

УДК 551.762.1(234.86)

ЧЕНКСКАЯ СВИТА (НИЖНЯЯ ЮРА) ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА: ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ И ВОЗРАСТА

Д. И. Панов

Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова

Поступила в редакцию 08.06.15

Аргументированные в статье представления о стратиграфическом положении и возрасте ченкской свиты обоснованы комплексом структурных, стратиграфических, литологических и палеонтологических данных. Пересмотр этих представлений требует столь же серьезного геологического обоснования. Анализ новых материалов, изложенных в статьях А. В. Соловьева и М. А. Рогова (2010), Арк. В. Тевелева и др. (2012) и А. Н. Стафеева и др. (2014), показывает, что они не дают для этого достаточных оснований.

Ключевые слова: Качинское поднятие, нижняя юра, структура, стратиграфия, палинология, глинистые минералы, трековые датировки.

В юго-западной части Горного Крыма на протяжении многих десятилетий проходят учебную геологическую практику студенты МГУ и других университетов. В настоящее время в связи с воссоединением Крыма с Россией здесь начались региональные геологические исследования, в том числе геологическая съемка. Для успешного проведения этих работ и учебной практики студентов необходимо обсуждение ряда принципиальных вопросов геологического строения территории, которые остаются пока дискуссионными. К числу таких вопросов относится и проблема ченкской свиты, поскольку от ее решения во многом зависят наши представления о тектоническом развитии Крымско-Кавказского региона в раннем мезозое.

Ченкская свита, ее строение и стратиграфическое положение

Выделение. Ченкская свита выделена (Панов и др., 1978) в пределах Качинского антиклинального поднятия Юго-Западного Крыма на междуречье Бодрака и Марты в районе пос. Научный (Обсерватория). Под этим названием понимается толща, сложенная почти исключительно песчаниками и резко выделяющаяся на фоне обычных флишевых пачек таврической серии. По условиям обнаженности невозможно было составить полный стратиграфический разрез свиты. Название ей дано по горе Ченка, которая целиком сложена отложениями этой свиты.

Распространение, стратиграфическое положение и строение свиты. По фрагментам разреза, обнажающимся в оврагах южного склона плато Обсерватория, установлено, что ченкская свита, сложенная почти целиком песчаниками, обладает крупной ритмичностью. Ритм (1,5–6,5 м) начинается массивными среднезернистыми песчаниками, иногда с рассеянным гравием, с крупной перекрестной ко-сой слоистостью, залегающими на подстилающих

образованиях по резкой, иногда неровной границе. Выше следуют плитчатые мелкозернистые песчаники, переходящие в алевро-песчаники с тонкой горизонтальной слоистостью. В кровле ритма обнаруживаются (не всегда!) тонкие (несколько сантиметров) прослои алевролитов или аргиллитов с обугленным растительным детритом. Общая видимая мощность свиты в районе Обсерватории оценивается в 250–300 м. По характеру ритмичности, резкому преобладанию (до 90–95%) первого элемента ченкская свита соответствует определению проксимального флиша, по В. Т. Фролову (1988).

В стратотипической местности ченкская свита выступает в ядре запрокинутой к югу Обсерваторской антиклинали, южное крыло которой подрезано надвигом, поэтому подошва ее не вскрыта. На северо-восточном крыле антиклинали ченкская свита по стратиграфическому контакту согласно перекрывается толщей I (аргиллитовой) верхнетаврической свиты, за которой далее в нормальной последовательности следуют выходы толщ II (с «табачными» песчаниками), III (тонкоритмичный флиш) и IV (разноритмичный флиш) (Панов и др., 1978). Все толщи, включая и верхи ченкской свиты, залегают согласно с нормальным крутым северо-восточным падением. В двух–трех точках между ченкской свитой и толщей I (аргиллитовой) отмечена маломощная «переходная» песчано-глинистая пачка, что свидетельствует о резком, но непрерывном переходе между свитами. Очевидно, что ченкская свита залегает в основании вскрытого здесь юрского разреза и согласно перекрывается верхнетаврической свитой.

Второй район распространения ченкской свиты — правобережье р. Бодрак, где полоса ее выходов прослеживается в субширотном направлении от Швановского оврага до подножия хр. Азыпсырт. Породы находятся в крутом запрокинутом залегании (с падением к северу) и с юга согласно перекрываются толщей I (аргиллитовой) верхнетаврической

свиты, чем и определяется их принадлежность к ченкской свите. В районе Швановского оврага далее к югу (в том же запрокинутом залегании) следуют отложения толщ II (с «табачными» песчаниками), III (тонкоритмичный флиш) и IV (разноритмичный флиш) верхнетаврической свиты, образующие в целом запрокинутое северное крыло Прохладненской синклинали (Панов и др., 1978).

В Швановском овраге ченкская свита представляет собой не песчаниковую, а песчано-алевролитовую толщу. Она сложена пачками (от 15 до 80 м) алевролитов, скорлуповато-плитчатых, с подчиненными прослоями аргиллитов, реже — песчаников. Среди них залегают около десятка песчаниковых пачек (мощностью от 1,5–2,0 до 15 м) характерного для ченкской свиты строения, с крупной ритмичностью в мощных пачках. Эта толща (350–370 м) была впервые описана (Панов и др., 1978) как «северная» песчано-алевролитовая фация ченкской свиты, в отличие от южной песчаниковой «обсерваторской» фации.

Ченкская свита на правом берегу р. Бодрак характеризуется значительной фациальной изменчивостью (Панов и др., 2009). В Швановском овраге это глинисто-алевролитовая толща с многочисленными, но подчиненными пачками песчаников ченкского типа (песчано-алевролитовая фация). В следующем к востоку правом истоке Послешвановского оврага мощные (до нескольких десятков метров) песчаниковые пачки ченкского типа чередуются с менее мощными глинисто-алевролитовыми пачками. Еще восточнее, в левом истоке Послешвановского оврага вся толща сложена массивными песчаниками ченкского типа и представляет собой несомненно «обсерваторскую» фацию ченкской свиты. Этот факт, во-первых, подтверждает принадлежность песчано-алевролитовой толщи (фации) к ченкской свите, а во-вторых, позволяет отнести к ченкской свите и «толщу Азыпсырта», слагающую одноименный хребет и имеющую такое же строение и стратиграфическое положение.

По описанию Н.В. Логвиненко и др. (1961), «толща Азыпсырта» — это песчано-алевролитово-аргиллитовый флиш, чередующийся с алевролит-аргиллитовым флишем и содержащий пачки (до 2 м) массивных средне-крупнозернистых кварцевых песчаников, а также много пластов (0,2–1,2 м) более тонкозернистых песчаников. Общая мощность толщи 300–400 м. Содержание песчаников составляет 18–20%. По своему строению и ряду характерных признаков «толща Азыпсырта» хорошо сопоставляется с песчано-алевролитовой фацией ченкской свиты Швановского оврага и может быть к ней отнесена, что подтверждается ее стратиграфическим положением.

На восток-северо-восточном склоне хребта «толща Азыпсырта», залегающая моноклинально с нормальным падением в этом же направлении, совершенно согласно перекрывается, как и в других районах, толщей I (аргиллитовой) верхнетаврической

свиты, за которой в нормальной последовательности следуют толщи II и III. На запад-юго-западном склоне хребта «толща Азыпсырта» структурно согласно подстилается «толщей древнего флиша» (Логвиненко и др., 1961). В работе Д.И. Панова и др. (2011) показано, что последняя относится к выделенной М.В. Муратовым (1959) нижнетаврической свите верхнетриасового возраста. Контакт толщ по условиям обнаженности наблюдать не удастся, но ряд признаков указывает на то, что основание «толщи Азыпсырта» — это поверхность стратиграфического несогласия, где могли сохраниться остатки предъюрской коры выветривания. На ее существование указывает и значительное возрастание содержания аутигенного каолинита в верхней части нижнетаврической свиты (Панов и др., 2009, 2011).

