УДК 551.87:552.513.29(479.25)

# СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕЛКОВОДНЫХ КАРБОНАТОВ НИЖНЕГО ЭОЦЕНА ЮЖНОЙ АРМЕНИИ

© 2021 г. П. А. Фокин<sup>а, \*</sup>, Е. Ю. Закревская<sup>b</sup>, Л. Г. Саакян<sup>c</sup>, Т. Е. Григорян<sup>c</sup>

<sup>а</sup>Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия <sup>b</sup>Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского, ул. Моховая, 11, стр. 2, Москва, 125009 Россия <sup>c</sup>Институт геологических наук НАН Армянской Республики, просп. Маршала Баграмяна, 24, Ереван, 0019 Армения \*e-mail: fokinpav@rambler.ru Поступила в редакцию 21.09.2020 г. После доработки 21.11.2020 г. Принята к публикации 17.02.2021 г.

Известно значение нуммулитовых фаций для восстановления мелководных обстановок и палеогеографии эоцена. Нуммулитовые известняки, широко распространенные в отложениях нижнего эоцена Армении – пограничной области Тетиса и Северного Перитетиса, до сих пор слабо изучены. Пелью ланной работы являлось комплексное исслелование нижнезоценовых отложений типового разреза Урцадзор Араратского района Армении: детализация стратиграфического расчленения по крупным бентосным фораминиферам (КБФ), восстановление условий осадконакопления методом фациального анализа и тектонических обстановок возникновения и развития бассейна в раннемсреднем эоцене – методами изучения трещиноватости пород и формационного анализа. Впервые в отложениях севанской и котуцкой свит установлены ипрские зоны SBZ9-10 и SBZ10-11 стандартной шкалы Тетиса, что является вкладом в разработку современной стратиграфической шкалы Армении. Реконструкция обстановок накопления методом микрофациального анализа проведена для карбонатных отложений нижнего эоцена Армении впервые. В ипрских отложениях разреза Урцадзор установлено 9 типов микрофаций, дана их седиментологическая интерпретация, прослежено изменение палеобиоценозов, представленных в значительной мере нуммулитидами, ортофрагминидами и багряными водорослями. Выявлена трансгрессивная последовательность микрофациальных типов от литорали до нижней-средней частей среднего рампа. Сопоставление с близлежащими разрезами Шагап и Ланджар позволило оценить фациальную изменчивость отложений и направление распространения трансгрессии. Ипрские палеобиоценозы КБФ Южной Армении на родовом и видовом уровне имеют сходство с перитетическими комплексами КБФ и отличаются от тетических отсутствием фораминифер с фарфоровидной стенкой (альвеолинид и соритид). Отличием комплекса ипрской палеобиоты Южной Армении от палеобиоты Северной Армении и Северного Перитетиса является обилие багряных водорослей. Обширная трансгрессия в позднем ипре имела результатом широкое распространение КБФ в мелководных олиготрофных бассейнах, а различия их гидрологии привели к различию их биоценозов. Изучение трещиноватости в нуммулитовых известняках, залеченной глиноземистыми продуктами карстования, показало, что она возникла на рубеже раннего и среднего эоцена, в условиях северо-восточного – до субширотного растяжения, на стадии воздымания южного плечевого поднятия зарождавшегося среднезоценового Ширак-Севан-Мегринского рифта. Рифтогенезу предшествовали раннезоценовый спад тектонической активности и распространение на территорию Южной Армении обширного бассейна карбонатонакопления, с чертами развития, типичными для предрифтовых впадин.

*Ключевые слова:* нуммулитовые известняки, ранний эоцен, микрофации, карбонатный рамп. трещиноватость, рифтогенез, Тетис, Перитетис, Южная Армения. **DOI:** 10.31857/S0024497X21040030

В эоценовых отложениях Альпийско-Гималайского складчатого пояса широко распространены нуммулитовые известняки — характерные мелководные отложения эоценовой эпохи. Их накопление происходило в пределах обширных шельфовых морей южной и северной окраины Тетиса и срединных массивов Гондванского происхождения. Эти отложения образуют ловушки углеводородов во многих регионах Средиземноморья и Ближнего Востока, что привлекает к ним интерес исследователей [Gebhardt et al., 2013; Nebelsik et al., 2005; Papazzoni, Trevisani, 2006; Sahy et al., 2008; Zakrevskaya et al., 2009; Лыгина и др. 2010; Lygina et al., 2015; Toker et al., 2012; Hadi et al., 2016; Hadi et al., 2019; Gupta, Kumar, 2019]. Отложения с остатками крупных бентосных фораминифер (КБФ) широко распространены и в палеогеновых отложениях Армении, однако до сих пор они были в основном объектом стратиграфических исследований [Габриелян, 1964; Птухян, 1979, Григорян, 1986; Крашенинников и др., 1985; Cotton et al., 2017; Zakrevskaya et al., 2020], a ocoбенности их формирования оставались вне рассмотрения. Основное внимание уделялось терригенным отложениям палеоцена и эоцена, их составу и литолого-фациальному районированию [Габриелян, 1964; Сатиан, Степанян, 1966], а также рифогенным известнякам верхнего эоценаолигоцена Араксинского бассейна и района Шагапа [Садоян, Асланян, 1981].

В 2015–2018 гг. авторы статьи проводили изучение палеогена Шагапской синклинали. Первые результаты литологических исследований среднего–верхнего эоцена и нижнего олигоцена изложены в трех публикациях [Закревская и др., 2016; Sahakyan et al., 2017а; Sahakyan et al., 2020].

В последнее десятилетие были разработаны модели геодинамической эволюции Кавказского и соседних регионов [Sosson et al., 2010; Nikishin et al., 2011; Adamia et al., 2011, Sahakyan et al., 2017b], в которых в самых общих чертах рассматривались палеогеновые бассейны региона. При этом в основных работах раннезоценовые отложения описывались как вулканиты [Rolland et al., 2009] или молассы [Sosson et al., 2010]. Цель данной работы заключалась в комплексном изучении карбонатной толщи нижнего эоцена, широко распространенной на юге и севере Армении, но при этом литологически и биостратиграфически слабоизученной. Проведенное исследование позволило уточнить геодинамические модели и выявило некоторые особенности развития Южно-Армянского бассейна. Это важно для палеогеографии и палеоэкологии палеогенового периода, поскольку территория Армении является связующим звеном между "европейской" и "азиатской" частями Тетического пояса – палеогеографическими областями Северного Перитетиса и собственно Тетиса. Изучение подобных экотонных зон необходимо для целей биостратиграфической корреляции и уточнения критериев выделения биогеографических областей.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

По разрезу карбонатной толщи нижнего эоцена (около 9 м) образцы отбирались послойно, с учетом изменчивости структуры пород (с шагом 25—40 см); в смежных стратиграфических подразделениях – реже. Всего из известняков было отобрано 27 образцов. Прочность пород и высокая степень их уплотнения сделали невозможной механическую сепарацию фораминифер, поэтому их изучение и определение проводилось в шлифах. Шлифы для изучения пород изготавливались перпендикулярно напластованию. Описание структурных типов известняков проводилось по классификации Данхэма [Dunham, 1962], модифицированной Е.Ф. Эмбри и Дж.Е. Кловеном [Embry, Clovan, 1971]. Микрофации выделялись в соответствии с работой [Flügel, 2004], на основании доминирующих структурно-текстурных признаков пород, с учетом типов биокластов. Для удобства сравнения микрофациальных типов по составу карбонатных зерен, визуально определенные в шлифах процентные содержания остатков основных форм фауны по палеткам [Flügel, 2004] были нормализованы к общему содержанию биокластов в породе.

При диагностике нуммулитид и ортофрагминид использовались классификации Г. Шауба [Schaub, 1981] и Г. Лешша [Less, 1987], для других таксонов — классификация А.Р. Леблика и Э. Тэппен [Loeblich, Таррап, 1989]. Зоны по КБФ (SBZ зоны) приняты по [Serra-Kiel et al., 1998] с учетом изменений в биостратиграфии ортофрагминид [Zakrevskaya et al., 2011].

Для анализа тектонических обстановок возникновения трещиноватости проводилась процедура восстановления первичной ориентировки трещин, сформировавшихся при первоначальном горизонтальном залегании слоев, с применением стереографической сетки Г. Вульфа [Вульф, 1909]. Особенности смещений по трещинам изучались в ориентированных шлифах, сделанных вдоль и поперек напластования пород.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Территория Южной Армении лежит в пределах крупного блока с позднедокембрийским фундаментом перигондванского происхождения [Милановский, 1991; Агамалян и др., 2012], перекрытого палеозойско-мезозойским чехлом. В середине позднего мела [Rolland et al., 2009] в результате закрытия северного Неотетиса Южно-Армянский блок был причленен к южной окраине Евразийского континента, образовав Армянскую складчатую зону [Sosson et al., 2010; Агамалян и др., 2012]. В эоцене в области Малого Кавказа в условиях задугового растяжения сформировалась система рифтов [Topuz et al., 2011; Nikishin et al., 2011; Nikishin et al., 2015; Sahakyan et al., 2017b]. Один из этих рифтов возник на территории Армении – Ширак-Севан-Мегринский (Севанско-Ордубадский) [Короновский и др., 1997; Габриелян и др., 1996; Агамалян и др., 2012] – и частично унаследовал ориентировку сутурного шва Неотетиса; его развитие в значительной мере определяло особенности осадконакопления.

Морской бассейн на территории Южной Армении в эоцене-олигоцене занимал рифтовую впадину и частично распространялся в пределы ее южного плеча (рис. 1а). В палеогене Южная Армения входила в состав северотетического региона, но от Северного Перитетиса она отделялась поднятиями — островной сушей Сомхето-Карабахской зоны и областями мелководья Закавказских массивов, поэтому находилась под преобладающим воздействием более теплых водных масс Тетиса. Эта особенность определила более широкое распространение тепловодных карбонатов в палеогене Южной Армении, по сравнению с более северными фациальными зонами [Григорян, 1986].

## ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕГО ЭОЦЕНА РАЗРЕЗА УРЦАДЗОР

Разрез Урцадзор располагается на северном крыле крупной асимметричной Шагапской синклинали Ереванско-Вединского синклинория (см. рис. 16, рис. 2). Детально описанная в статье часть разреза вскрывается в 1.9 км севернее с. Урцадзор (прежнее название Чиманкенд) (39°56.945' N и 44°49.525' Е). Нижнеэоценовые отложения здесь представлены верхней частью котуцкой (палеоцен—нижний эоцен) свиты и севанской свитой (рис. 3, 4).

