

УДК 551.76 (477.75)

Д.И. Панов, С.Н. Болотов, Е.Н. Самарин, М.Ю. Гостев

ПЕРЕРЫВЫ В РАЗРЕЗЕ ТРИАСОВО-ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРНОГО КРЫМА И ИХ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В статье мы рассматриваем перерывы в средне-верхнетриасовых и нижне-среднеюрских (докелловейских) отложениях, не касаясь верхнеюрских. После известных работ классиков крымской геологии А.С. Моисеева [12], М.В. Муратова [14, 15], В.Ф. Пчелинцева [23], К.К. Фохта [27] утвердилось представление о существовании в Крыму единой таврической серии, относящейся по возрасту к позднему триасу—лейасу и отделенной перерывом в аалене и несогласным залеганием от вышележащих байосско-битакских образований. На этом основании предполагалось непрерывное развитие на территории Горного Крыма геосинклинального прогиба в позднем триасе—лейасе, формирование которого завершилось складчатостью и образованием складчатого сооружения, которое затем было несогласно перекрыто байосскими отложениями. В.С. Милеев [11] предполагает еще более длительное развитие Горнокрымского бассейна — со среднего триаса до раннего байоса.

Высказывавшиеся предположения о существовании перерыва или даже фазы складчатости (салгирской) между триасом и юрой [5, 13] ничего по сути не меняли, так как были основаны на совмещении в одном разрезе отложений разных тектонических зон (см. ниже). Только недавно появились работы [3, 16, 17], в которых акцентируется внимание на триасово-юрском перерыве и существенной структурной перестройке в это время. По-иному обстоит дело с вопросом о лейасово-байосском перерыве. В последние годы появилось много работ, авторы которых описывают в Крыму единые толщи тоарско-байосского возраста (бешуйская, битакская, ургулийская свиты; джидайрская, по В.С. Милееву, сараманская толщи), т.е. отрицают существенную роль этого перерыва [5, 6, 11, 26].

Мы рассматриваем проблему перерывов комплексно — путем анализа стратиграфических и литологических материалов. Стратиграфические данные проанализированы Д.И. Пановым, описания шлифов зернистых пород выполнены М.Ю. Гостевым, Е.В. Макаровой, Е.А. Матвеевой, Н.А. Шишковым при консультации Ю.В. Ростовцевой; обобщение и анализ этих данных — Д.И. Пановым с использованием материалов В.С. Милеева [11]. Рентгеноструктурные исследования выполнены В.Г. Шлыковым; он же совместно с Е.Н. Самариным провел сравнительную характеристику кристаллохимических особенностей глинистых минералов, входящих в состав анализируемых пород. Обобщение и геологическая интерпретация данных принадлежат всем авторам статьи.

Стратиграфические данные

В последние годы нами опубликованы две работы [18, 19], в которых изложены новые схемы стратиграфического расчленения триасово-юрских отложений, позволяющие проанализировать вопрос о перерывах со стратиграфической точки зрения. При этом мы исходили из того, что в триасовое и ранне-среднеюрское время на территории Горного Крыма обособлялись две структурно-фациальные зоны: Лозовская и Горнокрымская [24], которые характеризуются разными типами отложений, набором и последовательностью залегания свит.

Лозовская зона соответствовала северной краевой части триасово-лейасового Горнокрымского бассейна; отложения представлены здесь относительно мелководными шельфовыми фациями. В целом разрез Лозовской зоны расчленяется на 6 свит [18], рис. 1: курцовская (T_2l-T_3n), салгирская (T_3n), эскиординская (J_1s_2-p), джидайрская ($J_1t-J_2a_1$), битакская ($J_2a_2-b_1$) и бодракская (J_2b_2). Две нижние свиты связаны непрерывным переходом, а эскиординская свита, отличающаяся резкой фациальной изменчивостью, на всей территории Лозовской зоны трансгрессивно налегает на разные горизонты триасовых отложений, чем и определяется наличие регионального триасово-лейасового перерыва. Трансгрессивное залегание грубообломочной фации подтверждается наличием в ней обломков пород из курцовской и салгирской свит, а глинистой фации (мендерская толща) — присутствием большого количества переотложенных триасовых спор. Многочисленные находки монотисов и аммонидей в салгирской свите определяют ее норийский возраст; в самых нижних слоях эскиординской свиты (в глинистой и грубообломочной фациях) содержатся позднесинемюрские аммониты *Angulaticeras*, *Echio-ceras*, *Paltechioceras*, следовательно, перерыв должен отвечать по времени рэтскому, геттангскому векам и раннему синемюру. Более того, так как аммониты из эскиординской свиты характерны для двух верхних зон верхнего синемюра, то перерыв мог быть даже более продолжительным, захватывая и начало позднего синемюра, т.е. 12,5 млн лет по шкале [29].

В.С. Милеев [11] возраст глинистого матрикса мендерской толщи (глинистая фация эскиординской свиты, по нашей схеме) определил в пределах от ладинского до синемюрского ярусов, что ставит под сомнение наличие триасово-лейасового перерыва. Этот, на наш взгляд, ошибочный вывод проистекает из отнесения к мендерской толще без особых на то основа-

