

УДК 551.763.21(262.5)

А.М. Никишин<sup>1</sup>, А.О. Хотылев<sup>2</sup>, А.Ю. Бычков<sup>3</sup>, Л.Ф. Копаевич<sup>4</sup>, Е.И. Петров<sup>5</sup>,  
В.О. Япаскурт<sup>6</sup>

## МЕЛОВЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЧЕРНОМОРСКОГО БАССЕЙНА<sup>7</sup>

В Юго-Западном Крыму датированы и охарактеризованы горизонты с вулканическим материалом в верхнеальбских, среднесеноманских и среднекампанских отложениях. В Черном море в пределах вала Шатского по сейсмическим данным выделены предполагаемые вулканические постройки. Для всего Черноморского региона реконструированы альбский, сеноманский и кампанский вулканические пояса. Показано, что бассейн Черного моря формировался как задуговый бассейн, начиная с альбского рифтинга и заканчивая спредингом океанической коры в сеномане—раннем сантоне.

*Ключевые слова:* Черное море, вулканизм, история формирования, Крым.

The South-Western Crimea horizons deposits with volcanic material of late Albian, middle Cenomanian and middle Campanian were in detail described and dated. The volcanic structures were supposed by seismic data the within the Shatsky svell in the Black Sea. Albian, Cenomanian and Campanian volcanic belts were reconstructed for the entire Black Sea region. We suggest that the Black Sea was formed as the back-arc basin, started at the Albian rifting and ended with the spreading at the Cenomanian-early Santonian.

*Key words:* Black Sea, volcanism, geological history, Crimea.

**Введение.** В большинстве работ о происхождении глубоководного бассейна Черного моря считается, что эта структура сформировалась как задуговой бассейн в тылу меловой вулканической дуги Понтид на севере Турции [Zonenshain, Le Pichon, 1986; Finetti et al., 1988; Okay et al., 1994; Robinson et al., 1996; Nikishin et al., 2001, 2003, 2011; Афанасенков и др., 2007]. Однако до сих пор основные этапы истории формирования бассейна Черного моря не ясны. Один из основных путей для решения этой проблемы — изучение истории вулканизма по обрамлению Черного моря и в пределах самой структуры (рис. 1).

Для исследования истории формирования бассейна Черного моря исследованы меловые разрезы Горного Крыма с целью изучить и установить точные датировки стратиграфических уровней с вулканическим материалом. Проанализированы региональные сейсмические профили, пересекающие бассейн Черного моря, с целью поиска в осадочной толще возможных вулканических построек мелового возраста. На этой основе предпринята попытка синтезировать

все имеющиеся данные для восстановления истории формирования бассейна Черного моря и связанных с ним вулканических поясов.

**Вулканический материал в разрезах мелового возраста в Юго-Западном Крыму.** Эти разрезы сравнительно хорошо изучены, а уровни с вулканическим материалом известны [Геологическое строение..., 1989; Никишин и др., 2006]. Нами изучены два разреза альбских отложений в районе Балаклавы, разрез верхнего альба в районе Научно-учебной базы МГУ в Бахчисарайском районе, разрез сеномана на южном склоне горы Сель-Бухра и разрез кампана в районе с. Кудрино в Бахчисарайском районе (рис. 2).

*Характеристика верхнеальбского разреза на северо-восточном борту Кадыковского карьера* (разрез 1) (2,7 км северо-западнее центра Балаклавы, 44°31'05,05" N, 33°34'34,82" E). С эрозионной границей и угловым несогласием до 10–15° на известняках титона верхней юры залегает толща альба. Первые 2–3 м представлены двумя-тремя обломочными потоками с глинистым и песчаным матриксом и в разной

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, заведующий кафедрой региональной геологии и истории Земли, профессор, докт. геол.-минер. н.; *e-mail:* nikishin@geol.msu.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, студент; *e-mail:* akhotylev@gmail.com

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, доцент; *e-mail:* bychkov@geol.msu.ru

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, доцент; *e-mail:* lropaev@geol.msu.ru

<sup>5</sup> «Геология без границ», Москва, Россия, канд. геол.-минер. н.; *e-mail:* petrov@rge-geo.com

<sup>6</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, вед. науч. с.; *e-mail:* yvo72@geol.msu.ru

<sup>7</sup> Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 11-05-00471-а, 12-05-00263-а) и проекта «Darius».

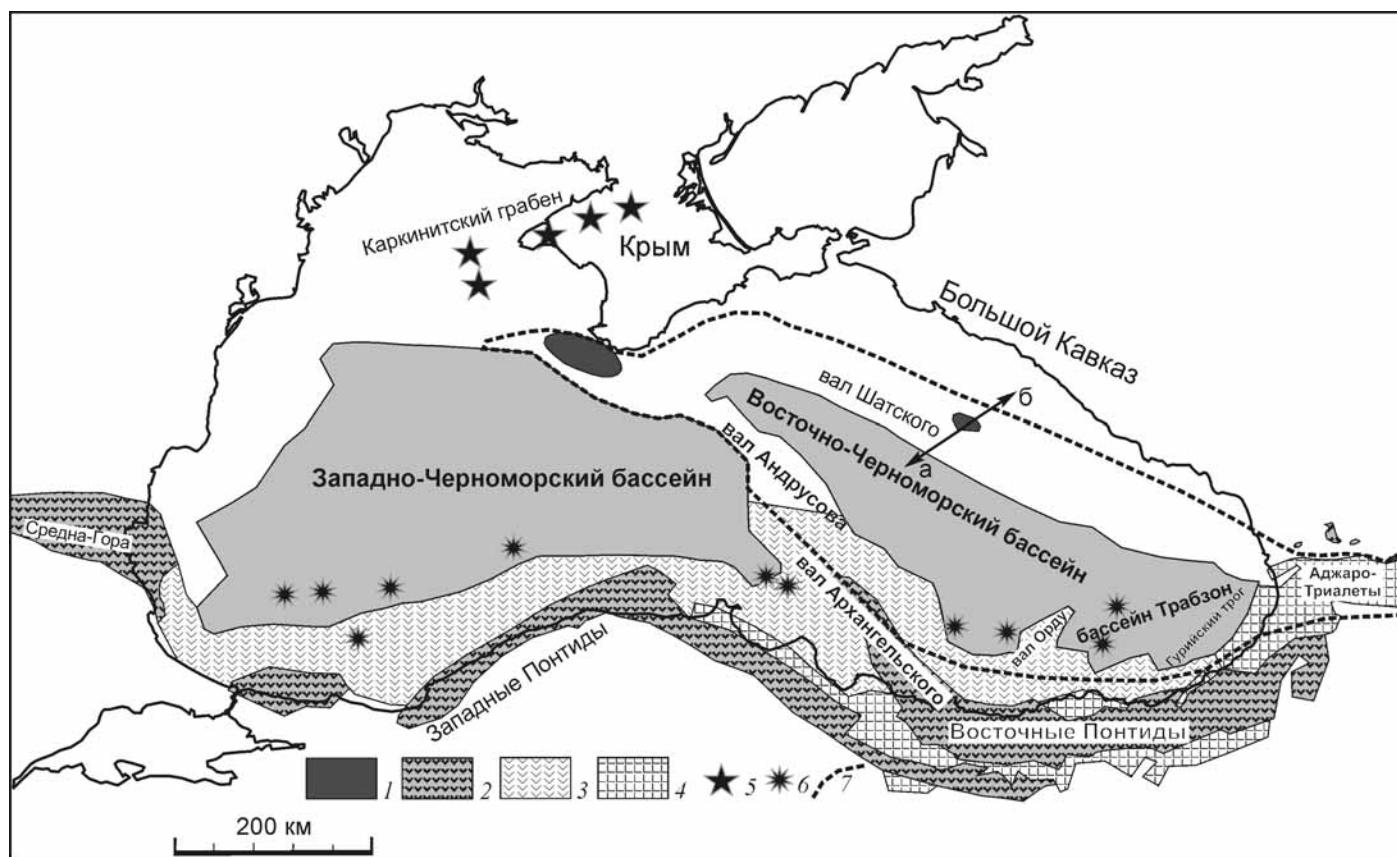


Рис. 1. Схема строения Черноморского региона. Бассейны Черного моря с океанической и сильно утоненной рифтингом континентальной корой показаны серым цветом, по результатам проекта «Geology without Limits» и данным [Finetti et al., 1988; Starostenko et al., 2004]. Области проявлений вулканизма показаны по [Атлас..., 1961; Okay, Sahinturk, 1997; Nikishin et al., 2011; Tüysüz et al., 2012; Georgiev et al., 2012] и нашим данным: 1 — области с альбским и апт-альбским вулканизмом; 2 — области с позднемиоценовым вулканизмом; 3 — области с позднемиоценовым вулканизмом (в основном предполагаемые) на континентальном склоне и глубокопогруженных блоках; 4 — области среднеэоценового вулканизма (под ними обычно предполагается наличие областей позднемиоценового вулканизма); 5 — альбские вулканы в районе Каркинитского грабена; 6 — позднемиоценовые предполагаемые вулканы, выделенные по данным сейсмопрофилирования по результатам проекта «Geology without Limits» в интерпретации А.М. Никишина, Е.И. Петрова и др.; 7 — контуры области с гипотетическим альбским вулканизмом

степени окатанными фрагментами верхнеюрских известняков размером 0,5–50 см, а также с фрагментами алевролитов и линзами гравелитов с разнообразной галькой (преобладают кварцевые). Выше наблюдается слоистый разрез вулканокластических пород с плохой сортировкой и видимой толщиной более 15 м. Слои представлены чередованием разных вулканокластических песчаников и алевролитистых глин. Вулканокластические песчаники на 75–89% представлены средне-крупнозернистыми песчаными обломками и на 20–25% карбонатно-глинистой массой.

