарев¹, Е.Н. Полудеткина², А.В. Старовойтов³, А.С. Пирогова⁴,
С.Р. Корост⁵, А.Н. Ошкин⁶, А.К. Потемка⁷

ХАРАКТЕРИСТИКА ГАЗОНАСЫЩЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИХ И ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ⁸

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет.

119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1

Центр анализа сейсмических данных Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова.

119992, Ленинские Горы, д. 1, стр. 77

Центр морских исследований Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова (ЦМИ МГУ).

119992, г. Москва, Ленинские горы, вл. 1, стр. 77, Научный парк МГУ, офис 402

ООО «Сплит». 121205, г. Москва, Территория Сколково инновационного центра, Большой Бульвар,

д. 42, стр. 1, эт. 4, пом. 1589

Moscow State University, Faculty of Geology. 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Moscow State University, Seismic Data Analysis Centre (MSU SDAC). 119992, Moscow, Leninskie Gory, 1, build. 77

Marine Research Center at Moscow State University (MRC LMSU). 119234, Moscow, Leninskiye Gory, 1, Nauchny Park, str. 77

Split LLC. Skolkovo Innovation Center. 121205, Moscow, Bolshoy Boulevard, Building 42, build. 1, fl. 4, room 1589

В статье рассматриваются результаты многолетних комплексных геолого-геофизических и геохимических исследований газонасыщенных осадков в пределах Кандалакшского залива Белого моря. В рамках изучения акватории проведены детальные сейсмоакустические исследования, в результате которых получена информация о геометрии морского дна, распространении особенностей геологического строения осадочного чехла, в том числе и зон фокусированной разгрузки углеводородных флюидов. Показано, что скопления «газовых шапок» приурочены к зонам накопления максимальных мощностей послеледниковых осадков. Детально изучен состав органического вещества осадков и газовой фазы.

Ключевые слова: Кандалакшский залив, Белое море, сейсмоакустика, газонасыщенные отложения, донный пробоотбор, геохимическая съемка, углеводородные газы.

The article discusses the results of complex geological, geophysical and geochemical studies of gas-saturated sediments within the Kandalaksha gulf, the White Sea. As a part of the marine study detailed seismoacoustic studies were conducted, resulting in the geometry of the seabed, the distribution of geological peculiarities of the sedimentary sequence, including the zones of focused unloading of hydrocarbon fluids. It is shown that assemblages of the «gas caps» are confined to the zones of maximal thickness of post-glacial sediments. The composition of the organic matter in the sediments and the gas phase has been studied in detail.

Key words: the Kandalaksha gulf, the White Sea, seismoacoustics, gas-saturated deposits, bottom sampling, geochemical survey, hydrocarbon gases.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, вед. науч. с., канд. техн. н.; e-mail: mjtokarev@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии нефти и газа, ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; e-mail: poludetkinaelena@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, доцент, канд. геол.-минерал. н.; e-mail: starovoytov_msu@mail.ru

⁴ Центр анализа сейсмических данных Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова (ЦАСД МГУ), геофизик; e-mail: anastasya.pir@gmail.com

⁵ Центр морских исследований Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова (ЦМИ МГУ), геолог; e-mail: korost_sr@mail.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, ассистент, канд. физ.-мат. н.; e-mail: a.oshkin@gmail.com

⁷ ООО «СПЛИТ», геофизик; e-mail: potemka.msu-sea@mail.ru

⁸ Работа выполнена в рамках проекта «Разработка программно-аппаратных комплексов для поиска, разведки, геофизического и геохимического мониторинга разработки месторождений углеводородов, в т.ч. в труднодоступных регионах и сложных природно-климатических условиях» при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации. Соглашение № 14.607.21.0187 от 26 сентября 2017 г. «О предоставлении субсидии». Уникальный идентификатор соглашения RFMEFI60717X0187.

Введение. При изучении процессов осадконакопления на акваториях в последние годы большое внимание уделяется газонасыщенным осадкам. Они, как правило, залегают на ограниченных по площади участках (диаметр несколько десятков — несколько сотен метров, хотя есть примеры и огромных в плане участков — диаметр до нескольких километров и значительно больше); с ними часто связаны зоны аномально высокого пластового давления. В некоторых регионах наблюдаются выходы флюидов в водную толщу. Помимо чисто научных исследований, связанных, например, с изучением климатических изменений, газопроявления в морских бассейнах имеют и важное практическое значение при поисках залежей углеводородов, оценке экологического состояния акваторий, выборе мест установки буровых платформ и безопасного расположения скважин, прокладке подводных трубопроводов различного назначения, установке инженерных сооружений на морское дно, и т.д. В первую очередь это обусловлено тем, что газонасыщенные осадки являются индикатором зон разгрузки углеводородов из недр осадочного чехла, но также представляют одну из основных геологических опасностей, связанных с верхней частью разреза.

К основным методам для поиска газонасыщенных отложений при инженерно-геологических работах на акваториях относятся методы двумерного и трехмерного сейсмоакустического профилирования, а также гидролокации бокового обзора (ГБО). Наличие газов в осадках резко меняет их акустические свойства, что создает предпосылки для эффективного применения в первую очередь сейсмоакустических методов [Hovland, Judd, 1988; Judd, Hovland, 2007; Шалаева, Старовойтов, 2010]. При изучении неглубоко залегающих (придонных)

газонасыщенных осадков большое значение имеют также данные донного пробоотбора и последующие литолого-геохимические исследования состава осадков и газовой фазы в отобранных пробах.

В работах [Миронюк, Отто, 2014; Миронюк, 2015] приводится обширная библиография о газонасыщенных осадках верхней части разреза различных акваторий. В указанных работах с разной степенью детальности анализируется комплекс проблем, связанных с рассматриваемыми отложениями, — геоморфологических, структурных, литологических, тектонических, геохимических и т.д. Однако среди этих работ материалов о пространственном расположении участков газонасыщенных отложений, глубине их залегания, возрасте, а также генезисе газовой фазы немного. В условиях арктических морей это обусловлено тем, что объем сейсмоакустических исследований еще довольно мал.

В статье рассматриваются результаты многолетних детальных геолого-геофизических исследований в губе Ругозерская и проливе Великая Салма Кандалакшского залива Белого моря, что позволяет подробнее осветить некоторые из этих вопросов. Представляется также важным, что рассматриваемый район может служить модельным объектом при изучении особенностей процессов осадконакопления и газонасыщения в заливах и фиордах на шельфе западноарктических морей.

В 2018 г. в проливе Великая Салма были впервые проведены трехмерные высокочастотные многоканальные сейсмоакустические наблюдения по методу отраженных волн (3D МОВ), позволившие получить объемные изображения среды и уточнить пространственное положение объектов в верхней части разреза, в том числе зон с предположительно повышенным газонасыщением. Для



Рис. 1. Сейсмоакустические наблюдения с трехмерной (3D) системой на Белом море, НИС «Профессор Зенкевич»

верификации газонасыщенной природы выделенных сейсмоакустических аномалий в этих зонах выполнен пробоотбор гравитационными трубками до 3 м по грунту. На отобранных образцах керна проводились ультразвуковые измерения (100 кГц), литологические, томографические, инженерные исследования грунтов, битуминологические, пиролитические, геохимические исследования осадков и анализ углеводородного и неуглеводородного состава газовой фазы. Приводятся результаты комплексных геолого-геофизических исследований 2018 г., позволивших верифицировать и наиболее полно охарактеризовать приповерхностные газонасыщенные отложения в проливе Великая Салма.

Аппаратура и методы исследования. Работы в акватории Белого моря велись в июне-июле 2018 г. с борта научно-исследовательского судна (НИС) «Профессор Зенкевич» с мобилизацией и демобилизацией в порту Причал Беломорской биостанции (ББС) МГУ имени Н.А. Перцова.