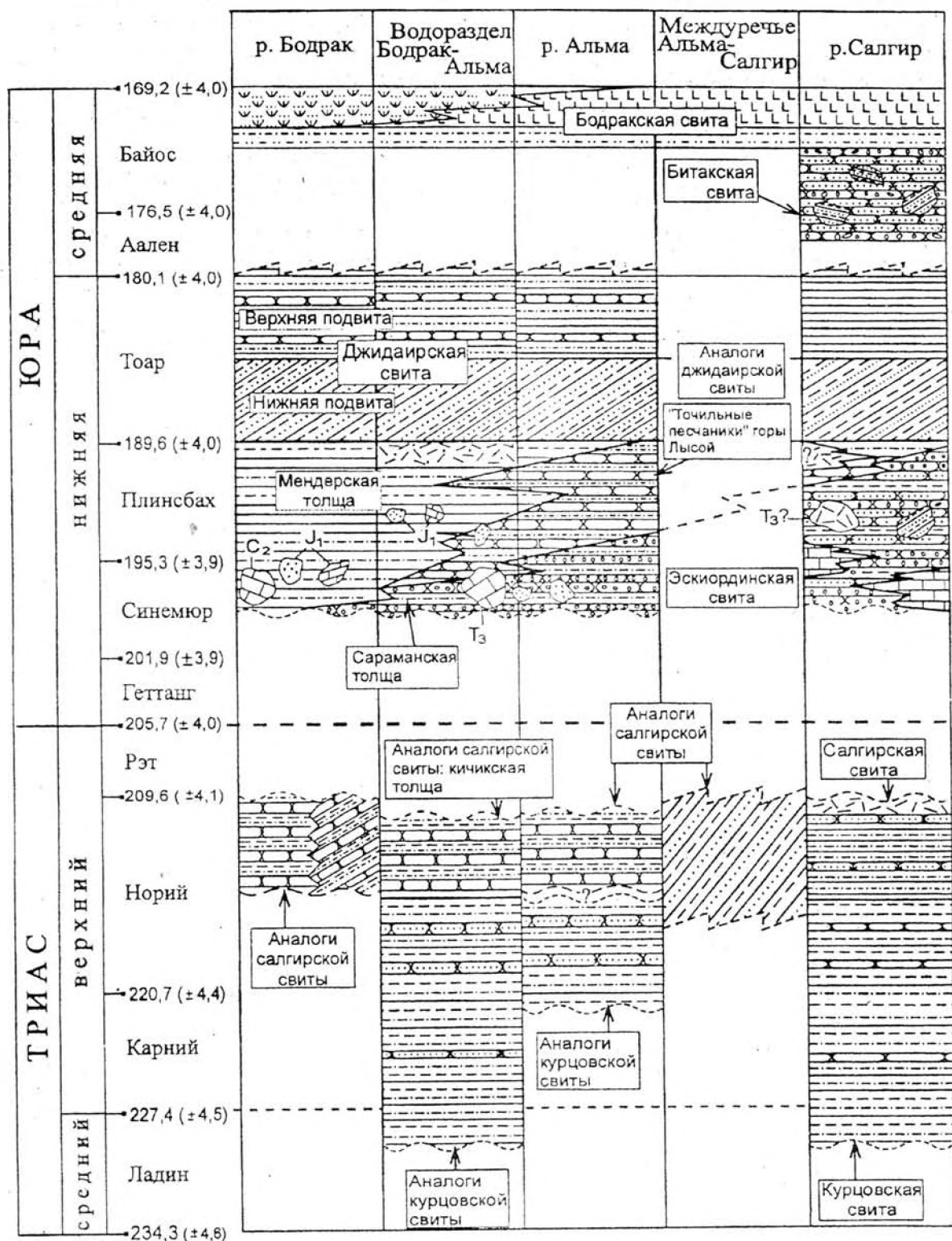


Рис. 1. Хроностратиграфическая схема расчленения триасовых и нижне-среднеюрских отложений Лысовской зоны

ный тектонических "клиньев" глинисто-алеуритовых пород с ладинскими пелелиподами (курцовская свита, по нашей схеме) на правом берегу Салгира. Верхнетриасовый—нижнеюрский возраст кичикской толщи (по нашей схеме, это фрагмент салгирской свиты) В.С. Милесвым принят условно. Об обоснова-

нии верхнетриасового—нижнебайосского возраста сараманской толщи будет сказано ниже. Пока можно отметить, что доказательных данных, противоречащих представлению о наличии триасово-лейасового перерыва, на сегодня нет.

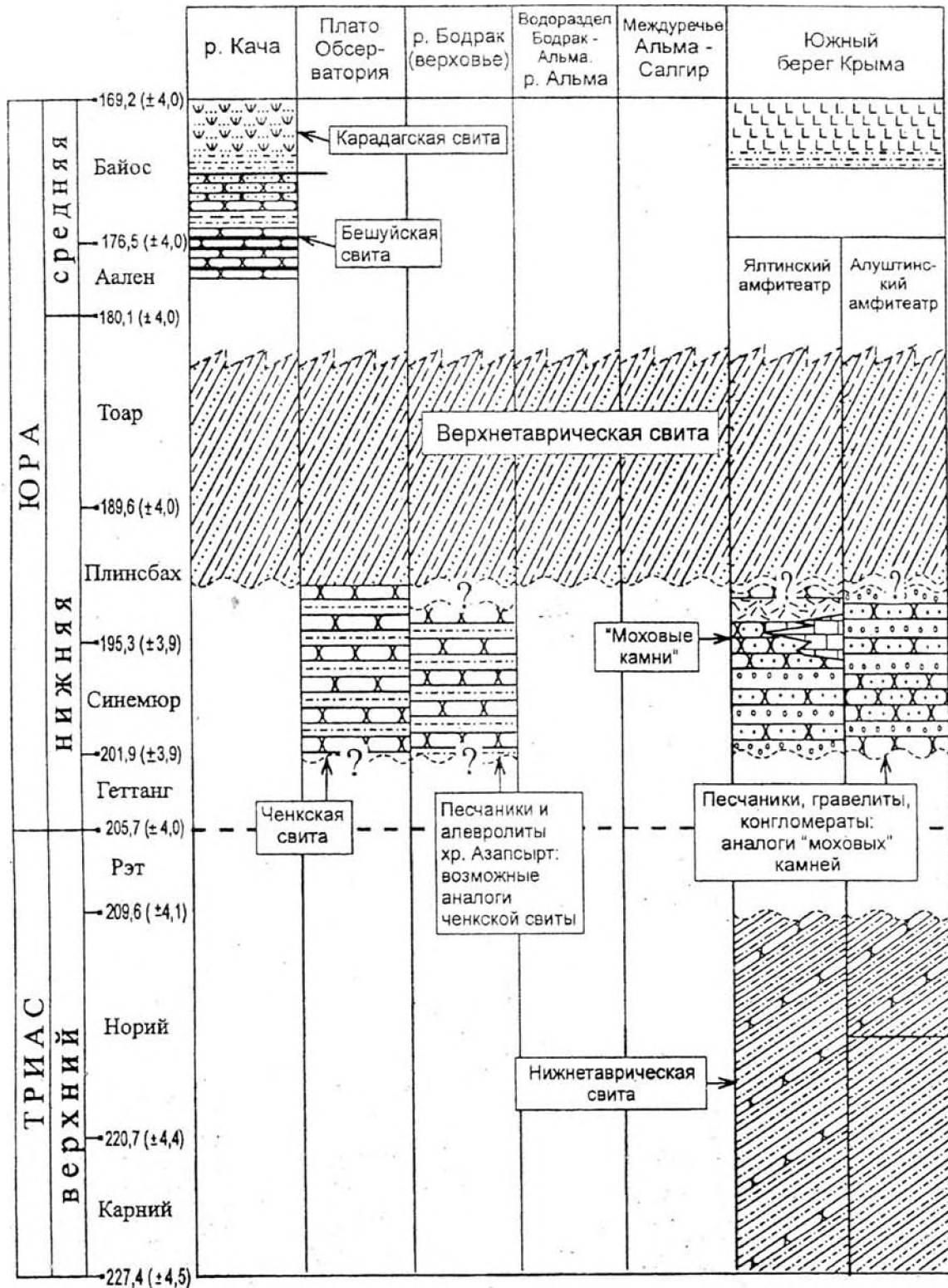


Рис. 2. Хроностратиграфическая схема расчленения триасовых и нижне-среднеюрских отложений Горнокрымской зоны

Эскиординская свита согласно перекрывается джиддаирской, тоар-нижнеааленский возраст которой доказан находками в разных разрезах аммонитов *Dactylioceras tenuicostatum* Y. et B., *Grammoceras* spp., *Leioceras* sp. Битакская ($J_2a_2?$ — b_1) и вышележащая бодракская (J_2b_2) свиты с резким угловым несогласием пере-

крывают чешуйчато-складчатую (с надвигами и зонами разлинзования) структуру триасово-лейасовых пород и сами слагают структуры совсем иного типа. В состав чешуйчато-складчатого комплекса входят не только триасово-лейасовые, но и нижнеааленские отложения, следовательно, возраст битакской свиты за-

ведомо посленижааленский. Ни о каком тоарско-байосском возрасте свиты [6, 11, 26] не может быть и речи. Поскольку в верхней половине битакской свиты найдены байосские аммониты, а покрывается она согласно залегающими верхнебайосскими отложениями, то ее возраст может соответствовать верхнему аалену (?) и нижнему байосу, а перерыв — какой-то части или всему позднему аалену. Битакская свита, однако, имеет узкое локальное распространение, выполняя предгорный прогиб в районе Симферополя. На всей остальной территории Лозовской зоны триасово-лейасовый комплекс непосредственно перекрыт бодракской свитой верхнебайосского возраста, имеющей в основании грубообломочные базальные образования [18]. В этом случае перерыв оказывается еще более длительным и охватывает поздний аален и ранний байос, т.е. 5,5 млн лет по шкале [29].