Обломочная часть состоит из зерен плагиоклазов (60–65%), роговой обманки (5–7%) и фрагментов эффузивных пород (25–27%) (рис. 3). Обломки эффузивных пород (25–27% обломочной части) представлены андезитовыми порфиритами и пепловыми туфами того же состава (размер обломков 0,7–0,8 мм). Форма обломков округлая, овальная, без острых углов, с хорошей окатанностью. Стекло полностью преобразовано в хлорит-глинистый агрегат. Зерна плагиоклаза имеют овальную вытянутую форму, реже шестиугольные, полуокатаны, размер до 0,6 мм,

отмечены прямоугольные сечения без следов окатывания. В кристаллах отчетливо заметна зональность, присутствуют расплавные включения в виде капель размером 0,01 мм. Плагиоклаз по составу отвечает лабрадору. Зерна роговой обманки имеют характерную прямоугольную форму, размер не более 0,3 мм, с отчетливо заметной спайностью. Кристаллы практически полностью замещены хлоритом, в меньшей степени карбонатами. Возможно, присутствуют зерна пироксенов (2%), плеохроирующие в зелено-серых тонах, они также практически полностью замещены хлоритом.

Для разреза толщи типичны малоамплитудные конседиментационные сбросы со смещением до 5–15 см. Вероятно, эти сбросы имеют гравитационную природу. Слои часто выклиниваются по простирацию.

Возраст рассматриваемой толщи нами точно не датирован, по данным геологов Балаклавского рудоправления (В.А. Ковалев, С.Н. Болдырев и др.) считается, что она отвечает позднему альбу. Это соответствует данным В.И. Лысенко [2003] о находках фауны без точной привязки.

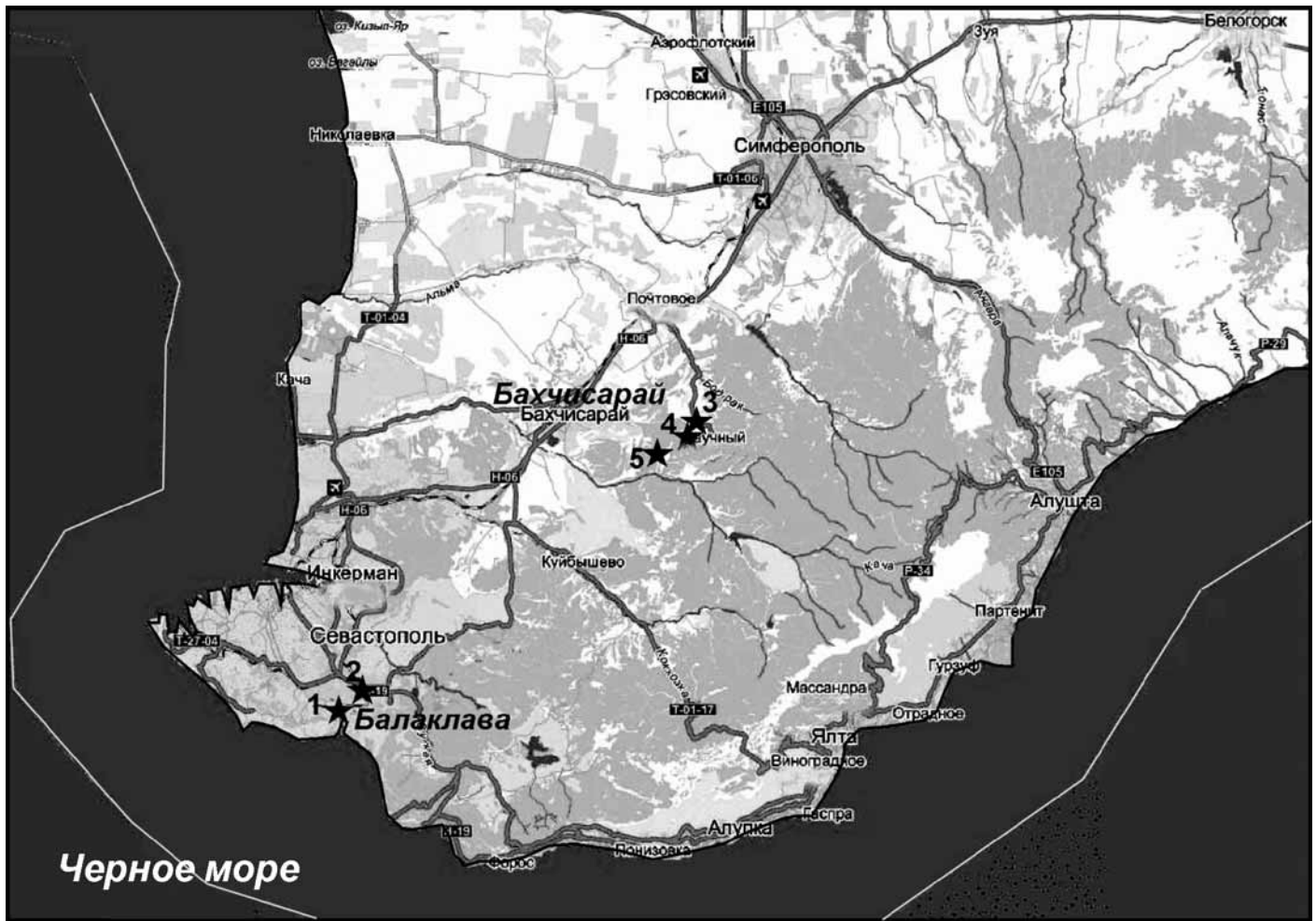


Рис. 2. Положение изученных разрезов в Юго-Западном Крыму. Цифры — номера разрезов

Вся эта верхнеальбская толща определенно формировалась на склоне в морской обстановке. Об этом свидетельствует наличие обломочных потоков с глыбами разной степени окатанности. Вулканокластические песчаники, вероятно, также были сформированы обломочными потоками (дебритами). Транспортировка глыб известняков, разнообразных по составу галек и вулканического материала шла с суши. Эта суша была сложена верхнеюрскими известняками и конгломератами, на которых находился альбский вулкан с материалом андезитового состава. Верхнеюрские конгломераты широко известны в районе Балаклавы и имеют предположительно келловейско-оксфордский возраст. Суша находилась предположительно к югу от современного разреза, так как нигде севернее не известны остатки альбского вулкана, это соответствует и данным работ [Шнюков и др., 1997; Лысенко, 2003, 2005].

Подошва верхнеальбской толщи в районе северо-восточной части карьера смещена системой разломов на 30–40 м. Вероятно, эти разломы были сбросами альбского возраста и формировались синхронно с седиментацией.

*Характеристика верхнеальбского разреза вдоль железной дороги у пересечения с автомобильной трассой на*

*Севастополь (разрез 2) (3,9 км северо-северо-восточнее центра Балаклавы у кафе «Шайба», 44°32'00,56" N, 33°37'00,83" E). Вдоль полотна железной дороги наблюдается вулканокластическая верхнеальбская толща с видимой мощностью более 5 м. Породы представлены серовато-зеленоватыми вулканокластическими песчаниками средне-крупнообломочными, грубослоистыми. Сортировка зерен неравномерная, присутствует большое количество крупнообломочного и мелкогравийного материала размером до 3 мм, округлых лапиллий и обломков эффузивных пород размером до 1,5 см. Порода определена как кристалло-литокластический мелко-среднеобломочный переотложенный туф андезитоацитового состава (рис. 3). Обломочная часть (70–75%) представлена обломками эффузивных пород (45%), фрагментами отдельных кристаллов плагиоклазов (30%), клинопироксена (7–10%), амфибола (12%), магнетита (5%). Фрагменты эффузивов имеют неправильную, вытянутую, реже изометричную угловатую форму. Диаметр частиц до 5–7 мм (преобладает 0,5–2 мм), представлены андезитовыми порфиритами с крупными вкрапленниками плагиоклазов ( $An_{58}$ ) и редкими зернами роговой обманки меньшего размера.*

*Сечения кристаллов плагиоклазов имеют правильную форму, прямоугольные, реже шестиуголь-*