Самую верхнюю часть котуцкой свиты, с небольшим размывом залегающую на слоистых сортированных известковистых песчаниках и алевролитах, образует пачка (4-10 м) параллельнослоистых, разнозернистых полимиктовых известковистых песчаников, с примесью гравия и гальки. В двух обнажениях песчаников, располагающихся в 200 м к западу и в 1 км к востоку (в долине р. Хосров) от изученного разреза, присутствуют линзы крепких литотамниевых известняков мощностью 0.5-3 м. В более мягких песчаниках, залегающих над этими известняками, впервые выделены раковины крупных фораминифер верхов нижнего ипра. Песчаники полностью биотурбированы, но различимы только самые поздние, редкие норы *Skolithos*. Севанская свита с незначительным скрытым перерывом залегает на разнозернистых песчаниках котуцкой свиты и представлена пачкой крепких нуммулитовых известняков мощностью 9-20 м, редко более (см. рис. 3, 4). Эта пачка образует хорошо выраженный маркирующий горизонт, который при пологом залегании бронирует квестообразные поверхности (см. рис. 2б). Известняки с размывом перекрываются вулканомиктовыми отложениями арпинской свиты лютетского возраста [Крашенинников и др., 1985]. Залегание слоев: азимут падения ЮЮВ —  $170^{\circ}$ , угол падения —  $45^{\circ}$ .

Преимущественно известняковый состав севанская свита сохраняет и на южном крыле Шагапской синклинали. гле ее мошность изменяется от 18 до 35-70(?) м. Здесь она залегает на частично перекристаллизованных пермских известняках и образует широкую квесту с углами падения до  $20^{\circ}-25^{\circ}$ . В районе поселков Ланджар, Шагап и монастыря Сурб-Карапет (см. рис. 16, 3) свита плохо обнажена на пологих склонах или труднодоступна в обрывах ущелий, поэтому изучена менее детально. Для этих разрезов характерно присутствие базальной пачки конгломератов или гравелитистых песчаников, а также переслаивание нуммулитовых, полибиокластовых и песчанистых известняков; в районе монастыря Сурб-Карапет в разрезе присутствуют прослои и линзы известняковых брекчий и известняков с многочисленными, плохо окатанными обломками пермских карбонатов.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

### Биостратиграфия нижнего эоцена по крупным фораминиферам

Котуцкая свита. По данным В.А. Крашенинникова и др. [1985], возраст верхов котуцкой свиты, подстилающей нуммулитовые известняки севанской свиты, определен на основании находок наннопланктона верхнеипрской зоны Discoaster lodoensis (соответствующей стандартной зоне NP13) в породах (вероятно, алевролитах) самой верхней ее части. Нами в 2–3 м ниже подошвы нуммулитовых известняков впервые найдены редкие раковины Orbitoclypeus schopeni suvlukayensis Less, подвида, характерного для интервала, включающего верхи нижнего-низы верхнего ипра, согласно двухчленному делению этого яруса, или мелководные зоны SBZ9 (верхи)-SBZ10, установленные по крупным фораминиферам [Zakrevskaya et al., 2011]. Эти зоны в Тетической шкале сопоставляются с зонами NP11 (верхи)-NP12 [Speijer et al., 2020, р. 1107] или с зоной NP12 по наннопланктону [Vandenberghe et al., 2012, р. 858]. Найти наннопланктон в песчанистых породах верхов котуцкой свиты нам не удалось. В песчаниках многочисленны остатки мшанок, желвачки литотамний, мелкие бентосные фораминиферы (текстулярииды). В 3.2 м ниже подошвы севанской свиты найден нижнеипрский нуммулит N. aff. solitarius de la Harpe (в единственном экземпляре).

Севанская свита. Нуммулиты свиты обладают неполным числом оборотов (1–2 оборота) и представлены только мегасферической генерацией, что затрудняет точное видовое определение. Ранее в севанской свите этого разреза А.Е. Птухян определил Nummulites aff. planulatus, N. globulus, Discocyclina douvillei [Крашенинников и др., 1985].



**Рис. 1.** Геологическое положение разреза Урцадзор. а – схема распространения палеогеновых отложений на территории Армении (по [Агамалян и др., 2012] с изменениями): 1 - неоген-четвертичные отложения; 2 - палеогеновые образования; 3 - допалеогеновые отложения; 4 - бортовые разломы палеогенового Ширак-Севан-Мегринского рифта (*a* – достоверные, *б* – предполагаемые); б – геологическая карта района Шагапской синклинали (по [Cotton et al., 2017] с изменениями): 1 – голоцен – аллювиаль-

ные отложения; 2 – верхний неоплейстоцен – голоцен – травертины; 3 – верхний олигоцен – нижний миоцен – субщелочные андезиты, трахиты; 4 – нижний олигоцен – глины, песчаники, мергели, органогенные известняки; 5 – верхний ные андезиты, трахиты, ч – нижний олигоцен – глины, песчаники, мергели, органогенные известняки, 5 – верхний эоцен – мергели, песчаники, алевролиты, глины, известняки; 6 – средний эоцен – туфопесчаники, песчаники, алевролиты ты, глины; 7 – нижний эоцен – известняки, конгломераты, песчаники; 8 – палеоцен – нижний эоцен – песчаники, конгло-мераты, алевролиты; 9 – верхний мел, верхняя часть (кампан – маастрихт) – известняки; 10 – верхний мел, нижняя часть (сеноман – коньяк) – известняки; 11 – нижний – средний триас – известняки, аргиллиты; 12 – верхний палеозой (девон – (сеноман–конык) – известняки, п – нижнии–среднии приас – известняки, аргиллиты, 12 – верхнии палеозои (девон– пермь) – песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки; 13 – позднемиоцен-раннеплиоценовые субвулканические и эф-фузивные трахиандезиты; 14 – тектонический меланж Вединской офиолитовой зоны (ультрамафиты, габброиды, базаль-тоиды, радиоляриты, олистостромы); 15 – надвиги (*a* – достоверные, *б* – предполагаемые); 16 – прочие разломы; 17 – ме-стоположение разрезов нижнего зоцена (СК – монастырь Сурб-Карапет, Л – Ланджар, У – Урцадзор, Ш – Шагап). Прямоугольником показана площадь отдешифрированного космического снимка (см. рис. 2а).





а – схема дешифрирования космического снимка района разреза Урцадзор: 1 – верхний плейстоцен: голоценовые отложения; 2 – азатекская свита (средний – верхний эоцен): песчаники, алевролиты, глины, мергели, известняки; 3 – арпинская свита (средний эоцен): туфопесчаники, песчаники, алевролиты, глины; 4 – севанская свита (нижний эоцен): известняки; 5 – котуцкая свита (палеоцен – нижний эоцен): песчаники, алевролиты, конгломераты; 6 – плиоценовые силлы трахиандезитов; 7 – маркирующие горизонты песчаников (s) и известняков (c); 8 – границы свит (*a* – достоверные, *б* – предполагаемые); 9 – разрывные нарушения; 10 – элементы наклонного залегания слоев; 11 – местоположение изученного разреза нижнеэоценовых отложений; 6 – фото обнажения нижнеэоценовой севанской свиты в разрезе Урцадзор.



**Рис. 3.** Схематические литологические колонки опорных разрезов севанской свиты: У – Урцазор, Ш – Шагап, СК – Сурб-Карапет, Л – Ланджар. Местоположение разрезов см. на рис. 16. 1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – глинистые алевролиты; 4 – известковистые глины; 5 – полибиокластовые из-

1 – контломераты, 2 – посчаники, 5 – плинистые алевролиты, 4 – известковистые глины, 5 – полиоиокластовые известняки;
6 – песчанистые известняки;
7 – экстракластовые брекчиевые известняки;
8 – нуммулитовые известняки;

Нами, по единичным экваториальным сечениям, здесь были определены Nummulites aff. planulatus (Lamarck.) (A), N. rotularius Deshayes (A), Assilina karreri (Penecke), Ass. cf. escheri (Hottinger), Orbitoclypeus schopeni crimensis Less (рис. 5). Исключительно по осевым сечениям определены N. aff. irregularis Deshayes, Discocyclina dispansa (Sowerby) ssp. indet, D. cf. furoni Samanta. Кроме нуммулитид и ортофрагминид в известняках определены редкие ацервулиниды (*Sphaerogypsina globula* (Reiss)) и планорбулиниды (Planorbulinidae), а также мелкие роталииды, текстулярииды, аномалиниды и другие мелкие бентосные фораминиферы. Кроме бентосных, в известняках также встречаются планктонные фораминиферы, мшанки, многочисленные кораллиновые водоросли. По нумму464



Рис. 4. Седиментологический разрез и микрофациальные типы известняков севанской свиты.

1–5 – состав отложений: 1 – конгломераты, 2 – разнозернистые песчаники, 3 – вулканомиктовые алевролиты, 4 – песчанистые известняки, 5 – известняки, 6 – водоросли (*a* – строматолиты, *б* – багряные водоросли), 7 – не обнажено; 8 – поверхности размывов (*a*) и карстования (*б*); 9–12 – типы слоистости известняков: 9 – параллельнослоистые, 10 – косослоистые, 11 – полого-косослоистые, 12 – волнистослоистые. Слабо выраженные текстуры и поверхности в разрезе изображены пунктиром.

литидам и ортофрагминидам известняки могут быть отнесены к зоне SBZ10—низам зоны SBZ11 (см. рис. 3). В международной шкале эти зоны относятся обычно к верхнему ипру и сопоставляются с зоной NP12—низами зоны NP13 по наннопланктону [Vandenberghe et al., 2012, p. 858, fig. 28.1].

### Микрофации

В строении севанской свиты по особенностям структуры и количественным соотношениям биокластов выделяются несколько микрофациальных типов (МФТ), сменяющих друг друга по вертикали (см. рис. 4).

МФТ1. Песчаник разнозернистый известковистый. Образует базальный слой (около 30 см) севанской свиты и аналогичен по строению и составу силикокластических зерен песчаникам верхней пачки котуцкой свиты (рис. 6а). В песчаниках отмечается бимодальное распределение обломков по размерности и составу: зерна гравийно-среднепесчаной размерности (0.3-2.5 мм, редко до 5 мм) характеризуются полимиктовым составом (радиоляриты, кремни, аргиллиты, реже – алевролиты, вулканиты средне-основного состава, мраморизованные известняки, кварц), а алевритово-мелкопесчаная фракция (0.03-0.2 мм, около 5%) – резким преобладанием (80–90%) кварца. Песчаники содержат заметное количество (до 10-20%) разнообразных окатанных биокластов, в основном представленных обломками родолитов и корок инкрустирующих багряных водорослей (преимущественно Lithothamnion), реже встречаются целые и фрагментированные раковины мелких и крупных бентосных фораминифер, иглокожих и мшанок, единичные остатки планктонных фораминифер (см. рис. 6в). От песчаников котуцкой свиты песчаники базального слоя севанской свиты отличаются появлением в подошве слоя редких полусферических строматолитов высотой 4-5 см (см. рис. 6а-в). Они имеют следы нескольких стадий активизации и приостановки роста, трещины усыхания и брекчирования карбоната, признаки частичного засыпания терригенным материалом в виде зигзагообразной боковой границы постройки (см. рис. 6б).

Интерпретация. Формирование микрофациального типа происходило в результате местного перемыва и переотложения материала прикровельной части котуцкой свиты в условиях прибрежного мелководья с умеренно активной гидродинамикой. Появление строматолитов на уровне подошвы севанской свиты фиксирует "скрытый" перерыв между свитами, соответствующий максимуму обмеления бассейна, и начало новой трансгрессии. В зоне литорали происходил рост цианобионтной постройки, неоднократно прерывавшийся то осушением, с образованием трещин усыхания и брекчирования карбоната, то подтоплением и частичным засыпанием постройки переотложенным терригенным материалом. Окончательное погребение цианобионтной постройки произошло за счет поступления песчаного материала, переотложенного из котуцкой свиты деятельностью волнового прибоя наступающего моря.