Начиная с 2003 г. основной объем сейсмоакустических наблюдений был выполнен с двумя типами источников: электроискровым спаркером и электродинамическим бумером. Частотный состав возбуждаемых колебаний менялся от нескольких сотен герц до 3500 Гц. Работы выполнялись в двух методических вариантах: приповерхностном, когда источник и приемник находились на согласованной глубине [Калинин и др., 1983], и заглубленном [Токарев, Пирогова, 2015]. Разрешающая способность по вертикали менялась от нескольких десятков сантиметров до 1,0–1,5 м. Большая часть материалов была получена с многоканальной косой, состоящей из 16 приемников, расположенных с шагом 2 м и длиной косы 32 м. Расстояние между профилями, как правило, не превышало 100 м. Всего по таким методикам выполнено около 500 профилей. В 2018 г. впервые проведены наблюдения с использованием трехмерной сейсмоакустической системы, состоящей из 4-х аналоговых пьезокос длиной 32 м и двух электроискровых источников (спаркеров), буксируемых около поверхности воды на глубине около 1–1,5 м (рис. 1). Проектное расстояние между буксируемыми косами составляло 4 м. При этом источники буксировались на уровне первого приемного канала 1-й и 4-й пьезокос соответственно и возбуждали колебания попеременно с небольшой временной задержкой один относительно другого. Такой режим работы позволил достичь оптимальной кратности наблюдений по профилю. Трехмерные сейсмоакустические данные получены на двух полигонах: в глубоководной части пролива Великая Салма за мысом Киндо и в более мелководной части акватории вблизи о. Оленевский. Принципиальная схема использованных геофизических данных и выделенных по ним зон распространения газонасыщенных осадков показана на рис. 2.

По результатам интерпретации данных сейсмоакустических исследований были составлены карты положения кровли газосодержащих осадков относительно дна. Из-за физической невозможности отбора керна с глубины, превышающей 3 м (максимальная глубина проникновения гравитационной трубки), для получения образцов керна, содержащих газонасыщенные осадки, выбирали участки полигонов с минимальной глубиной газонасыщенного осадка. Для сравнения и контроля часть образцов керна отбирали за пределами газосодержащих зон.

Геологическая заверка данных сейсмоакустического профилирования, отбор проб придонных вод и газонасыщенных осадков проводились прямым геологическим опробованием с помощью прямоточной гравитационной стальной трубы. Использовалась гравитационная трубка длиной 3 м, наружным диаметром 127 мм и массой 400 кг. Методом донного опробования изучено 52 станции, из которых 16 станций без вскрытия сразу были упакованы для дальнейших ультразвуковых (УЗИ) и томографических (КТ) исследований в стационарных лабораториях.

Непосредственно после извлечения керна из вкладыша трубки на палубе измеряли температуру осадка, Eh и pH осадков по колонке, а также проводилось опробование осадка для дальнейших геохимических исследований.

Для определения газогеохимического фона изученных осадков, а также выявления зон аномального содержания УВ в газах выполнены газохроматографические исследования 150 образцов газов, выделенных из осадков 25 колонок методами Head Space и термовакuumной дегазации на портативном хроматографе «Газохром 2000» и стационарном хроматографе «Кристаллолюкс-4000М». Образцы отобраны из разных интервалов разреза, характеризующих верхнюю (0–40 см), среднюю (50–150 см) и нижнюю (более 150 см) части разреза в объеме алевропелитовых–пелитовых осадков. В ряде образцов определен изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C}$) на масс-спектрометре изотопных отношений «Delta V Advantage» («Finnigan», Бремен, Германия) с пробоподготовкой на линии «GC Isolink», включающей газовый хроматограф «Trace GC Ultra» и приставку «Isolink» с окислительным реактором.

Параллельно с отбором образцов на газовую фазу проведен отбор осадков для изучения углеводородного состава органического вещества.

Ультразвуковые исследования выполнены на всех типах грунтов при помощи судового комплекса «SplitVelocityMeter». Использована методика прямого просвечивания керна в стационарной лаборатории. Излучатель и приемник располагались на противоположных сторонах трубки на ее оси.

Компьютерная томография (КТ) полноразмерных образцов керна проводилась с помощью

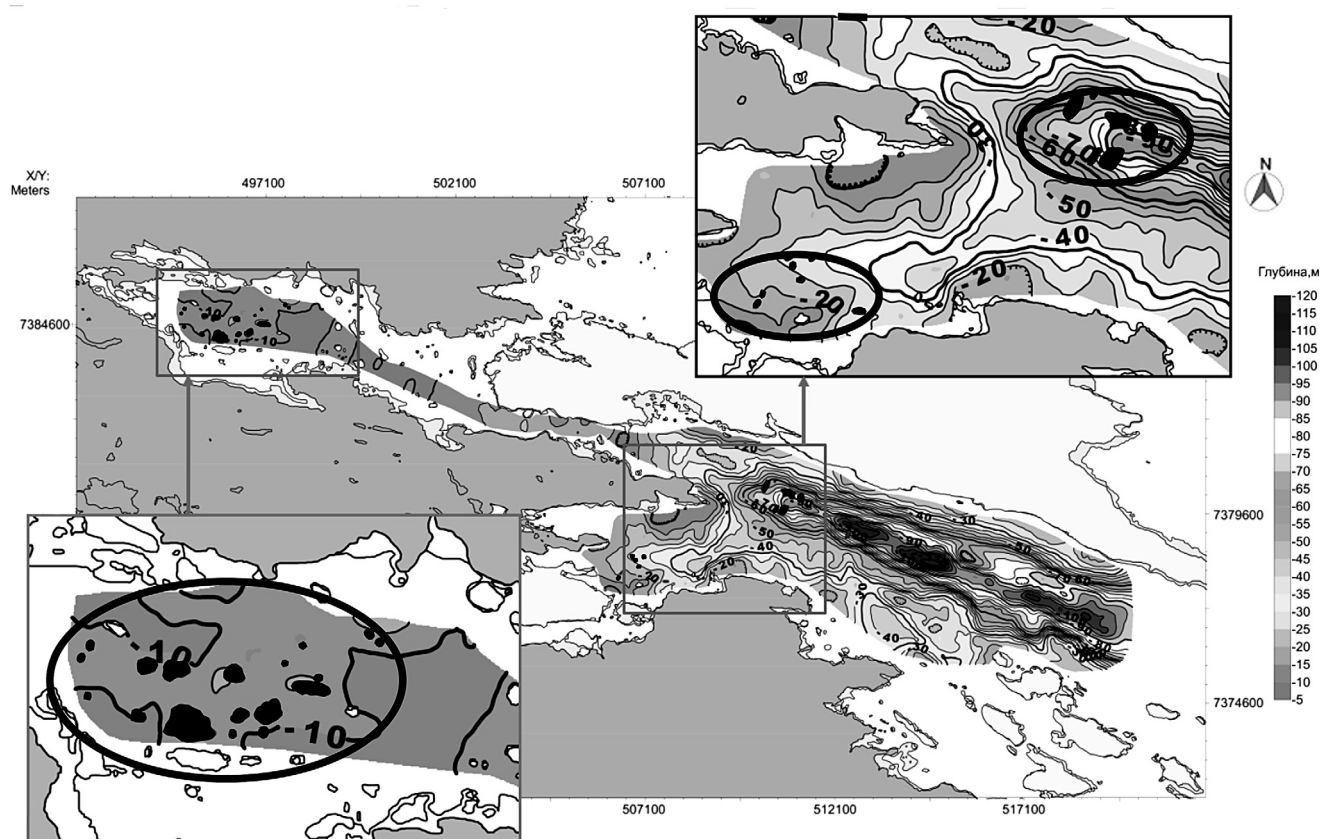


Рис. 2. Схема фактического материала. Черными точками показаны участки расположения газонасыщенных осадков

томографа РКТ-180-1 в стационарной лаборатории. Результаты съемки позволили получить трехмерное распределение значений рентгеновского поглощения всего объема образца в пределах разрешающей способности прибора. На получаемых рентгеноплотностных картинах выявлены рентгеноконтрастные элементы, различающиеся по плотности и химическому составу — поры, каверны, трещины, включения тяжелых минералов, прослой разного состава и пр.; а также проведено исследование текстурных и структурных особенностей неконсолидированных донных осадков.

Результаты исследований и их обсуждение. Схема использованных в статье геофизических данных и участков расположения газонасыщенных осадков

показана на рис. 2. Признаки выделения газонасыщенных отложений по данным сейсмоакустики неоднократно опубликованы, поэтому приведем здесь примеры этих осадков, полученных разными методиками в изученных районах.