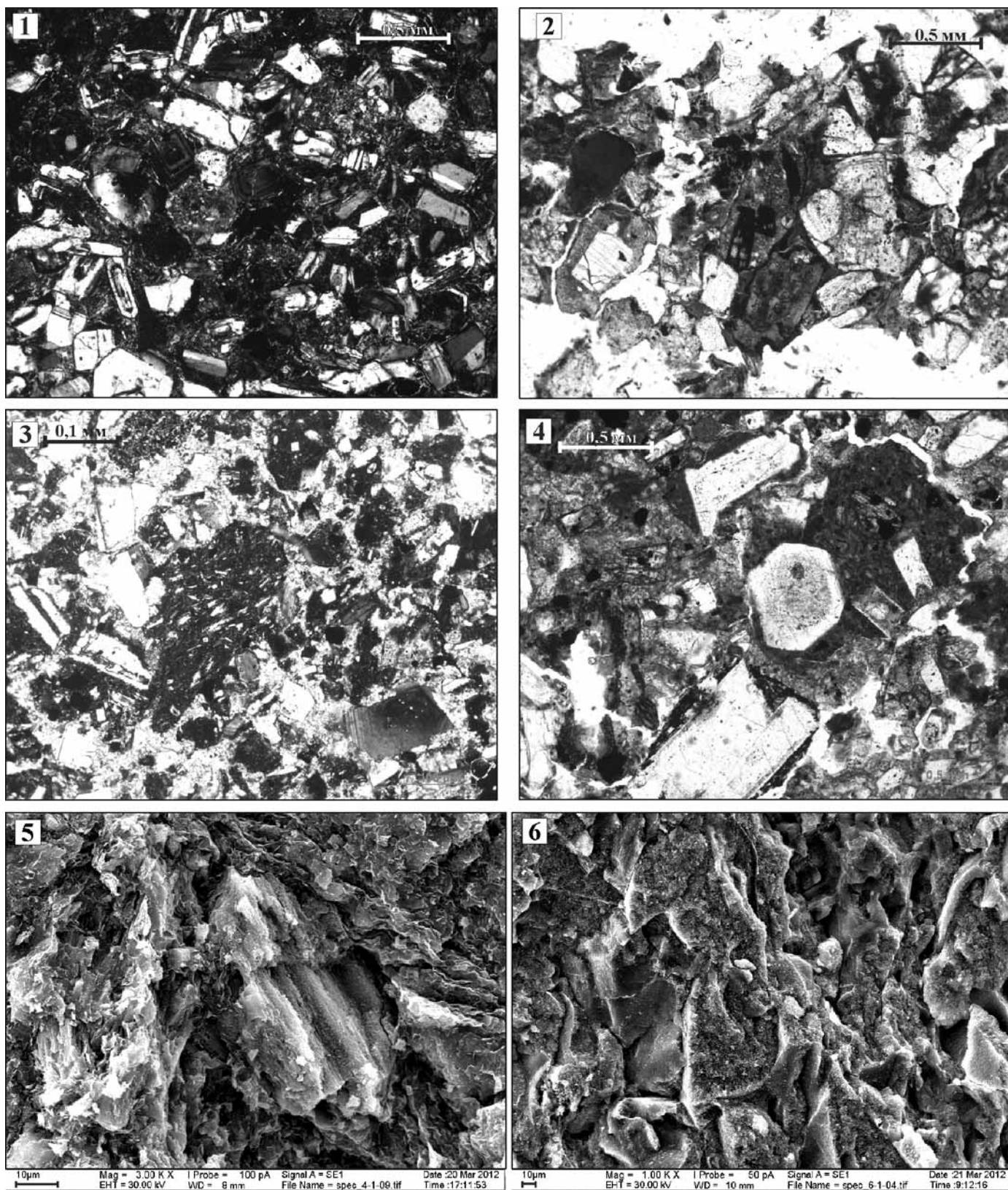


Рис. 3. Фотографии шлифов: 1, 2 — песчаник туфогенный (разрез 1), николи скрещены; 3 — туф кристалло-литокластический андезитодацитового состава (разрез 2), выделяется фрагмент андезитового порфирита, николи скрещены; 4 — песчаник туфогенный (разрез 3), николи параллельны; 5 — кристалл плагиоклаза, полностью замещенный монтмориллонитом (разрез 4), электронный микроскоп «LEO-450»; 6 — остроугольные частички вулканического стекла, полностью замещенные монтмориллонитом (разрез 5), электронный микроскоп «LEO-450»

ные с отчетливо выраженной зональностью, размер 0,4–0,7 мм. Некоторые зерна раздроблены, однако фрагменты расположены рядом, по составу они относятся к An<sub>58-59</sub>. Клинопироксен представлен изометричными, реже неправильными, но округлыми зернами диаметром 0,01–0,3 мм, без плеохроизма. Кристаллы амфиболов имеют как изометричную угловатую форму, так и ромбическую, представлены отдельными зернами или находятся внутри обломков эффузивов, их размер не превышает 0,1–0,2 мм. Амфиболы отчетливо плеохроируют в оранжево-красных и коричневых тонах, что позволяет отнести их к керсутиту (базальтические роговые обманки). Кроме того, присутствуют зерна размером до 0,7 мм рудного непрозрачного минерала (5% обломочной части) квадратной, шестиугольной, реже округлой формы, возможно представленные магнетитом. По-видимому, основная масса исходно состояла из пирокластического материала, однако на данный момент полностью замещена карбонатным и глинистым веществом.

В толще также присутствует большое количество в разной степени окатанных обломков осадочных пород, которые изучены в шлифах. Они представлены глинами, алевролитами, песчаниками, известняками, песчаниками с кластами андезитов. Толща могла формироваться как подводный обломочный поток (дебрит), который начинался на суше на андезитовой вулканической постройке. При движении этого потока в него попадали и разнообразные фрагменты пород, на которых находился вулкан.

А.М. Никишин, А.К. Худолей, Е.В. Рубцова и др. изучали детритовые цирконы из этих отложений (устное сообщение). Основной возраст цирконов оценивается в 103±1 млн лет, но есть пики с датировками 175±4, 300–315, 570–646 млн лет. Определены единичные зерна с возрастом 226 и 228 млн лет. Эти данные свидетельствуют о позднеальбском возрасте вулканического материала и о том, что не только позднеальбский вулкан был источником материала для осадочных пород в данном разрезе.

На вулканокластической толще верхнего альба с эрозионной границей (граница вскрыта нами в закопашках) залегает толща сеноманских мергелей. Эта толща содержит богатый комплекс планктонных фораминифер, которые явно доминируют над бентосными. Среди них отметим присутствие *Thalmaninella globotruncanoides* (Sigal), *T. appenninica* (Renz), *T. gandolfii* (Sigal), *T. deecke* (Franke), *Hedbergella simplicissima* (Magne et Sigal) (рис. 4). Этот комплекс указывает на раннесеноманский возраст вмещающих пород. Так, *Thalmaninella globotruncanoides* — вид-индекс нижней зоны нижнего сеномана в стандартной зональной стратиграфической шкале и в разрезах Юго-Западного Крыма [Горбачик и др., 2000]. Вид *T. deecke* появляется в более высоких слоях нижнего сеномана [Кобаевич, 2010]. Совместное нахождение видов *Thalmaninella globotruncanoides* и *T. deecke* ука-

зывает на присутствие в разрезе отложений верхней части нижнего сеномана. Таким образом, величина hiatus в основании сеномана отвечает отложениям одной фораминиферной зоны *Thalmaninella globotruncanoides*.

*Характеристика верхнеальбского разреза вдоль шоссе от базы МГУ до пос. Научный в Бахчисарайском районе* (разрез 3) (44°44'31,69" N 33°59'48,62" E). Вдоль дороги обнажается пачка песчаников с включением верхнеальбского вулканического материала. Песчаник буровато-зеленый, кварц-глауконитовый, с обильными включениями кварца мелкогравийной размерности. Мощность пачки не более 0,5 м.

Кровля пачки проводится по поверхности «твердого дна» оранжево-бурого цвета. Перекрывающие породы сначала представлены базальным горизонтом с обломочным материалом (1–10 см), а затем сеноманскими мергелями с белемнитами. В самих песчаниках с вулканическим материалом в этом районе ранее были найдены аммониты, которые представлены ядрами плохой сохранности *Stoliczkaia notha* (Seeley), *Mariella* cf. *lewesiensis* (Spath), *Lechites* cf. *gaudini* (Pictet et Campiche). Остатки *Inoceramus anglicus* Woods немногочисленны. Более часто встречаются ядра и створки *Aucellina gryphaeoides* (Sowerby), *Gryphaeostrea canaliculata* (Sowerby) и других пелелипод. Встречаются брахиоподы и серпулиды *Glomerula gordialis* (Schlotheim). Характерны спорадически встречающиеся мелкие ростры неогиболитов неполной сохранности. Кроме того, из этих отложений описан комплекс планктонных фораминифер зоны *Thalmaninella appenninica* — верхней зоны верхнего альба. Эти данные свидетельствуют о позднеальбском возрасте вмещающих пород [Горбачик и др., 2000].

Вышележащие мергели содержат очень редкие ядра и отпечатки *Puzosia planulata* (Sowerby) и *Mantelliceras* sp. ind., которые появляются уже в основании пачки. Характерны ростры *Neohibolites menjailenkoi* Gustomesov (первый белемнитовый уровень), образующие места массовые скопления. Остатки *Inoceramus crippsi crippsi* Mantell фиксируются с основания пачки мергелей, это уже типично нижнесеноманский комплекс макрофоссилий [Геологическое строение..., 1989]. В основании мергелей также определен сеноманский комплекс планктонных фораминифер [Горбачик и др., 2000].