**МФТ2.** Силикокластический биотурбированный мадстоун. Образует слой (30 см), залегающий над базальными песчаниками (МФТ1) севанской свиты, и связан с ними постепенным переходом. Текстура неотчетливая параллельнослоистая, нарушена биотурбацией (рис. 7а). Микритовая составляющая неравномерно преобразована в микроспаритовый и псевдоспаритовый агрегат вблизи обильных мелких ходов инфауны и по периметру мелких (до 2 мм) фенестров неправильной и трубчатой формы. Силикокластический материал (15–20%) такой же, как в песчаниках МФТ1; в некоторых случаях отмечается послойная сортировка песчаных зерен.

Интерпретация. Для литотипа характерна своеобразная смесь обломочного материала и карбонатного микрита, отлагавшихся в условиях с разной гидродинамической активностью, что могло быть связано с частым чередованием активных и тиховодных обстановок. По традиционным представлениям [Tucker, Write, 1990; Reading et al., 1996], фенестральные микритовые карбонаты являются характерными осадками приливно-отливной зоны и имеют в основном микробиальное происхождение, однако не исключается и возможность их образования в обстановках подприливной зоны [Tucker, Write, 1990; Flügel, 2004] с вялой гидродинамикой. Силикокластический материал, так же, как и для МФТ1, эпизодически поставлялся из береговой зоны за счет переработки отложений котуцкой свиты. Смешивание карбонатного ила с песчаной, в том числе крупно- и грубозернистой фракцией могло быть результатом биотурбации осадка.

<u>МФТЗ.</u> Пакстоун полибиокластово-родофитовый-флоатстоун дискоциклиновый. В нижней части разреза образуют пачку (1.8 м) с тонкой параллельной слоистостью (см. рис. 76, в), в отдельных слойках наблюдается слабо выраженная тонкая косая слойчатость. Флоатстоун образует в этой пачке подчиненные прослойки. В строении пород остатки крупных бентосных фораминифер с преобладанием ортофрагминид имеют небольшое значение, однако их доля возрастает до 30% в породах со структурой флоатстоун. Дискоциклины достигают размера 4.6 мм, встречаются как целые раковины (чаще в прослойках со структурой флоатстоун), так и фрагментированные и окатанные. Нуммулитиды, представленные мелкими, до 2–2.8 мм, мегасферическими А-формами, встречаются редко, их раковины имеют повреждения и



Рис. 5. Микрофотографии крупных фораминифер севанской свиты.

**Рис. 5.** Микрофотографии крупных фораминифер севанской свиты. a-f - Nummulites planulatus (Lamarck): обр. U.18.15 (a), обр. U.18.18 (b), обр. U.18.19 (c), обр. U.18.16 (d), обр. U.18.23 (e), обр. U.18.27 (f); g - N. pernotus Schaub, обр. U.18.33; h - N. rotularius Deshayes, обр. U.18.26; i - N. cf. pavloveci Schaub, обр. U.18.15e; j, k - N. praemurchisoni Nemkov et Barkhatova: обр. U.18.30a (j), обр. U.18.37 (k); 1 - Assilina karreri (Penecke), обр. U.18.15d; m - Assilina cf. escheri (Hottinger), обр. U.18.15d; n - Orbitoclypeus schopeni crimensis Less, обр. U.18.15d; o - Discocyclina cf. furoni Samanta, oбр. U.18.17d; p, q - Discocyclina dispansa (Sowerby), обр. U.18.14 (p), обр. U.18.18 (q); r - D. archiaci archiaci (Schlumberger), обр. U.18.15; s - Sphaerogypsina globula (Reuss), обр. U.18.30; t - v - PlanorbulinidaeSchwager: обр. U.18.13 (t), обр. U.18.14 (u), обр. U.18.15a (v). а, b, f, l, m, n, r – экваториальные и субэкваториальные сечения; s – срединное (медианное) сечение; t–v – случайные, косые сечения; остальные изображения – осевые сечения; а–г – мегасферическая генерация.



Рис. 6. Строение и состав пород МФТ1 севанской свиты.

а – граница котуцкой и севанской свит. На известковистых песчаниках котуцкой свиты – линзовидное цианобионтное образование (показано стрелкой); б – срез краевой части строматолита в песчаниках. Видны фазы частичного засыпания и агградации строматолита, залеченная трещина усыхания (стрелка). Прямоугольником показан фрагмент структуры, приведенный на микрофотографии шлифа U.18.07; в – шлиф U.18.07: в цианобионтном карбонате видны линии роста, тонкая трещина усыхания, заполненная терригенным материалом (стрелка); биокласты в песчаниках: В – мшанка, ВF – агглютинирующая бентосная фораминифера, R – инкрустирующие багряные водоросли.

следы окатывания. Наиболее многочисленны (30–50%) обломки багряных водорослей, представленных как родолитами, так и стелющимися корковыми формами. От 25 до 40% биокластов образованы остатками бентосных организмов: иглокожих, в основном — игл морских ежей, ветвистых форм мшанок; существенно реже (до 1— 2%) — других крупных и мелких бентосных фораминифер, серпулид, обломков раковин двустворок и брахиопод. Среди бентосных фораминифер примечательно отсутствие альвеолинид и милиолид. Регулярно, но в очень небольших количествах (менее 1%) встречаются раковины глобигеринид.

Биокласты преимущественно хорошо окатаны, обломки багряных водорослей часто имеют следы сверлений. В прослойках со структурой флоатстоун остатки дискоциклин характеризуются укладкой, параллельной напластованию, с несоприкасающимися раковинами (edgewise isolate imbrication [Aigner, 1985]). Матрикс подобных прослойков представлен мелкообломочным пакстоуном с хорошей сортировкой биокластов и песчаной примеси по размеру. В остальных случаях сортировка раковин КБФ, так же как и карбонатных зерен другого происхождения, проявляется нерегулярно, их укладка преимущественно хаотическая.

Породы содержат примесь (10–25%) мелкогравийного и песчаного материала, сходного с установленным в МФТ2. Редко (около 1%) встречаются хорошо окатанные экстракласты биокластовых вак- и пакстоунов.

Интерпретация. Хорошая окатанность преобладающей части биокластов и экстракластов в пакстоуне предполагает их предшествующую переработку и длительное нахождение в среде осадконакопления, а распространение косой слоистости, высокая степень дробления фаунистических остатков и присутствие песчано-гравийной примеси в породах свидетельствуют о высокой гидродинамической активности. В то же время, заметное содержание первичного микритового цемента, отсутствующая или слабовыраженная ориентировка биокластов в пакстоуне может быть следствием перемещения материала активными, но кратковременными течениями, при отсутствии дальнейшей переработки поступившего материала. И напротив, в прослойках флоатстоунов, в составе отсортированного мелкозернистого биокластового матрикса раковины дискоциклин хорошей сохранности, с выраженной параллельной укладкой "edgewise isolate imbrication" [Aigner, 1985; Racey, 2001], скорее, находятся *in situ*.

Тонкослоистый и косослойчатый пакстоуны формировались за счет действия периодических течений умеренной силы, а прослойки флоатстоуна фиксируют этапы снижения их активности, когда условия становились благоприятными для заселения дна дискоциклинами с уплощенными раковинами, более характерными для тиховодных и глубоководных обстановок, чем автохтонные скопления нуммулитид [Hottinger, 1983; Kulka, 1985; Buxton, Pedley, 1989; Jorry, 2003].

МФТ4. Пакстоун родофитово-крупнофораминиферовый, косослоистый (см. рис. 7г-е): в верхних частях слоев косая слоистость сменяется весьма тонкой параллельной. Образует два слоя, мощностью 0.8 и 0.35 м, в средней части свиты. До двух третей обшего количества биокластов представлены КБФ, с заметным преобладанием мелких (до 2.2 мм) нуммулитид. Дискоциклины в основном фрагментированы, целые раковины очень редки; остатки нуммулитид обычно имеют повреждения, нередко окатанные. Примерно 30% биокластов приходится на остатки багряных водорослей, прочие – иглокожие, мшанки, остальные КБФ, в т.ч. планорбулиниды, мелкие бентосные фораминиферы образуют 5-7% карбонатных зерен. Среди КБФ, так же как в составе МФТ3, отсутствуют альвеолины. Внутри отдельных слойков, формирующих слоистость, карбонатные обломочные зерна имеют среднюю и хорошую сортировку.

Окатанность биокластов неравномерная, встречаются в разной мере абрадированные зерна; остатки иглокожих и обломки раковин нуммулитид часто несут следы цианобионтных сверлений, но кортоидные зерна отсутствуют. Целые раковины нуммулитид встречаются сравнительно часто, однако раковины дискоциклин без повреждений очень редки. Камеры фораминифер и полости сверлений нередко заполнены глауконитом (см. рис. 7г).

В шлифах наблюдается плотная упаковка нуммулитид, в прослойках с параллельной слойчатостью встречается поперечная укладка ("perpendicular imbrication" [Beavington-Penney et al., 2005]) раковин (см. рис. 7е).

Интерпретация. Различная окатанность биокластов, следы сверлений и новообразования глауконита в них и в камерах некоторой части раковин могут объясняться разной, в том числе большой длительностью нахождения карбонатных зерен в системе осадконакопления. Преобладание нуммулитид среди КБФ предполагает поступление их раковин, по крайней мере, отчасти, с нуммулитовой банки. Косые серии, различимые в обнажении (см. рис. 7д), являются признаком участия течений в формировании пачки, но характерная для верхних частей слоев вертикальная укладка нуммулитид может быть связана с переработкой отложений в зоне действия обычных волн. при отсутствии штормовых возмушений [Beavington-Penney et al., 2005].

Соседство в разрезе тиховодных отложений с остатками уплощенных дискоциклин (МФТЗ) и весьма мелководных осадков с вертикальной укладкой, обусловленной действием волн (МФТ4), можно объяснить условиями внутреннего склона биокластовой отмели, где базис обычных волн располагается неглубоко, а их энергия слабее, чем на внешнем склоне отмели. Формирование косослоистых отложений МФТ4 могло происходить как в зоне штормового заплеска, по аналогии с прибрежными барами [Reading et al., 1996], так и вблизи гребня донной формы в результате деятельности течений.

В периоды между штормами косослоистые отложения частично перерабатывались обычными волнами, а вынесенный их деятельностью мелкий обломочный материал в относительно более глубоководных обстановках, располагавшихся ниже базиса волн, становился субстратом, который заселялся дискоциклинами (МФТ3).

Присутствие скоплений автохтонных дискоциклин является типичным для глубин среднего рампа [Kulka, 1985; Jorry, 2003, 2006]. Появление таких скоплений в области защищенного побережья может быть свидетельством активного водообмена между "лагуной" и открытым бассейном, что характерно, в первую очередь, для обстановок

Рис. 7. Микрофациальные типы пород севанской свиты.