В итоге проведенных исследований составлена схема стратиграфического расчленения таврической серии на Качинском поднятии в междуречье Альма — Бодрак — Марта, в которой установлена нормальная последовательность толщ и их соответствие этапам развития региона (рис. 1).

1. Нижнетаврическая свита, формировавшаяся в раннемезозойском бассейне Юго-Западного Крыма на завершающем этапе его развития.

2. На размытой (с остатками коры выветривания) поверхности нижнетаврической свиты со стратиграфическим несогласием залегают ченкская свита, начинающая собой развитие нового раннеюрского бассейна. Она накапливалась в начале этапа, когда бассейн был еще мелководен и узок. Отсюда ее грубообломочный состав и значительная фациальная изменчивость.

3. Согласно на ченкской свите залегают верхнетаврическая свита, соответствующая этапу резкого углубления и расширения бассейна. Она сложена глубоководными глинистыми и флишевыми толщами и отличается постоянством разреза (одинаковая последовательность толщ) на территории всего района.

Принадлежность песчаниковых и песчано-алевролитовых толщ в трех рассмотренных районах к одной ченкской свите подтверждается наличием в них специфичного комплекса глинистых минералов (без каолинита), а также закономерным изменением минералогического состава песчаников, индекса их зрелости при переходе от одной фации к другой. Распространение отложений ченкской свиты, характер их залегания и взаимоотношения с другими толщами отображены на геологических картах в опубликованных статьях (Панов и др., 1978, 2009, 2011).

Возраст ченкской свиты. О возрасте ченкской свиты имеются следующие данные. В непосредственно подстилающей ее нижнетаврической свите в долине р. Альма найдено много остатков норийских *Monotis caucasica* Witt. (Шалимов, Логвиненко, 1969). В бассейне р. Бельбек известна находка карнийского аммонита *Pararcestes* sp. (Муратов, 1959).

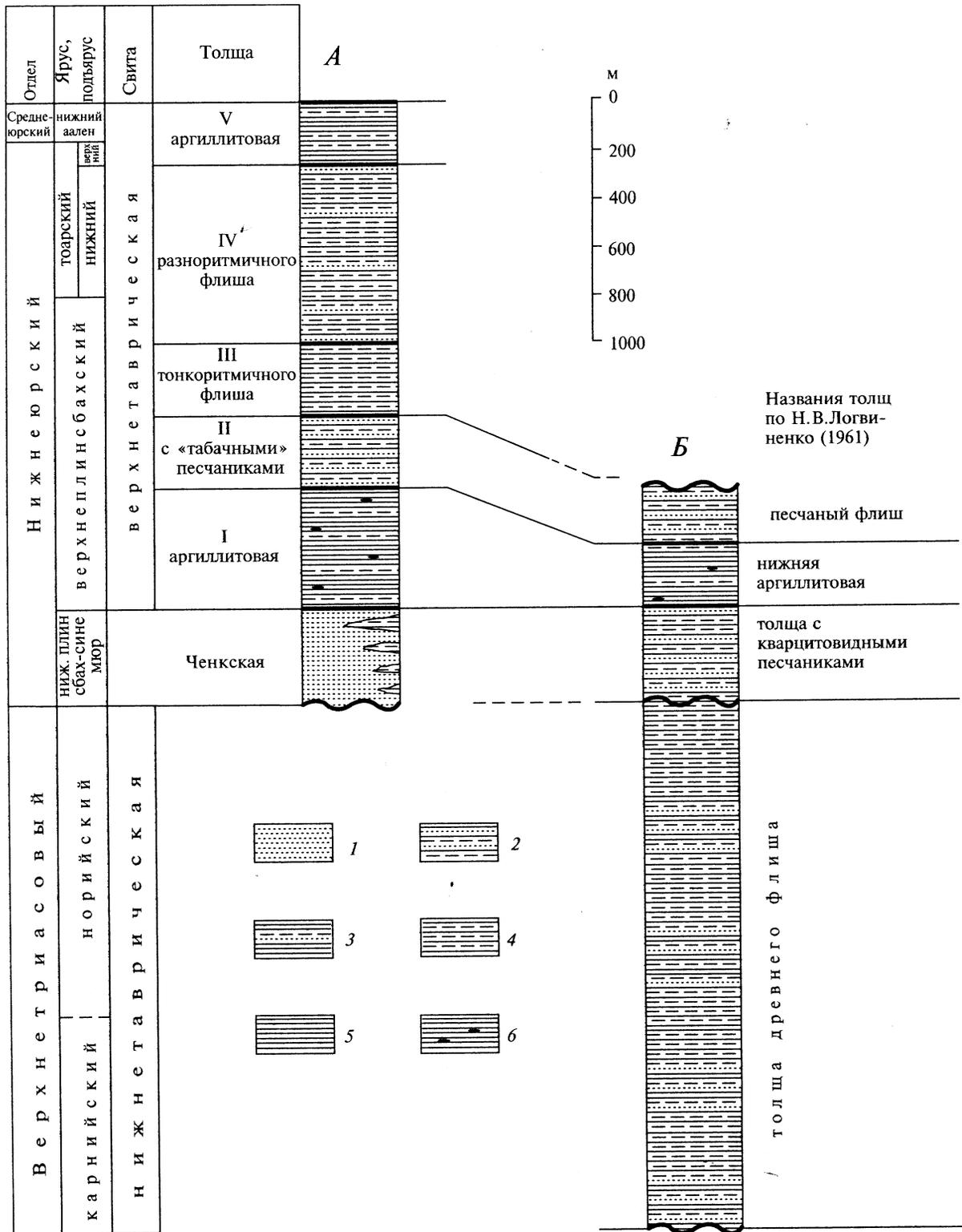


Рис. 1. Схема стратиграфического расчленения таврической серии на Качиинском поднятии (Панов и др., 2009, рис. 4): А — среднее течение р. Бодрак и междуречье Бодрак — Марта; Б — верховья р. Бодрак и хр. Азыпсырт; 1 — песчаники, 2 — песчаный флиш, 3 — разноритмичный флиш, 4 — тонкоритмичный флиш, 5 — аргиллиты, 6 — крупные конкреции сидерита

Это определяет верхнетриасовый (карнийско-норийский) возраст нижнетаврической свиты.

В отложениях ченкской свиты на рассматриваемой территории известна только одна находка (в районе Обсерватории) отпечатка листочка папоротника рода *Cladophlebis*, имеющего широкое

распространение в мезозое (Королев, 1983). Однако немного севернее, на правом берегу р. Альмы в районе с. Дровянка в «толще нормального флиша с мощными кварцитовидными песчаниками» (по Н.В. Логвиненко) обнаружен комплекс фораминифер раннеюрского возраста (Шалимов, Логви-

ненко, 1969). Эта толща залегает без структурного несогласия на отложениях нижнетаврической свиты с *Monotis caucasica* Witt., по своему строению аналогична «толще Азыпсырта» и может рассматриваться как песчано-алевролитовая фация ченкской свиты. А это позволяет говорить о заведомо раннеюрском возрасте последней.