Песчаник с вулканическим материалом состоит из обломочной части (70–75% объема породы) и карбонатно-глинистого цемента (30–35%) (рис. 3). Обломочная часть представлена фрагментами туфов и порфиринов (20%), зернами плагиоклаза (40–45%), роговой обманки (7–10%), магнетита (5–7%), хлорита (5–7%), кварца (15–20%). Обломки эффузивных пород имеют неправильную угловатую, изометричную вытянутую форму, размер до 0,7–0,9 мм, представлены обломками андезитовых порфиринов с полностью девитрифицированным стеклом и фрагментами пепловых туфов того же состава, практически

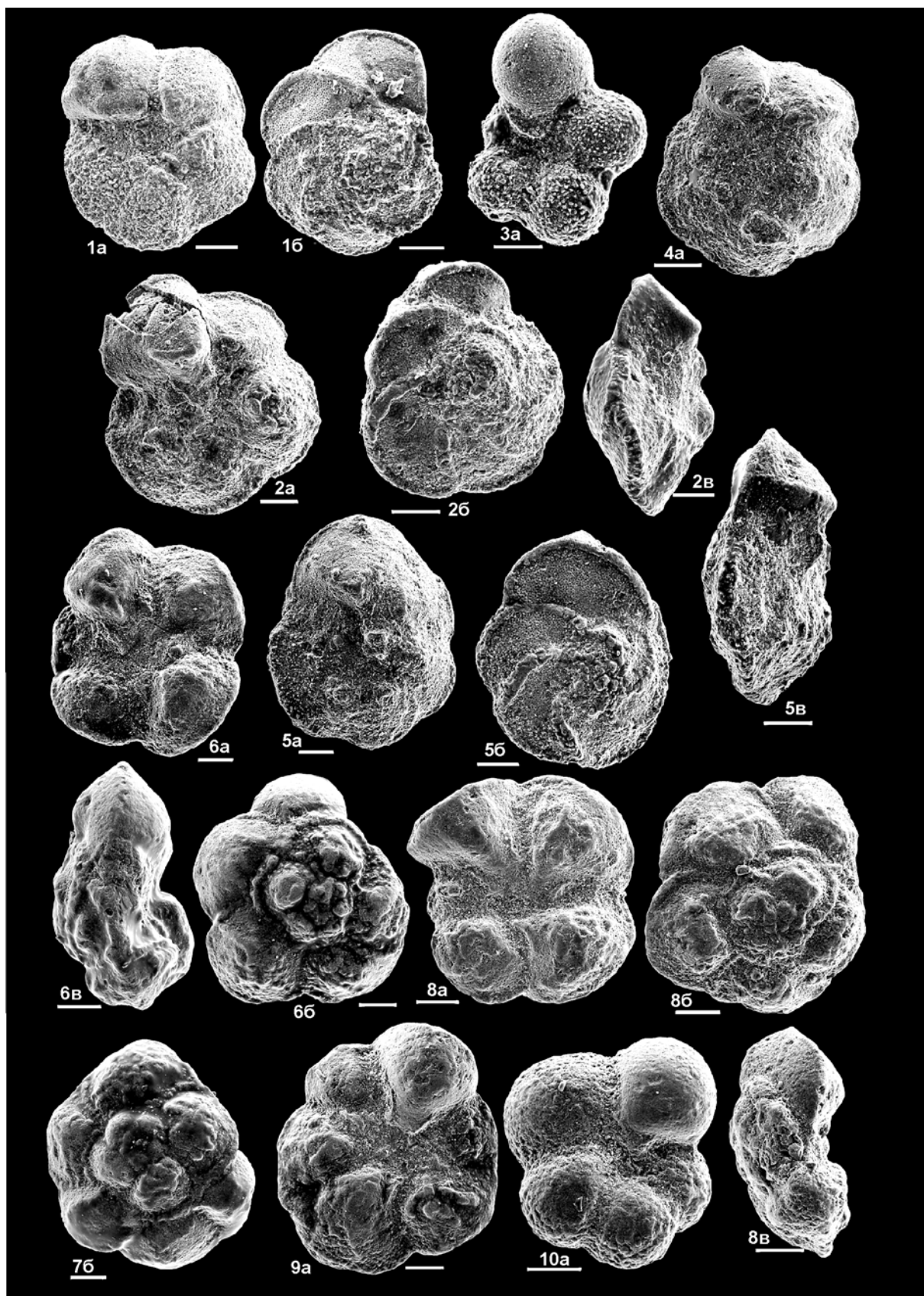


Рис. 4. Планктонные фораминиферы из нижнесеноманских отложений разреза Балаклава (разрез 2) и среднесеноманских отложений южного склона г. Сельбухра (разрез 4): а — вентральная сторона, б — дорзальная сторона; в — периферический край; 1–5 — раковины из разреза врезки железной дороги около Балаклавы; 6–10 — раковины из разреза южного склона г. Сельбухра.

1а, б — *Thalmaninella gandolfii* (Sigal); 2а, б, в — *Thalmaninella globotruncanoides* (Sigal); 3а — *Hedbergella simplicissima* (Magne et Sigal); 4а — *Thalmaninella deeckeii* (Franke); 5а, б, в — *Thalmaninella appenninica* (Renz); 6а, б, в, 7б, 8а, б, в — *Rotalipora cushmani* (Mornod); 9а — *Thalmaninella montsalvensis* (Mornod); 10а — *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi) — левозавитая раковина. Масштабная линейка — 100 мкм

полностью измененных до хлорит-серицитового агрегата. Кристаллы плагиоклаза имеют правильные прямоугольные, шестиугольные, реже неправильные угловатые очертания, размер до 0,8 мм. Многие (20–25%) кристаллы содержат расплавные включения в виде мелких капель диаметром 0,01–0,03 мм, как правило, проявлена четкая зональность (60%). По составу плагиоклаз отвечает лабрадору  $An_{54-55}$ . Зерна роговой обманки характеризуются ромбовидной, реже прямоугольной формой диаметром 0,3–0,4 мм, имеют отчетливый плеохроизм от светло- до темно-коричневого цвета. Магнетит представлен непрозрачными зернами неправильно-округлой, квадратной или шестиугольной формы размером до 0,3 мм. Присутствуют округлые и овальные зерна хлорита размером до 0,3 мм с характерной чешуйчатой структурой, их количество не превышает 5–7% от объема обломочного компонента. Встречаются крупные окатанные обломки кварца овальной формы диаметром до 3–5 мм, составляющие около 20% обломочной части породы. В цементе отмечены единичные фрагменты раковин фораминифер размером до 0,2 мм.

Угловатость и правильные формы обломков, с одной стороны, и сильное изменение роговой обманки до кальцита — с другой, свидетельствуют об отложении вулканического материала в морских условиях с относительно спокойным гидродинамическим режимом и отсутствии последующего переотложения осадка. Туфовый материал, вероятно, транспортировался по воздуху и осаждался на дне мелкого моря.

*Характеристика среднесеноманского разреза на юго-восточном склоне г. Сельбухра в Бахчисарайском районе* (разрез 4) (44°44'09,59" N, 33°59'33,97" E). На склоне горы обнажается разрез отложений сеномана и турона. В 40 м выше основания сеномана на пачке ритмичного переслаивания светлых и более темных мергелей наблюдается слой глин толщиной 2–3 см. Глины бентонитовые, серовато-коричневые, красноватые, с примесью карбонатного вещества. Прослой перекрыт пачкой сероватых и белых переслаивающихся тонкослоистых и массивных мергелей сеномана.

Состав слоя глин практически мономинеральный — порода на 97–98% состоит из мелких изометричных чешуек монтмориллонита, хорошо заметных на фотографиях (под сканирующим электронным микроскопом). Рентгенофазовый анализ позволил уточнить минеральный состав: глинистый минерал представлен бейделитом — разновидностью монтмориллонита. Присутствие зерен с геометрически правильными очертаниями размером до 0,1 мм, выделяющихся по цвету и имеющих чешуйчатое строение, позволяет предполагать, что развитие монтмориллонита происходило по кристаллам плагиоклазов или амфиболов. В небольшом количестве (2–3%) наблюдаются реликты зерен плагиоклазов размером 0,01–0,02 мм, определены по характерной низкой серой интерференционной окраске. Единичные яркие

зерна могут представлять собой реликты кристаллов амфиболов или пироксенов.

Наличие псевдоморфоз по амфиболам и плагиоклазам также подтверждено под электронным микроскопом — на снимках отчетливо видно достаточно большое количество зерен с удлинённой и изометричной формой (рис. 3). Химический состав, определенный с помощью микросондового анализа, свидетельствует о том, что кристаллы представлены сильноизменённой роговой обманкой, практически полностью лишенной натрия. Наличие реликтов и замещённых кристаллов плагиоклазов позволяет предполагать, что формирование изучённых глин происходило за счёт подводного выветривания туфогенного материала среднего или основного состава. Это также подтверждается и отсутствием в породе зерен кварца. Таким образом, слой бентонитовых глин во время формирования представлял собой вулканического пепла, осевшего на дно моря.

