



Тектоника и палеогеодинамика верхнеюрских отложений Горного Крыма

Юдин В.В.

МОО Крымская Академия наук, г. Симферополь, Россия; e-mail: yudin_v_v@mail.ru

Введение. Вот уже 130 лет большинство геологов считают, что в Горном Крыму верхнеюрские известняки находятся на месте своего формирования и подстилаются стратиграфическими контактами, а сами массивы разбиты «разломами». (Геология..., 1969, Борисенко и др., 1997 и мн. др.). Разрывы в вертикально-блоковых моделях строения на геологических картах были весьма противоречивы и структурно не сбалансированы. В государственных геологических картах Крыма Российской Федерации и во многих научных статьях поныне считается, что верхнеюрские отложения состоят из девяти проблематичных по критериям выделения свит со стратиграфическими контактами (Государственная..., 2019 и др.). Причиной создания настоящей работы стали такие публикации последних лет.

Важно напомнить, что 85 лет назад известные ученые Геологического комитета России А.С. Моисеев, А.Д. Архангельский, Н.А. Преображенский, Д.В. Соколов и др. установили, что большая часть массивов верхнеюрских известняков Горного Крыма тектонически сорвана и подстилается пологими надвигами. Через полвека господства в Крыму гипотезы фиксизма, Ю.В. Казанцев возродил идеи Геолкома и сделал вывод, что известняковые массивы являются останцами Шарьяжа Яйлы, надвинутого с юга (Казанцев, 1982 и др.). Позже эту идею поддерживали сотрудники МГУ (Милеев и др. 1995), но они считали, что шарьирование происходило не с юга, а с севера. Однако для обоих вариантов таких шарьяжей не было обоснованной корневой зоны и гидротермальных минералов в подстилающем сместителе.

Результаты исследования. Более четверти века назад нами была обоснована новая геодинамическая модель Крыма. В ней верхнеюрские известняки (с индексом J_3+) слагают более 100 оползших с юга массивов (олистолитов и олистоплак) впервые выде-

ленной *Горнокрымской олистостромы* (Юдин, 1996, 1998, 1999, 2011 и др.). Кроме того, в отдельных участках обособлены коренные выходы по-разному дислоцированных, но автохтонных толщ верхней юры (J_3). Такая модель объясняет парадокс отсутствия известняков и зон их выклинивания к северо-западу от массивов, а также то, что под толщами нижнего мела между массивами верхнеюрских известняков нет. Составлена реконструкция смещений массивов олистостромы и выделены более 30 обнажений и скважин, где под породами J_3+ выявлены более молодые глины K_1 (Юдин, 2011).

Геодинамика формирования олистостромы следующая. В конце раннего мела в тылу зоны схождения Аравийской и Евразийской плит возникло предрифтогенное поднятие, предшествовавшее задугово-спрединговому раскрытию Черного моря. С поднятия на месте Северной Турции (где частично еще сохранились такие массивы ургонской фации J_3-K_1) на территорию современных Крымских гор по пластичным глинам K_1 сползли разновеликие массивы верхнеюрских известняков (Юдин, 2011, стр. 289). Аналогичные олистостромы есть на Кавказе (Копп, Хаин, 1996). После рифтогенеза раскрылось задуговое Черное море. Согласно нашей геодинамической модели массивы из верхнеюрских известняков подстилаются пологими оползневыми раннемеловыми сбросами без гидротермальных минералов. Затем с эоцена по ныне часть олистолитов была осложнена эндогенными надвигами. Рассмотрим контакты массивов с юго-запада на северо-восток.

На юго-западе Крыма положение олистолитов в плане и в разрезе противоречит моделям коренного залегания или тектонических останцов «Шарьяжа Яйлы». В основании верхнеюрских массивов развиты брекчии без гидротермальных минералов и локально – глины нижнего мела (Юдин, 1999). В перекрывающих глинах K_1 есть олистостромовые горизонты (Юдин, 2011).

Олистолит Кая-Баш из верхнеюрских из-

вестняков с севера осложнен молодым эндогенным Мраморным ретронадвигом южного наклона. Сместитель хорошо обнажен в Мраморной балке. Гравигенный срыв в основании известнякового олистолита J_3+ и K_1 глины наблюдаются в 5 км восточнее у берега под Псилерахским карьером

Олистолит Чембала в Балаклаве подстилается не стратиграфическим контактом, а мощной зоной гравигенных брекчий, залегающих на автохтонной J_{2-3} битакской молассе.