Мнение [9, 11] о верхнетоарско-нижнебайосском возрасте джидайской толщи проистекает из неточного проведения (из-за плохой обнаженности) границы между джидайской и бодракской свитами в долинах Бодрака и Альмы, вследствие чего к джидайской была ошибочно причислена нижняя часть бодракской свиты, которая содержит байосские аммониты (кстати, не ранне-, а позднебайосские). Что касается сараманской толщи (грубообломочная фация эскиординской свиты, по нашей схеме), имеющей, по В.С. Милееву [11], очень широкий возрастной диапазон (верхний триас—нижний байос), то присутствие в ее составе верхнетриасовых и тоарско-ааленских отложений ничем не доказано, а нижнебайосских — базируется на единственном, явно ошибочном определении аммонита *Witchellia* sp. из низов (!) эскиординской свиты в Симферопольском районе. Можно утверждать, что нет никаких объективных данных, которые ставили бы под сомнение наличие в разрезе Лозовской зоны позднеааленского—раннебайосского перерыва.

Горнокрымская зона соответствовала осевой части триасово-лейасового бассейна Горного Крыма. Ее характерная особенность — широкое распространение относительно глубоководной флишоидной формации, известной под названием “таврическая серия”. По нашим представлениям [18, 19], с учетом [5, 14, 15] в разрезе Горнокрымской зоны выделяются свиты (рис. 2): нижнетаврическая (T_3k-n), “моховых камней” и ченкская (J_1s-p_1), верхнетаврическая (J_1p_2-t), бешуйская ($J_2a_2?—b_1$) и карадагская (J_2b_2); более молодые образования мы здесь не рассматриваем. *Нижнетаврическая свита* — это ритмичное чередование аргиллитов с прослоями алевролитов и песчаников. В ней отмечены многочисленные находки карнийских *Halobia*, норийских *Monotis*, единичные находки карнийских *Pararcestes*. Свита относится к карнийскому и норийскому ярусам, а по характеру отложений, последовательности их напластования хорошо сопоставляется с курцовской и салгирской свитами Лозовской зоны.

На Южном берегу выше залегает “свита моховых камней” (J_1s-p_1) — прерывистая цепочка линзовидных пачек грубообломочных пород (грубые песчаники, конгломераты) с линзами известняков. Контакты с ниже- и вышележащими отложениями тектонические либо не наблюдаются, однако везде тела грубообломочных пород находятся в зоне контакта триасовой нижнетаврической и нижнеюрской верхнетаврической свит. В.И. Славин [24] отмечает: “...в Ялтинском амфитеатре в основании лейасовой толщи встречена базальная пачка, представленная песчаниками с пластиками и линзами конгломерата с экзотической галькой...” Факт появления выше преимущественно глинистых глубоководных триасовых отложений явно мелководных грубообломочных толщ указывает на наличие перерыва в разрезе и позволяет рассматривать “свиту моховых камней” в качестве базального горизонта нижнеюрского разреза. По составу и строению “свита моховых камней” чрезвычайно близка к эскиординской свите Лозовской зоны, которая там также залегает трансгрессивно и играет роль базального горизонта, отвечая начальному этапу раннеюрской трансгрессии. Возраст “свита моховых камней” определяется находками аммонитов: раннесинемюрских *Coroniceras* ex gr. *bucklandi* Sow., *Amioceras mendax* Fuc., позднесинемюрских *Echioceras* cf. *rivicostatum* Ziet., раннеплинсабахских *Uptonia* sp. и близок к таковому эскиординской свиты. Таким образом, предшествующий перерыв соответствовал рэтскому и геттангскому векам. Продолжительность его здесь (7,5 млн лет) оказывается в полтора раза меньше, чем в Лозовской зоне, в краевой части бассейна (12,5 млн лет).

Область Южного берега соответствовала той части Горнокрымской зоны, которая была приближена к южному краю бассейна. Его центральная часть находилась севернее — на месте современного Качинского поднятия. Здесь стратиграфическим аналогом “свита моховых камней” является ченкская свита — толща песчаников крупноритмичного строения, которая вскрывается в ядре Обсерваторской антиклинали на водоразделе Марты и Бодрака [20]. Ее синемюрско-нижнеплинсабахский возраст определяется стратиграфическим положением и сопоставлением со “свитой моховых камней” [19]. Отметим, что на правобережье Бодрака ченкская свита фациально меняется: пачки песчаников мощностью по 5—13 м разделяются там глинисто-алевритовыми пачками с мощностью несколько десятков метров, а около истока Бодрака — на хр. Азасырт — сокращается и общая мощность свиты. Поскольку ченкская свита — обломочный базальный горизонт нижнеюрских отложений, то ее “оглинивание” и сокращение мощности позволяет предполагать, что в Горнокрымской зоне лейасово-триасовый перерыв был не только менее длительным, но в осевой части бассейна мог местами и отсутствовать.

По схеме В.С. Милеева [11], триасово-лейасовые образования во всей Горнокрымской зоне слагают два типа непрерывных разрезов: альминскую толщу ($T_3k-J_2b_1$) проксимального флиша и патильскую толщу ($J_{1p}-J_2a$) дистального флиша. Тем самым отрицается наличие триасово-лейасового перерыва. По нашему мнению, выделение "альминской толщи" в таком возрастном диапазоне сомнительно. В этом подразделении искусственно объединены толщи разного возраста, принадлежащие разным тектоническим зонам: фрагменты курцовской и салгирской свит Лозовской зоны (с триасовыми ископаемыми), нижнеджидаирской подсвиты той же зоны с тоарско-ааленскими двусторками и, наконец, верхнетаврической свиты Горнокрымской зоны с раннеюрскими белемнитами, криноидеями и фораминиферами. Нижнебайосский возраст вообще ничем не обоснован. Поэтому данные В.С. Милеева не доказывают отсутствия триасово-лейасового перерыва и в Горнокрымской зоне.