В глинах бентонитового слоя и в породах выше и ниже этого слоя изучены фораминиферы (рис. 4). В комплексе преобладают планктонные таксоны, среди которых присутствует *Rotalipora cushmani* (Morrow) — вид-индекс среднего–верхнего сеномана (за исключением его терминальной части). В то же время совместное нахождение видов *Rotalipora cushmani*, *Thalmaninella monstsalvensis* (Mornod), *Praeglobotruncan stephani* (Gandolfi) характерно в основном для среднесеноманского интервала.

*Характеристика разреза средней части кампана в заброшенном карьере на западной окраине с. Кудрино* (разрез 5) (Бахчисарайский район) (44°42'15,76" N, 33°56'27,30" E). В заброшенном карьере наблюдается толща кампанских мергелей. В них выделяются прослой глин серовато-зеленого, реже яблочно-зеленого цвета, чистых, слабоизвестковистых, неслоистых, мылких на ощупь (местное название — киловые глины). Мощность прослоев в нижней части разреза 0,2–0,4 м. Вверх по разрезу наблюдается увеличение известковистости, изменение цвета до бежево-белого, появление обломочного материала алевритовой размерности и уменьшение мощности прослоев до 2–4 см.

Данные рентгенофазового анализа показали, что глинистый минерал на 100% представлен монтмориллонитом. В результате электронно-микроскопического анализа установлено, что в глине присутствуют бывшие остроугольные частички вулканического стекла, полностью замещённые монтмориллонитом (рис. 3). Предыдущими исследованиями килов [Лебединский и др., 1974] выявлены реликты вулканического стекла, биотита и санидина, что указывает на происхождение этих глин за счёт вулканического пепла.

Из мергелей выделены фораминиферы, в ассоциации которых содержатся бентосные и планктонные таксоны. Среди бентосных фораминифер отметим виды *Gavelinella stelligera* (Marie), *G. clementiana* (d'Orbigny), *Cibicoides voltzianus* (d'Orbigny).

В комплексе планктонных фораминифер присутствуют *Globotruncana arca* (Cushman), *G. bulloides* Vogler, *G. mariei* Banner & Blow, *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Archaeoglobigerina blowi* Pessagno, *Hedbergella holmdelensis* Olsson, *Globigerinelloides asper* (Ehrenberg), *G. volutus* White (рис. 5). Подобный комплекс фораминифер позволяет говорить о среднекампанском возрасте пород (уровень зон *Cidicoides voltzianus* по бентосным фораминиферам и *Globotruncana rugosa* по планктонным).

Геохимические характеристики вулканического материала в меловых отложениях. Результаты химического анализа на редкоземельные элементы, показанные на рис. 6, демонстрируют, что в формировании отложений во всех изученных разрезах участвовал вулканический компонент.

Для определения исходного состава туфов полученные значения содержания наложены на диаграмму La–Th, приведенную на рис. 6. Как следует из диаграммы, представленной на этом рисунке, большая часть туфов относится к орогенным андезитам, отвечающим обстановке островной дуги. Таким образом, геохимические данные подтверждают вулканическое происхождение изученного нами материала в разрезах меловых отложений. Вулканический материал, наиболее вероятно, образовался в результате деятельности вулканов андезитового состава.

**Меловой вулканизм на суше в районе Черного моря.** Крупный меловой вулканический пояс проходит южнее Черного моря и состоит как минимум из трех сегментов — зоны Восточная Средна-Гора в Болгарии, Понтид на севере Турции (Западные, Централь-

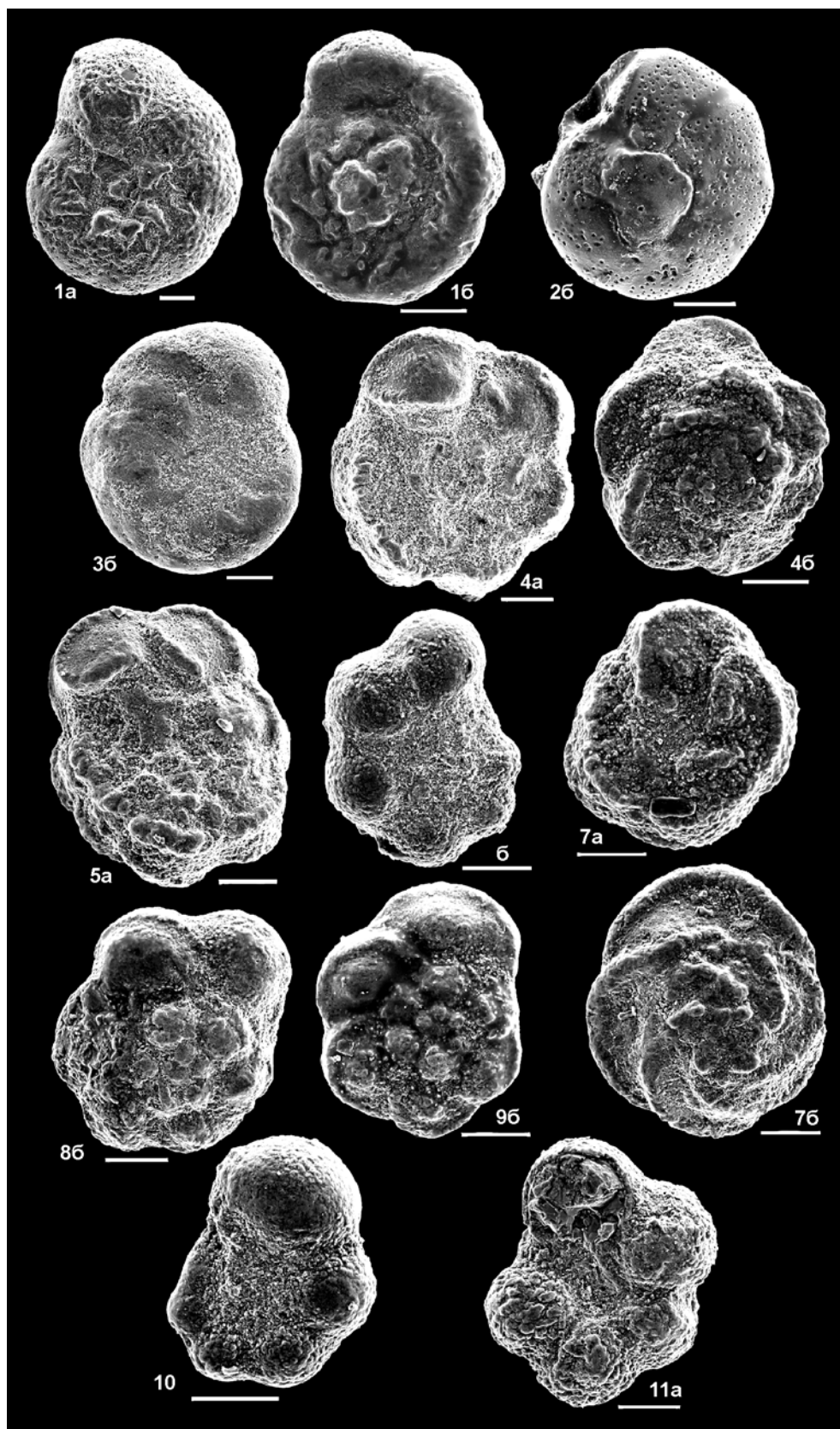


Рис. 5. Планктонные и бентосные фораминиферы из кампанских отложений разреза Кудрино (разрез 5): а — вентральная сторона, б — дорзальная сторона. 1а, б — *Gavelinella clementiana* (d'Orbigny); 2б — *Cibicoides voltzianus* (d'Orbigny); 3б — *Gavelinella stelligera* (Marie); 4а, б, 5а — *Globotruncana arca* (Cushman); 6 — *Globigerinelloides asper* (Ehrenberg); 7а, б — *Globotruncana mariei* Banner et Blow; 8б, 9б — *Globotruncana bulloides* (Vogler); 10 — *Hedbergella holmdelensis* Olsson; 11а — *Archaeoglobigerina blowi* Pessagno. Масштабная линейка — 100 мкм