Признаки, по которым предположительно выделены газонасыщенные осадки, следующие: резкое увеличение амплитуды (аномалия типа «яркое пятно»), уменьшение амплитуды отражений под газонасыщенными отложениями вследствие поглощения в первую очередь волн высокой частоты под ними, прогибание осей синфазности отраженных волн под «ярким пятном», обусловленное уменьшением скорости продольных волн в осадках [Judd, Novland, 2007; Шалаева, Старо-

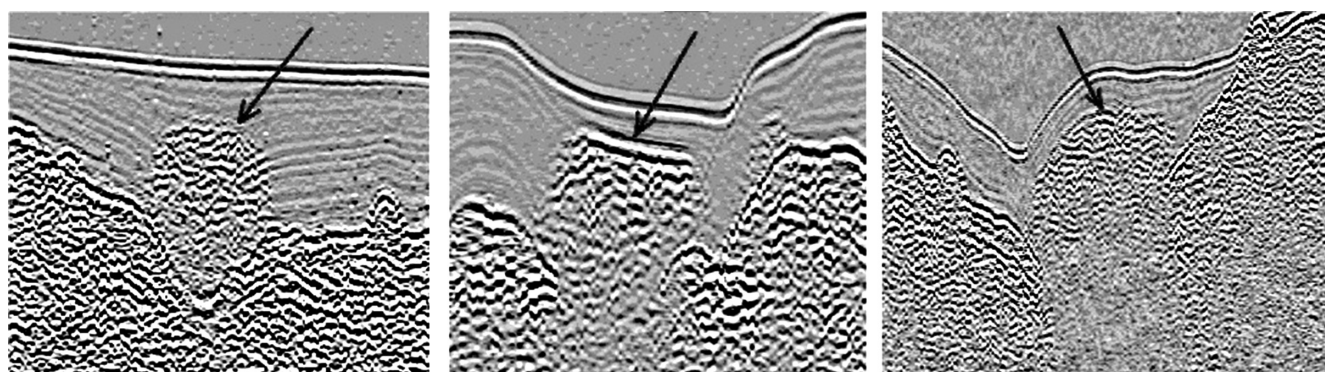


Рис. 3. Примеры волновых картин на сейсмической записи, характерных для газонасыщенных придонных осадков в районе исследования (черные стрелки)



Рис. 4. Фрагмент керна (станция WS18-14G, глубина 230–250 см) с текстурами выхода газа

войтов, 2010; Миронюк, Отто, 2014]. Аналогичные признаки газонасыщенных отложений отмечаются и на сейсмоакустических профилях, полученных с помощью электроискрового источника. На рис. 3 приведены три фрагмента профилей с примерами волновых картин «яркое пятно», «скоростной эффект», уменьшение амплитуды вплоть до полного экранирования под «яркими пятнами» (справа). Анализ кинематики продольных волн, а также анализ поведения амплитуды волны, отраженной от кровли газонасыщенных пластов, с углом падения позволяет оценить скорость распространения продольной волны в газонасыщенных пластах [Токарев, Пирогова, 2015]. В среднем для газонасыщенных осадков верхней части разреза в районе исследования характерны anomalously низкие значения скорости в диапазоне от 500 до 800 м/с.

Установлено, что газовые шапки сосредоточены в 3 районах: на северо-востоке от о. Оленевский; на севере от о. Высокий; на юге от о. Великий, в центральной части пролива Великая Салма.

Максимальные размеры площади аномалий характерны для отложений второго района, а наибольшие глубины кровли газонасыщенных осадков (до 94 м) — для третьего. На сейсмоакустических разрезах обнаружено более 30 аномальных участков, идентифицируемых как газонасыщенные отложения.

Удалось установить, что «газовые шапки» распределены по исследуемому полигону неравномерно. Их скопления приурочены к понижениям кровли фундамента, где в условиях спокойной гидродинамической обстановки сформировалась большая мощность послеледниковых осадков. Такие условия благоприятны для жизнедеятельности организмов и сохранности их остатков. Можно предположить, что для осадков, насыщенных газом в рассматриваемой части Кандалакшского залива, характерно биогенное происхождение. Основанием для такого предположения служит закономер-

ность распределения аномалий на исследуемой площади. Также наблюдается близость положения аномальных зон к тектоническим нарушениям в разрезе. Минимальная глубина залегания «газовых шапок» составляет около 1–2 м от поверхности дна акватории. При этом большинство оконтуренных газовых шапок расположено над зонами микрограбенов, ограниченных глубинными разрывными нарушениями.

Детальное литологическое расчленение разреза в пределах зон газонасыщенных осадков показало его однотипность. В самой кровле вскрытой части разреза выделяется тонкий прослой (толщина 2–3 см, редко до 5 см) желтовато-коричневого окисленного алевропелитового ила сметанообразной консистенции. Нижняя часть вскрытого разреза (толщина 175–285 см) также сложена алевропелитовым, пелитово-алевритовым илом, но характеризуется резким изменением окраски до черной. Черный цвет осадков обусловлен высоким содержанием гидротроилита, который возникает в осадках при взаимодействии гидроксида железа со свободным сероводородом, — продуктом метаболизма сульфатредуцирующих бактерий. Эта часть разреза находится в восстановительных условиях.

При набортном литологическом описании осадков отмечен резкий запах сероводорода, фиксировалось вскипание осадка. Отмечены также многочисленные текстуры выхода газа в виде трещинок и пузырьков (рис. 4). В целом из-за высокой газонасыщенности осадок имел мусообразную консистенцию.

По данным гранулометрического анализа в составе осадков вскрытой части разреза преобладают частицы алевритовой размерности (60–70%), в подчиненном количестве присутствуют частицы пелитовой размерности (30–40%). Пелитовый компонент осадков представлен преимущественно глинистыми минералами, в составе которых доминируют гидрослюды. В составе обломочного

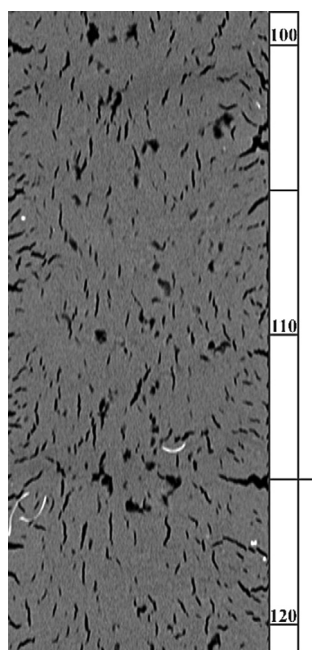


Рис. 5. Фрагмент рентгеноплотностного среза (станция WS18-41G, глубина 100–120 см). Серое — осадки, черное — полые трещины, обусловленные дегазацией осадка