Верхнетаврическая свита ($J_{1P_2}-t$), согласно следующая за ченкской и располагающаяся выше "свиты моховых камней", сложена типичным терригенным флишем. Ее возраст определен по находкам позднеплинбахских аммонитов *Amaltheus* sp., *Aegoceras* sp., *Liparoceras* sp. в нижних горизонтах и раннетоарских *Dactyloceras* sp. в верхних. Здесь же встречены и позднеетоарские белемниты *Mesoteuthis* (*Acrocoelites*) *quenstedtii* Opp. [20]. По возрасту, стратиграфическому положению и отчасти по составу отложений свита сопоставляется с джидаирской свитой Лозовской зоны. По схеме В.С. Милеева [11] большая часть верхнетаврической свиты отнесена к патильской толще ($J_{1p}-J_2a$) дистального флиша. Отметим, что присутствие ааленских отложений в ее составе не доказано и весьма сомнительно.

Триасово-лейасовые отложения в Горнокрымской зоне образуют примерно такую же чешуйчато-складчатую структуру, как в Лозовской зоне, и так же резко несогласно перекрываются байосскими образованиями бешуйской и карадагской свит. Для этих отложений характерны широкие складки брахиформного типа, часто оборванные разрывами, с обширными моноклиналями на крыльях [1]. Хотя непосредственный контакт отложений лейаса и средней юры в обнажениях наблюдается очень редко, но резкое отличие в характере залегания обеих толщ указывает на крупное структурное несогласие и перерыв в осадконакоплении между ними.

Бешуйская свита ($J_2a_2?-b_1$) сложена преимущественно разнозернистыми песчаниками, отчасти алеврититами, с прослоями угля, отличается резкой фашиальной изменчивостью, колебаниями мощности на небольших расстояниях; видимо, она накапливалась в межгорных впадинах в пределах складчатого сооружения Горного Крыма. Нижнебайосский возраст средней и верхней частей бешуйской свиты доказан находкой аммонита *Witchellia* sp., пелеципод, гастропод

и фораминифер; нижняя часть свиты может принадлежать верхнему аалену (но не древнее!) по аналогии с битакской свитой Лозовской зоны. Никаких объективных данных, указывающих на тоарско-ааленский возраст свиты, нет.

В Региональной стратиграфической схеме [5] для Горнокрымской зоны, как, впрочем, и для Лозовской, фигурирует "ургулийская свита" тоарско-нижнебайосского возраста. Название ее — по р. Ургули в Горнокрымской зоне, где развиты флишевые отложения верхнетаврической свиты; стратотип указывается в Лозовской зоне по р. Бодрак, где обнажаются породы джидаирской свиты; парастратотип — тоже в Горнокрымской зоне в районе Алушты. Находка раннетоарского аммонита указана там же; находки позднеетоарских аммонитов и белемнитов — в Лозовской зоне по р. Альме (из джидаирской свиты), раннебайосского аммонита *Witchellia* sp. — неизвестно откуда, а тоарского белемнита (*Dactyloteuthis*) — из верхнетаврической свиты Горнокрымской зоны в междуречье Марты и Бодрака, на г. Шелудивой. Что авторы [5] выделяют под названием "ургулийская свита", — остается неясным, и вопрос об этой "свите" не подлежит обсуждению.

Карадагская свита (J_2b_2) имеет гораздо более широкое распространение [5]. Она согласно налегает на бешуйскую, а в местах ее отсутствия резко несогласно перекрывает триасово-лейасовые чешуйчато-складчатые структуры. В этом случае в ее основании часто присутствуют грубообломочные базальные образования. Верхнебайосский возраст свиты доказан многочисленными находками аммонитов (*Parkinsonia* и др.). Таким образом, в целом для Горнокрымской зоны можно констатировать наличие крупного регионального перерыва, соответствующего по времени аалену и раннему байосу, т.е. 7,2 млн лет. Только в местах присутствия бешуйской свиты он сокращается до ааленского века или его части.

Петрографическое изучение обломочных пород

Выявлено (как отмечали и предшественники) в целом однообразие песчаников и алевритов по составу обломочной части во всем разрезе триаса—лейаса. По составу породы в основном относятся к грауваккам и субграуваккам (по преобладанию обломков пород) или к переходным субграувакково-аркозовым (присутствуют обломки гранитоидов и кислых эффузивов) разностям [28]. Исключение составляют лишь мезомиктовые литит-кварцевые породы грубообломочной фации эскиординской свиты и верхов верхнетаврической. В обломочной части доминируют кварц и обломки пород (кремнистых, микрокварцитов, магматических, главным образом кислого состава); меньшую роль играют полевые шпаты (преимущественно калиевые), в небольшом количестве присутствует слюда. С.Ю. Елгалычев и Э.И. Сергеева [7] также отмечают единообразие состава обломочных пород три-

аса и лейаса, однако считают преобладающими олигомиктовые полевошпат-кварцевые и мезомиктовые литито-кварцевые песчаники. Все это указывает на то, что триасовый и лейасовый бассейны находились примерно на одном и том же месте и имели постоянные области сноса. Однако в деталях отмечаются характерные отличия в распределении пород по разрезу в разных зонах.

В окраинной **Лозовской зоне** песчаники триасовых *курзовской* и *салгирской свит* явно полимиктовые (индекс зрелости, по [22], 0,38—0,86). Обломочная часть песчаников салгирской свиты состоит (%) из кварца (20—43), кпш (3—17), плагиоклаза типа олигоклаз-андезин (2—8), биотита (0—12), обломков кварцитов (5—15), кремнистых пород (5—15), фельзитов (10—25) и гранитоидов (до 15—16) в глинисто-слюдисто-каолинитовом цементе. Обращает внимание обогащение пород обломками гранитоидного материала, кислых вулканитов, зернами калишпата. Триасовый бассейн был нешироким, область размыва, сложенная метаморфит-гранитоидными породами, находилась рядом.

Песчаники грубообломочной фации *эскиординской свиты*, как отмечалось, мезомиктовые, литикварцевые, высокозрелые (индекс 2,30—3,20). Зерна кварца составляют до 70% обломочной части; помимо них присутствуют (%) плагиоклаз (5—7), обломки кварцитов (до 5), кремнистых (2—3) и хлоритизированных вулканических пород (10—15). Содержание каолинита достигает 20%, причем как в виде обломков, так и в цементе. Встречаются обломки нацело каолинизированных минералов (видимо, кпш). Это продукты переотложения коры выветривания, что может служить еще одним подтверждением существования триасово-лейасового перерыва.

Песчаники тоарско-нижнеааленской *джидаирской свиты* опять полимиктовые (индекс 0,56—0,77), однако среди обломков пород нет того преобладания кислых магматических пород, которое отмечалось для триаса. Это может быть связано с расширением тоарско-раннеааленского бассейна и перекрытием им некоторых областей сноса, которые поставляли материал в триасовый бассейн. Состав обломочной части (%): кварц (25—30), кпш (2—5), плагиоклаз (3—7), слюда (5—7), обломки кремнистых пород (5—10), измененного вулканического стекла (5—15), глинистых пород (5—7). В песчаниках нижнеджидаирской подсвиты присутствуют обломки каолинита (до 10%) — продукты продолжающегося размыва предъюрской коры выветривания, а в верхнеджидаирской — значительное количество (до 15%) аутигенного каолинита в цементе, что свидетельствует о формировании уже следующей — предбайосской — коры выветривания.