а – МФТ2 – силикокластический мадстоун (шлиф U.18.08): обломочные зерна оконтуривают круглое сечение хода инфауны (белый пунктир); б – МФТ3 – пакстоун полибиокластово-родофитовый – флоатстоун дискоциклиновый (шлиф U.18.10): самые крупные биокласты – раковины дискоциклин (D), окатанные фрагменты багряных водорослей (R) и иглокожих (E); в – тонкая параллельная слоистость в породах МФТ3: г-е – МФТ4 – пакстоун родофитовокрупнофораминиферовый: г – шлиф U.18.13: остатки нуммулитов (N) и дискоциклин (D) имеют повреждения и(или) окатаны, полости раковин часто заполнены глауконитом (g) или микритом (m); д – косая слоистость в МФТ4; е – шлиф U.18.16: фрагмент прослоя (в центральной части фотографии) с поперечной укладкой поврежденных раковин нуммулитид, дискоциклины (D) редки; ж – МФТ5 – полибиокластовый грейнстоун (шлиф U.18.14): среди биокластов параных водорослей (R) и иглокожих (E), обычны нуммулиты (N); встречаются окатанные интракласты (I); з – МФТ6 – пакстоун нуммулитовый (шлиф U.18.19): нуммулитиды (N) имеют разную сохранность, у части раковин полости заполнены глауконитом (g), дискоциклины (D) редки.



рампа. В пользу этого могут свидетельствовать дефицит более мелководных бентосных фораминифер с фарфоровидной раковиной и появление планктонных фораминифер в МФТ3 и МФТ1.

<u>МФТ5.</u> Грейн-пакстоун полибиокластовый, образует слой (1 м) с тонкой параллельной слоистостью, в отдельных прослоях — с косой слойчатостью, который залегает на породах МФТ4 и перекрывается ими же.

Представлен тонко переслаивающимися породами со структурами грейн- и пакстоуна. Среди биокластов около 20% представлены остатками КБФ, с преобладанием ортофрагминид; содержание прочих остатков может значительно варьировать. Размер раковин дискоциклин достигает 3– 4 мм, нуммулитов — около 2 мм. Список КБФ этой микрофации, наиболее обширен и включает много уплощенных форм: *Nummulites planulatus* (Lamarck), *Assilina karreri* (Penecke), *As.* cf. escheri (Hottinger), *Orbitoclypeus schopeni crimensis* Less, *Discocyclina* cf. *furoni* Samanta, *D. dispansa* (Sowerby), Planorbulinidae Schwager.

Биокласты обычно хорошо окатаны и сгружены (см. рис. 7ж), небольшая их часть, чаще — обломки багряных водорослей, имеют следы биоабразии. Трубчатые полости цианобионтных сверлений и камеры некоторых фораминифер заполнены глауконитом.

В отдельных прослойках возрастает (до 3–5%) содержание хорошо окатанных интра- и экстракластов размерностью до 1.3–2 мм.

Цемент развит неравномерно, в отдельных прослойках содержание спарита изменяется от 10–15 до 35%, микрита – от 0 до 15%. При малом количестве цемента часто наблюдаются конформные, стилолитовые контакты зерен.

Силикокластический материал (от 3 до 10–25%) в целом такой же, как в предыдущем МФТ4.

Интерпретация. Характерной особенностью микрофации является значительная роль пород со структурой грейнстоун и невысоким содержанием остатков нуммулитид и ортофрагминид, среди которых встречаются таксоны как с уплошенной, так и с выпуклой раковиной. Высокая степень фрагментации и окатанности биокластов, сортировка карбонатных и песчаных зерен, отсутствие или малая роль микрита в цементирующей массе, хорошо выраженные слоистые текстуры механического переноса обломков и отсутствие биотурбации являются характерными для обстановок с регулярной активностью обычных волн. Такие условия накопления карбонатных песков МФТ5 могли существовать на гребне биокластовой отмели и ее наветренном склоне.

<u>МФТ6.</u> Нуммулитидовый флоат-пакстоун. Этот микрофациальный тип слагает среднюю часть карбонатной толщи нижнего эоцена и образует слои с хорошо выраженной параллельной и пологой косой слойчатостью, с редкими норами *Skolithos*.

Карбонатные зерна в слойках отсортированы по размерности, более 75% составляют целые, реже фрагментированные КБФ, среди которых заметно преобладают остатки мелких нуммулитов (до 2.5-3.2 мм) мегасферической генерации (см. рис. 73). Ортофрагминиды, а также обломки родофитов образуют от 10 до 20% биокластов. В небольшом количестве встречаются раковины ассилин. В качестве скудной примеси (1-2%) постоянно присутствуют остатки планктонных фораминифер. Биокласты иного происхождения составляют от 2 до 12%. Из нуммулитов наиболее многочисленны Nummulites planulatus (Lamark); из прочих фораминифер определены: N. cf. pavloveci Schaub, среди ортофрагминид установлены Discocyclina dispansa (Sowerby), D. cf. furoni (Samanta).

Подавляющая часть раковин нуммулитов оббита и окатана, мелкие обломки варьируют от плохо окатанных (почти угловатых) до хорошо окатанных. Часто наблюдается однородная плотная укладка раковин, ориентированных по напластованию и соприкасающихся ("linear accumulation" [Racey, 2001]). Глауконит заполняет камеры фораминифер и редкие полости ветвистых трубчатых микробиальных сверлений. Матрикс в флоатстоунах имеет структуру пакстоуна, в котором более половины крупных биокластов представлены раковинами нуммулитид.

Силикокластическая составляющая в породах варьирует от 0 до 10% и представлена в основном тонко- и мелкозернистым песком, существенно (60–70%) кварцевого состава.

Интерпретация. Микрофация характеризуется резким преобладанием остатков Nummulites planulatus среди биокластов и является, по сравнению с выделенными в разрезе типами пород, наиболее близкой к образованиям нуммулитовой банки, по П. Арни [Arni, 1965]. Нуммулиты представлены исключительно мелкими линзовидными формами генерации А, характерными для мелководных условий [Aigner, 1983, 1985]. Однако при формировании "банки" доминировали процессы механического переотложения и переработки осадка волнами и течениями. с выносом более мелких биокластов и силикокластического материала; об этом свидетельствуют окатанность и послойная сортировка биокластов, плотная параллельная укладка ("linear accumulation") раковин [Aigner, 1983, 1985; Racey, 2001; Beavington-Penney, 2005], характерная для пород этой микрофации, а также примесь других КБФ. Поставщиком значительного количества раковин *Nummu*lites planulatus могла служить банка, располагавшаяся на небольшом удалении – в пределах внешней зоны внутреннего рампа, откуда мелкие А-формы выносились, смешиваясь с силикокластическим материалом, другими КБФ и карбонатными зернами иного происхождения. Распространенность в породах МФТ6 параллельной и пологой косой слоистости; редкие вертикальные ходы инфауны, характерные для несвязных песчаных субстратов областей постоянной волновой активности, позволяют предполагать, что основным фактором осадконакопления являлись обычные и, вероятно, штормовые волны [Reading et al., 1996].

МФТ7. Пак- и флоатстоун родофитово-крупнофораминиферовый. Микрофациальный тип слагает серию слоев, общей мощностью более 2 м, в верхней половине разреза. В них наблюдаются текстуры умеренно и хорошо выраженной параллельной слоистости, а также пологой косой (рис. 8а) и мелкой волнистой слоистости, которая редко нарушается биотурбацией. На отпрепарированных поверхностях напластования встречаются знаки симметричной волновой ряби (см. рис. 86). В шлифах наблюдается мелкая косая слойчатость, подчеркнутая однородной наклонной ориентировкой не соприкасающихся остатков нуммулитид и других уплощенных биокластов ("isolated imbrication", [Racey, 2001; Beavington-Penney et al., 2005]).

Крупные бентосные фораминиферы, с некоторым преобладанием нуммулитид над ортофрагминидами, образуют от 30 до 55% биокластов. В небольших количествах встречаются остатки ассилин (Assilina s.l.). Размеры нуммулитид редко превышают 2.5 мм, дискоциклин – до 4 мм. Определены нуммулитиды N. planulatus (Lamarck), N. rotularius Deshayes. Багряные водоросли представлены обломками корок и родолитов, образуют от 27 до 45% биокластов. Прочие формы фауны образуют 10-25% биокластов. Содержание планктонных фораминифер в среднем составляет 1%. Встречаются единичные остатки дацикладовых водорослей. Наиболее крупные карбонатные зерна во флоатстоуне в основном представлены КБФ и обломками багряных водорослей, реже — иглами ежей, обломками мшанок и устриц. В составе комплекса биокластов микрофации отмечается возрастание вверх по разрезу количества остатков КБФ, что наиболее заметно для ортофрагминид.

Карбонатные остатки биоты часто фрагментированы, окатаны, отсортированы по размерности внутри отдельных слойков; часть биокластов несет следы биоэрозии и цианобионтных сверлений, полости иногда заполнены глауконитом или микритом (см. рис. 8в).

Микритовый цемент скудный, большинство зерен имеет конформные, в том числе сутурные контакты.

Силикокластический материал (от 1 до 7–10%) представлен зернами алевритово- мелкопесчаной

размерности и по составу такой же, как в выше рассмотренных породах.

Интерпретация. По сравнению с МФТ6, среди остатков КБФ возрастает роль ортофрагминид, присутствие которых характерно для условий нижней части фотической зоны среднего и внешнего рампа [Arni, 1965; Fermont, 1982; Buxton, Pedlev, 1989]. В то же время отложения имеют признаки как сравнительно активной, так и умеренной гидродинамики, такие как: тонкая параллельная и пологая косая слоистость, характерные для осадков зоны действия обычных и штормовых волн [Reading et al., 1996]; косая и волнистая слоистость разного ранга: хорошая послойная сортировка карбонатного и аллотигенного материала, малое содержание первичного микритового цемента, низкая степень биотурбации отложений. Наклонная укладка изолированных биокластов [Racey, 2001; Beavington-Penney et al., 2005] могла быть результатом действия течений умеренной и малой силы, не способных к перемещению крупных биокластов, но обеспечивающих сортировку материала за счет выноса мелких фракций. Наблюдающиеся в породе различия в размерности раковин КБФ (относительно крупных) и более мелких биокластов другого происхождения можно объяснить высокой первичной пористостью (т.е. низкой удельной плотностью) раковин нуммулитид и ортофрагминид, что облегчало их транспорт течениями разного генезиса [Aigner, 1982; Racey, 2001; Jorry et al., 2006]. Биокластовая компонента представляет собой смесь материала, выносившегося из относительно более мелководных областей: нуммулитовой банки (вид N. planulatus) и участков широкого распространения инкрустирующих багряных водорослей внешней части внутреннего рампа, а также материала, поступавшего с более мористой стороны, представленного в значительной мере остатками дискоциклин. Таким образом, накопление МФТ7 могло происходить на глубинах, примерно соответствующих базису обычных волн и/или несколько ниже.

**МФТ8.** Пак-флоатстоун фораминиферовородофитовый. Вместе с МФТ9 слагает верхнюю тонкослоистую пачку севанской свиты, мощностью менее 2 м (см. рис. 8г). Для отложений характерна параллельная слойчатость, наблюдающаяся как в обнажении, так и в шлифах, в виде чередования слойков, сложенных или в основном сортированным карбонатным детритом, или целыми и слабо поврежденными раковинами КБФ. В них часто наблюдается обратная градационная сортировка биокластов по размерности. Наблюдаются некрупные, чаще — полого расположенные биотурбационные текстуры, частично нарушающие первичную параллельную ориентировку биокластов.