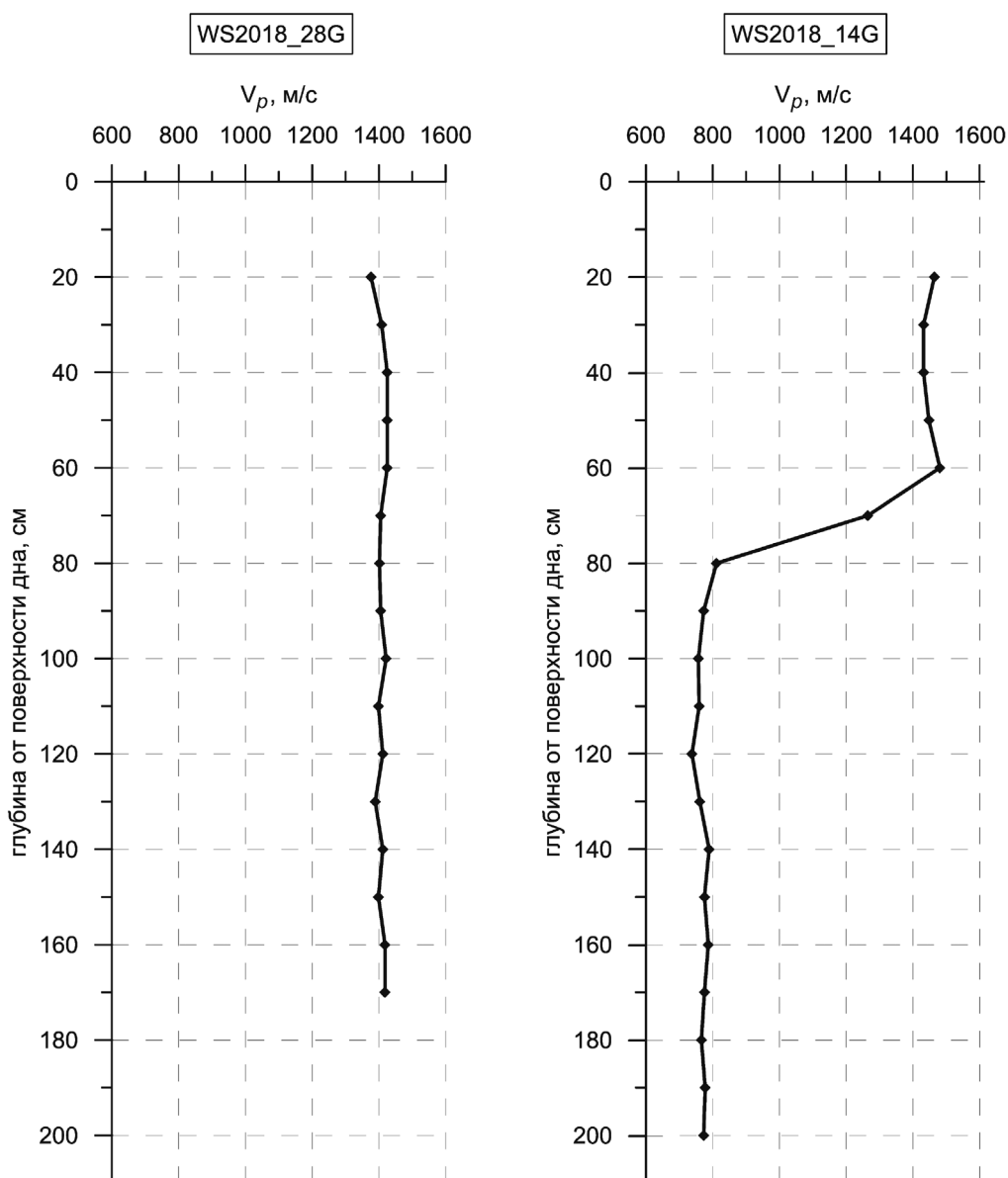


Рис. 6. Кривые скорости продольной волны V_p для колонок керна с газонасыщенными интервалами (WS2018_41G) и не насыщенными газом (WS2018_45G)

компонента осадков преобладают кварц, плагиоклаз, микроклин, роговая обманка, биотит, гранат, обломки магматических и осадочных пород. Такое распределение минерального состава осадков обусловлено составом магматических и метаморфических пород, слагающих скальные берега Кандалакшского залива.

Томографические исследования показали значительную неоднородность разреза, связанную прежде всего с высокой загазованностью верхней части разреза. На рис. 5 представлен фрагмент рентгеноплотностного среза газонасыщенных осадков, на котором видно, что осадок имеет неоднородное строение. Неоднородность обусловлена наличием многочисленных полых трещин субвертикальной ориентировки. Вниз по разрезу отмечено уменьшение размера и увеличение количества трещин. Наличие таких текстур вторично и обусловлено дегазацией осадка.

Результаты измерений значений скорости упругих волн вдоль образцов керна представлены на рис. 6. Для каждого образца керна все кривые скорости, полученные при измерениях в разные дни, собраны на одном графике, цифры обозначают день и месяц проведения измерения. Первое измерение было выполнено на борту судна, последующие — в стационарной лаборатории на территории базы. Для всех образцов отмечено резкое снижение скоростей V_p до 700–800 м/с на участках газосодержащих осадков, что представляет собой надежный признак для их выявления. Для большинства образцов выявлены пониженные значения скорости V_p для первого измерения по сравнению с последующими. Наиболее вероятным образом этот факт можно объяснить, предположив, что нарушены связи между частицами неконсолидированного осадка при расположении образца в горизонтальной плоскости. При таком размеще-

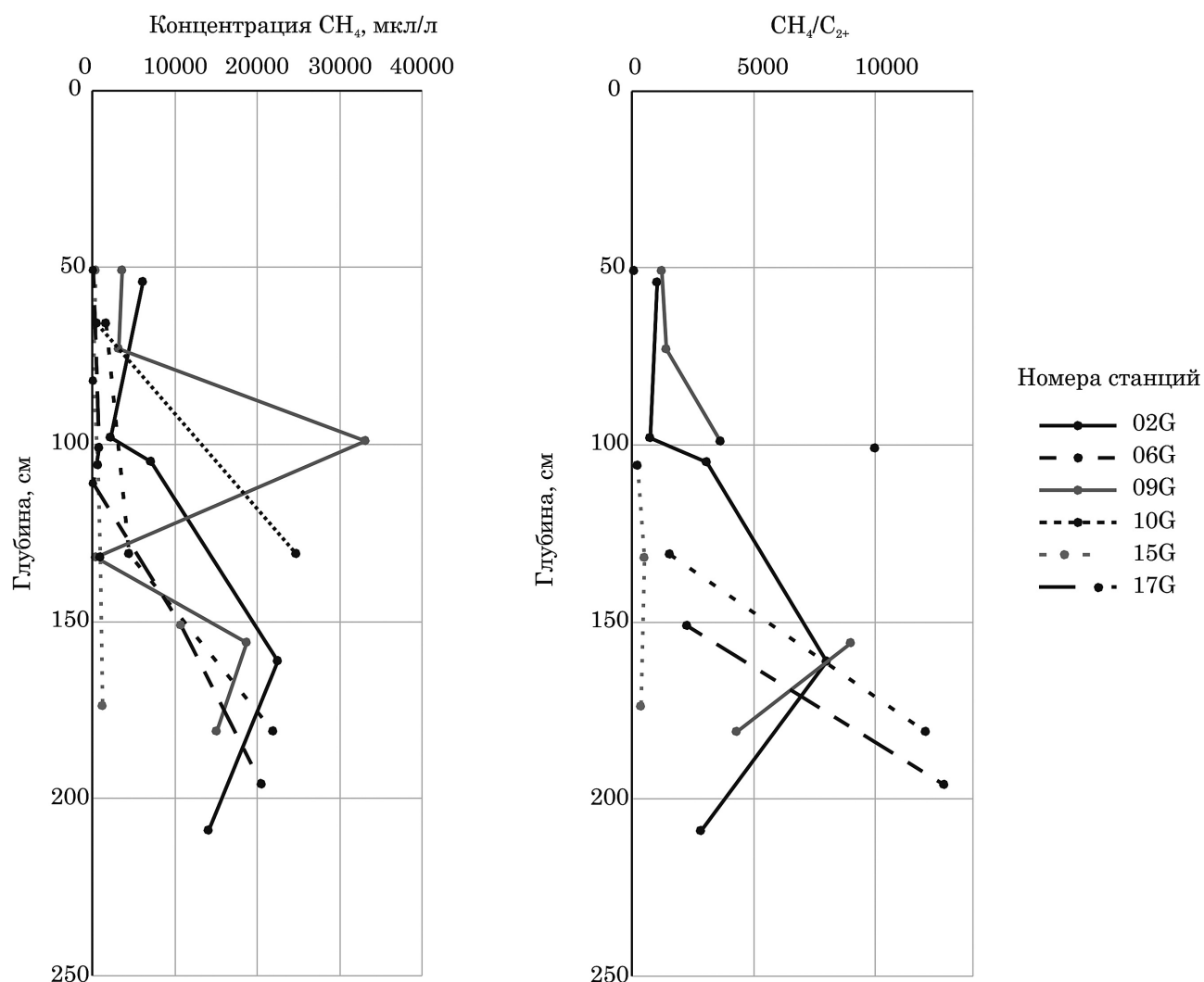


Рис. 7. Результаты газохроматографического анализа УВ

нии происходит разгрузка осадка и как следствие уменьшаются связи между частицами среды.