В толще III верхнетаврической свиты близ устья р. Марты найден прекрасной сохранности остаток позднеплинсбахской морской лилии *Seirocrinus laevisutus* Pomr. (Кликушин, 1988). В основании толщи IV на левобережье р. Бодрак найдены также позднеплинсбахские аммониты *Aegoceras* sp. и *Liparoceras* sp., а близ устья р. Марты — белемнит *Nannobelus pavloviensis* Men. et Erl. (Муратов, 1959).

Исходя из этих данных, возраст ченкской свиты может определяться в интервале рэт — ранний плинсбах. Учитывая наличие перерыва в основании ченкской свиты и то, что в Крымско-Кавказской области он везде соответствует по времени рэтскому и геттангскому векам, возраст ченкской свиты следует определить как синемюр — ранний плинсбах.

Корреляция. Этот вывод получает полное подтверждение при сопоставлении разреза Качинского поднятия с разрезом Южного берега Крыма (Панов и др., 2001). Ченкской свите на Южном берегу точно соответствует свита «моховых камней», также сложенная грубообломочными породами с еще более резкой фациальной изменчивостью и занимающая точно такое же стратиграфическое положение между нижнетаврической и верхнетаврической свитами. В известняках — одной из фаций этой свиты найдены аммониты: раннесинемюрские *Coroniceras* ex gr. *bucklandi* J. Sow., позднесинемюрские *Echioceras* cf. *raricostatum* Ziet. и раннеплинсбахские *Uptonia* sp. (Муратов, 1959). Это позволяет надежно определить возраст свиты «моховых камней» и подтвердить возраст ченкской свиты как синемюр — нижний плинсбах (рис. 2).

Бодракский разрез, характеризующий осевую часть Горнокрымского бассейна, хорошо сопоставляется и с разрезом Лозовской зоны (Панов, 2002), соответствующей его северо-западной окраине. В Лозовской зоне стратиграфическим аналогом ченкской свиты является эскиординская свита еще более грубообломочного состава, с еще более резко выраженной фациальной изменчивостью, содержащая остатки аммонитов позднесинемюрского и плинсбахского возраста. Подстигается она с отчетливым несогласием верхнетриасовыми отложениями курцовской и салгирской свит, которые являются стратиграфическими аналогами нижнетаврической свиты. В кровле их присутствуют несомненные следы хорошо развитой коры выветривания, а в грубозернистых песчаниках эскиординской свиты содержится обильный каолинит за счет ее размыва и переотложения. Эскиординская свита согласно перекрывается джидайрской свитой песчано-глинистого состава, в которой содержатся остатки

аммонитов раннетоарского, позднеотоарского и раннеааленского возраста и которая является стратиграфическим аналогом верхнетаврической свиты.

Некоторое смещение возрастного диапазона эскиординской свиты относительно ченкской палеогеографически легко объяснимо. В окраинной Лозовской зоне предъюрский перерыв продолжался дольше, когда и образовалась зрелая кора выветривания. Соответственно и формирование нового — раннеюрского Горнокрымского бассейна началось в Лозовской зоне только с позднего синемюра, а не с раннего, как в осевой зоне. Так же и с верхней границей: резкое углубление и расширение бассейна в осевой части началось с позднего плинсбаха, а в окраинной Лозовской зоне — только в начале тоара.

Разрез Качинского поднятия уверенно сопоставляется с разрезом Южного склона Большого Кавказа (Панов, 2011; Панов и др., 2009). Стратиграфическим аналогом ченкской свиты там является сванетский горизонт: фациально изменчивая толща грубообломочных пород с аммонитами раннего, позднего синемюра и раннего плинсбаха. Она с географическим несогласием (но без явно выраженного структурного) налегает на триасовую гвадарашскую свиту — стратиграфический аналог нижнетаврической. Перекрывается сванетский горизонт согласно залегающими циклаурским, казбекским и анчхойским горизонтами верхнего плинсбаха, тоара и аалена. Это глубоководные глинистые и флишевые толщи, связанные с углублением и расширением бассейна. Названные выше три горизонта сходны с толщами верхнетаврической свиты и следуют друг за другом в сходной последовательности. Столь точная корреляция является хорошим подтверждением правильности стратиграфической схемы, разработанной для Качинского поднятия.

Казалось бы, вопрос о выделении, стратиграфическом положении и возрасте ченкской свиты решен. Однако появившиеся за последние несколько лет новые данные заставляют вернуться к этой проблеме и подвергнуть ее обстоятельному рассмотрению.

Новые данные о ченкской свите

В ходе Крымской учебной геологической практики и специальных тематических работ Арк.В. Тевелевым совместно со студентками В.Е. Коварской и Д.С. Татариновой (Арк. Тевелев и др., 2012) были подробно исследованы разрезы ченкской свиты, расположенные в районе Обсерватории. В ходе этих работ им впервые удалось отобрать образцы песчаников ченкской свиты, из которых палинологом Г.Н. Шиловой получен весьма характерный спорово-пыльцевой комплекс: 83% палиноморф — это пыльца голосеменных, основную часть которой составляют представители группы *Classopollis* Pflug. (30%) и пыльца *Pinus* sp. (23,6%), а также *Ginkgo* (5,6%), *Paleoipicea* (5,6%) и *Podocarpus* (3,8%). В спо-