а – в – МФТ7 – пак-флоатстоун родофитово-фораминиферовый: а – тонкая пологая косая слоистость в слое известняков: стрелки ориентированы вдоль границ наклонных слойков, б – знаки волновой ряби: стрелки ориентированы вдоль гребней ряби, в – насыщенный флоатстоун (шлиф U.18.27): нуммулитиды незначительно преобладают; окатанные остатки дискоциклин (D) с полостями сверлений, заполненными микритом и глауконитом; г, д – МФТ8 – паки флоатстоун фораминиферово-родофитовый: г – тонкая параллельная слоистость в известняках МФТ8 и МФТ9, д – шлиф U.18.30a: в породах МФТ8 заметно увеличивается количество планктонных фораминифер (PF); е–з – МФТ9 – пакстоун полибиокластово-родофитовый: е – шлиф U.18.33a: камеры в раковинах нуммулитов (N) и полости сверления в остатках багряных водорослей (R) заполнены глауконитом и микритом, присутствуют планктонные фораминиферы (PF), ж – шлиф U.18.33: трещина 1-й группы (справа) в биотубированном пакстоуне; бурая масса второй фазы заполнения трещины корродирует ее стенки и светлый кальцит первой фазы заполнения (1), з – шлиф U.18.34: биокластовый пакстоун (слева) имеет коррозионную границу растворения с бурой глиноземистой массой; в матриксе встречаются кристаллокласты плагиоклаза (белые стрелки). В этой микрофации остатки КБФ образуют от 40 до 60% карбонатных зерен. Ортофрагминиды преобладают над нуммулитидами, среди последних определен *N. praemurchisoni* Nemkov et Barkhatova, найденный также в МФТ9 (см. рис. 5). Размер раковин — до 3.5 мм. Содержание остатков родофитов — от 20 до 40%, часто встречаются ветвистые формы. Среди биокластов заметно увеличение роли планктонных фораминифер до 3— 5% (см. рис. 8д).

Остатки нуммулитов и ассилин обычно повреждены, со следами микросверлений, иногда их полости заполнены глауконитом; иногда наблюдается группировка нуммулитов и дискоциклин по разным слойкам. Степень повреждения раковин дискоциклин в среднем меньше, чем у остатков нуммулитид. Фрагменты макрофауны обычно окатаны, часть биокластов имеет признаки биоэрозии.

Микритовый цемент распределен неравномерно: в некоторых слойках он образует до 15– 20% породы; в слойках с низким содержанием микрита часто наблюдаются сутурные границы зерен. Содержание силикокластического алевритово-мелкопесчаного материала изменяется от 1–2 до 7%.

Интерпретация. Тенденции в изменении строения и состава пород, наметившиеся в МФТ7, получили дальнейшее развитие в МФТ8. Количественное доминирование остатков ортофрагминид над нуммулитидами, в среднем возрастание роли микритового цемента в породе, увеличение доли мелкофрагментированных остатков и более высокую степень биотурбированности отложений можно интерпретировать как признаки их накопления на глубинах, более значительных по сравнению с МФТ7. О том же может свидетельствовать и появление определимых остатков уплощенных раковин N. praemurchisoni [Aigner, 1983, 1985]. Соответственно, накопление пород МФТ8 могло происходить уже ниже базиса обычных волн. т.е. в верхней части среднего рампа. Однако зернистая структура породы, сортировка зерен и небольшое количество микрита предполагают относительно высокую гидродинамическую активность среды осадконакопления, связанную с деятельностью штормов и течений.

**МФТ9.** Пакстоун полибиокластово-родофитовый. Этот микрофациальный тип образует верхнюю часть разреза свиты. Для пород характерна тонкая параллельная слойчатость, наблюдающаяся как в обнажении, так и в шлифах в виде чередования слойков с биокластами разной размерности (см. рис. 8е–з). В слойках нередко отмечается как нормальная, так и обратная градационная слойчатость. Градационное распределение зерен и первичная ориентировка биокластов частично нарушены мелкими ходами инфауны. В породах самыми многочисленными биокластами (40% и более) являются остатки багряных водорослей. КБФ, с преобладанием ортофрагминид, образуют до 25% карбонатных зерен, при этом раковины нуммулитид и ортофрагминид вполне соизмеримы (1.8–3.5 мм). Возрастает количество (до 25–30%) остатков прочих бентосных фораминифер и макрофауны морских ежей и в меньшей степени – мшанок, серпулид, остракод и др. Постоянно присутствуют (5–10%) остатки планктонных фораминифер (см. рис. 8е, ж).

Биокласты в основном окатанные. Характерна более высокая степень раздробленности раковин КБФ по сравнению с прочими микрофациями. В породах МФТ9 увеличивается содержание микритового цемента, а роль конформных зерновых контактов заметно снижается.

Содержание силикокластического материала изменяется от 1-3 до 7-10% в отдельных слойках и заполнении ходов инфауны, последние в среднем встречаются чаще, чем в породах других микрофаций. Кровля пачки, образованной МФТ9, несет следы перерыва в осадконакоплении (см. рис. 83).

Интерпретация. Макроскопически породы этой микрофации сходны с породами МФТ8. Соотношение нуммулитид и ортофрагминид в МФТ9 и МФТ8 также является близким, однако сокращение роли КБФ и возрастание количества остатков бентосной макрофауны (см. рис. 4) может свидетельствовать о накоплении пород МФТ9 на более значительной глубине по сравнению с МФТ8. Среди обломков макрофауны наиболее многочисленны фрагменты игл и панцирей морских ежей, породообразующее значение которых характерно для отложений, накапливавшихся в тылу нуммулитовых банок [Aigner, 1983] и на внешнем рампе [Buxton, Pedley, 1989]. В то же время, совокупность признаков: отчетливо выраженная тонкая параллельная слоистость в пакстоунах, биотурбация внутри слоев, отсутствие пород со структурами вак- и мадстоуна, окатанность большинства биокластов предполагает накопление осадков в обстановках с частым воздействием штормовых волн и(или) течений. Таким образом, накопление отложений, вероятнее всего, происходило в обстановках средней и, возможно, нижней частей среднего рампа, выше базиса штормовых волн.

### Строение кровли севанской свиты и трещиноватость известняков

В верхней части свиты хорошо заметно, что известняки пронизаны сетью залеченных трещин (рис. 9а): 1) очень частых, тонких волосовидных, субпараллельных (азимут падения: CB – 10°, угол падения 45°); 2) более редких, но в среднем более



Рис. 9. Тектоническая предсреднезоценовая трещиноватость в известняках.

а — вид и соотношение секущих (1 и 2, в соответствии с текстом) и послойных трещин, стрелками показано перемещение по послойным трещинам на пологом и крутом участках обнажения; б — кровля "пласта" псевдоконгломератов: заметна ориентировка блоков, ограниченных проработанными карстом трещинами; в — шлиф U.18.33: в трещине 1-й группы кальцит первой стадии заполнения сохранился в виде реликтов и в участках "перескока" трещины (стрелки); г — шлиф U.18.26: трещина 2-й группы: различимы дуплексы раскрытия, стрелки показывают направление смещения; д — шлиф U.18.30: послойные трещины, направление смещения показано стрелками.

широких (раскрытие — от долей миллиметра до 8-10 мм), сравнительно прямолинейных, субмеридионального простирания, от вертикальных до крутопадающих на восток (азимуты простирания: от CC3 –  $355^{\circ}$  до CCB –  $10^{\circ}$ , угол падения  $80^{\circ}$ – $90^{\circ}$ ); 3) кулисных отрывов, почти параллельных напластованию.

Первая группа трещин хорошо проявлена в кровле свиты, обеспечивая отдельность известняков, подвергшихся карстованию. Частично скругленные растворением, сохранившие первоначальное положение блоки биокластового пакстоуна, размером 5–12 см, реже до 20 см (см. рис. 9б), сформировали своеобразный "пласт" псевдоконгломератов, мощностью 25-30 см. Псевдоконгломераты сцементированы буро- и лилово-коричневой бокситоподобной, слабоизвестковистой массой (см. рис. 8з), содержащей более мелкие обломки тех же известняков и около 7-10% алевритово-мелкопесчаной примеси, преимущественно кварцевого состава, а также немногочисленные (до 1%) угловатые и плохо окатанные зерна плагиоклаза, размером до 0.55 мм, подвергшегося частичной кальцитизации и соссюритизации. На неровной кровле псевдоконгломератов залегают нормальные известняковые конгломераты базального горизонта среднеэоценовой арпинской свиты, сцементированные такой же глиноземистой массой, а выше них залегают вулканомиктовые алевролиты и песчаники.

Ниже "пласта" псевдоконгломератов продукты выветривания замыты в трещины на глубину нескольких метров. В шлифах устанавливается двухфазное заполнение трещин первой группы: 1 – чистый мелкокристаллический кальцит и 2 – бурая железисто-глиноземистая масса, корродирующая и маскирующая кальцит первой фазы заполнения (см. рис. 8ж) и "просачивающаяся" из трещины в ее стенки. Смещение по трещинам первой группы не диагностируется даже в шлифах (см. рис. 9в), изготовленных как поперек слоистости, так и в плоскости напластования.

Вторая группа трещин, как видно в самых широких прожилках, имеет трехстадийное заполнение (см. рис. 9а). Самая поздняя, третья стадия заполнения, образует в трещине центральный прожилок светлого, с буроватым оттенком, каль-



Рис. 10. Распределение фациальных типов в седиментационной модели. 1 – песчаники; 2–5 – известняки: 2 – параллельнослоистые; 3 – косослоистые, 4 – пологокосослоистые, 5 – волнистослоистые; 6–15 – основные типы биокластов: 6 – нуммулиты, 7 – ортофрагминиды, 8 – ассилины, 9 – прочие бентосные фораминиферы, 10 – планктонные фораминиферы, 11 – морские ежи, 12 – строматолиты, 13, 14 – багряные водоросли (13 – родолиты, 14 – корки), 15 – направления переноса биокластов и песчаного материала; бвсп – базис обычных волн.

цита. Его ромбовидные транстензионные дуплексы и смещение послойного кальцитового прожилка соответствуют сбросо-правосдвиговым смещениям.

Вторая стадия заполнения представлена продуктами карстования и компенсирует более 2/3 полного раскрытия трещины. На этой стадии трещина развивалась как отрыв. Изучение заполнения таких прожилков (см. рис. 9г) показывает, что темно-бурая минеральная масса имеет резкие границы с кальцитом первой стадии.

Заполнение первой стадии развития трещин представлено чистым кальцитом, аналогичным заполнению послойных трещин, а также первой фазе заполнения трещин первой группы. Даже в трещинах с широким суммарным раскрытием заполнение первой фазы имеет очень малую толщину. В тонких прожилках (см. рис. 9г) кальцит выполняет раскрытие трещины, на фоне которого видны транстензионные дуплексы, указывающие на сбросовую составляющую смещения. Неравное смещение границ биокластов, пересеченных трещиной, выявляет наличие сдвиговой составляющей.