В осевой **Горнокрымской зоне** состав обломочных пород, как и следовало ожидать, более однообразен. Песчаники триасовой *нижнетааврической свиты*, как и их возрастные аналоги в Лозовской зоне, полимиктовые, субаркозово-субграувакковые, со значительным

содержанием калиевых полевых шпатов и кислых магматических пород, но уже более зрелые (индекс зрелости 0,90—1,48). Состав их обломочной части (%): кварц (40—45), кпш (10—13), плагиоклаз (олигоклаз) (2—5), слюда (1—5); обломки кварцитов (1), кремнистых пород (1—3), гранитоидов (до 10—15), фельзитов (1—5), андезитов (1—3).

Песчаники *ченкской свиты* также полимиктовые, имеют примерно такой же состав, но несколько меньшую степень зрелости (индекс 0,76—1,07). Это вполне согласуется с высказанным выше предположением о существенно меньшей роли триасово-лейасового перерыва в осевой части бассейна и соответственно о меньшем развитии или даже отсутствии здесь предъюрской коры выветривания. Однако невысокая зрелость песчаников свидетельствует о том, что ченкская свита отвечает начальной стадии развития нового — раннеюрского бассейна, когда он был еще достаточно узок. С этим же связана, вероятно, и изменчивость состава обломочной части песчаников (%): кварц (45—50), кпш (10—25), плагиоклаз (4—7), слюда (0—4); обломки кварцитов (4—25), кремнистых пород (0—4), фельзитов (5—7); агрегаты кварца магматического происхождения (0—20), обломки осадочных (0—2) и магматических (0—2) пород.

В *верхнетааврической свите* значительно возрастает зрелость песчаников, причем она увеличивается вверх по разрезу. Внизу (толщи II и III) это мезомиктовые песчаники — кварцевые субграувакки, обломочная часть которых (%): кварц (50—80), кпш (5—10), плагиоклаз (2—3), слюда (2—5); обломки кварцитов (20—24), хлоритизированных вулканических пород (2), индекс зрелости 1,53—2,00. Выше (толща IV) — олигомиктовые — литит-кварцевые песчаники, обломочная часть которых представлена (%) кварцем (70—90), кпш (1—2), плагиоклазом (1), обломками кварцитов (10) и хлоритизированных вулканитов (1). Индекс зрелости возрастает при этом до 5,38—6,42. Эти особенности вполне объясняются высказанным выше предположением о значительном расширении тоарско-раннеааленского бассейна, в осевую часть которого уже почти не попадал полимиктовый материал.

Анализ распределения глинистых минералов

Первое исследование в этом направлении провел В.Л. Коссуков [8], который пришел к совершенно правильному, на наш взгляд, выводу "...о наличии крупного стратиграфического перерыва между ними (юрскими и триасовыми толщами. — *Авт.*), в течение которого были сформированы коры выветривания каолинового профиля. Это ставит под сомнение выделение единой тааврической серии в Лозовской зоне..." Однако эти выводы приняли не все геологи, а некоторые фактические данные (например, отсутствие каолинита во всех триасовых породах) в дальнейшем не подтвердились. Связано это с тем, что, во-первых,

Таблица 1

Окончание табл. 1

Список образцов, для которых были изучены кристаллохимические особенности глинистых минералов

Номер образца	Порода	Место отбора	Стратиграфическое подразделение
Лозовская зона			
BSN-34/3	Алевролит	Юго-западный склон плато Кичик-Сараман, верховье Швановского оврага	Курцовская свита ($T_3 kr$)
BSN-49/1	Песчаник	Правый берег Альминского водохранилища, Саблынский залив	$T_3 kr$
BSN-49/2	Аргиллит	Там же	$T_3 kr$
BSN-54/1	Алевролит	Долина р. Салгир, правый борт Петропавловской балки	$T_3 kr$
BSN-9/1	Песчаник	Юго-восточный склон водораздела оврагов Шара и Мендер	Салгирская свита ($T_3 sl$)
BSN-9/2	Алевролит	Там же	$T_3 sl$
BSN-9/3	Аргиллит	Там же	$T_3 sl$
BSN-12/1	Песчаник	Русло р. Бодрак, 100 м ниже по течению от моста (с. Трудовойовка)	$T_3 sl$
BSN-12/2	Алевролит	Там же	$T_3 sl$
BSN-30/1	Песчаник	Водораздел Бодрак — Альма, восточная окраина плато Кичик-Сараман	$T_3 sl$
BSN-30/2	Алевролит	Там же	$T_3 sl$
DIP-700/1	Песчаник	Водораздел Альмы и Салгира, "Школьный" карьер	$T_3 sl$
DIP-700/2	Алевролит	Там же	$T_3 sl$
DIP-700/3	Аргиллит	Там же	$T_3 sl$
BSN-46/2	Аргиллит	Там же	$T_3 sl$
BSN-46/3	Аргиллит	Там же	$T_3 sl$
BSN-50/1	Песчаник	Долина р. Салгир, западный борт Петропавловской балки	$T_3 sl$
BSN-22/1	Аргиллит	Правый борт долины Бодрака, Аммонитовый овраг	Эскиюрдинская свита, мендерская толща ($J_1 es mn$)
BSN-64	Аргиллит	Там же	($J_1 es mn$)
BSN-67	Алевролит	Там же	($J_1 es mn$)
BSN-8/1	Песчаник	Водораздел оврагов Шара и Мендер	Львовидное тело в ($J_1 es mn$)
BSN-8/2	Песчаник	Там же	То же
BSN-1/4	Песчаник	Левый борт оврага Шара, берег ставка у г. Кременной	То же
BSN-10/1	Алевролит	Устье Джидайрского оврага, северный борт	Нижнеджидаирская подсвита ($J_1 dj$)
BSN-11/1	Песчаник	Тальвег Джидайрского оврага, 200 м выше устья	$J_1 dj_1$

BSN-11/2	Аргиллит	Там же	$J_1 dj_1$
BSN-69/1	Аргиллит	Водораздел Бодракского и Джидайрского оврагов	$J_1 dj_1$
BSN-52/1	Аргиллит	Долина р. Салгир, левый борт Петропавловской балки	$J_1 dj_1$
BSN-15/1	Песчаник	Левый борт Бодракского оврага, восточная окраина с. Трудовойовка	Верхнеджидаирская подсвита ($J_1 dj_2$)
BSN-15/2	Алевролит	Там же	$J_1 dj_2$
BSN-15/3	Аргиллит	Там же	$J_1 dj_2$
BSN-53/1	Аргиллит	Там же	$J_1 dj_2 (?)$
Горнокрымская зона			
BSN-72/1	Песчаник	Южный берег Крыма, 3 км восточнее Алушты, устье ущелья Аян-Дере	Нижнетаврическая свита ($T_3 nt$)
BSN-72/2	Алевролит	Там же	$T_3 nt$
BSN-72/3	Аргиллит	Там же	$T_3 nt$
DIP-701/a	Гравелитопесчаник	Юго-восточный склон плато Обсерватория	Ченкская свита ($J_1 en$)
DIP-701/6	Песчаник	Там же	$J_1 en$
DIP-701/1	Песчаник	Там же	$J_1 en$
DIP-701/4	Алевролит	Там же	$J_1 en$
BSN-5/1	Песчаник	Южный борт Мангущского оврага, к востоку от г. Длинной	Верхнетаврическая свита ($J_1 vt$)
BSN-21/1	Гравелитопесчаник	Русло р. Бодрак у юго-западного подножия г. Большой Кермен	$J_1 vt$

определения В.Л. Косорукова привязаны к весьма сомнительной, по нашему мнению, стратиграфической схеме; во-вторых, для обоснования вывода был использован материал не только по Лозовской зоне, но и по Горнокрымской, которая имеет свои особенности развития; в-третьих, анализировалось только валовое, процентное содержание глинистых минералов в породах, что не всегда является достаточным.