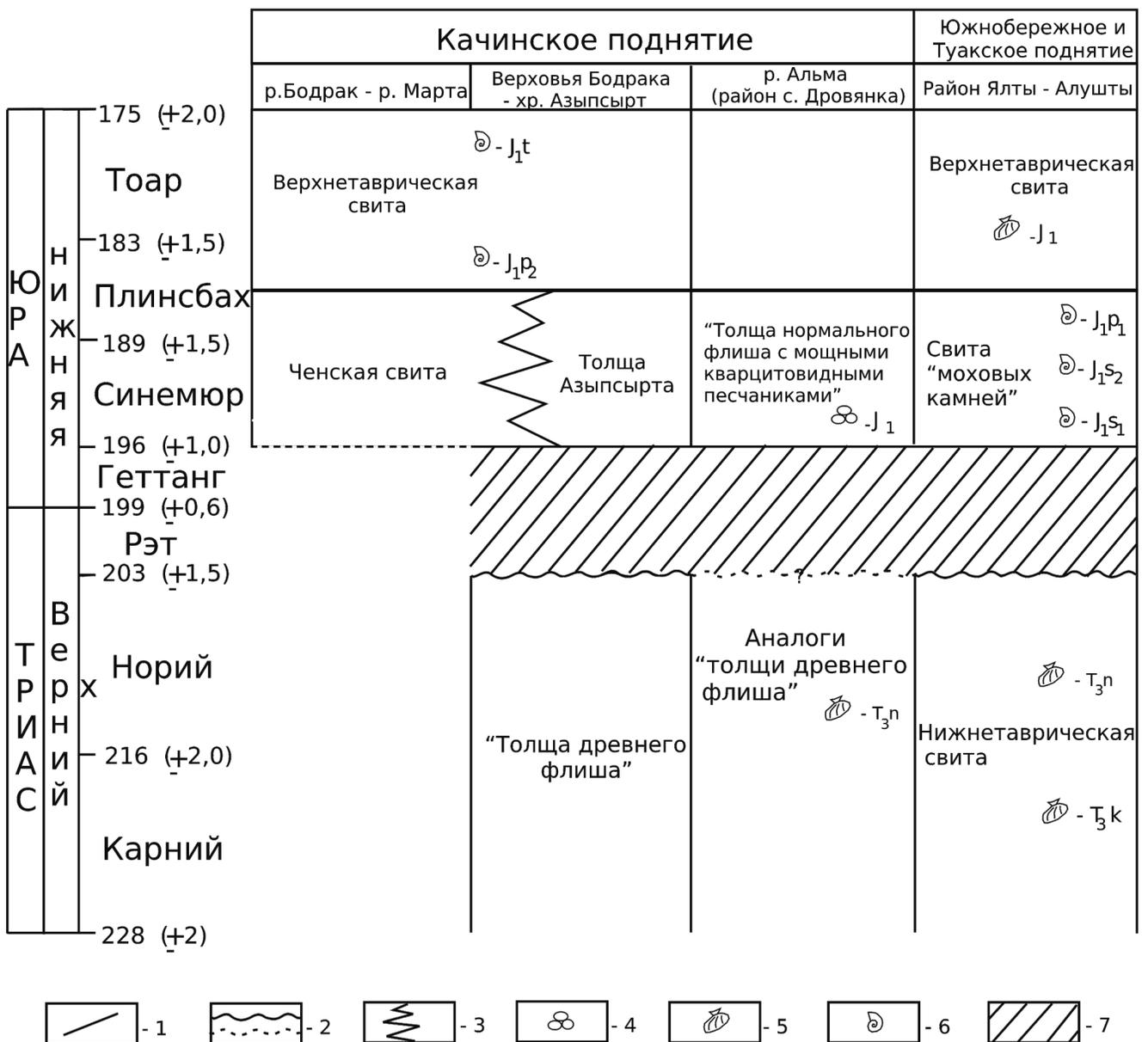


Рис. 2. Хроностратиграфическая схема соотношения толщ таврической серии; 1–2 — стратиграфические границы: 1 — согласные; 2 — несогласные (достоверные и предполагаемые); 3 — фациальные границы; 4–6 — находки ископаемых и их возраст: 4 — фораминиферы, 5 — двустворчатые моллюски, 6 — аммониты; 7 — стратиграфический перерыв

ровой части комплекса, составляющей всего 17%, преобладают *Klukisporites* (2,8%), *Syathidites* sp., *Dictiophyllidites*, *Leiotriletes*, *Lycopodiumsporites* (все по 1,9%) и *Marattisporites* (0,9%). Остальные группы спор зафиксированы в минимальных количествах.

Данный комплекс, основным характерным признаком которого является резкое преобладание голосеменных с обилием *Classopollis*, Г.Н. Шилова сопоставила с палинокомплексами верхней части средней юры Воронежского массива, Саратовского Поволжья, Приднестровья, Северного Кавказа и Абхазии и сделала вывод о батско-келловейском возрасте вмещающих его слоев, то есть ченкской свиты. Несмотря на явное несоответствие этого вывода с имеющимися геологическими данными, Арк.В. Тевелев с ним согласился, считая палинологические данные надежными и однозначными,

а геологические — сомнительными и противоречивыми. Некоторые литологические и структурные данные, полученные им при исследованиях в районе Обсерватории, указывают, по его мнению, на более молодой возраст ченкской свиты, чем верхнетаврической. Поскольку в келловее Крыма нет отложений, близких ченкской свите, Арк.В. Тевелев сопоставил ченкскую свиту с песчаниковыми толщами байосского — батского ярусов южного крыла Качинского поднятия, которые в литологическом отношении весьма сходны с ченкскими.

Совсем недавно опубликована статья А.Н. Стафеева с большой группой соавторов (2014), в которой на основе комплексного анализа стратиграфических, литологических и палинологических данных, анализа распределения глинистых минералов они делают новые выводы о стратиграфиче-

ском положении, возрасте и палеогеографических условиях формирования ченкской свиты. «Толща ченкских песчаников», по их мнению, это не стратиграфическое подразделение — свита, а песчаная фация дельтового комплекса крупной речной системы — «Палеодон», который формировался в позднплинсабахское и, главным образом, тоарское время. Со временем формирования «ченкских песчаников» связывается проявление ряда магматических и климатических событий в Крыму, на Северном Кавказе и на Скифской плите. Эта работа заслуживает серьезного анализа и обсуждения.

Важные новые данные приводятся и в статье А.В. Соловьева и М.А. Рогова (2010) по результатам трековых датировок цирконов из мезозойских терригенных комплексов Горного Крыма. По песчанам таврической серии получены датировки в интервале от 220 млн лет (карнийский век позднего триаса) до 154 млн лет (кимериджский век поздней юры). Эти авторы считают, что датировки соответствуют времени формирования таврической серии, правда, поднимая верхний предел ее возраста только до конца средней юры. Ченкскую свиту, по которой получена датировка 178,9 млн лет (тоарский век ранней юры), авторы считают более молодой, чем верхнетаврическая (яманская), и относят ее, видимо, к тоару. Считая, что проанализированные ими цирконы происходят из вулканических пород, формировавшихся синхронно с осадочными, авторы устанавливают три фазы проявления магматизма: позднетриасовую (карнийскую), раннеюрскую и среднеюрскую (аален — батскую). Эти данные также требуют серьезного анализа и оценки.

Обсуждение новых данных и выводы

Все три обсуждаемые работы не только содержат новые фактические данные. Важно то, что эти данные получены в результате применения новых методов исследования, которые ранее на данной территории или для данных объектов не использовались. Анализ этих работ, полученных результатов и выводов имеет не только регионально геологическое, но и методическое значение.

Выводы Арк.В. Тевелева и др. (2012) о пересмотре наших представлений о стратиграфическом положении и возрасте ченкской свиты не могут быть приняты по следующим причинам. Прежде всего, эти представления основаны на анализе всех стратиграфических, литологических, палеонтологических и структурных данных на всей площади распространения ченкской свиты и подтверждены сопоставлением разреза Качинского поднятия с разрезами Лозовской зоны Крыма, Южного берега Крыма и даже Южного склона Большого Кавказа. Тектоническое положение ченкской свиты и ее взаимоотношения с другими толщами показаны на геологических картах в статьях Д.И. Панова и др. (2009, 2011). Ставить эти данные под сомнение, основываясь на отдельных наблюдениях на ограниченных

участках в районе Обсерватории, на наш взгляд, некорректно.

Выводы палинологов о возрасте спорово-пыльцевых комплексов и содержащих их отложений нельзя принимать безоговорочно. Требуется серьезный анализ характера комплексов и их реального стратиграфического значения. Как уже отмечалось, основной (а по существу, единственной) характерной особенностью палинокомплекса ченкской свиты является резкое преобладание (83%) в нем пыльцы голосеменных и особенно высокое содержание (30%) группы *Classopollis* Pflug. Эти особенности связаны не с эволюцией растительных сообществ, а скорее с палеоэкологическими условиями их развития. Во многих регионах установлено, что стратиграфические уровни, к которым приурочены палинокомплексы с преобладанием пыльцы голосеменных и высоким содержанием *Classopollis*, соответствуют не рубежам в эволюции растительности, а эпохам аридизации и потепления климата в соответствующих регионах. В юрских отложениях фиксируется несколько палинокомплексов с высоким содержанием *Classopollis*, которые приурочены к нескольким стратиграфическим уровням в разных регионах.

Определяя возраст ченкской свиты, нужно сопоставить ее палинокомплекс с таким из известных уровней, чтобы эти определения не противоречили геологическим данным.