Анализ состава газовой фазы показал, что в ней преобладает метан. Его концентрация изменяется от нескольких микролитров до 779 мл/л. Максимальные значения концентрации метана (более 15 000 мкл/л) наблюдаются в нижней части разреза на глубине более 150 см. В пределах верхней части разреза (до 70 см) значения концентрации не превышают 6000 мкл/л. Уменьшение концентрации метана и вообще углеводородов (УВ) можно объяснить уменьшением сорбционной способности осадков вверх по разрезу, уменьшением их плотности и увеличением способности к десорбции, а также значительными потерями УВ при извлечении керна. Отметим присутствие в газовой фазе тяжелых гомологов вплоть до пентана в малой концентрации. Присутствуют этан (максимально 1,5 мкл/л), этен (до 2,3 мкл/л); пропан (максимально 5,6 мкл/л), бутан (до 1,7 мкл/л), пентан (несколько микролитров на литр). Общепринято, что микробиально могут образовываться только простейшие молекулы — метан и этан в незна-

чительных количествах. Для большинства исследованных образцов отношение $\text{C}_1/(\text{C}_2+)$ больше 1000 (рис. 7), что характеризует изученный газ как биогенный, что, впрочем, неудивительно, так как термогенный УВ флюид не может присутствовать в данных геологических условиях, при отсутствии условий для нефтегазогенерации, а именно при отсутствии достаточно мощного осадочного чехла и температуры, необходимой для процессов термического крекинга органического вещества. Однако для ряда образцов этот коэффициент значительно меньше (3–88). Вероятно, в осадках Белого моря происходят процессы анаэробного разложения жирных кислот до высокомолекулярных газов $\text{C}_3\text{--C}_5$ в незначительном количестве [Лисицын, Немировская, 2017].

Наряду с углеводородными газами в осадках содержатся углекислый газ и азот в концентрации, часто превышающей концентрацию в воздухе (об.%) (CO_2 — до 84, O_2 — до 17, N_2 — от 4,5 до 95,5). При этом повышенная концентрация азота обнаружена в осадках станций с максимальным содержанием гомологов метана и с минимальным

углекислого газа (0,07–0,1 об.%). Азот может иметь как атмосферный, так и глубинный источник, что может объяснять повышенную фоновую концентрацию азота на станциях WS18_01G, WS18_13G, WS18_24G и других, отобранных в зоне ярких сейсмических аномалий, находящихся в пределах зон крупных разломов.

Выполненные изотопные исследования показывают, что изотопные отношения углерода в CH_4 и CO_2 образуют тренд от наиболее легких изотопных отношений газовой фазы, выделенной из осадков колонки 10G (в которой отсутствуют гомологи метана выше этана) до наиболее тяжелых — в колонке 09G. Наблюдаемый тренд попадает на линию смещения изотопного состава углерода глубинного газа и газа, связанного с процессами микробного окисления. Таким

образом, можно предположить, что смещение изотопного состава углерода исследованных газовых проб в область более тяжелого изотопного отношения углерода обусловлено смешением флюидов разного генезиса.

Заключение. В результате детальных геолого-геофизических исследований акватории Кандалакшского залива Белого моря оконтурены зоны газонасыщения. Показано, что скопления «газовых шапок» приурочены к понижениям кровли фундамента, где в условиях спокойной гидродинамической обстановки образовались послеледниковые осадки большой мощности. Такие условия благоприятны для жизнедеятельности организмов и сохранности их остатков. Для газовой фазы определено преимущественно биогенное происхождение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Лисицын А.П., Немировская И.А., Шевченко В.П., Воронцова В.Г. Система Белого моря. Т. IV. Процессы осадкообразования, геология и история. М.: Научный мир, 2017. 1048 с.

Маштаков А.С. Оценка комплексного влияния на несущую способность грунтов циклических воздействий и мелкозалегающего свободного газа // Междунар. науч. журн. «Альтернативная энергетика и экология» (ISJAE). 2013. № 11 (133). С. 33–36.

Миронюк С.Г. Учет палеогеографических условий при выполнении инженерных изысканий на шельфе западного сектора Российской Арктики // Инженерно-геологические изыскания. 2015. № 7. С. 28–38.

Миронюк С.Г., Отто В.П. Газонасыщенные морские грунты и естественные газовыделения углеводородов: закономерности распространения и опасность для инженерных сооружений // Геориск. 2014. № 2. С. 8–18.

Токарев М.Ю., Пирогова А.С. Определение упругих свойств газонасыщенных осадков по данным сверхвысокоскоростных сейсмоакустических наблюдений с заглубленной системой. Кандалакшский залив, Белое море // Технологии сейсморазведки. 2015. № 3. С. 66–74.

Шалаева Н.В., Старовойтов А.В. Основы сейсмоакустики на мелководных акваториях. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2010. С. 256.

Hovland M., Judd A.G. Seabed Pockmarks and Seapages // Impact on Geology, Biology and the Marine Environment. Graham & Trotman, 1988. P. 295.

Judd A.G., Hovland M. Seabed fluid flow // The Impact on Geology, Biology, and the Marine Environment. N.Y.: Published in the United States of America by Cambridge University Press, 2007. 475 p.

Поступила в редакцию 11.12.2018

Поступила с доработки 20.02.2019

Подписано в печать 25.02.2019

УДК 551.352 (262.5)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Е Юаньцзо¹, В.Л. Лукша²**КОМПЛЕКСЫ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ
ОСАДКАХ КАНЬОННО-КОНУСНОЙ СИСТЕМЫ Р. ШАХЕ
(ЧЕРНОЕ МОРЕ)***Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет.
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1**Moscow State University, Faculty of Geology. 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Выявлены особенности распространения глинистых минералов в четвертичных осадках седиментационной системы каньон—глубоководный конус р. Шахе в Черном море. Установлено, что выдержанное по площади и разрезу соотношение иллита, хлорита, смектита и каолинита определяется переносом осадочного материала мутьевыми потоками через каньон с образованием единой минералогической провинции.

Ключевые слова: глинистые минералы, каньонно-конусная система, р. Шахе, Черное море.

A distribution of clay minerals in Quaternary sediments are revealed in the sedimentary system canyon — deep-water cone of the Shahe river in the Black sea. It is established that the ratio of illite, chlorite, smectite and kaolinite sustained by area and section is determined by the transfer of sedimentary material by turbidity flows through the canyon with the formation of a unified mineralogical province.

Key words: clay mineral, canyon-cone system, river Shahe, Black sea.

Введение. Твердый речной сток играет основную роль в питании Черного моря осадочным материалом. Значительное место в нем занимают пелитовые разности, представленные преимущественно глинистыми компонентами. Распространение терригенных частиц может происходить на большое расстояние от берега, особенно в районах развития каньонов на континентальном склоне. Это справедливо и для р. Шахе, минеральный сток которой в значительной мере поступает в близлежащий каньон и проникает в котловинную часть бассейна, формируя глубоководный конус выноса. Породы водосборной площади реки, поставляющие глинистое вещество, весьма разнообразны и представлены осадочными, метаморфическими и магматическими образованиями [Геология... , 1968]. В результате в море поступает усредненный комплекс глинистых минералов, сложенный продуктами переработки и денудации отмеченных пород. По данным Э.С. Тримониса [1972], в нем преобладает хлоритово-иллитовая ассоциация. Дисперсный материал, попадая в бассейн, переносится вдольбереговыми течениями в направлении с юго-востока на северо-запад или мутьевыми потоками через каньон и формирует глубоководный конус выноса.

Цель работы состояла в оценке закономерностей распределения глинистых минералов в разрезе четвертичных осадков на разных морфологических участках каньонно-конусной системы р. Шахе.

Материалы и методы исследований. Работа основана на результатах изучения 18 колонок осадков, отобранных грунтовыми трубками во время экспедиционных работ лаборатории морской геологии МГУ имени М.В. Ломоносова в 1989 и 1993 гг. на разных элементах упомянутой системы (рис. 1).