Наши исследования [4] глинистых минералов основаны на анализе образцов, четко привязанных на местности и в разрезе к нашей стратиграфической схеме (той схеме, которая проверяется), табл. 1 и 2. Полностью учитывая данные В.Л. Косорукова о процентном содержании глинистых минералов, мы акцентировали внимание на кристаллохимических особенностях этих минералов, на выявлении среди них аутигенных и аллотигенных разновидностей. Аутигенная природа минерала определяется по характеру его кристаллической структуры в породах разного гранулометрического состава. Для аутигенного минерала степень его кристалличности возрастает в пористых

Таблица 2

Образцы из сборов Д.И. Панова, изученные
В.Л. Косоруковым

Номер образца	Порода	Место отбора	Стратиграфическое подразделение
Лозовская зона			
1/1	Аргиллит (глина)	Русло р. Бодрак в с. Трудюлюбовка	Салгирская свита ($T_3 sl$)
1/2	Песчаник	Там же	$T_3 sl$
2/1	Аргиллит (глина)	Левый борт оврага Мендер у устья	$T_3 sl$
2/2	Песчаник	Там же	$T_3 sl$
3	Песчаник грубозернистый	Водораздел Джидайрского и Бодракского оврагов	Грубообломочная фашия эскиординской свиты ($J_1 es$)
4/1	Аргиллит (глина)	Правый борт оврага Джидайр у русла	Нижнеджидайрская подсвита ($J_1 dj_1$)
4/2	Песчаник	Там же	($J_1 dj_1$)
5/1	Аргиллит (глина)	Водораздел Джидайрского и Бодракского оврагов	($J_1 dj_1$)
5/2	Песчаник	Там же	($J_1 dj_1$)
6/1	Аргиллит (глина)	Левый берег Бодракского оврага в низовье	Верхнеджидайрская подсвита ($J_1 dj_2$)
6/2	Песчаник	Там же	Верхнеджидайрская подсвита ($J_1 dj_2$)
7	Глина	Правый борт оврага Шара в устье	Нижнебодракская подсвита ($J_2 bd_1$)
Горнокрымская зона			
DIP-701/6	Песчаник	Южный склон плато Обсерватория	Ченкская свита ($J_1 cn$)
DIP-387/6	Аргиллит	Там же	($J_1 cn$)
DIP-387/7	Песчаник	Там же	($J_1 cn$)
DIP-380/3	Алевролит	Там же	Первая толща верхнетаврической свиты ($J_1 vt$), по [20]
DIP-596	Аргиллит	Юго-восточный склон г. Б. Кермен	То же
DIP-590/5	Аргиллит	Южный склон г. Б. Кермен (громайна)	Третья толща верхнетаврической свиты ($J_1 vt$), по [20]
DIP-326	Аргиллит	Северо-западный склон плато Патиль	То же
DIP-325	Аргиллит	Там же	Четвертая толща верхнетаврической свиты ($J_1 vt$), по [20]
DIP-702/2	Аргиллит	Овраг Яман	То же
DIP-701/5	Аргиллит	г. Шелудивая	Пятая толща верхнетаврической свиты ($J_1 vt$), по [20]

крупнозернистых породах; для аллотигенного, наоборот, — в более дисперсных глинистых разностях. Распределение этих характеристик мы рассмотрели по разрезам обеих зон Горного Крыма.

В Лозовской зоне для пород *курцовской свиты* (T_2l-T_3n) характерна иллит-хлорит-каолинитовая ассоциация глинистых минералов. Хлорит — аутигенный, а каолинит и иллит имеют, несомненно, аллотигенную природу. Степень кристалличности каолинита возрастает в тонкодисперсных глинистых породах. Степень постдиagenетической гидратации иллита увеличивается в более проницаемых литологических разностях. Оба минерала поступали, видимо, за счет размыва коры выветривания с суши, существовавшей в триасе севернее, на территории Степного Крыма.

Для пород *салгирской свиты* (T_3n) также характерна иллит-хлорит-каолинитовая ассоциация, но каолинит здесь отличается чрезвычайно высокой степенью кристалличности (толщина кристаллов до 400—450 Å). Количество и степень кристалличности каолинита увеличиваются в ряду аргиллит—алевролит—песчаник, в наиболее грубых разностях он составляет до 50% глинистой фракции. Изучение каолинита под растровым электронным микроскопом, выполненное В.Н. Соколовым, выявило доменную микроструктуру его кристаллов, что характерно для минерала, образовавшегося в корях выветривания (В.И. Осипов, 1979), очевидно, в результате преобразования зерен кпш. Анализы, выполненные В.Л. Косоруковым, также показали, что в салгирской свите по р. Бодрак в аргиллитах содержится 12—16% каолинита, а в песчаниках — 26—37%.

При изучении шлифов из пород салгирской свиты по р. Бодрак выявлено, что зерна кпш в них практически полностью замещены каолинитом, который составляет и существенную часть цемента. Это указывает на аутигенное происхождение минерала; его особенности характерны для хорошо развитых кор выветривания. Хлорит также имеет аутигенное происхождение, но отличается повышенной железистостью, которую также можно считать результатом выветривания отложений салгирской свиты. В некоторых образцах диагностируется коренсит (до 10% от глинистой фракции), который является продуктом преобразования хлорита в процессе гипергенеза. Иллит аллотигенного происхождения тоже отличается повышенной железистостью и частично гидратирован, в грубых разностях пород до 50%. Все сказанное подтверждает наличие достаточно длительного перерыва в осадконакоплении на рубеже триаса и юры, с чем и связано формирование в то время нормального профиля коры выветривания по отложениям салгирской свиты.

В породах глинистой фашии *эскиординской свиты* (J_1s_2-p) диагностируются иллит, хлорит и каолинит. Вследствие плохой обнаженности материал фрагментарен, однако отчетливо выявляется аллотигенный характер всех минералов, представляющих продукты

размыта и переотложения предъюрской коры выветривания. В.Л. Косоруков [8] отмечает для этой толщи резкие колебания содержания глинистых минералов, в частности каолинита (0—25%), который представлен как тонкодисперсными, так и крупнодисперсными агрегатами. Помимо него отмечены (%) гидрослюда (45—72), хлорит (5—41), “дефективный” хлорит (7—25), слюда-сметтит (7—25) и хлорит-сметтит (6—10).