Первый (сверху вниз) и наиболее известный уровень распространения палинокомплексов с обилием *Classopollis* фиксируется в южной части Восточно-Европейской платформы и на Скифско-Туранской плите в верхах средней юры: в батском и, главным образом, келловейском ярусах. Естественно, что Г.Н. Шилова отнесла палинокомплекс ченкской свиты именно к этому наиболее известному уровню, а сама свита была сопоставлена с байосско-батскими песчаниковыми толщами южного крыла Качинского поднятия. Но эти толщи, как и другие подобные им песчано-глинистые, во многих случаях угленосные отложения в других местах Крымско-Кавказского региона, формировались в условиях гумидного климата и содержат спорово-пыльцевые комплексы совсем другого типа. Работами Ю.В. Тесленко и Г.Г. Яновской (1990) было показано, что в них резко преобладают споры папоротников и плауновых, а содержание *Classopollis* минимально.

Арк.В. Тевелев с коллегами провели спорово-пыльцевой анализ отложений, вскрытых в двух разрезах байосско-батских песчаниковых толщ в долине р. Бельбек: «Плотинное» и «Соколиное». Полученные палинологические комплексы (определение того же палинолога Г.Н. Шиловой) резко отличаются от такового из ченкской свиты. В комплексе «Плотинное» преобладают (72%) споры папоротников, а содержание *Classopollis* не превышает 4,6%. В разрезе «Соколиное» доминирует пыльца голосеменных, но содержание *Classopollis* при этом еще меньше (1,3%). В споровой части спектра

в обоих разрезах сокращается содержание спор древних папоротников, а основную массу составляют споры более молодых среднеюрских *Maratisporites*, *Dicksonia*, *Osmundocidites*. Таким образом, палинологические данные не дают основания для отнесения ченкской свиты к верхам средней юры.

Следующий уровень распространения палинокомплексов с преобладанием пыльцы голосеменных и высоким содержанием *Classopollis* относится к тоарскому ярусу. Самый типичный палинокомплекс такого типа описан О.П. Ярошенко (1965) на Северном Кавказе. Присутствует этот палинокомплекс и в Крыму на Качинском поднятии, на правом берегу р. Бодрак в отложениях нижнеджидайской подсвиты тоарского возраста (Панов и др., 1994). Содержание *Classopollis* достигает здесь 18–30%. Ченкский палинокомплекс наиболее сходен именно с этим — тоарским палинокомплексом, а не с баткелловейским, как первоначально предполагалось (Арк.В. Тевелев и др., 2012). Однако с логично следующим из этого выводом о тоарском возрасте ченкской свиты также нельзя согласиться по двум причинам. Во-первых, он противоречит геологическим данным. Во-вторых, отложения несомненно тоарского возраста, известные в бассейне р. Бодрак, представлены толщами совсем другого типа, не имеющими ничего общего с ченкской свитой.

Еще один наиболее древний уровень развития палинокомплексов с *Classopollis* был выявлен давно (Петросянц, 1980) и теперь основательно забыт. Палинокомплекс с *Classopollis* получен на правом берегу р. Бодрак из средней части мендерской толщи, которая представляет собой глинистую фацию эскиординской свиты синемюр-нижнеплинсбахского возраста. Непосредственно в слоях, из которых получен палинокомплекс, найдены многочисленные аммониты *Angulaticeras* spp., чем доказан позднесинемюрский возраст этой толщи. Основную часть палинокомплекса (60–74%) составляют пыльцевые зерна голосеменных, главным образом, *Classopollis* spp. и *Circulina* spp., меньше — *Sycadopites* spp. и *Caytonipollenites* spp. В споровой части спектра преобладают *Cyatidites* spp., *Toroisporites*, *Neoraistrickia*. Для нижней чисто глинистой части мендерской толщи характерен совсем другой палинокомплекс, с резким преобладанием спор папоротников (Панов и др., 1994). Позднесинемюрский палинокомплекс с *Classopollis* получен из маломощной пачки известковистых алевролитов, которая прослеживается в средней части мендерской толщи и содержит ряд линз органогенно-обломочных известняков с обилием остатков брахиопод, пелеципод, криноидей. В них же относительно часто встречаются и фрагменты раковин груборебристых аммонитов *Echioceras* spp. Скорее всего, эта пачка фиксирует кратковременный эпизод обмеления бассейна, сопровождавшийся (или связанный с) потеплением и аридизацией климатической обстановки. А если так, то позднесинемюрский уровень с обилием *Classopollis* — это и

есть тот стратиграфический уровень, к которому следует отнести палинокомплекс ченкской свиты. Отнесение ченкского палинокомплекса, полученного из средней части свиты, к верхнему синемюру подтверждает синемюр-нижнеплинсбахский возраст ченкской свиты в целом, установленный по геологическим данным.

В свете изложенного становится понятным, почему позднесинемюрский уровень распространения палинокомплексов с *Classopollis*, установленный 35 лет тому назад, до настоящего времени оставался не оцененным и забытым. Дело в том, что мендерская глинистая фация эскиординской свиты, в которой М.А. Петросянц (1980) обнаружила палинокомплекс, пользуется ограниченным распространением в Лозовской зоне, присутствуя в бассейне р. Бодрак. На основной территории Качинского поднятия этот интервал разреза представлен ченкской свитой, из которой палинокомплексы до сих пор просто не умели извлекать. Арк.В. Тевелев с коллегами и палинолог Г.Н. Шилова, открыв ченкский палинокомплекс, впервые показали, что позднесинемюрский уровень распространения палинокомплексов с *Classopollis* имеет региональное стратиграфическое значение и должен использоваться при стратиграфической корреляции нижнеюрских отложений.

Новейшая статья А.Н. Стафеева с коллегами (2014) заслуживает особого внимания, так как изложенные в ней новые и интересные выводы вроде бы основаны на большом и разнообразном геологическом материале, проанализированном комплексом методов. Однако в работе нет главного: надежной и конкретной стратиграфической и структурной основы.

Главный вывод о стратиграфическом положении толщи ченкских песчаников и ее тоарском возрасте основан на анализе одного геологического профиля, проходящего с севера на юг от плато Обсерватория через гору Ченка к долине р. Марта (Стафеев и др., 2014; рис. 2). На профиле изображена широкая (более 2 км) моноклираль, сложенная толщами согласно залегающих отложений (с нормальным падением к северу). По мнению авторов, ченкские песчаники на южном склоне горы Ченка стратиграфически согласно налегают на аргиллитовую толщу с позднеплинсбахскими *Seirocrinus laevisutus* Pomr., а в северо-восточной части плато Обсерватория так же согласно перекрываются флишевой толщей, возраст которой не указан.

Однако таких широких моноклиралей (более 2 км) в таврической серии, имеющей в этом районе складчато-надвиговую структуру, не существует. В действительности, толща ченкских песчаников слагает своды и северные крылья двух запрокинутых антиклинальных складок, южные запрокинутые крылья которых срезаны крутыми взбросо-надвигами (см. геологическую карту в статье Д.И. Панова

и др. (2009)). На северных и северо-восточных крыльях обеих складок ченкская свита согласно перекрывается толщами I, II и III верхнетаврической свиты, залегающими в нормальной стратиграфической последовательности и имеющими палеонтологически доказанный позднеплинсбахский возраст (о чем подробно сказано в первой части нашей статьи).