Послойные трещины третьей группы — это отрывы с одноактным заполнением чистым, белым кальцитом, аналогичным первым фазам заполнения секущих трещин. Трещины отрыва характеризуются линзовидной и ромбовидной формами и кулисным расположением, указывающим на почти горизонтальное смещение верхнего блока в юго-восточном направлении (см. рис. 9а, д).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### Седиментационная модель

На основании проанализированных материалов можно восстановить условия формирования раннеэоценовых отложений, вскрывающихся в разрезе Урцадзор. Установленные 9 микрофациальных типов выстраиваются в трансгрессивную последовательность – от отложений литорали (МФТ1) до отложений нижней-средней частей среднего рампа (МФТ9) (рис. 10). Принципиальное отличие предложенной модели от классической модели нуммулитовой банки [Arni, 1965] заключается в обосновании резко преобладающей роли абиогенных факторов осадконакопления над биогенными во время формирования отложений, о чем свидетельствуют хорошо развитые осадочные текстуры, связанные с деятельностью волн и индуцированных ими течений. Для нуммулитовых отложений в целом не характерны слоистые текстуры механического переотложения [Jorry et al., 2003, 2006; Aigner, 1983], однако в исследованном разрезе представлены тонкая параллельная, косая, пологая косая и волнистая слоистость, а также среднемасштабная волновая рябь (см. рис. 8б).

Основываясь на морфологии раковин КБФ (нуммулитид и ортофрагминид) и по аналогии с современными нуммулитидами сходного морфотипа, можно реконструировать такие параметры бассейна, как глубина и освешенность. При активной гидродинамике, которая подтверждается для изученных микрофаций хорошей сортировкой раковин КБФ с преобладающим размером 2— 3 мм, окатанностью биокластов, раздробленностью остатков макрофауны, присутствием окатанных экстракластов и др. признаками, средняя глубина обитания нуммулитов с выпуклой раковиной в раннем эоцене могла быть 30-50 м, а видов с плоской раковиной, а также оперкулин. живущих на мягких грунтах – 40–90 м [Hottinger, 1983]. Отсутствие раковин агамонтов (микросферической генерации полового поколения – В-формы) также объясняется активной гидродинамикой, при которой половое размножение ограничено. Если в качестве признака параавтохтонного нахождения нуммулитовых накоплений используется повышенное содержание в породе В-форм – за счет выноса за пределы банки макросферических А-форм [Racey, 2001; Papazzoni, Seddighi, 2018], то присутствие в породе только нуммулитов А-форм может быть результатом аккумуляции именно аллохтонного, "отвеянного" материала.

Таким образом, аллохтонное происхождение изученных микрофаций очевидно.

В то же время, резкое преобладание остатков Nummulites planulatus при редкости других нуммулитид, в первую очередь – в МФТ6, может быть признаком сравнительно небольшого смешивания при переносе с биокластами других фациальных зон, возможно – из-за близкого расположения биогенной нуммулитовой банки. МФТ6 по глубинности накопления соответствует нижней части зоны воздействия обычных волн – наиболее благоприятных глубин для формирования нуммулитовой банки, как признается многими исследователями [Arni, 1965; Kulka, 1985; Jorry, 2003, 2006; Hadi et al., 2016], что дает основания предполагать важную роль вдольберегового переноса материала течениями, индуцированными движением обычных волн и, возможно, штормами.

Большое количество карбонатных и силикокластических частиц песчаной размерности должно было сформировать в зоне действия обычных волн нестабильный, подвижный субстрат, неблагоприятный для неподвижного и прикрепленного бентоса, а также морских зеленых водорослей [Flügel, 2004], фрагментированные остатки (*Dasycladaceae*) которых встречены лишь в единичных экземплярах. Зарывающийся бентос в осадках МФТ3 и МФТ6 оставил вертикальные норы ихнофации *Skolithos*, характерные именно для таких условий.

Специфической чертой изученных отложений является отсутствие в них фораминифер рода Alveolina и редкость Miliolida, характерных для фаций, развитых в тылу нуммулитовых банок, на эоценовых шельфах Тетиса [Arni, 1965; Hadi et al., 2016, 2019; Kulka, 1985; Papazzoni, Trevisani, 2006; Sahy et al., 2008; Mateu-Vicens et al., 2012]. Поскольку эти фораминиферы характерны для обстановок с ограниченным водообменом, можно предположить две взаимно не противоречащие причины этой особенности севанской свиты в Урцадзоре: 1 – область, отгороженная банкой в пределах внутреннего рампа фактически не была изолированной от прилегающего открытого морского бассейна; 2 – быстрая раннезоценовая (позднеипрская) трансгрессия, отраженная в последовательной смене микрофациальных типов по разрезу и в редуцированности "лагунных" фаций (МФТ2–МФТ4), не дала достаточного времени для формирования характерного комплекса микрофауны. В пользу первого предположения может свидетельствовать присутствие планктонных фораминифер, хотя и немногочисленных, в МФТ1 и МФТ3.

Влияние биокластовой отмели сказывалось в "гашении" энергии штормовых и обычных волн. В результате этого в осевой части прибрежной зоны, защищенной отмелью, ниже базиса волн существовали условия для накопления в осадке бактериального микрита, а дистальная часть склона отмели периодически заселялась дискоциклинами.

Важной чертой раннеэоценового бассейна Южной Армении, отличающей его от бассейнов Северного Тетиса и Северного Перитетиса, являлось обилие багряных водорослей, однако эта особенность нуждается в отдельном исследовании.

Анализируя состав отложений палеоценараннего эоцена Приараксинского бассейна, А. Садоян [1989] отметил возрастание роли обломочных пород и увеличение их гранулометрической размерности в южном направлении, по мере приближения к области сноса; в этом направлении, вероятно, происходило и развитие раннеипрской трансгрессии. О том же свидетельствует трансгрессивное залегание эоцена на более древних породах: на верхнемеловых в районе с. Арени [Садоян, 1986] и на нижнепермских известняках на южном крыле Шагапской синклинали. Резкая изменчивость мощности севанской свиты, ее фациальная пестрота и локальное развитие в ее составе экстракластовых известняков с обильными обломками пермских пород (см. рис. 3) позволяют предполагать в ее основании эрозионную поверхность с элементами дозоценового палеорельефа, выработанного в палеозойских поро-

Группа трещин	Элементы залегания трещин	Восстановленное залегание трещин	Установленный тип смещения
1	Азимут падения ССВ – 10° угол падения – 45°	Азимут простирания ЗСЗ – 274° угол падения – 90°	?
2	Азимут падения В — 90° угол падения — 85°	Азимут падения ВСВ — 84° угол падения — 80°	Сдвиго-сброс
Элементы залегания слоистости			
	Азимут падения ЮЮВ — 170° угол падения — 45°		

Таблица 1. Предсреднезоценовая тектоническая трещиноватость в известняках севанской свиты

дах. Установление детальной фациальной зональности нижнеэоценовых известняков требует дополнительного исследования.

### Тектонические события на рубеже ипрского и лютетского веков

Хотя в региональном масштабе устанавливается трансгрессивное залегание среднеэоценовых отложений на подстилающих породах [Айрапетян, Закревская, 2013], в районе с. Урцадзор элементы залегания нижнего и среднего эоцена не имеют заметных различий. Несогласие в кровле севанской свиты и в литературе оценивается как незначительное [Крашенинников и др., 1985]. Трещины в известняках, залеченные продуктами выветривания, образовались во время перерыва на рубеже раннего и среднего эоцена, когда залегание слоев было близким к горизонтальному, а последовательность заполнения трещин несет информацию о событиях того времени.

Устранение последующих деформаций слоев приведением их в горизонтальное залегание с помощью стереографической сетки Вульфа позволило восстановить первичное или близкое к нему положение трещин (табл. 1, рис. 11а, б).



**Рис. 11.** Ориентировка трещин в известняках (а – замеренная, б – реконструированная на начало среднего эоцена) и условия формирования Ширак-Севан-Мегринского рифта (в).

1 – номер группы трещин; 2 – слоистость и послойные трещины; 3 – направление растяжения и его изменения во времени; 4 – смещения по послойным трещинам. Остальные условные обозначения см. рис. 1.

Трещины имеют высокую степень упорядоченности и несомненно тектоническую природу; первая, карбонатная фаза их залечивания сформирована в начальной стадии тектогенеза во время поднятия территории, до активизации выветривания. Первично вертикальные трещины 3-СЗ простирания первой группы и субвертикальные, с падением на ВСВ – второй группы, на первой стадии развития имели ряд общих черт: плоскостной характер, большую протяженность и очень малую величину раскрытия, что сближает их с кулоновскими сколами. Плоскости трещин образуют острые C3 и ЮВ углы (80°), что, в соответствии с моделью Кулона-Андерсона, предполагает северо-западное направление сжатия и северо-восточное – растяжения. Такая ориентировка напряжений согласуется с результатами тектодинамического анализа [Avagyan et al., 2010], установившего преимущественно СЗ направление сжатия в палеоцене-миоцене, и в региональном плане удовлетворяет условиям раскрытия Ширак-Севан-Мегринского рифта. Сбросовая компонента смещения по субмеридиональным трещинам осложняет ситуацию и может быть связана с неоднородностью поля напряжений во времени.

Послойные трещины, судя по тому же типу заполнения, формировались синхронно с секущими (см. рис. 9а). Смещение их верхних блоков происходило на юго-восток, вдоль предполагаемой оси главного сжатия — биссектрисы острого угла (80°) между секущими трещинами (см. рис. 116, в). Это делает вероятным сейсмогенное происхождение послойных трещин, при толчках в северо-западном направлении.

На второй стадии, когда район Урцадзора был выведен выше уровня моря и началось карстование известняков, прекратилось развитие послойных трещин. Раскрытие трещин второй группы происходило активнее, чем субширотных, что допускает доминирование на второй стадии растяжения в восток—северо-восточном направлении. По трещинам первой группы происходило в основном выщелачивание известняков и кальцита первой фазы, с чем связаны расплывчатые контуры их глиноземистого заполнения. Продукты выветривания известняков сформировали матрикс псевдоконгломератов и замывались в раскрывавшиеся субмеридиональные трещины второй группы, тампонируя их.

При субширотной ориентировке главного растяжения раскрытие Ширак-Севан-Мегринского рифта должно было происходить в транстензионных тектонических обстановках.

Содержащиеся в матриксе псевдоконгломератов кристаллокласты плагиоклазов отсутствуют в обломочной компоненте известняков и не могли быть переотложены из них, они часто не имеют следов окатывания и, в среднем, крупнее обломочных зерен кварца. Присутствие подобных плагиоклазов свидетельствует о начале этапа вулканической активности, следы которой распространены в вышележащих среднезоценовых отложениях Армении и соседних регионов [Джрбашян, 1970; Садоян, 1989].

Вспышка среднеэоценового синрифтового магматизма фиксируется на территории Понта [Robinson et al., 1995; Topuz et al., 2011; Görür, Tüysüz, 1997] и Малого Кавказа [Лордкипанидзе, 1980; Габриелян и др., 1996; Короновский и др., 1997; Banks et al., 1997; Nikishin et al., 2015] и маркирует главную стадию формирования многочисленных рифтов этих регионов. Появление области субаэрального перерыва к юго-западу Ширак-Севан-Мегринского рифта можно интерпретировать как воздымание плеча рифта на начальной стадии его зарождения, и ранние стадии формирования трещин в породах севанской свиты отражают тектонические обстановки того времени.