Олистолит Кокиябель подстилается Подгорным меланжем. С юга он осложнен молодыми надвигами, ретронадвигами южного падения, гравигенными сбросами и небольшими олистолитами N–Q Массандровской олистостромы. Надвиговой контакт в основании олистолита хорошо обнажен в береговом обрыве у м. Айя и в восточной части выше шоссе. Весь аллохтонный известняковый массив Кокиябель J_3+ сполз и сорван вместе с перекрывающими его толщами нижнего мела K_1+ .

В полосе вдоль детального разреза ск. Ласпи – г. Гасфорт, по данным бурения и изучения обнажений, мелкие и крупные олистолиты из известняков J_3+ расположены на разных глубинах, окружены по периферии разнонаправленными зеркалами скольжения и подстилаются зонами дробления без гидротермальных минералов. Тектонические контакты олистолитов и перетертых глин K_1 матрикса олистостромы обнажены у с. Гончарное.

Олистолит Ласпи подстилается Подгорным меланжем. Под массивом обнаружены фрагменты глин, содержащих фораминиферы нижнего мела (Юдин, 1999). Поблизости в меланже известны фрагменты флиша с фауной J_2 и T_3 (Геология..., 1969).

Ай-Петринский олистоплак рассмотрен в сбалансированной геологической карте и трех разрезах (Юдин, 2018). Тектонический контакт с подстилающим с юга Подгорным меланжем выявлен повсеместно. Например, вдоль профиля в Холодной балке под г. Ай-Петри, в 11 км севернее под водопадом г. Бойко и в русле р. Сары-Узень под верхнеюрскими известняками ниже тектонического контакта выявлены фрагменты глин с фауной раннего мела (Юдин, 1999, 2011). В Ялте (пос. Массандра) в основании олистолитов среди Подгорного меланжа также известны фрагменты глин с нижнемеловой фауной. Ранее выделенные в Ай-Петринском массиве «субширотный сброс», «горст», «грабен», противоречивые вертикальные «разломы» и стратиграфические контакты в основании, нашими исследованиями не подтверждаются (Юдин, 2011, 2017, 2018).

Чатырдагский массив обоснован как бескорневой олистоплак (Юдин, 1996, 2011, 2012). С севера и с юга по бурению и в обнажениях карьера Мраморного выявлены участки, где под брекчированными известняками J_3+ залегают глины K_1 . Северная часть олистоплака, осложнена эндогенным Мраморным ретронадвигом южного наклона с лежащей складкой.

Карабийский и Демерджийский массивы рассмотрены в уточненной сбалансированной геологической карте (Юдин, 2019а). Противоречивость положения предшествующих геометрически несбалансированных «разломов» района не позволяет выбрать реальную модель строения. Демерджийский олистолит состоит из коллизионной молассы южного сноса ($J_2k - J_3o-km$) и перекрывающих известняков J_3tt . В подошве локально выявлены фрагменты глин K_1 (Юдин, 1999, 2011). Массив осложнен N–Q надвигами и подстилается Подгорным меланжем. Тектонический контакт оксфордских конгломератов с меланжем в основании олистолита обнажен в правом притоке овра. Тапшан-Гя. В целом верхнеюрские толщи всего массива сорваны с основания и дуплексированы по надвигам.

Карабийский олистоплак на юге также осложнен N–Q надвигами. Это фиксируется с запада, с востока, с юго-запада и с юга (Юдин, 2019а). Так, в западной части массива везде подстилается зоной гравигенных известняковых брекчий толщиной 10–30 м. Парадоксально, но под залегающими ниже глинами K_1 по данным бурения верхнеюрских известняков нет. Контакт тектонический, без признаков ингрессии и волноприбойной деятельности (Юдин, 1999, 2011). Выявленные аллохтонные надвиговые структуры в верхнеюрских известняках свидетельствуют о срыве всего Карабийского массива. В восточной его части составлен сбалансированный разрез с фотодетализациями сложных фронтальных надвигов без признаков чисто стратиграфического контакта. На севере и северо-востоке массива в обнажениях под известняками J_3+ залегают породы нижнего мела. Восточнее, у с. Красноселовка, в толще калькаренитов нижнего мела расположены олистостромовые горизонты из известняков J_3+ . Такое же строение имеют небольшие олистолиты гор Кара-Тепе, Бучина и Халыч-Бурук с брекчированием известняков в основании.