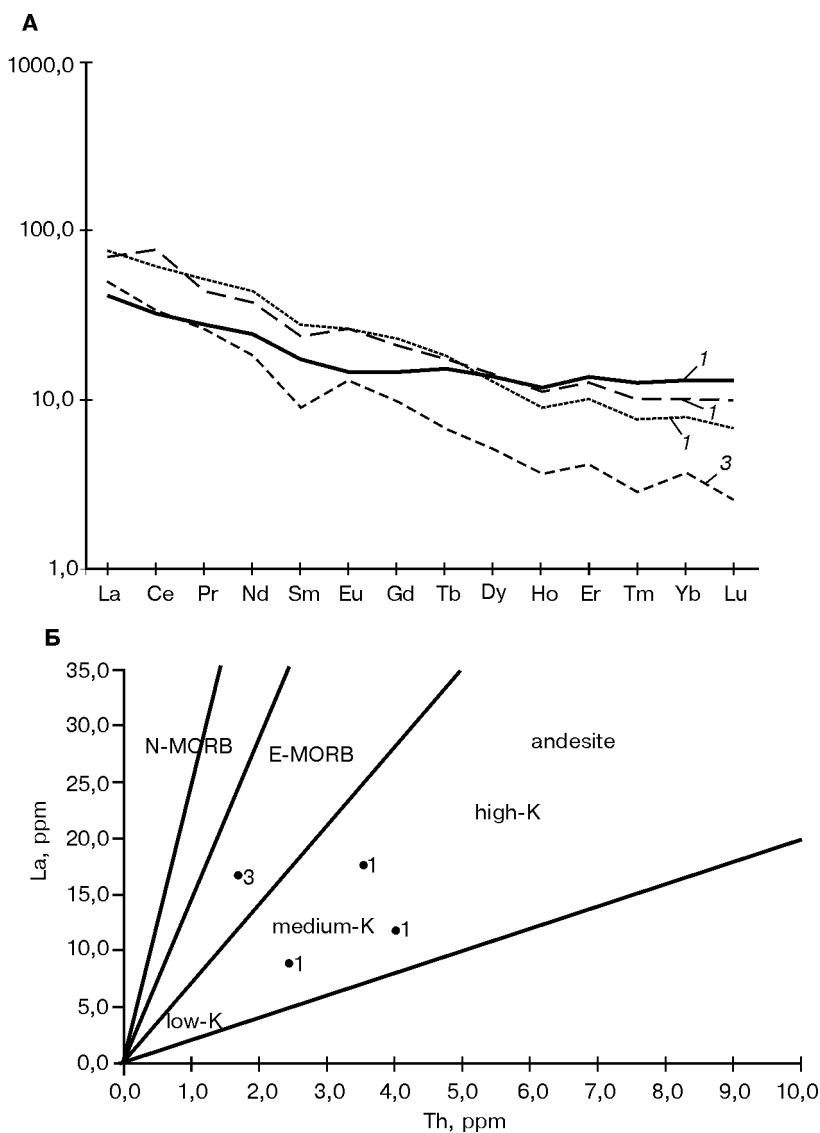


Рис. 6. Тренды содержания редкоземельных элементов в образцах разрезов 1 и 3, вертикальная шкала в логарифмическом масштабе, содержание нормировано на хондрит (А), и содержание La и Th в образцах на диаграмме La–Th в разрезах 1 и 3 (Б)

ные и Восточные), Транскавказского вулканического пояса в Грузии, Армении и Азербайджане (Аджаро-Триалетская зона, Дзирульский массив, Сомхетско-Карабахская зона) [Zonenshain, Le Pichon, 1986; Finetti et al., 1988; Okay et al., 1994; Robinson et al., 1996; Nikishin et al., 2003, 2011; Barrier, Vrielynck, 2008; Rolland et al., 2010; Афанасенков и др., 2007].

Вулканизм в пределах всего пояса не происходил строго синхронно. В Болгарии в Восточной Средна-Горе магматизм начался около 92 млн лет назад, что отвечает раннему турону. В туроне–сантоне вулканизм был слабым, его максимум приходится на интервал 78–81 млн лет назад (л.н.) (кампан), после этого вулканическая деятельность завершилась [Georgiev et al., 2012].

В Понтидах известны три эпохи вулканизма. Для сеномана вулканизм установлен пока только на севере Восточных Понтидов [Yilmaz et al., 2010]. Туронский вулканизм в небольших масштабах известен в За-

падных Понтидах [Tüysüz et al., 2012], но вулканизм в кампане имел широкое распространение вдоль всего пояса Понтидов [Okay et al., 1994; Okay, Sahinturk, 1997; Tüysüz et al., 2012].

В Транскавказском вулканическом поясе в мелу вулканическая деятельность происходила в основном в Аджаро-Триалетской зоне с апта до турона [Атлас..., 1961; Nikishin et al., 2001]. В Транскавказском поясе небольшие и локальные фазы вулканизма отмечены также в коньяке–кампане [Nikishin et al., 2001].

На Южном склоне Большого Кавказа в Адлерско–Абхазской зоне, которая является продолжением на суше вала Шатского в Черном море, в сеноманских отложениях известны вулканокластические песчаники [Лаврищев и др., 2000; Габдуллин и др., 2012]. В Таманской зоне Большого Кавказа бурением вскрыты вулканокластические песчаники альба и сеномана. В Предкавказье в районе Армавира бурением вскрыты базальты и риолиты условно аптского возраста (данные «Кавказгеолсъемки», Ессентуки [Лаврищев и др., 2000]).

**Меловой вулканизм в Черном море на Одесском шельфе и на вале Шатского.** На Одесском шельфе известен раннемеловой Каркинитский грабен [Гожик и др., 2006; Афанасенков и др., 2007; Khriachtchevskaia et al., 2010; Гнідець и др., 2010]. Время его формирования отвечает позднему баррему–альбу, но на альб приходится главная фаза рифтинга, который сопровождался формированием многочисленных вулканов в основном в позднем альбе [Гожик и др., 2006]. Эти вулканы хорошо изучены по данным сейсморазведки и бурения. Область рифтинга и вулканизма по данным бурения прослежена и в Крыму, в районе Тарханкутского п-ова и Сиваша [Гнідець и др., 2010]. Состав вулканитов описан в [Гнідець и др., 2010], но данные геохимических исследований не приводятся, показано лишь, что скважины в основном вскрыли лавы и туфы андезитового состава. Из этого следует, что рифтинг и вулканизм происходили в надсубдукционной обстановке.

Вал Шатского сравнительно хорошо изучен сейсморазведкой. Его подробное описание дано в [Афанасенков и др., 2007], где на основе анализа гравитационных и магнитных аномалий показана возможность наличия меловых (альбских) вулканитов вдоль юго-западного края поднятия. В 2011 г. в рамках международного проекта «Geology without Limits» в Черном море была отработана новая сеть региональных сейсмических профилей, которые пересекли в том числе и район вала Шатского.

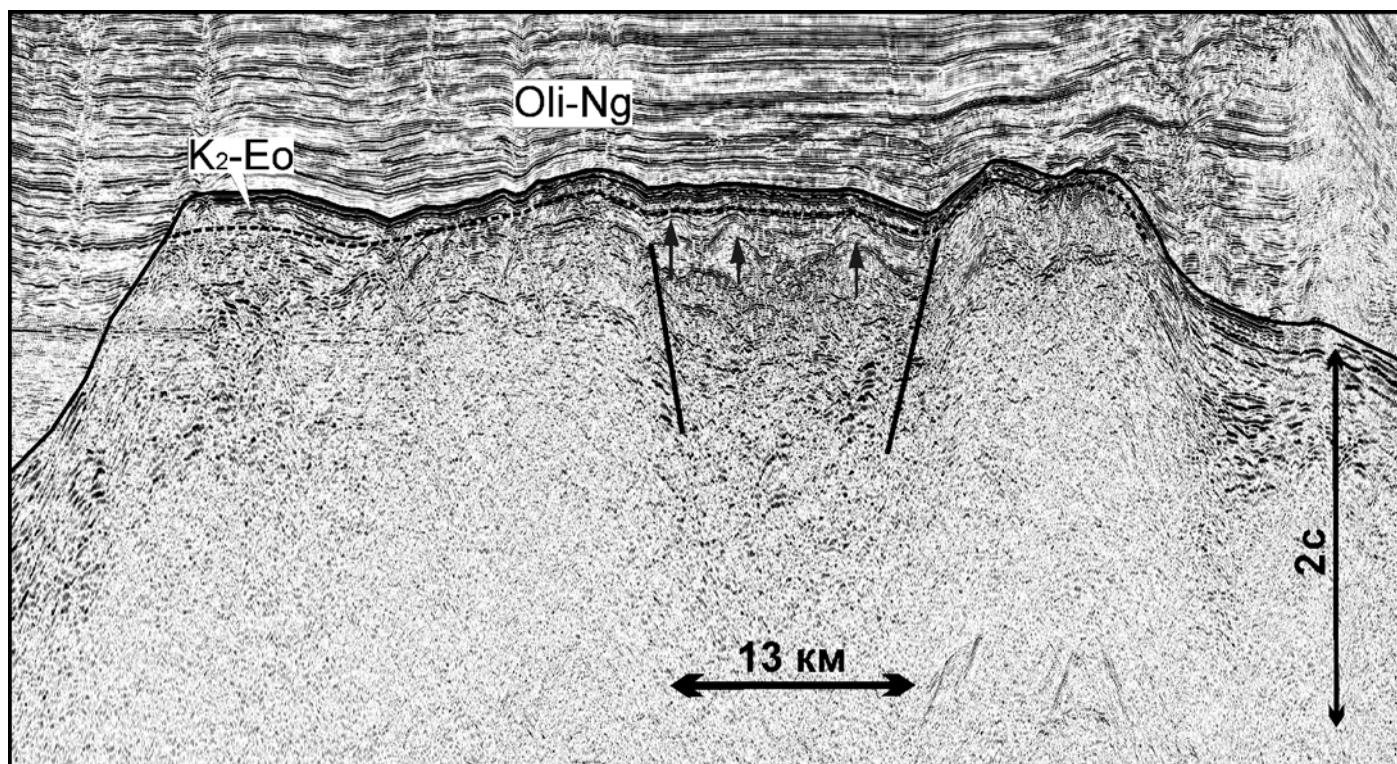


Рис. 7. Фрагмент сейсмического профиля через вал Шатского, выполненного по проекту «Geology without Limits» в 2011 г. Положение разреза показано на рис. 1 линией а–б. К<sub>2</sub>–Ео — верхний мел–эоцен, Oli–Ng — олигоцен–неоген. Три стрелки показано положение возможных альбских вулканических построек. Субвертикальные черные линии — возможные сбросы раннемелового возраста