Никаких других конкретных стратиграфических или структурных данных о стратиграфическом положении ченкской свиты в статье А.Н. Стафеева и др. (2014) нет. Сознвая это, А.Н. Стафеев и др. предприняли попытку сопоставить толщу ченкских песчаников с другими подразделениями, имеющими, по их представлениям, позднеплинсбахско-тоарский возраст, прежде всего с саблынской свитой В.И. Славина. Действительно, В.И. Славин, выделивший саблыную свиту из нижней части эскиординской свиты А.С. Моисеева, первоначально отнес ее к верхнему плинсбаху — тоару. Однако в последующей работе (Славин, 1986) он понизил возраст свиты, отнеся ее к верхнему синемюру — нижнему плинсбаху. Д.И. Панов (2009) на основе анализа всех разрезов Лозовской зоны заключил, что саблынская «свита» представляет собой песчаную фацию эскиординской свиты, имеющей в целом позднесинемюрский — плинсбахский возраст. В Симферопольском районе эта фация слагает нижнюю часть свиты и имеет позднесинемюрско-раннеплинсбахский возраст, в бассейне р. Альмы, где находится стратотип «свиты», она замещает весь разрез и соответствует верхнему синемюру — плинсбаху. Тоара в саблынской «свите» нет. Поэтому сопоставление с ней ченкской толщи песчаников не может служить основанием для определения

позднеплинсбахского — тоарского возраста последней.

Но главное даже не в этом, а в том, что для сопоставлений А.Н. Стафеев с коллегами используют не разрезы саблынской «свиты», указанные В.И. Славным, а составленный ими «разрез» отложений Лозовской зоны в долине р. Бодрак.

По нашим представлениям, верхнетриасовые и нижнеюрские отложения в долине р. Бодрак имеют сложную складчато-надвиговую структуру (рис. 3). Они слагают ряд запрокинутых антиклинальных и синклинальных складок, которые надвинуты друг на друга по поверхностям крутых надвигов. Юго-восточная синклинальная складка сложена верхнесинемюрско-плинсбахскими отложениями мендерской толщи (глинистая фация эскиординской свиты). Северо-западнее расположена запрокинутая антиклиналь, сложенная песчано-алевролитовыми отложениями верхнетриасовой салгирской свиты. Ее позднетриасовый возраст надежно обоснован многочисленными находками верхненорийских *Monotis* spp. в песчаниках по всей полосе ее распространения (Болотов, Донт, 1999; Короновский, Милеев, 1974; Панов, 2002; Панов и др., 1994) и характерным норийско-рэтским спорово-пыльцевым комплексом в алевролитах (Болотов и др., 2004).

Указание на присутствие в этой толще спорово-пыльцевых комплексов плинсбахского возраста (Стафеев и др., 2014, рис. 4) — очевидное недоразумение. К северо-западу от антиклинали и до подошвы несогласно залегающих верхнебайосских отложений фрагменты складок сложены тоарскими отложениями джидайрской свиты, среди которых

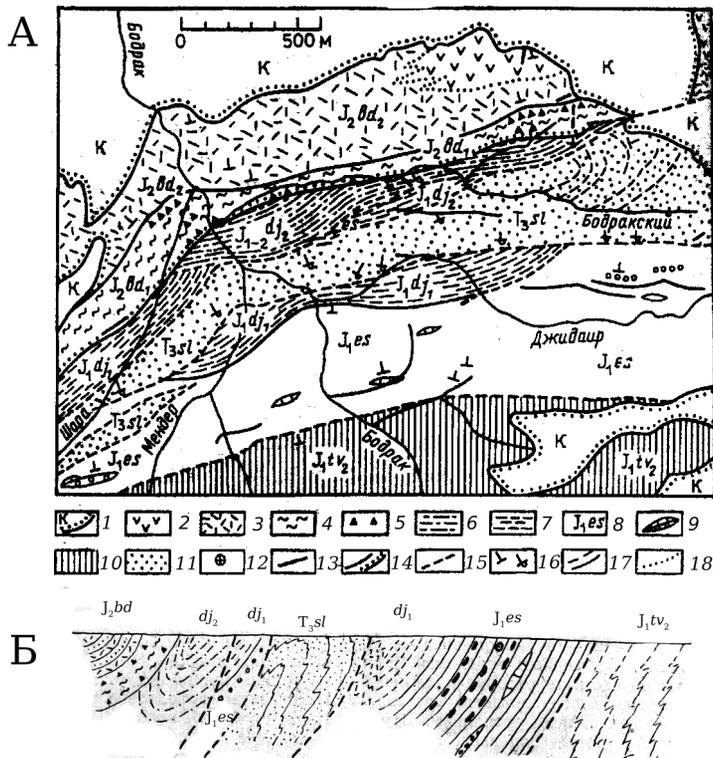


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Лозовской зоны в долине р. Бодрак (А): 1 — меловые отложения; 2–3 — верхнебодракская подсвита (верхний байос, J_2bd_2); 2 — эффузивы андезибазальтового состава, 3 — вулканогенно-осадочная толща; 4–5 — нижнебодракская подсвита (верхний байос, J_2bd_1); 4 — карбонатные алевритистые глины, 5 — горизонты осадочных брекчий; 6 — верхнеджидайрская подсвита (верхний тоар — нижний аален, $J_{1-2}dj_2$); 7 — нижнеджидайрская подсвита (нижний тоар, J_1dj_1); 8–9 — эскиординская свита (верхний синемюр — плинсбах, J_1es): 8 — глины с горизонтами олистостром, 9 — линзы известняков, кварцевых песчаников и конгломератов; 10 — верхнетаврическая свита (нижняя юра, J_1tv_2); 11 — салгирская свита (норийский ярус верхнего триаса, T_3sl); 12 — «экзотическая» глыба каменноугольных известняков; 13 — дайки и силлы верхнебайосских андезибазальтов и микродиоритов; 14 — стратиграфические границы, согласные и несогласные; 15 — разрывные нарушения; 16 — элементы залегания слоев, нормального и запрокинутого; 17 — маркирующие горизонты, отцифрованные по аэрофотоснимкам; 18 — границы фациальных комплексов. Схематический геологический профиль по правобережью р. Бодрак (Б): J_2bd — бодракская свита; $J_{1-2}dj_2$ — верхнеджидайрская подсвита; J_1dj_1 — нижнеджидайрская подсвита; J_1es — эскиординская свита; J_1tv_2 — верхнетаврическая свита; T_3sl — салгирская свита

на правом склоне долины есть тектоническая чешуя, образованная кварцевыми песчаниками и конгломератами эскиординской свиты (верхний синемюр — плинсбах). Складчато-надвиговая (или даже чешуйчато-складчатая) структура Лозовской зоны в долине р. Бодрак отображена в реальных геологических профилях и на геологических картах в ряде опубликованных работ (Короновский, Милеев, 1974; Милеев и др., 1989; Панов, 2002; Панов и др., 1994).

Однако А.Н. Стафеев с коллегами (2014) возвращаются к представлениям сорокалетней давности, интерпретируя разрез Лозовской зоны по Бодраку (как и разрез через гору Ченка) как крутую моноклираль, сложенную согласно залегающими толщами отложений с общим падением к северо-западу. Последовательность толщ в этом «разрезе» соответствует последовательности их выходов на правобережье р. Бодрак с юго-востока на северо-запад. Для расчленения сконструированного таким образом «разреза» А.Н. Стафеев и др. (2014) использовали стратиграфическую схему В.И. Славина, причем в ее первоначальном варианте, без учета последующих изменений и уточнений (Панов, 2002; Славин, 1986).