Наиболее дискуссионный контакт в основании конгломератов J_3 , которые перекрывают флиш T_3-J_1 под г. Кыргуч, расположен восточнее Карабийского массива. Много лет Л.С. Борисенко, О.Б. Гинтов, С.В. Пиво-

варов, Т.И. Добровольская, А.М. Глевасская, В.Т. Фролов и др., считали этот контакт единственным в Крыму «несомненно, несорванным, нормально стратиграфическим и идеально абсолютно спокойным...», что начисто отвергает идеи о высокоамплитудных перемещениях верхнеюрских толщ, даже если в других обнажениях отмечены тектонические контакты... Никаких следов тектонических срывов или гравитационного сползания нет» (Борисенко и др., 1997). Такие представления и поныне поддерживают все геологи в государственных геолкартах Крыма под редакцией С.В. Белецкого (Государственная..., 2019 и др.). Однако этот контакт несомненно оползневой, с глиной трения и складочкой, расположен он в основании небольшого олистолита вдоль зоны N–Q региональных надвигов (Юдин, 1999, 2011, 2017 и др.). В 200 м ниже спорного участка обнажен региональный Подгорный меланж. Восточнее по простиранию аналогичные контакты в надвигах и олистолиты обнажены на р. Ускут и в ур. Панагия у с. Зеленогорье. Структурная карта, составленная нами по подошве верхнеюрского комплекса, показала, что толщина Карабийского олистоплака составляет 450–600 м.

Олистолит Агармыш — самый северный в Горном Крыму. Он подстилается зоной брекчий и частично толщами нижнего мела в карьере (Юдин, 2011, 2017, 2018 и др.). Южнее хаотически расположены мелкие массивы из известняков J₃+ и большие поля выходов дислоцированных автохтонных крымских псефитов J₃.

Олистолиты Нового Света и Судака — наиболее изученные рифогенные массивы. Они не составляют стратон судакской свиты, а являются фрагментом Горнокрымской олистоформы. Крутые южные склоны олистолитов — следствие абразии и гравигенного оползания. Ненарушенных стратиграфических контактов в их основании не обнаружено. Олистолит Коба-Кая с подстилающей зоной брекчирования и зеркалами скольжения гравигенного срыва, изучен нами с разных сторон. Известняки г. Сокол и ее фрагменты, несомненно, оползли по крутому глинистому склону, что фиксируется зоной подстилающих брекчий. Массив г. Крепостная в Судаке также повсеместно подстилается зоной меланжирования и пологими зеркалами скольжения. Холм Сахарная головка в Судаке — хорошо обнаженная уменьшенная модель строения олистолитов всего района. Олистолит Алчак с разных сторон в представительных обнажениях показывает строение зоны тектонического контакта в основании. То есть, все верхнеюрские массивы Судакского района сорваны с основания, бескор-

невые и подстилаются тектоническими контактами.

Кроме аллохтонных массивов турецкого происхождения, на востоке Крыма севернее п-ва Меганом обнажена коренная «крымская» верхнеюрская моласса. Титонские конгломераты и песчаники южного сноса дислоцированы в сложную принадвиговую структуру поп-ап. На ней локально и дискордантно по падению и простиранию залегают олистолиты из известняков J₃+. Меганомская пластина подстилается зоной надвига с меланжированием пород. Восточнее дислоцированные флишоидные J₃ отложения обнажены в Лисьей бухте.

Район Карадага показывает сложное тектоническое соотношение «крымских» псефитов верхней юры и ремобилизованных олистолитов из «чужой турецкой J₃+». Известняки олистолитов здесь сорваны и смяты в лежачую принадвиговую Легенерскую антиклиналь. В ее ядре и под южным крылом выявлена и определена фауна нижнего мела (Юдин, 2011). *Северо-восточнее Карадага, у с. Орджоникидзе и на м. Киик-Атлама*, доказано, что крупные глыбы из верхнеюрских конгломератов расположены в Карадагском меланже и беспорядочно смяты. (Юдин, 2011, 2019б). На мысе Илья у Феодосии многими геологами описан незначительно сорванный субпослойным надвигом стратиграфический контакт калькаренитов крымской верхней юры и нижнего мела (Юдин, 2017, 2019б и др.).