Данные по породам грубообломочной фации эвюрдинской свиты также фрагментарны. В одном из образцов, изученных В.Л. Косоруковым, установлено следующее содержание глинистых минералов (%): гидрослюда (27), слюда-сметтит (20), хлорит-сметтит (12), каолинит (41). Кристаллохимический анализ выявил не только резко повышенное содержание каолинита, но и его высококристаллическую модификацию, что могло служить основанием считать каолинит исключительно аутигенным. Однако при изучении шлифов в породах обнаруживается как каолинитовый цемент типа выполнения пор, так и в большом количестве обломки каолинита, имеющие явно аллотигенную природу. Вероятно, правильнее считать каолинит в основном аллотигенным образованием, продуктом переотложения каолинитовой коры выветривания, но сгруженным вблизи от места образования, не испытывавшим длительного переноса и потому сохранившим свою структуру. Это предположение косвенно подтверждается тем, что присутствующие здесь иллит и хлорит имеют явно аллотигенное происхождение и отличаются хорошей сохранностью. Палеогеографически такое положение тоже вполне объяснимо, так как грубообломочная фация представляет отложения проксимальной части дельты и ее отдельных русловых “рукавов”.

Джидайрская свита ($J_{1t}-J_{2a}$) в свою очередь также характеризуется иллит-хлорит-каолинитовой ассоциацией глинистых минералов. В нижнеджидайрской подсвите, по определению В.Л. Косорукова, в состав глинистых минералов входят (%): гидрослюда (33—49), хлорит (9—45), слюда-сметтит (12—25), каолинит (18—39). Высокое содержание каолинита связано, видимо, с продолжавшимся процессом размыта и переотложения предъюрской коры выветривания. На это указывает присутствие (до 10%) обломочных зерен каолинита в песчаниках; поэтому каолинит тут аллотигенный. В верхнеджидайрской подсвите набор глинистых минералов включает (%), по определению В.Л. Косорукова, гидрослюда (31—62), хлорит (15), слюда-сметтит (23) и каолинит (6—36). Каолинит присутствует в основном в песчаниках (36%) и отличается высокой степенью кристаллизации. Это, несомненно, аутигенные образования, указывающие на формирование следующей коры выветривания, но уже по породам верхнеджидайрской подсвиты во время предпозднеааленского—предбайосского перерыва. Отметим, что присутствие аутигенного каолинита в цементе песчаников верхнеджидайрской подсвиты (до 15%) отмечается и в шлифах. Значительной

выветрелостью в этих породах отличаются и аллотигенные по происхождению хлорит и иллит.

Совсем иной набор глинистых минералов фиксируется в *нижнебодракской подсвите* (J_{2b_2}), залегающей в большинстве разрезов резко несогласно на джидайрской. Здесь полностью отсутствует каолинит, зато в изобилии (до 33%) появляется неизменный хлорит типа брунсвиита андезитобазальтов [8], в еще большем количестве (до 50%) — гидрослюда, а также смешанослойные образования типа хлорит-сметтит (15—30%). Это показывает, что отложения накапливались в совсем иных условиях, чем джидайрская свита, в другом бассейне, в условиях уже начавшейся вулканической деятельности, которая достигла максимума во время образования верхнебодракской подсвиты, когда формировалась уже следующая — хлорит-корренсит-сметтитовая — ассоциация глинистых минералов (содержание хлорит-сметтита достигает 85%, хлорита 45%).

Распределение глинистых минералов по разрезу Лозовской зоны позволяет наметить основные этапы осадконакопления в ее пределах:

— средний—поздний триас (курцовская и салгирская свиты) — крайняя часть морского бассейна, возможно, с незначительным проявлением вулканической деятельности, на что указывает постоянное присутствие аутигенного хлорита (по пепловым вулканическим туфам?);

— рэт—начало позднего синемюра — перерыв в осадконакоплении и формирование коры выветривания по породам салгирской свиты;

— поздний синемюр—плинсбах — окраинная часть нового — юрского бассейна с накоплением в больших количествах аллотигенного каолинита за счет размыта предъюрской коры выветривания, а также аллотигенного хлорита. Незначительные проявления вулканической деятельности среднего—кислого состава, имевшие локальное распространение на территории Бодрак-Альминского водораздела [21], были связаны с раздроблением и переплавлением пород фундамента при ступенчатом (по разрывам) погружении северного борта бассейна;

— тоар—ранний аален (джидайрская свита) — крайняя часть расширившегося морского бассейна с накоплением аллотигенного каолинита и хлорита в небольших количествах;

— поздний аален—ранний байос — складчато-надвиговые деформации триасово-лейасовых пород, перерыв в осадконакоплении, развитие коры выветривания по породам верхнеджидайрской подсвиты;

— начало позднего байоса (нижнебодракская подсвита) — возникновение нового бассейна на фоне начавшейся интенсивной вулканической деятельности, уже с массовым накоплением аутигенного хлорита.

В *Горнокрымской зоне* в породах *нижнетааврической свиты* ($T_{3k}-n$) содержатся преимущественно хлорит и иллит и только в песчаниках диагностировано минимальное количество каолинита. Хлорит, как и в

триасовых отложениях Лозовской зоны, имеет аутигенное происхождение, а иллит и каолинит — аллотигенное.

Ченкская свита (J_1s-p_1) по составу глинистой фракции практически идентична породам нижнетаврической свиты (%): гидрослюда (24—68), хлорит (16—62), смешанослойные упорядоченные минералы (8—16). Однако, как и в эскнординской свите Лозовской зоны, здесь аллотигенным является не только иллит, частично гидратированный до гидрослюда, но и хлорит; этим ченкская свита резко отличается от триасовых образований. Обращает внимание и полное отсутствие каолинита, что отмечалось для ченкской свиты ранее [8].

Верхнетааврическая свита (J_1p_2-t) характеризуется существенно иным составом глинистой фракции (по определениям В.Л. Косорукова): хлорит составляет до 22—60% от состава глинистой фракции, но, как и в одновозрастной джидаирской свите, он исключительно аллотигенный; каолинит (11—44%) и смешанослойные минералы иллит-монтмориллонитового состава (8—45%) плохой сохранности также имеют аллотигенное происхождение. Количество гидрослюда достигает 32—53%.

Таким образом, в отложениях осевой части триасового и лейасового бассейнов не выявляются триасово-лейасовый перерыв и предъюрская кора выветривания, что и естественно. Как уже отмечалось, в осевой части бассейна этот перерыв был кратким, а местами, вероятно, отсутствовал, тем не менее наличие двух бассейнов — триасового и лейасового — с разным режимом осадконакопления устанавливается и здесь. В триасе тут находилась осевая часть бассейна с незначительным поступлением терригенного материала, что сопровождалось синхронным проявлением вулканической деятельности, на это указывает присутствие аутигенного хлорита, а в синемюре — раннем плинсбахе — осевая часть уже нового — лейасового — бассейна, без проявлений вулканизма (хлорит здесь присутствует только аллотигенный!). Продукты разрушения предъюрской коры выветривания, формировавшейся в окраинной Лозовской зоне, сгружались там же и не попадали в осевую часть, поэтому в ченкской свите полностью отсутствует каолинит. В тоарское время расширение бассейна привело к усилению размыва предъюрской коры выветривания на его бортах и появлению тонкодисперсного аллотигенного каолинита в породах верхнетааврической свиты. Исключительно аллотигенный характер хлорита указывает на отсутствие проявлений вулканической деятельности и на этом этапе развития лейасового бассейна.