В результате в составленном ими «разрезе» в «саблыньскую свиту» были включены никак не связанные друг с другом разновозрастные толщи. Из рис. 4 в статье А.Н. Стафеева видно, что к нижней части «нижнесаблыньской подсвиты» отнесена верхняя часть мендерской глинистой толщи (верхний синемюр — плинсбах), слагающая юго-восточную синклинальную складку, а к верхней части — песчано-алевролитовые отложения верхнетриасовой салгирской свиты, слагающие антиклиналь. К «верхнесаблыньской подсвите» отнесена часть флишоидной джидайрской свиты тоарского возраста, которая выполняет тектонические чешуи (фрагменты складок) к северо-западу от антиклинали. Хорошо, что в поле зрения авторов не попала заключенная среди этих отложений тектоническая пластина пород эскиординской свиты на правобережье р. Бодрак. А то бы и она вошла в состав «верхнесаблыньской подсвиты».

Проведение нижней границы «саблыньской свиты» внутри единой глинистой мендерской толщи так же ничем не обосновано и непонятно, как и положение ее верхней границы в однообразных флишоидных толщах джидайрской свиты. Включение в состав «саблыньской свиты» верхнетриасовых отложений салгирской свиты, возраст которой доказан палеонтологическими и палинологическими данными, нельзя признать обоснованным. Очевидно, что любые сопоставления других толщ с таким «разрезом» лишены всякого смысла.

Характеризуя состав глинистых минералов в ченкской толще, А.Н. Стафеев и др. (2014) отмечают, что близкие минеральные комплексы в Горнокрымской зоне присутствуют в толще IV (J, p_2 -t) верхнетаврической свиты, а в Лозовской зоне —

в верхней части «саблыньской свиты» (в «разрезе» по р. Бодрак), содержащей плинсбахский и тоарский палинокомплексы. В первом случае вызывает сомнение вывод о сходстве: в ченкской свите практически отсутствует каолинит, а в толще IV он всегда есть в большом количестве (11–44%). Сходный состав глинистых минералов свойствен всем толщам верхнетаврической свиты, а не характеризует исключительно стратиграфический уровень верхнего плинсбаха — тоара.

Авторы обсуждаемой статьи утверждают, что «в нижнетоарских глинах Крыма» меняется состав глинистых минералов: исчезает каолинит, а в большом количестве содержатся апопелловый смектит и хлорит-смектит. Последнее связывается с плинсбахско-тоарской эпохой проявления вулканизма в Крыму. Ввиду отсутствия точной стратиграфической (о каких глинах идет речь, к каким свитам они относятся, чем доказан их возраст?) привязки эти данные и выводы можно было бы и не обсуждать. Тем не менее отметим, что каолинит, причем в достаточном количестве, есть в тоарских отложениях верхнетаврической и джидайрской свит (Панов и др., 2004, 2009). Апопелловые глинистые минералы, по тем же данным, отсутствуют в тоарских отложениях, но имеются в значительных количествах в породах верхнетриасовой салгирской свиты.

Плинсбахско-тоарская эпоха проявления вулканической деятельности в Крыму, которая неоднократно упоминается в обсуждаемой статье, — это представления полувековой давности, основанные на ошибочном определении возраста петропавловской вулканогенной толщи в Симферопольском районе. Петропавловская свита имеет в действительности позднебайосский возраст, а с раннеюрским вулканизмом связаны только линзовидные горизонты туфогенных пород средне-кислого состава на Бодрак-Альминском водоразделе. Эти образования были детально изучены В.С. Милеевым и др. (1989) и Д.И. Пановым, А.Г. Степановым (2002). По данным последних авторов, эти линзовидные пачки представляют собой еще одну — вулканогенную — фацию эскиординской свиты (верхний синемюр — плинсбах), выделяющуюся в кровле свиты. Именно с этими проявлениями вулканизма на северном борту формирующегося Горнокрымского бассейна связано присутствие (до 30%) свежей вулканокластики средне-кислого состава в верхней части толщи ченкских песчаников.

А.Н. Стафееву и его коллегам, как и предшествующим исследователям, не удалось получить удовлетворительный палинокомплекс из ченкской свиты. Для определения ее возраста они используют палинокомплекс, полученный Арк.В. Тевелевым и др. (2012), сравнивая его с таковыми из других толщ. Наибольшее сходство палинокомплекс ченкской толщи обнаруживает, по их мнению, с тоарским палинокомплексом «из верхней части саблыньской свиты на правом берегу Альмы». Но, как уже отмечалось выше, саблыньская «свита», пред-

ставляющая собой песчаную фацию эскиординской свиты, в долине р. Альмы относится по возрасту к верхнему синемюру — плинсбаху и никакого тоара в ней нет (Панов, 2002; Славин, 1986). Да и само сходство палинокомплексов весьма сомнительно. Характерной особенностью ченкского палинокомплекса является резкое преобладание в нем пыльцы голосеменных и с обилием *Classopollis* (до 30%), а в палинокомплексе верхов саблынской «свиты» содержится 45–56% спор и только 4–10% *Classopollis*.

Верхний предел возраста ченкской свиты А.Н. Стафеев и др. (2014) определяют на основе анализа микроструктурных деформаций в ченкских песчаниках, связывая их с проявлениями донецкой фазы складчатости на рубеже раннего и позднего тоара. Почему? Вопреки их утверждению, по нашим представлениям, донецкая фаза в Крыму вообще не проявлялась.

В целом состояние и характер материала, изложенного в обсуждаемой статье, хорошо иллюстрируются схемой сопоставления (Стафеев и др., 2014, рис. 4). В ней «разрезы» по р. Бодрак и через гору Ченка совершенно бесосновательно параллелизуются с вырванным из общей последовательности слоев разрезом толщи IV верхнетаврической свиты. Такой материал не может служить основанием для пересмотра наших представлений о стратиграфическом положении и возрасте ченкской свиты, которые были обстоятельно изложены в первой части статьи. Выводы о том, что ченкские песчаники — это часть дельтового комплекса верхнего плинсбаха — нижнего тоара, о характере и последовательности геологических событий в позднем плинсбахе и раннем тоаре могут рассматриваться только при наличии надежной стратиграфической базы, а ее, как нами показано, нет.

О работе А.В. Соловьева и М.А. Рогова (2010) можно сказать короче. Получение новых данных о возрасте триасовых и юрских отложений Горного Крыма на основе использования современных физических методов — огромное достижение. Естественно, что на эти данные ссылаются авторы двух уже обсуждавшихся статей; их, конечно, будут использовать и другие исследователи. Но именно поэтому следует подчеркнуть, что полученные А.В. Соловьевым и М.А. Роговым данные крайне противоречивы. По нашим представлениям, в овраге Яман вскрывается самая верхняя часть таврической серии, датированная раннетоарскими аммонитами *Dactylioceras*. Однако именно здесь получены самые древние цифры в 220,1 млн лет (карний-

ский ярус триаса). И, напротив, на Южном берегу Крыма преимущественным распространением пользуется нижнетаврическая свита поздне триасового возраста. Именно здесь сделаны почти все находки поздне триасовых *Monotis*. Но здесь наряду с цифрой 193,6 млн лет (синемюр) получены гораздо меньшие значения: 167,1 млн лет (бат) и 154,0 млн лет (кимеридж). Даже если допустить, что последние две цифры получены для среднеюрских отложений, которые авторы приняли за таврическую серию, противоречия очевидны. Тем более что цифра 169,9 млн лет (байос) получена для демерджинской свиты, занимающей заведомо более высокое стратиграфическое положение.