Аналитическая обработка состояла в макро- и микроскопическом описании разрезов, их стратификации и рентген-дифрактометрическом изучении глинистых минералов на приборе «ДРОН-3М» на кафедре нефтегазовой седиментологии и морской геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Для характеристики состава глинистого вещества исследуемых проб готовили ориентированные и порошковые препараты из тонкопелитовой фракции (<0,002 мм). При повышенном содержании в образцах карбонатов их удаляли 0,01 N раствором HCl. Оптимальный режим работы «ДРОН-3М»: Со-трубка, V-фильтр, 30 кВ, 20 мА.

Результаты исследований и их обсуждение. На основе стратиграфической схемы А.Д. Архангель-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии, аспирант; *email:* rachel.ye@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии, науч. с.; *email:* lukshav@inbox.ru

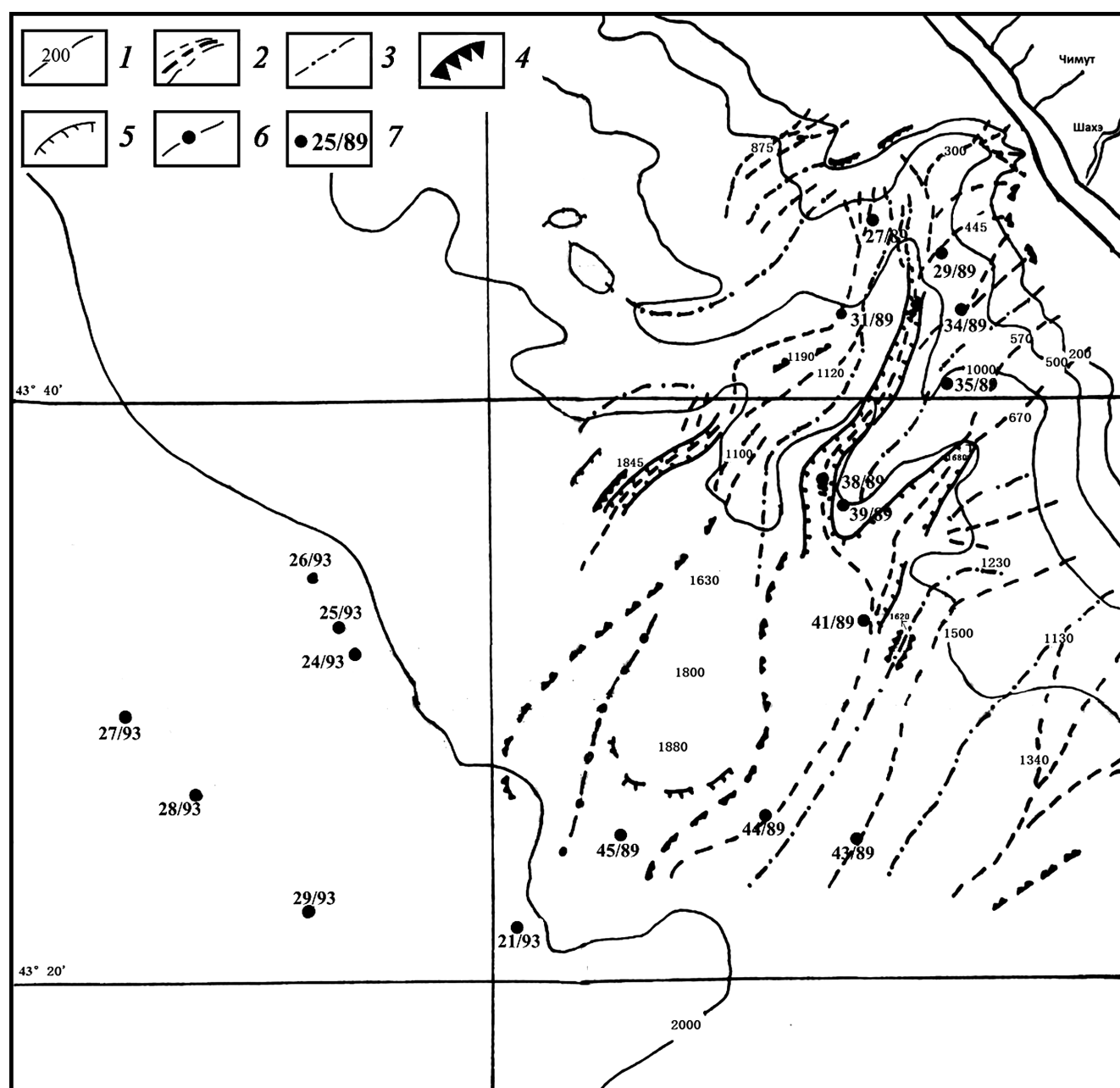


Рис. 1. Геоморфологическая схема Кавказского полигона (р. Шахе, Черное море) и места отбора фактического материала: 1 — изобаты; 2 — оси русел каньонов; 3 — оси водоразделов; 4 — бровки и отчетливо выгнутые перегибы; 5 — вогнутые перегибы; 6 — прирусловые валы; 7 — номера станций

ского и Н.М. Страхова [1938] в исследованных нами колонках четвертичных осадков выделены следующие горизонты: чаудинский (нижнеплейстоценовый), карангатский и новоэвксинский (верхнеплейстоценовые), древнечерноморский и современный черноморский (голоценовые). Чаудинский горизонт вскрыт на водоразделе и склоне в верхней части каньона и сложен уплотненным серым глинистым илом, отличается присутствием раковин руководящих моллюсков родов *Didacna*, *Dreissena*. Карангатские отложения вскрыты в осадках проксимальной части конуса выноса и представлены тонко- и микрослоистым илом двух

типов: сапропелевым и карбонатным горизонтами, последний содержит кокколитофориды вида *Gephyrocapsa caribbeana* Borud. et Hay. Новоэвксинские отложения вскрыты на всех гипсометрических уровнях и представлены серыми глинистыми илами с прослоями или линзами гидротроилита, содержат остатки солоноватоводных диатомей *Stephanodiscus astraea*. Отложения древнечерноморского горизонта вскрыты в разрезе осадков конуса выноса и представлены переслаиванием сапропелевого и глинистого ила с прослоями песка, в нижней части горизонта часто с прослоями арагонитового ила. Современные черноморские

**Содержание глинистых минералов в тонкопелитовой фракции (<0,002 мм) четвертичных донных осадков
в каньонно-конусной системе р. Шахе в Черном море**

Место положения станций	Номер станции	Глубина моря, м	Интервал, см	Возраст	Содержание, %			
					ил	хл	см+сс	к
Водораздел	27/89	830	0–5	сч	64–65	17–18	7–8	9–10
			74–80	Q ₁	70–71	15–16	5–6	7–8
Русло верхней части каньона	29/89	700	0–5	нэ	75–76	10–11	7–8	5–6
Водораздел	31/89	1200	0–5	нэ	67–68	10–11	15–16	4–5
			41–43	кг	70–71	14–15	7–8	7–8
Склон верхней части каньона	34/89	890	0–15	Q ₁	75–76	14–15	4–5	4–5
			20–30	Q ₁	72–73	15–16	7–8	7–8
Водораздел	35/89	1250	0–5	нэ	64–65	15–16	11–12	7–8
Русло средней части каньона	38/89	1705	0–5	сч	57–58	12–13	21–22	6–7
Водораздел	39/89	1430	0–5	сч	62–63	20–21	6–7	10–11
			240	нэ	66–67	15–16	7–8	7–8
Русло нижней части каньона	41/89	1820	0–5	сч	57–58	12–13	21–22	6–7
Склон нижней части каньона	43/89	1905	0–5	сч	64–65	20–21	4–5	9–10
Русло долины проксимальной части глубокоководного конуса выноса	44/89	1970	0–5	сч	70–71	12–13	7–8	7–8
			101–105	дч	66–67	15–16	7–8	9–10
			140–150	дч	63–64	12–13	16–17	7–8
			160–170	нэ	64–65	12–13	16–17	7–8
			190–195	нэ	60–61	9–10	22–23	7–8
			210–215	кг	64–65	12–13	12–13	8–9
			270–280	кг	69–70	12–13	8–9	9–10
			290	кг	63–64	10–11	18–19	7–8
Прирусловый вал	45/89	1970	0–5	сч	68–69	16–17	6–7	7–8
Дистальная часть глубоко- ководного конуса выноса	21/93	2050	0–5	сч	60–61	16–17	11–12	10–11
	24/93	2090	55–60	дч	72–73	11–12	7–8	7–8
	25/93	2120	20–30	сч	63–64	13–14	11–12	11–12
	26/93	2140	30–40	сч	67–68	14–15	7–8	9–10
			211–221	дч	65–66	11–12	14–15	8–9
	27/93	2170	0–5	сч	59–60	14–15	16–17	9–10
	28/93	2179	10–20	сч	63–64	14–15	12–13	9–10
	29/93	2160	0–10	сч	62–63	13–14	12–13	11–12

Примечания. Буквенные обозначения — возраст: сч — современный черноморский горизонт, дч — древнечерноморский горизонт, нэ — новоэвксинский горизонт, кг — карангатский горизонт, Q₁ — чаудинский горизонт; минералы: ил — иллит, хл — хлорит, см — смектиты, сс — смешанослойные, к — каолинит.