Заключение. Анализ стратиграфических и литологических данных однозначно указывает на существование в разрезе Горного Крыма двух значительных

перерывов: на рубеже триаса и юры и примерно в середине аалена.

Первый перерыв в окраинной Лозовской зоне продолжался 12,5 млн лет, охватывая рэт, геттанг, ранний и начало позднего синемюра, и сопровождался формированием коры выветривания каолинового профиля. В осевой Горнокрымской зоне этот перерыв был короче — 7,5 млн лет; он охватывал только рэт и геттанг, в некоторых местах он, возможно, отсутствовал и не сопровождался образованием коры выветривания.

Второй перерыв в Лозовской зоне имел продолжительность до 5,5 млн лет и охватывал поздний аален и ранний байос; он сопровождался складчато-надвиговыми деформациями и формированием коры выветривания по лейасовым—нижнеааленским отложениям. В Горнокрымской зоне этот перерыв был еще длительнее — до 7,2 млн лет, сопровождался, видимо, еще более интенсивными складчато-надвиговыми дислокациями, поднятием горно-складчатых сооружений и размывом коры выветривания по нижнеюрским отложениям (если она там вообще образовывалась).

На территории Горного Крыма не существовало бассейна, непрерывно развивавшегося со среднего триаса до средней юры. Бассейн, формировавшийся в среднем—позднем триасе, характеризовался слабыми проявлениями вулканической деятельности. Это находится в полном соответствии с данными о проявлении поздне триасового вулканизма в прогибах Степного Крыма, на Одесском шельфе Черного моря и на Азовском валу [2], в прогибах Западного Предкавказья [10]. В лейасе—раннем аалене после незначительной структурной перестройки развивался другой бассейн, где полностью отсутствовала вулканическая деятельность. Исключение составляли лишь отмеченные выше слабые проявления вулканизма среднего—кислого состава на северном борту бассейна в плинсбахское время. И наконец, с позднего байоса, после перерыва и очень значительной структурной перестройки, возникает новый бассейн, составлявший часть Понтийско-Закавказского вулкано-плутонического пояса [17] и отличавшийся активным проявлением вулканической деятельности.

Соответствие этапов развития Горного Крыма таковым в прилегающих областях показывает, что выявленные этапы и разделяющие их перерывы, а также фазы структурных перестроек являются не местной крымской особенностью, а характеризуют основные закономерности триасово-юрской истории всего Причерноморья.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 01—05—64997 и 02—05—64411, ФЦП “Интеграция” и гранта НШ-326.2003.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бобылев В.В.* Стратиграфия среднеюрских отложений и тектоника южного крыла Качинского антиклинория // Изв. вузов. Геология и разведка. 1960. № 1. С. 28–36.
2. *Болотов С.Н.* К вопросу о триасовом и раннеюрском магматизме в пределах северного обрамления Черноморской котловины // Строеение и история развития платформ Евразии. М., 2002. С. 13–15.
3. *Болотов С.Н., Никишин А.М., Панов Д.И., Самарин Е.Н.* Новые данные о раннекimmerийской орогении в Горном Крыму // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Т. 1. Тектоника, стратиграфия, литология. М., 2002. С. 28–30.
4. *Болотов С.Н., Самарин Е.Н., Гостев М.Ю.* О некоторых особенностях состава и строения глинистых минералов верхнетриасово-нижнеюрских отложений Горного Крыма и их историко-геологическая интерпретация // Геология XXI века. Саратов, 2002. С. 13–17.
5. Геология шельфа СССР. Стратиграфия. Киев, 1984.
6. *Довгаль Ю.М., Загороднюк В.А.* К проблеме соотношения эскиординской и битакской свит (Горный Крым) // Геол. журн. 1985. Т. 45, № 2. С. 129–135.
7. *Енгальцев С.Ю., Сергеева Э.И.* Литологическая характеристика таврической и эскиординской серий в бассейне р. Бодрак (Горный Крым) // Геология Крыма. СПб., 2002. С. 108–118 (Учен. зап. кафедры истор. геологии СПбГУ. Вып. 2).
8. *Косоруков В.Л.* Ассоциации глинистых минералов среднетриасово-среднеюрских пород бассейна р. Бодрак, Горный Крым // Очерки геологии Крыма / Тр. Крымского геол. научно-учебного центра им. проф. А.А. Богданова. Вып. 1. М., 1997. С. 88–96.
9. *Крымголец Г.Я., Шалимов А.И.* Новые данные по стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений бассейна р. Альмы // Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр. 1961. № 6, вып. 1. С. 73–82.
10. Мезозойско-кайнозойские комплексы Предкавказья. М., 1988.
11. *Милеев В.С., Вишневицкий Л.Е., Фролов Д.К.* Триасовая и юрская системы // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. М., 1989. С. 5–79.
12. *Моисеев А.С.* Основные черты строения Горного Крыма // Тр. Ленингр. об-ва естествоисп. 1935. № 1.
13. *Моисеев А.С.* О херсонском (кimmerийском) горообразовании и его проявлении в Крыму // Там же. 1937. Т. XVI, вып. 1.
14. *Муратов М.В.* Геология Крымского полуострова // Руководство по учебной геологической практике в Крыму. Т. 2. М., 1973.
15. *Муратов М.В.* О стратиграфии триасовых и нижнеюрских отложений Крыма // Изв. вузов. Геология и разведка. 1959. № 11. С. 31–41.
16. *Никишин А.М., Болотов С.Н., Барабошкин Е.Ю.* и др. Мезозойско-кайнозойская история и геодинамика Крымско-Кавказско-Черноморского региона // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1997. № 3. С. 6–16.
17. *Панов Д.И.* К вопросу о геологической истории Крыма в триасовое и юрское время // Там же. С. 43–49.
18. *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.
19. *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. Симферополь, 2001. С. 127–134.
20. *Панов Д.И., Бурканов Е.И., 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. Геология. 1978. № 1. С. 47–55.
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 // Там же. 2002. № 1. С. 13–21.
22. *Петтиджон Ф.Дж.* Осадочные породы. М., 1981.
23. *Пчелинцев В.Ф.* Образование Крымских гор // Тр. Геол. музея им. А.П. Карпинского. Вып. XIV. М.; Л., 1962.
24. *Славин В.И.* Геологическое развитие Крыма в мезозое // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1989. № 6. С. 24–36.
25. *Славин В.И., Бызова С.Л., Добрынина В.Я.* Геологическое строение Лозовской зоны в Горном Крыму // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58, вып. 1. С. 43–53.
26. *Славин В.И., Чернов В.Г.* Геологическое строение битакской свиты (тоар–средняя юра) в Крыму // Изв. вузов. Геология и разведка. 1981. № 7. С. 24–34.
27. *Фатт К.К.* О древних осадочных образованиях Крыма // Тр. СПб. об-ва естествоисп. 1901. Т. 32, вып. 1. С. 302.
28. *Фролов В.Т.* Литология. Кн. 2. М., 1993.
29. *Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G. et al.* A Mesozoic time scale // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99, N 12. P. 24051–24074.

Поступила в редакцию
12.05.2003