Третья фаза заполнения трещин второй группы, фиксирующая отчетливые сбросо-правосдвиговые смещения блоков, сформировалась позднее, возможно — на позднеальпийской стадии тектогенеза, история ее формирования выходит за рамки данного исследования.

Образование рифта на рубеже раннего и среднего эоцена позволяет взглянуть по-новому на раннеэоценовую историю развития района.

В Южной Армении в составе отложений палеоцена-начала эоцена, мощностью до 1000 м, резко преобладают терригенные породы. Природа бассейна их накопления, осевая часть которого располагалась вдоль позднекиммерийской сутуры [Садоян, 1989], дискуссионна. А.А. Садоян [1989] называет бассейн трогом, но на составленной им литолого-палеогеографической карте Армении палеоцен-раннеэоценового времени схема распределения мощностей отложений лишь отчасти демонстрирует совпадение второстепенного депоцентра погружения (мощность отложений около 300 м) с юго-восточным, Вайоцдзор-Мегринским [Агамалян и др., 2012], сегментом рифта. Другими авторами [Sosson et al., 2010] палеоценовый бассейн рассматривается как синорогенный прогиб, сформировавшийся в ходе деформаций, проявившихся в конце мела-палеоцене.

Смена в раннем эоцене терригенного осадконакопления карбонатным может быть признаком сокращения выноса в бассейн обломочного материала и(или) значительного расширения области седиментации. Расширение раннеэоценовой области осадконакопления, по сравнению с палеоценовой, заметно в трансгрессивном залегании раннеэоценовых карбонатов Армении на допалеогеновых породах. Изменение состава и резкое сокращение мощности (на 1–2 порядка величины) отложений севанской свиты, по сравнению с котуцкой, свидетельствует и об уменьшении скорости погружения осадочного бассейна, площадь которого сильно расширилась. Эти изменения могут интерпретироваться как эпизод снижения тектонической активности накануне среднеэоценовой фазы рифтинга. Таким образом, ряд особенностей: кратковременность (всего несколько миллионов лет) развития, существенно большая площадь, чем у затем возникшего трога, и малая скорость погружения сближают раннеэоценовый бассейн Южной Армении с предрифтовыми впадинами, описанными для палеорифтов древних платформ [Офтендаль, 1981; Бейкер и др., 1981; Neumann et al., 1992].

Влияние тектонического фактора проявилось прежде всего в изменении типа и конфигурации бассейна, но решающую роль в развитии трансгрессии и образовании мелководных раннеэоценовых бассейнов на территории Армении, так же как и в других районах Тетиса и Северного Перитетиса, играло эвстатическое повышение уровня океана во время климатического оптимума в позднем ипре.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По итогам исследований можно сформулировать основные выводы об особенностях седиментационных и тектонических обстановок формирования севанской свиты нижнего эоцена.

1. Последовательность микрофациальных типов, выделенных в строении разреза севанской свиты, отражает трансгрессивную стадию развития раннеэоценового морского бассейна. Накопление отложений, в основном — нуммулитовых известняков, происходило в краевой части мелководного бассейна типа рампа, в условиях волновой и штормовой активности, при локальном преобладании механических процессов переноса и переотложения материала над биогенными факторами осадконакопления. Нуммулитовая банка, поставлявшая остатки нуммулитид в отложения, могла располагаться в близлежащей области внутреннего рампа, пограничной со средним рампом, на внешнем склоне биокластовой отмели.

2. Развитие раннеэоценового бассейна может интерпретироваться как стадия образования мелководной, но обширной по площади предрифтовой впадины, предварившей среднеэоценовую фазу рифтогенеза в истории формирования Ширак-Севан-Мегринского рифта.

3. Образование поверхности субаэрального перерыва в кровле севанской свиты на рубеже раннего и среднего эоцена связано с кратковременным синрифтовым подъемом территории плеча формирующегося Ширак-Севан-Мегринского рифта. Стадийность залечивания тектонической трещиноватости в известняках фиксирует ориентировки главных напряжений того времени: сопряженных сжатия в северо-западном направлении и растяжения — в северо-восточном, быстро сменившихся субширотным растяжением. Эти ориентировки напряжений в региональном масштабе были благоприятны для возникновения рифта.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны рецензентам за внимательное прочтение рукописи, конструктивные замечания и поправки.

### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и Комитета по науке Министерства образования, науки, культуры и спорта Республики Армения в рамках совместного проекта № 18-55-05017 Арм\_а (П.А. Фокин и Е.Ю. Закревская) и SCS18RF-090 (Л.Г. Саакян и Т.Е. Григорян).

Работа Е.Ю. Закревской проводилась в рамках темы гос. задания ГГМ РАН № 0140-2019-0005, работа П.А. Фокина поддержана грантом РФФИ № 18-05-00495а.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агамалян В.А., Саркисян Щ.А., Лорбасян Т.К., Исраелян А.Г. Основные тектонические единицы Армении // Ученые записки Ереванского Государственного Университета. Геология и география. 2012. № 1. С. 3–12.

Айрапетян Ф.А., Закревская Е.Ю. Стратиграфическая шкала палеогена Армении / Ред. М.А. Федонкин. Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства. Материалы Всероссийского совещания. М.: ГИН РАН, 2013. С. 324–328.

Бейкер Б.Х., Кроссли Р., Голс Г.Г. Тектоническая и магматическая эволюция южной части Кенийской рифтовой долины // Континентальные рифты / Под ред. И.Б. Рамберга, Э.-Р. Нейман. М.: Мир, 1981. С. 31–48.

Вульф Г.В. Способ графического решения задач по космографии и математической географии. Нижний Новгород: Типо-литография Нижегородского Товарищества печатного дела "Н.И. Волков и ко", 1909. 29 с.

*Габриелян А.А.* Палеоген и неоген Армении. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1964. 298 с.

Габриелян А.А., Григорян С.М., Саркисян О.А. и др. Позднезоценово-раннеолигоценовые геологические и биотические события на территории бывшего СССР. Часть I / Ред. М.А. Ахметьев. Региональная геология верхнего эоцена и нижнего олигоцена. М.: ГЕОС, 1996. С. 98–111.

*Григорян С.М.* Нуммулиты и орбитоиды Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1986. 216 с.

Джрбашян Р.Т. Палеогеновый вулканизм Севано-Ширакского синклинория // Геология Армянской ССР. Т. IV. Петрография. Вулканические породы. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1970. С. 225–256.

Закревская Е.Ю., Саакян Л.Г., Волошина О.В. Литологическая структура, стратиграфическое положение и номенклатура горизонта Nummulites millecaput палеогена Южной Армении // Материалы 62-й сессии Палеонтологического Общества. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. С. 64–66.

Короновский Н.В., Ломизе М.Г., Гущин А.И. и др. Главные события в тектоническом развитии Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 1997. № 4. С. 5–12.

Крашенинников В.А., Музылев Н.Г., Птухян А.Е. Стратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Армении по планктонным фораминиферам, наннопланктону и нуммулитидам (І. Опорные разрезы палеогена Армении) // Вопросы микропалеонтологии. Вып. 27. Таксономический, палеоэкологический и биостратиграфический аспекты микропалеонтологических исследований / Отв. ред. В.В. Меннер. М.: Наука, 1985. С. 130–169.

*Лордкипанидзе М.Б.* Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниэреба, 1980. 162 с.

Лыгина Е.А., Копаевич Л.Ф., Никишин А.М. и др. Раннесреднеэоценовые отложения Крыма: фациальные особенности и условия накопления // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2010. № 65. С. 343–354.

*Милановский Е.Е.* Геология СССР. Т. 3. М.: Изд-во МГУ, 1991. 272 с.

*Офтендаль К.* Главные геологические особенности грабена Осло // Континентальные рифты / Под ред. И.Б. Рамберга, Э.-Р. Нейман. М.: Мир, 1981. С. 283–297.

*Птухян А.Е.* Распределение нуммулитов в палеогеновых отложениях Еревано-Ордубадской структурнофациальной зоны // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1979. Вып. 32. № 3. С. 11–19.

Садоян А.А. Литология палеогена Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1989. 287 с.

Садоян А.А., Асланян П.М. Палеогеновые ископаемые органогенные постройки бассейна р. Аракс // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1981. Вып. 34. № 4. С. 15–27.

Сатиан М.А., Степанян Ж.О. О фациях и палеогеографии Еревано-Вединского прогиба в дании—палеоцене // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1966. Вып. 19. № 1–2. С. 34–42.

*Adamia Sh.A., Zakariadze G., Chkhouta T. et al.* Geology of the Caucasus: a review // Turk. J. Earth Sci. 2011. V. 20. P. 489–544.

*Aigner T.* Facies and origin of Nummulitic buildups: an example from the Gisa Pyramids Plateau (Middle Eocene, Egypt) // Neues Jahrb. Geol. Paläontol. 1983. V. 166(3). P. 347–368.

*Aigner T.* Biofabrics as dynamic indicators in Nummulite accumulations // J. Sediment. Res. 1985. V. 55(1). P. 131–134.

*Arni P.* L'Évolution des Nummulitinae en tant que facteur de modification des dépóts littoraux // Colloque Internationale Micropaleontologie, Dakar, Mem. BRGM. 1965. V. 32. P. 7–20.

*Avagyan A., Soson M., Karakhanian A. et al.* Recent tectonic stress evoluion in the Lesser Caucasus and adjacent regions // Spec. Pub. Geol. Soc. London. 2010. V. 340. P. 393–408.

Banks C.J., Robinson A.G., Williams M.P. Structure and regional tectonics of the Achara-Trialet foldbelt and the adjacent Rioni and Kartli foreland basins, Republic of Georgia // Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas / Ed. A.G. Robinson. AAPG Memoir. 1997. V. 68. P. 331–346.

*Beavington-Penney S.J., Wright V.P., Racey A.* Sediment production and dispersal on foraminifera-dominated Early Tertiary ramps: The Eocene El Garia Formation, Tunisia // Sedimentology. 2005. V. 52. P. 537–569.

*Buxton M.W.M., Pedley M.H.* A standartised model for Tethyan Tertiary carbonate ramps // J. Geol. Soc. London. 1989. V. 146(5). P. 746–748.

Cotton L.J., Zakrevskaya E.Y., van der Boon A. et al. Integrated stratigraphy of the Priabonian (upper Eocene) Urtsadzor section, Armenia // Newsl. Stratigr. 2017. V. 50(3). P. 269–295.

*Dunham R.J.* Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Classification of Carbonate Rocks / Ed. W.E. Ham. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa. 1962. P. 108–121.

*Embry A.P., Klovan J.E.* A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories // Bull. Can. Petrol. Geol. 1971. V. 19. P. 730–781.

*Fermont W.J.J.* Discocyclinidae from Ein Avedat (Israel) // Utrecht Micropaleontol. Bulletins. 1982. V. 27. P. 1–173.

*Flügel E.* Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. Berlin: Springer-Verlag, 2004. 633 p.