Видимо, соотношения между трековым возрастом цирконов и возрастом содержащих их песчаников сложнее, чем это представляется авторам, либо сам метод допускает разброс значений и случайные датировки.

Исходя из этого, мы не считаем достаточно обоснованным заключение А.В. Соловьева и М.А. Рогова (2010) о стратиграфическом положении ченкской свиты выше яманской (верхнетаврической) и о ее тоарском возрасте, сделанное на основании датировки 178,9 млн лет, полученной для одного образца ченкских песчаников из района плато Обсерватория.

Выводы

1. Наши представления о стратиграфическом положении и возрасте ченкской свиты основаны на анализе всех стратиграфических, структурных, литологических и палеонтологических данных. Распространение ченкской свиты, условия ее залегания и соотношение с другими толщами отображены на геологических картах и реальных геологических профилях в ряде опубликованных работ.

2. Новые палинологические данные, результаты трекового датирования и т.п. требуют углубленной геологической интерпретации и согласования с геологическими данными. Представления о стратиграфическом положении и возрасте толщ, о палеогеографических условиях их формирования, о последовательности геологических событий должны строиться на надежной стратиграфической и структурной основе.

3. Анализ новых материалов, представленных в статьях А.В. Соловьева и М.А. Рогова (2010), Арк.В. Тевелева и др. (2012) и А.Н. Стафеева и др. (2014), показывает, что они не дают достаточных оснований для кардинального пересмотра наших представлений и формулирования новых выводов.

ЛИТЕРАТУРА

Болотов С.Н., Донт А.В. О новой находке *Monotis Bronn*, 1830 (*Monotidae*. *Bivalvia*) в долине р. Бодрак (Горный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1999. № 4. С. 71–74.

Болотов С.Н., Панов Д.И., Ярошенко О.П. Новые данные о палинологической характеристике триасовых и лейасовых отложений бассейна р. Бодрак (Крым) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79, вып. 3. С. 13–19.

- Кликушин В.Г.* О триасовых и раннеюрских криноидеях Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63, вып. 6. С. 46–54.
- Королев В.А.* Первая находка ископаемого растения в отложениях таврической серии (юго-западная часть Горного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1983. № 2. С. 81–82.
- Короновский Н.В., Милеев В.С.* О соотношении отложений таврической серии и эскиординской свиты в долине р. Бодрак (Горный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1974. № 1. С. 80–87.
- Логвиненко Н.В., Карпова Т.В., Шапошников Д.П.* Литология и генезис таврической формации Крыма. Харьков: Изд-во Харьковского ун-та, 1961. 400 с.
- Милеев В.С., Вишневский Л.Е., Фролов Д.К.* Триасовая и юрская системы // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 5–66.
- Муратов М.В.* О стратиграфии триасовых и нижнеюрских отложений Крыма // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1959. № 11. С. 31–41.
- Панов Д.И.* Стратиграфия триасовых и нижне-среднеюрских отложений Лозовской зоны Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77, вып. 3. С. 13–25.
- Панов Д.И.* Новая региональная стратиграфическая схема верхнетриасовых и нижнеюрских отложений Горного Крыма и ее сопоставление с разрезом Южного склона Большого Кавказа // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. IV Всерос. совещ.: науч. мат-лы. СПб.: Изд-во ЛЕМА, 2011. С. 161–162.
- Панов Д.И., Болотов С.Н., Косоруков В.Л.* и др. Стратиграфия и структура таврической серии (верхний триас — лейас) Качинского поднятия Юго-западного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84, вып. 5. С. 52–73.
- Панов Д.И., Болотов С.Н., Никишин А.М.* Схема стратиграфического расчленения триасовых и нижнеюрских отложений Горного Крыма // Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона. Сб. докл. III Междунар. конф. «Крым — 2001». Симферополь: Изд-во Таврия-Плюс, 2001. С. 127–134.
- Панов Д.И., Болотов С.Н., Самарин Е.Н., Гостев М.Ю.* Перерывы в разрезе триасово-юрских отложений Горного Крыма и их историко-геологическое значение // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2004. № 2. С. 21–31.
- Панов Д.И., Бурканов Е.Н., Гайдук В.В., Илькевич Д.Г.* Новые данные по геологии триасовых и нижнеюрских отложений в междуречье Марты и Бодрака (юго-западная часть Горного Крыма) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1978. № 1. С. 47–55.
- Панов Д.И., Гуцин А.И., Смирнова С.Б., Стафеев А.Н.* Новые данные о геологическом строении триасовых и юрских отложений Лозовской зоны Горного Крыма в бассейне р. Бодрак // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1994. № 3. С. 19–29.
- Панов Д.И., Панченко И.В., Косоруков В.Л.* Нижне-таврическая свита (верхний триас) на Качинском антиклинальном поднятии Горного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2011. № 2. С. 13–21.
- Панов Д.И., Степанов А.Г.* Нижнеюрский вулканогенный горизонт на Бодрак-Альминском водоразделе (Горный Крым) и его аналоги в Горном Крыму и на Большом Кавказе // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2002. № 1. С. 14–21.
- Петросяниц М.А.* Нижнеюрский палинокомплекс бассейна р. Бодрак (Горный Крым) // Тр. ВНИГНИ. 1980. Вып. 217. С. 101–107.
- Славин В.И.* Новые данные о саблынской свите в Лозовской зоне Горного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1986. № 2. С. 29–35.
- Соловьев А.В., Рогов М.А.* Первые трековые датировки цирконов из мезозойских комплексов полуострова Крым // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 18, № 3. С. 74–82.
- Стафеев А.Н., Суханова Т.В., Латышева И.В.* и др. Ченкская толща песчаников (нижняя юра) Горного Крыма: стратиграфия и условия осадконакопления // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2014. № 5. С. 40–48.
- Тевелев Арк.В., Коварская В.Е., Татаринова Д.С.* Литологический состав, спорово-пыльцевые спектры и условия образования пород ченкской свиты Юго-Западного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2012. № 2. С. 14–24.
- Тесленко Ю.В., Яновская Г.Г.* Среднеюрская флора Горного Крыма. Киев: Наукова думка, 1990. 160 с.
- Фролов В.Т.* Флишевая формация — уточнение понимания // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63, вып. 4. С. 16–32.
- Шалимов А.И., Логвиненко Н.В.* Стратиграфия. Таврическая серия. Юрская система. Нижний отдел // Геология СССР. Т. VIII. Крым. М.: Недра, 1969. С. 89–99.
- Ярошенко О.П.* Спорово-пыльцевые комплексы юрских и нижнемеловых отложений Северного Кавказа и их стратиграфическое значение // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1965. Вып. 117. 108 с.

CHENKA FORMATION (LOWER JURASSIC) IN SOUTH-WEST CRIMEA: PROBLEMS OF STRATIGRAPHICAL POSITION AND AGE

D.I. Panov

Our model of the stratigraphic position and age of Chenka Formation reliably founded by complex of structural, stratigraphical, lithological and paleontological data. Revision of this model requires the same serious geological foundation. Analysis of new materials, presented in articles of A.V. Solovov and M.A. Rogov (2010), Ark.V. Tevelev et al. (2012) and A.N. Stafeyev et al. (2014) shows that these authors not give this foundation.

Key words: Kacha Uplift, Lower Jurassic, structure, stratigraphy, palynology, clay minerals, fission tracks age.

Сведения об авторе: *Панов Дмитрий Иванович* — канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотр. каф. региональной геологии и истории Земли геологического ф-та МГУ имени М.В. Ломоносова, *e-mail:* panov.msu@mail.ru