осадки представляют собой переслаивание терригенных глинистых илов с многочисленными прослоями и линзами кокколитовых илов, состоящих из кокколитофорид *Emiliania huxleyi*. Нередко отмечается отсутствие голоценовых горизонтов в верхней части русла каньона.

По результатам рентгенофазового анализа (таблица) выделены следующие группы глинистых минералов: иллита, хлорита, смектита, смешанослойных образований и каолинита. Данные анализа

показывают, что в составе глинистых минералов преобладает хлоритово-иллитовая ассоциация (75–90%). Иллит — диоктаэдрический, характеризуется высокой степенью кристаллизованности, относится к алюминиевому типу, слабожелезистому (60–75%). Хлорит представлен в основном железисто-магнезиальным разновидностью, преимущественно хорошо кристаллизован, но встречаются и дефектные структуры (10–20%). К группе разбухающих минералов отнесены смектиты и

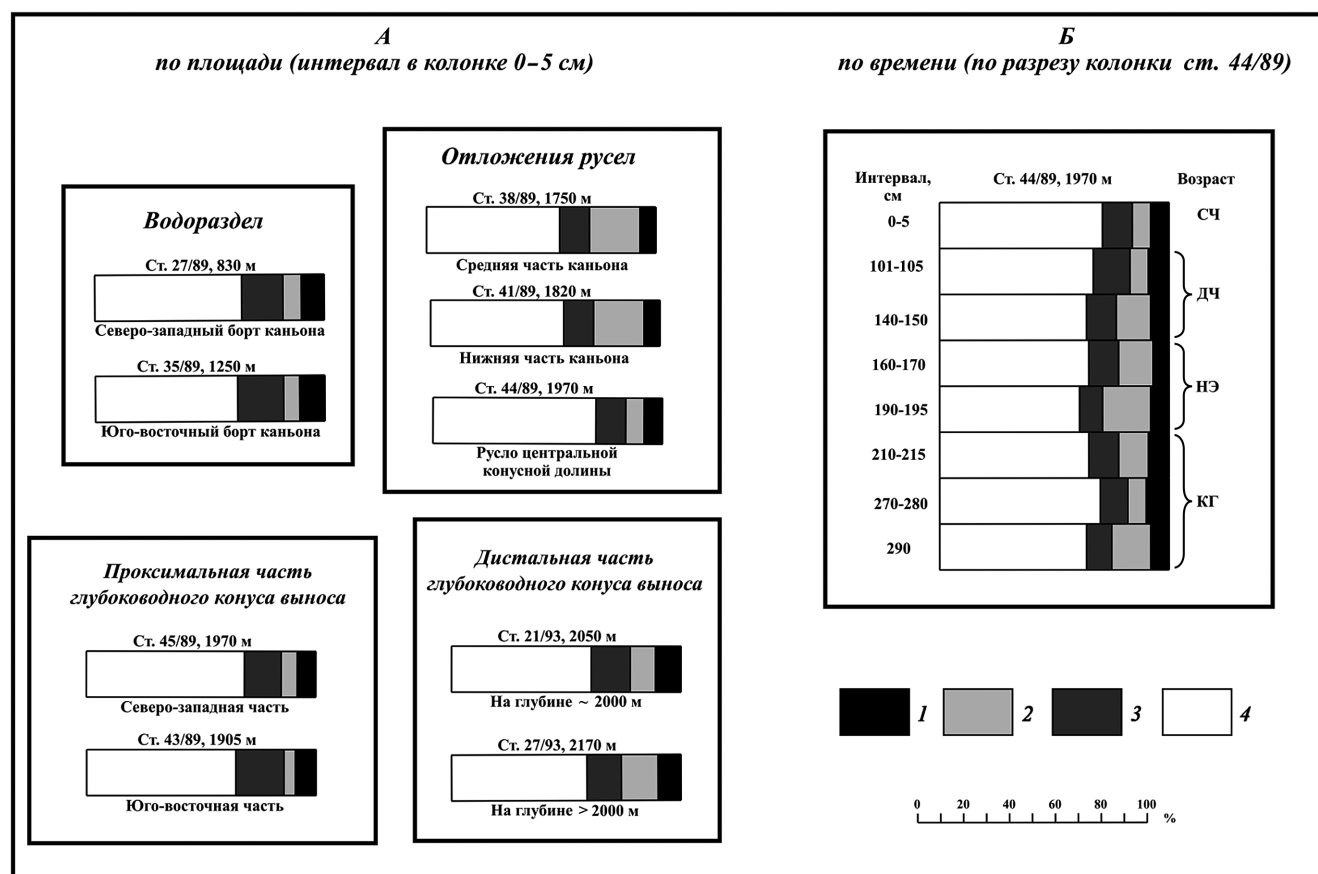


Рис. 2. Гистограммы содержания глинистых минералов в тонкопелитовой фракции (<0,002 мм) четвертичных осадков в каньонно-конусной системе р. Шахе в Черном море: *А* — содержание глинистых минералов в современных черноморских осадках; *Б* — содержание глинистых минералов по разрезу; 1 — каолинит, 2 — хлорит, 3 — смектиты + смешанослойные образования, 4 — иллит. Буквенные обозначения: сч — современный черноморский горизонт, дч — древнечерноморский горизонт, нэ — новозэвксинский горизонт, кг — карангатский горизонт

смешанослойные образования смектит-иллитового состава (суммарное содержание 5–20%), в которых количество смешанослойных пакетов варьирует в пределах 60–90%. В небольшом количестве присутствуют частицы каолинита, их содержание в среднем составляет 6–9%.

В современных осадках (рис. 2, *А*) содержание хлорит-иллитовой ассоциации изменяется от 70 до 85%, содержание его уменьшается по руслу каньона и минимального значения достигает в русле нижней части каньона, где составляет 22%. Содержание ассоциации глинистых минералов больше на водоразделе, чем в русле. В проксимальной части конуса выноса оно повышается до 85%, но опять уменьшается до 73% в его дистальной части. В течение древнечерноморского этапа в каньонной системе происходили интенсивные склоновые процессы, поэтому осадки этого горизонта аккумулируются в конусе выноса, содержание иллит-хлоритовой ассоциации возрастает снизу вверх (рис. 2, *Б*). В новозэвксинском горизонте состав глинистых минералов отличается повышенным содержанием смектитов (максимальное значение

23%). По-видимому, подобные изменения в составе глинистых минералов связаны с поступлением в долину иного материала из бассейна р. Шахе во время новозэвксинской регрессии.

Для карангатского горизонта в каньонной системе наблюдается высокое содержание хлорит-иллитовой ассоциации (86%) на водоразделе, в проксимальной части конуса выноса оно уменьшается до 73%. Такое изменение похоже на то, что происходит в вышеописанных горизонтах. Чаудинский горизонт вскрыт только на склонах и водоразделе в верхней части каньона. В чаудинских осадках содержание хлорит-иллитовой ассоциации характеризуется повышенным содержанием глинистых минералов (88–89%).

В целом в изучаемых осадках на протяжении четвертичного времени отмечено незначительное колебание содержания разных видов глинистых минералов, составляющих однотипную хлорит-иллитовую ассоциацию. Основными источниками глинистого вещества были размываемые породы, развитые в пределах бассейна р. Шахе. Климатические и гидродинамические факторы могли

влиять на слабую изменчивость состава комплекса глинистых минералов. Отметим также присутствие в изучаемых донных осадках каньона смектитовых компонентов, хотя, по данным Э.С. Тримониса [1972], в современном стоке р. Шахе глинистые минералы этого вида не определены.