*Gebhardt H., Ćorić S., Darga R. et al.* Middle to Late Eocene paleoenvironmental changes in a marine transgressive sequence from the northern Tethyan margin (Adelholzen, Germany) // Austrian J. of Earth Sciences. 2013. V. 106. P. 45–72.

*Görür N., Tüysüz Z.* Petroleum geology of the southern continental margin of the Black Sea // Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding areas / Ed. A.G. Robinson. AAPG Memoir. 1997. V. 68. P. 241–254.

*Gupta S., Kumar K.* Precursors of the Paleocene–Eocene thermal maximum in the Subathu Group, NW sub-Himalaya, India // J. of Asian Earth Sciences. 2019. V. 169. P. 21–46.

*Hottinger L.* Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time // Utrecht Micropaleontol. Bulletins. 1983. V. 30. P. 239–253.

*Hadi M., Mosaddegh H., Abbassi N.* Microfacies and biofabric of nummulite accumulations (bank) from the Eocene deposits of Western Alborz (NW Iran) // J. Afr. Earth Sci. 2016. V. 124. P. 216–233

*Hadi M., Vahidinia M., Hrabovsky Ju.* Larger foraminiferal biostratigraphy and microfacies analysis from the Ypresian (Ilerdian-Cuisian) limestones in the Sistan Suture Zone (eastern Iran) // Turk. J. Earth Sci. 2019. V. 28. P. 122–145.

*Jorry S.J., Davaud E., Caline B.* Structurally controlled distribution of nummulite deposits: example of the Ypresian El Garia Formation (Kesra Plateau, Central Tunisia) // J. Petrol. Geol. 2003. V. 23. P. 283–306.

*Jorry S.J., Hasler C.A., Davaud E.* Hydrodynamic behaviour of Nummulites: implication for depositional models // Facies. 2006. V. 52. P. 221–235.

*Kulka A*. Arni sedimentological model in the Tatra Eocene // Kwartalnik Geologiczny. 1985. V. 29(1). P. 31–64.

*Less G.* Paleontology and stratigraphy of the European Orthophragminae. Geologica Hungarica Series // Palaeontologica. 1987. V. 51. P. 1–373.

*Loeblich A.R., Tappan H.* Foraminiferal Genera and Their Classification // Van Nostrand Reinhold. N.Y., 1988. P. 977.

*Lygina E.A., Fokin P.A., Kopaevich L.F. et al.* Nummulitic facies of the Crimean-Caucasian Region // Turk. J. Earth Sci. 2015. V. 24. P. 1–16.

*Mateu-Vicens G., Pomar L., Ferrandez-Canadel C.* Nummulitic banks in the upper Lutetian "Buil level", Ainsa Basin, South Central Pyrenean Zone: The impact of internal waves // Sedimentology. 2012. V. 59. P. 527–552.

*Nebelsick J., Rasser M.W., Bassi D.* Facies dynamics in Eocene to Oligocene circumalpine carbonates // Facies. 2005. V. 51. P. 197–216.

*Nikishin A.M., Okay A., Tuysuz O., Demirer A. et al.* The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography // Mar. Petrol. Geol. 2015. V. 59. P. 656–670.

*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. V. 20. P. 571–634.

*Papazzoni C.A., Seddighi M.* What, if anything, is a nummulite bank? // J. Foramin. Res. V. 48(4). 2018. P. 276–287.

*Papazzoni A., Trevisani E.* Facies analysis, palaeoenvironmental reconstruction, and biostratigraphy of the "Pesciara di Bolca" (Verona, northern Italy): An early Eocene Fossil-Lagerstätte // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2006. V. 242. P. 21–35.

*Racey A*. A review of Eocene nummulite accumulations: structure, formation and reservoir potential // J. Sediment. Res. 2001. V. 24(1). P. 79–100.

*Reading H.G., Collinson G.D., Allen F.A. et al.* Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy / 3rd edition. Oxford: Blackwell Science Ltd, 1996. 688 p.

Robinson A.G., Banks C.J., Rutherford M.M., Hirst J.P.P. Stratigraphic and structural development of the Eastern Pontides, Turkey // J. Geol. Soc. London. 1995. V. 152. P. 861–872.

*Rolland Y., Billo S., Corsini M. et al.* Blueschists of the Amassia-Stepanavan Suture Zone (Armenia): linking Neo-Tethys subduction from E-Turkey to W-Iran // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch). 2009. V. 98(3). P. 533–550.

Sahakyan L., Avagyan A., Sosson M. et al. Tectonic conditions and evolution of Paleogene sedimentation of Shagap syncline) // Proceedings of the NAS RA: Earth Sciences. 2017a. V. 70(1). P. 24–35. (in Armenian with English and Russian resume)

Sahakyan L., Bosch D., Sosson M. et al. Geochemistry of the Eocene magmatic rocks from the Lesser Caucasus area (Armenia): evidence of a subduction geodynamic environment // Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus // Spec. Pub. Geol. Soc. London. 2017b. V. 428. P. 73–98.

Sahakyan L., Grigoryan T., Avagyan A. et al. Upper Eocene-Lower Oligocene Shagap Reef (Armenia): Composition and paleoenvironment // Proceedings of the NAS RA: Earth Sciences. 2020. V. 73(1). P. 3–15.

Sahy D., Săsăran E., Tămaş T. Microfacies analysis of Upper Eocene shallow-water carbonates from the Rodnei Mountains (N Romania) // Studia Universitatis Babeş-Bolyai Geologia. 2008. V. 53(2). P. 13–24.

*Schaub H*. Nummulites et Assilines de la Tethys Paléogène. Taxonomie, phylogénèse et biostratigraphie // Schweizer. Paläontol. Abhandl. 1981. V. 104–106. P. 1–236 + 2 Atlas I-II (in French).

*Serra-Kiel J., Hottinger L., Caus E. et al.* Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene // Bull. Soc. Géol. Fr. 1998. V. 169. P. 281–299.

*Sosson M., Rolland Y., Müller C. et al.* Subduction, obduction and collision in the Lesser Caucasua (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights // Spec. Pub. Geol. Soc. London. 2010. V. 340. P. 329–352.

*Speijer R.P., Pälike H., Hollis C.J. et al.* The geological time scale 2020 // The Paleogene period / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Amsterdam: Elsevier, 2020. P. 1087–1140.

*Toker E., Akkiraz M.S., Yağmurlu F. et al.* Sedimentary properties of the Middle–Upper Eocene formations in Çardak, Burdur and İncesu, SW Turkey // Turk. J. Earth Sci. 2012. V. 21. P. 335–373.

*Topuz G., Okay A.I., Altherr R. et al.* Post-collisional adakite-like magmatism in the Ağvanis Massif and implications for the evolution of the Eocene magmatism in the Eastern Pontides (NE Turkey) // Lithos. 2011. V. 125. P. 131–150.

*Tucker M.E., Write V.P.* Carbonate sedimentology. Oxford: Blackwell, 1990. 482 p.

*Vandenberghe N., Hilgen F.J., Speijer R.P.* The geological time scale 2012 // The Paleogene Period / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Amsterdam: Elsevier, 2012. P. 855–921.

Zakrevskaya E, Stupin S., Bugrova E. Biostratigraphy of larger foraminifera in the Eocene (upper Ypresian–lower Bartonian) sequences of the Southern Slope of the Western Caucasus (Russia, NE Black Sea). Correlation with regional and standard planktonic foraminiferal zones // Geol. Acta. 2009. V. 7(1–2). P. 259–279.

Zakrevskaya E., Beniamovsky V., Less G., Báldi-Beke M. Integrated biostratigraphy of Eocene deposits in the Gubs section (Northern Caucasus) with special attention to the Ypresian/Lutetian boundary and to the Peritethyan-Tethyan correlation // Turk. J. Earth Sci. 2011. V. 20. P. 753–792.

https://doi.org/10.3906/yer-1005-4

Zakrevskaya E., Less G., Bugrova E. et al. Integrated biostratigraphy and benthic foraminifera of the Middle–Upper Eocene deposits of Urtsadzor section (Southern Armenia) // Turk. J. Earth Sci. 2020. V. 29. P. 896–945. https://doi.org/10.3906/yer-1912-6

# Composition and Origin Circumstances of Shallow-Marine Lower Eocene Carbonates of Southern Armenia

P. A. Fokin<sup>1, \*</sup>, E. Yu. Zakrevskaya<sup>2</sup>, L. G. Sahakyan<sup>3</sup>, T. E. Grigoryan<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Geological Faculty of Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1, Moscow, 119991 Russia

<sup>2</sup>Vernadsky State Geological Museum, Mokhovaya str., 11, bld. 2, Moscow, 125009 Russia

<sup>3</sup>Institute of Geologic Sciences of NAS of Armenian Republic, Marshall Bagramyan prosp., 24, Yerevan, 0019 Armenia \*e-mail: fokinpav@rambler.ru

Nummulitic facies are known to be a good indicator of shallow-water paleoenvironments. Nummulitic limestones are widespread in Lower Eocene of Armenia, the transitional area between Tethys and Peri-Tethys, but they are weakly studied till nowadays. The objective of this work was an integrated study of a typical section Urtsadzor of Ararat region of Armenia which included detalization of stratigraphic junction with larger benthic foraminifers (LBF), restoration of sedimentation circumstances with microfacial analysis and tectonic conditions of origin and evolution of the basin in Early-Middle Eocene with assessment of fractures' systems and analysis of formations. For the first time zones of Lower (SBZ9-10) and Upper (SBZ10-11) Ypresian of the International Standard Chart were determined in the section, and it is an important contribution to development of modern stratigraphic chart of Armenia. Restoration of depositional environments with microfacial analysis technique was held for Lower Eocene carbonate rocks of Armenia for the first time. Nine microfacies were determined and interpreted in Ypresian part of Urtsadzor section; evolution of paleobiocoenoses, formed with nummulites, orthofragmines and red algae mainly, was traced through the section. Succession of microfacies demonstrates transgressional evolution of circumstances, from littoral to lowermiddle ramp conditions. Comparison of the section with contiguous ones of Shagap and Landgar allowed to describe facial variability and main direction of transgressional expansion. Ypresian LBF paleobiocoenoses of Southern Armenia are similar to Peritethyan ones and differ from tethyan biocoenoses with absence of porcelaineous foraminifers (alveolinids and soritids). Difference of South Armenian Ypresian paleobiota from complexes of Northern Armenia and Northern Peri-Tethys is abundance of red algae remnants. Wide Late Ypresian transgression resulted in proliferation of LBF in shallow oligotrophic basins and peculiarities of their hydrology caused diversification of their biocoenoses. Studies of jointing systems in nummulitic limestones. healed with aluminous products of carstification demonstrated that jointing was formed at Early to Middle Eocene transition due to northeastern to sublatitudinal tension, at uplift stage of southern rift shoulder of emerging Middle Eocene Shirak-Sevan-Megri rift. Rifting was preceded with Early Eocene tectonic activity decline and expansion of a wide basin with carbonate sedimentation, which development features were similar to pre-rift basins.

*Keywords:* nummulitic limestones, Early Eocene, microfacies, carbonate ramp, jointing, rifting, Tethys, Peri-Tethys, Southern Armenia.