На рис. 7 показан фрагмент сейсмического профиля BS-200 для вала Шатского. На профиле четко видно несколько конических в разрезе форм с относительной высотой более 100–200 мс и шириной 3–5 км. Эти конические в разрезе сейсмофации мы считаем подводными вулканами, которые захоронены под осадками. В соответствии с нашей схемой возрастных датировок сейсмокомплексов вала Шатского [Афанасенков и др., 2007] эти вулканы должны иметь приблизительно альбский возраст. Отметим, что на вале Шатского нет пробуренных скважин, поэтому все датировки приводятся на основе региональных корреляций. Можно предположить, что на вале Шатского имеются проявления вулканизма приблизительно альбского возраста, как мы предполагали ранее [Nikishin et al., 2003, 2011].

**Реконструкция истории формирования Черноморского бассейна и меловых вулканических поясов.** В истории формирования вулканического пояса Средна-Гора–Понтиды–Транскавказский вулканический пояс можно выделить несколько этапов развития, но надо отметить, что пока возраст вулканитов не везде строго обоснован. В апте–альбе вулканизм известен в Транскавказском поясе (в основном в Аджаро-Триалетской зоне), в районе Балаклавы и в районе Каркинитского грабена. Мы предполагаем наличие вулканизма этого возраста вдоль вала Шатского и, возможно, вдоль вала Андрусова (на сейсмических профилях вероятные уровни альба на валах Андрусова и Шатского похожи). Вулканизм

этого возраста неизвестен в Понтидах и в Средна-Горе. Поэтому мы считаем, что вулканический пояс апта–альба (или альба) проходил от Транскавказского пояса (от Аджаро-Триалетской зоны) через вала Шатского и Андрусова и уходил в район Балаклавы. Этот вулканический пояс мы предлагаем назвать Балаклава–Триалеты. В сеномане произошла перестройка этого пояса, и он стал проходить от Аджаро-Триалетской зоны уже в Восточные Понтиды. С турона вулканизм известен вдоль всего пояса Средна-Гора–Понтиды–Транскавказье. В кампане имел место самый масштабный по объему вулканизм вдоль этого пояса, после чего вулканический пояс прекратил существование.

Модель истории формирования бассейнов Черного моря предлагалась многими исследователями, например [Zonenshain, Le Pichon, 1986; Finetti et al., 1988; Okay et al., 1994; Robinson et al., 1996; Nikishin et al., 2003, 2011; Barrier, Vrielynck, 2008; Афанасенков и др., 2007]. Основная проблема относится ко времени раскрытия бассейнов и того, раскрывались ли Западно-Черноморский и Восточно-Черноморский бассейны синхронно или поочередно. Здесь мы будем развивать ранее предложенную А.М. Никишиным [Nikishin et al., 2003, 2011; Афанасенков и др., 2007] модель раскрытия Черного моря, но с изменениями на основе новых данных о вулканизме.

Если вулканический пояс Балаклава–Триалеты действительно проходит через вала Шатского и Андрусова, то из этого вытекает, что Восточно-

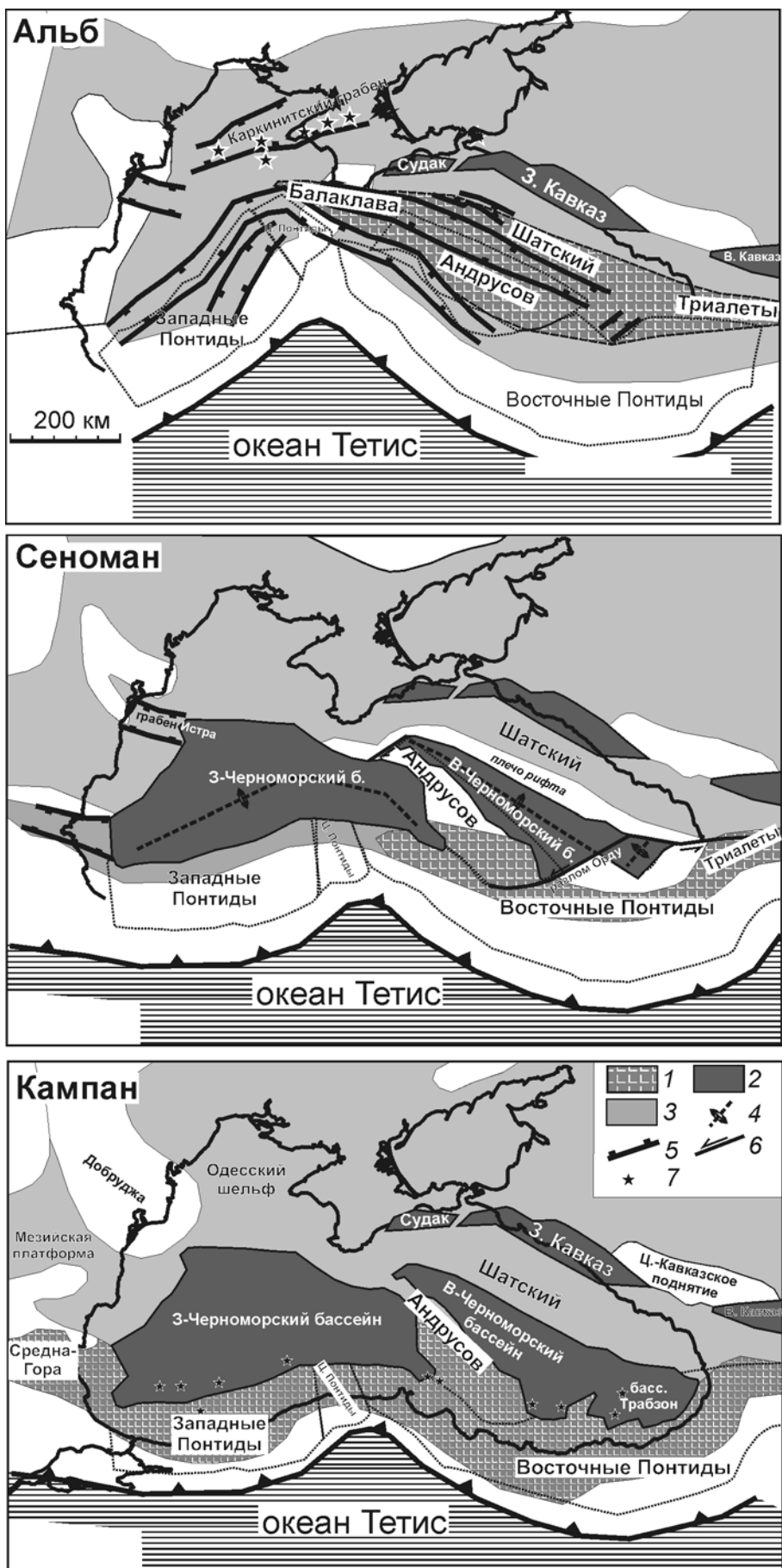


Рис 8. История образования бассейна Черного моря и меловых вулканических поясов. Показаны реконструкции для альба, сеномана и кампана: 1 — вулканические пояса; 2 — глубоководные бассейны с океанической или континентальной корой, сильно утоненной рифтингом; 3 — осадочные бассейны; 4 — оси рифтинга или спрединга океанической коры; 5 — сбросы; 6 — сдвиги; 7 — отдельные вулканы. На карте для альба показаны Судакский (Судак), Западно-Кавказский (З. Кавказ) и Восточно-Кавказский (В. Кавказ) глубоководные трого, которые образовались в келловее–поздней юре

Черноморский бассейн возник при рифтинге вдоль альбской вулканической дуги. Если действительно сеноманский вулканический пояс проходил из Транскавказья в Восточные Понтиды, то в период между альбом и сеноманом происходила перестройка тектонического режима. Скорее всего, с сеномана начался по крайней мере локальный задуговой спрединг океанической коры в Восточно-Черноморском бассейне. Есть некоторая неопределенность в истории сеноманского вулканического пояса. Нельзя исключить, что по крайней мере восточная часть Западно-Черноморского бассейна возникла при рифтинге вдоль сеноманской вулканической дуги. В туроне определено шло раскрытие Западно- и Восточно-Черноморского бассейнов, и к югу от них был расположен вулканический пояс, протягивающийся от Болгарии до Азербайджана.