Выводы. 1. Главный фактор формирования комплексов глинистых минералов осадков — пере-

нос осадочного материала от устья р. Шахе по каньону на глубоководный конус выноса, что выражается в их малой изменчивости и образовании единой минералогической провинции.

2. Выявлена идентичность состава глинистых минералов осадков разных стратиграфических уровней, что свидетельствует об однотипности условий их формирования в течение четвертичного времени.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.; Л., 1938. Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ. М.: Недра, 1968.

Тримонис Э.С. Современное осадкообразование в Черном море: Автореф. канд. дисс. М., 1972.

Поступила в редакцию 18.05.2018

Поступила с доработки 22.05.2018

Принята к публикации 22.05.2018

**ПРАВИЛА ПОДГОТОВКИ СТАТЕЙ К ПУБЛИКАЦИИ В ЖУРНАЛЕ
«ВЕСТНИК МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА. Серия 4. ГЕОЛОГИЯ»**

Для публикации в журнале принимаются статьи сотрудников, аспирантов и студентов МГУ (в том числе в соавторстве с представителями других организаций). Текст сопровождается выпиской из протокола заседания кафедры, актом экспертизы, сведениями обо всех авторах: фамилия, имя и отчество (полностью), кафедра, должность, ученое звание, ученая степень, полное название места работы и его почтовый адрес, телефон домашний и рабочий, мобильный, *e-mail* (обязательно). Статьи принимают на геологическом факультете МГУ, комн. 515а.

**Требования к оформлению статьи
и краткого сообщения**

1. Суммарный объем статьи (включая рисунки и список литературы) не должен превышать 24 страницы, объем краткого сообщения суммарно составляет 6 страниц. Рекомендуются стандартизировать структуру статьи, используя подзаголовки, например: **введение, теоретический анализ, методика, экспериментальная часть, результаты и их обсуждение, заключение (выводы)** и пр.

2. К статье на отдельной странице прилагаются аннотация (6–8 строк) и ключевые слова (6–8) на русском языке, а также аннотация и ключевые слова на английском языке. На отдельной странице необходимо приложить перевод на английский язык названия статьи, фамилий, инициалов авторов, места их работы и почтового адреса.

3. Перед заголовком работы необходимо проставить УДК.

4. Текст должен быть подготовлен в редакторе Word с использованием шрифта Times New Roman 12. Имя файла может содержать до 8 символов и иметь расширения .doc или .txt. Текст должен быть распечатан через 2 интервала, поля со всех сторон по 2,5 см. Текст представляют на отдельном носителе (компакт-диске) и в 2 экз. распечатки. Страницы следует пронумеровать.

5. Рисунки, фотографии, таблицы, подрисуночные подписи прилагаются отдельно в 2 экз. в конце статьи. Каждая таблица должна быть напечатана на отдельной странице тем же шрифтом, через 2 интервала, иметь тематический заголовок и не дублировать текст. Таблицы нумеруются арабскими цифрами по порядку их упоминания в тексте. Все графы в таблицах должны иметь заголовки и быть разделены вертикальными линиями. Сокращения слов в таблицах не допускаются. Материал по строкам должен быть разделен горизонтальными линиями.

6. Формулы, математические и химические знаки должны иметь четкое написание.

7. Размерность всех физических величин должна соответствовать Международной системе единиц (СИ).

8. Список литературы должен содержать в алфавитном порядке все цитируемые и упоминаемые в тексте работы, иностранная литература помещается после отечественной тоже по алфавиту. При ссылке на изобретение необходимо указать год, номер и страницу «Бюллетеня изобретений». Ссылки на неопубликованные работы не допускаются (возможны ссылки на устное сообщение и автореферат кандидатской или докторской диссертации). Библиографическое описание дается в следующем порядке: фамилии и инициалы авторов, название статьи, полное название работы, место издания, издательство, год издания (для неперiodических изданий), для периодических — фамилии и инициалы авторов, название статьи, название журнала, год выпуска, том, номер, страницы. Ссылка на литературный источник в тексте приводится так: «В работе [Иванов и др., 1999] указано, что...».

9. Никакие сокращения слов, имен, названий, как правило, не допускаются. Разрешаются лишь общепринятые сокращения названий мер, физических, химических и математических величин и терминов и т.д. Все аббревиатуры, относящиеся к понятиям, методам аналитическим и обработки данных, а также к приборам, при первом употреблении в тексте должны быть расшифрованы.

10. Каждый рисунок должен быть выполнен на белой бумаге в виде компьютерной распечатки на лазерном принтере. Для растровых (тоновых) рисунков использовать формат TIFF с разрешением 600 dpi; векторные рисунки необходимо предоставлять в формате программы, в которой они сделаны; для фотографий использовать формат TIFF с разрешением не менее 300 dpi. Рисунки и фотографии должны быть черно-белыми, четко выполнены и представлены в 2 экз. Компьютерный вариант должен иметь расширения .tiff или .cdr (Corel Draw) и предоставляться на отдельном носителе (компакт-диске), рисунки следует записывать в той программе, в которой они сделаны. На обороте всех иллюстраций указывают их номер, фамилию автора и название статьи. **Обращаем ваше внимание на то, что текст и рисунки предоставляются на отдельных дисках.**

11. Подрисуночные подписи прилагаются на отдельной странице и оформляются согласно требованиям, изложенным в п. 4.

12. Статьи, не отвечающие перечисленным требованиям, не принимаются.

13. Дополнения в корректуру не вносятся.

14. Редакция журнала оставляет за собой право производить сокращение и редакционные изменения текста статей.

Плата за публикацию не взимается.

*Благодарим вас за соблюдение наших правил
и рекомендаций!*

<http://www.geol.msu.ru/vestnik/index.htm>

УЧРЕДИТЕЛИ:

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;
геологический факультет МГУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ — **главный редактор**, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН
Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ — **зам. главного редактора**, доктор геолого-минералогических наук, профессор
Р.Р. ГАБДУЛЛИН — **ответственный секретарь**, кандидат геолого-минералогических наук, доцент
И.М. АРТЕМЬЕВА — профессор Университета Копенгагена, Дания
И.С. БАРСКОВ — доктор биологических наук, профессор
А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, Швеция
С.В. БОГДАНОВА — профессор Университета Лунд, Швеция
М.В. БОРИСОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. БРУШКОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.А. БУЛЫЧЕВ — доктор физико-математических наук, профессор
М.Л. ВЛАДОВ — доктор физико-математических наук, профессор
Т.В. ГЕРЯ — профессор Швейцарского Федерального технологического университета (ETH Zurich)
М.С. ЖДАНОВ — профессор Университета Солт-Лейк-Сити, США
Н.В. КОРОНОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Д.Г. КОШУТ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.С. МАРФУНИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.М. НИКИШИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.Р. ОГАНОВ — профессор Университета Стони-Брук, США
А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук
С.П. ПОЗДНЯКОВ — доктор геолого-минералогических наук
В.И. СТАРОСТИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. СТУПАКОВА — доктор геолого-минералогических наук, доцент
В.Т. ТРОФИМОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
В.К. ХМЕЛЕВСКОЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
В.В. ШЕЛЕПОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

Редактор **А.Е. ЛЮСТИХ**

Адрес редакции:

e-mail: vmu_red@mail.ru

Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.

Свидетельство о регистрации № 1552 от 14 февраля 1991 г.

Подписано в печать 25.03.2019. Формат 60×90¹/₈.

Бумага офсетная. Гарнитура Таймс.

Усл. печ. л. 14,5. Тираж экз.

Изд. № 11 196. Заказ

119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, стр. 15

(ул. Академика Хохлова, 11)

Тел.: (495) 939-32-91; e-mail: secretary@msupublishing.ru

ISSN 0201-7385
ISSN 0579-9406

ИНДЕКС 70995 (каталог “Роспечать”)
ИНДЕКС 34114 (каталог “Пресса России”)