Предложенная схема истории вулканических поясов позволяет составить новую реконструкцию истории формирования Черноморского бассейна в меловое время (рис. 8). Многие вопросы истории формирования Черноморского бассейна изложены в [Nikishin et al., 2003, 2011; Афанасенков и др., 2007]. Мы предполагаем, что раскрытие бассейнов Черного моря завершилось в середине сантона. Значит, вулканическая дуга в кампане была активна уже после завершения процессов рифтинга и спрединга океанической коры. Здесь намечается важный вывод: когда происходит задуговое растяжение и спрединг океанической коры, то вулканизм в надсубдукционной дуге сравнительно слабый, а в момент завершения

задугового растяжения происходит усиление дугового вулканизма.

Возвращаясь к геологии Юго-Западного Крыма, можно сделать следующие предположения о природе вулканического материала: 1) позднеальбский вулканический материал в районе Балаклавы транспортировался по дну моря непосредственно с вулканической дуги; 2) позднеальбский вулканический материал в Бахчисарайский район транспортировался по воздуху либо из района Балаклавской вулканической дуги, либо из района вулканизма в области Каркинитского грабена; 3) сеноманский вулканический материал поступал по воздуху из района вулканической дуги Восточные Понтиды–Транскавказье; 4) в кампане вулканический материал поступал по воздуху из района вулканической дуги Понтид.

**Выводы.** 1. В альбе вулканическая дуга проходила от района Балаклавы до Аджаро-Триалетской зоны Транскавказья, и альбские вулканиды присутствовали на валах Шатского и, возможно, Андрусова.

2. С сеномана–турона вулканическая дуга развивалась уже южнее современного Черного моря в полосе Средна-Гора–Понтиды–Транскавказье.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинали обрания. Ч. 2. Мезозой и кайнозой. Масштаб 1:5 000 000 / Под ред. А.П. Виноградова. М.; Л.: Гос. науч.-тех. изд-во литературы по геологии и охране недр, 1961.

*Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н.* Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир, 2007. 172 с.

*Габдуллин Р.Р., Копяевич Л.Ф., Щербинина Е.А.* и др. Литолого-стратиграфическая характеристика апт-сеноманских отложений Абхазской зоны Западного Кавказа // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 4. С. 12–25.

Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя / Под ред. О.А. Мазаровича, В.С. Милеева. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. 168 с.

*Гнідець В.П., Григорчук К.Г., Захарчук С.М.* и др. Геологія нижньої крейди Причорноморсько-Кримської нафтогазонової області (геолого-структурні умови, седименто-літогенез, породи-колектори, перспективи нафтогазоносності). Львів; Київ: Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, 2010. 247 с.

*Гожик П.Ф., Маслун Н.В., Плотнікова Л.Ф.* и др. Стратиграфія мезокайнозойських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря. Київ: Інститут геологічних наук НАН України, 2006. 171 с.

*Горбачик Т.Н., Копяевич Л.Ф., Найдін Д.П.* О границе альба и сеномана в Юго-Западном Крыму // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 5. С. 52–64.

*Копяевич Л.Ф.* Зональная схема для верхнемеловых отложений Крымско-Кавказского региона по глоботрунканидам (планктонные фораминиферы) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2010. Т. 85, вып. 5. С. 40–52.

*Лаврищев В.А., Семенуха И.Н., Андреев В.М., Горшков А.С.* Государственная геологическая карта Российской

3. На кампан приходится максимум площади распространения вулканизма вдоль всего пояса Средна-Гора–Понтиды–Транскавказье, после кампана вулканизм прекратился.

4. Восточно-Черноморский бассейн возник при сеноманско-раннесантонском рифтинге и спрединге вдоль альбской вулканической дуги.

5. Западно-Черноморский бассейн возник при сеноманско-раннесантонском рифтинге и спрединге в задуговой обстановке, но в восточной части, возможно, начался с рифтинга вдоль альбско-сеноманской вулканической дуги.

Авторы признательны А.С. Алексею, С.Н. Болотову, П.Ю. Плечову, Е.В. Рубцовой (МГУ, Москва), А.В. Митюкову, О.А. Альмендингер, Н.А. Васильевой, М.С. Дорониной («Роснефть», Москва), А. Ока и О. Tüysüz (Стамбул), А.К. Худолею (Санкт-Петербург), Е.Е. Шнюковой (Киев), С.Н. Болдыреву (Балаклава), В.И. Лысенко (Севастополь) за полезные дискуссии. Мы благодарны В.Н. Соколову (МГУ) за помощь в изучении глин.

Федерации масштаба 1:200 000. 2-е изд. Кавказская серия. К-37-IV (Сочи). СПб.: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2000.

*Лебединский В.И., Кириченко Л.Н., Ладан А.Н.* Новые данные о бентонитовых глинах Горного Крыма // Докл. АН СССР. 1974. Т. 218, № 6. С. 1442–1445.

*Лысенко В.И.* Палеобиостратиграфическое обоснование альбских олистостром в окрестностях Балаклавы // Теоретичні та прикладні аспекти сучасної біостратиграфії фанерозою України. Київ. 2003. С. 128–129.

*Лысенко В.И.* Новые данные о составе аллотигенного материала альбских туфов Балаклавской котловины (Юго-Западный Крым) // Геологічний журнал. 2005. № 4. С. 22–27.

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

*Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е.* Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев: НАНУ, 1997. 288 с.

*Barrier E., Vrielynck B.* Palaeotectonic maps of the Middle East. Tectono-sedimentary–palinspastic maps from Late Norian to Piacenzian. Commission for the Geological Map of the World (CGMW) / UNESCO. 2008. Atlas of 14 maps, scale 1/18500000.

*Finetti I., Bricchi G., Del Ben A.* et al. Geophysical study of the Black Sea // Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata. 1988. Vol. 30, N 117–118. P. 197–324.

*Georgiev S., Quadt A. von, Heinrich C.A.* et al. Time evolution of a rifted continental arc: Integrated ID-TIMS and LA-ICPMS study of magmatic zircons from the Eastern Srednogorie, Bulgaria: Lithos, 2012. (In press).

*Khriachtchevskaia O., Stovba S., Stephenson R.* Cretaceous–Neogene tectonic evolution of the northern margin of the

Black Sea from seismic reflection data and tectonic subsidence analysis // *Geol. Soc. London; S.P.*, 2010. Vol. 340, N 1. P. 137–157.

*Nikishin A.M., Korotaev M.V., Ershov A.V., Brunet M.-F.* The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modeling // *Sediment. Geol.* 2003. Vol. 156, N 1–4. P. 149–168.

*Nikishin A.M., Ziegler P.A., Panov D.I.* et al. Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian Platform-Black Sea-Caucasus domain. Peri-Tethys Mem. 6. Peri-Tethyan Rift / Wrench Basins and Passive Margins // *Mém. du Muséum National d'Histoire Naturelle.* 2001. Vol. 186. P. 296–346.

*Nikishin A.M., Ziegler P.A., Bolotov S.N., Fokin P.A.* Late Palaeozoic to Cenozoic evolution of the Black Sea-Southern Eastern Europe Region: A View from the Russian Platform // *Turk. J. Earth Sci.* 2011. Vol. 20. P. 571–634.

*Okay A.I., Sahinturk O.* Geology of the Eastern Pontides // *AAPG Mem. Tulsa, Oklahoma, AAPG*, 1997. Vol. 68. P. 291–312. (Tectonic-Sedimentary Evolution of the North-Tethyan Margin in the Central Pontides of Northern Turkey).

*Okay A.I., Şengör A.M.C., Görür N.* Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions // *Geology.* 1994. Vol. 22, N 3. P. 267–270.

*Robinson A.G., Rudat J.H., Banks C.J., Wiles R.L.F.* Petroleum geology of the Black Sea // *Mar. Petr. Geol.* 1996. Vol. 13, N 2. P. 195–223.

*Rolland Y., Sosson M., Adamia Sh., Sadradze N.* Prolonged variscan to Alpine history of an active Eurasian margin (Georgia, Armenia) revealed by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating // *Gondwana Res.* 2010. Vol. 20. P. 798–815.

*Starostenko V., Buryanov V., Makarenko I.* et al. Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea Basin // *Tectonophysics.* 2004. Vol. 381, N 1–4. P. 211–233.

*Tüysüz O., Yılmaz İ.Ö., Švábenická L., Kirici S.* The Unaz formation: A key unit in the Western Black Sea region, N. Turkey // *Turk. J. Earth Sci.* 2012. Vol. 21. P. 1009–1028.

*Yılmaz I.O., Altiner D., Tekin U.K.* et al. Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event (OAE2) in the Sakarya Zone, northwestern Turkey: Sedimentological, cyclostratigraphic, and geochemical records // *Cretac. Res.* 2010. Vol. 31. P. 207–226.

*Zonenshain L.P., Le Pichon X.* Deep Basins of the Black-Sea and Caspian Sea as Remnants of Mesozoic Back-Arc Basins // *Tectonophysics.* 1986. Vol. 123, N 1–4. P. 181–211.

Поступила в редакцию  
25.10.2012