Кроме отмеченных выше, на севере и западе Горного Крыма есть специфические автохтонные верхнеюрские отложения. К ним относится мощная, до 5 км, битакская моласса J₂₋₃ северного сноса с обломками офиолитов. Она сформировалась в результате коллизии Горнокрымского террейна с Евразией (Юдин, 2011). Среди галек выявлены радиоляриты с возрастом поздняя юра — ранний мел. Восточнее Симферополя моласса прослежена по бурению и сейсморазведке. На западе аналогичные конгломераты обнажены у Балаклавы, где они через зону брекчий перекрыты олистолитом из известняков J₃tt+. Нижний контакт битакской молассы сорван надвигами.

Молодые (N–Q) Массандровская и подводная Южнокрымская олистоформы также состоят из массивов верхнеюрских известняков, сползающих в основном к югу. Стадии их формирования четко видны в разных участках южного берега Крыма. Могаби — крупнейший олистолит Массандровской олистоформы с «Ласточкиным гнездом». Ранее на его месте картировался таврический флиш и массандровская свита, выделенная

М.В. Муратовым 70 лет назад. Эта «свита» поныне картируется в государственных геологических картах, хотя не соответствует требованиям МСК. Она не имеет стратотипического разреза, а размеры олистолитов нередко превышает толщину матрикса в несколько раз (Юдин, 1999, 2011, 2017). Многочисленные мелкие олистолиты из известняков J₃+ присутствуют вдоль всего южного склона гор от ск. Ласпи до подножия Караби яйлы. Некоторые из них (при разных направлениях склона) локально смещаются на север и на восток. Отдельные массивы достигают моря и по данным сейсморазведки фиксируются на шельфе и батинальном склоне, где образуют подводную Южнокрымскую олистострому (Юдин, 1998).

Заключение. Таким образом, все формационные комплексы верхней юры в Горном Крыму сорваны с основания пологими гравитационными сбросами в раннем мелу и наложенными эндогенными надвигами в кайнозой. Ненарушенные стратиграфические контакты в подошве верхнеюрских толщ, показанные на геологических картах, фактическими данными не подтверждаются. Срыв в основании верхнеюрских формаций объясняется жесткостью известняков и конгломератов по сравнению с залегающими ниже глинистыми толщами при гравитационном оползании и тангенциальном сжатии.

Литература

Борисенко Л.С., Брагин Ю.Н., Васильев И.Н. и др. Дискуссия по концептуальным вопросам геодинамики Крымско-Черноморского региона // в кн.: Геодинамика Крымско-Черноморского региона. Симферополь, 1997. С. 135–148.
Геология СССР. Т. 8. Крым. Часть 1. Геологическое описание М. Недра, 1969. 575 с.

Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1.000.000. Серия Скифская. Лист L-36 – Симферополь. Объяснительная записка / Фиколина Л.А., Белецкий С.В., Белокрыс О.А. и др. ГУП РК «Крымгеология». СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 979 с.

Казанцев Ю.В. Тектоника Крыма. М., 1982. 112 с.
Копп М.Л., Хаин В.Е. Раннемеловые тектонические покровы севера Альпийского пояса Европы и их возможная природа // Доклады РАН. 1996. Т. 346. № 2. С. 226–230.

Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошин Е.Ю. и др. Положение верхнеюрских отложений в структуре Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Сер. геол. 1995. Т. 70. Вып. 1. С. 22–31.

Юдин В.В. Происхождение верхнеюрских массивов Горного Крыма // в кн.: Материалы научно-практической конференции: «Формирование окружающей среды на урбанизированных территориях Крыма». Ч. 1. Симферополь: КИПКС, 1996. С. 25–27.

Юдин В.В. Микститы Горного Крыма // Доклады РАН. 1998. Т. 363. № 5. С. 666–669.

Юдин В.В. О положении верхнеюрских массивов Горного Крыма // Доклады Национальной академии наук Украины. 1999. № 2. С. 139–144.

Юдин В.В. Геодинамика Крыма. Симферополь: «ДИАЙПИ», 2011. 336 с.

Юдин В.В. Тектоника карстового массива Чатырдаг в Крыму // Спелеология и карстология. 2012. № 8. С. 5–17.

Юдин В.В. Геология Крыма. Фотоатлас. Симферополь: ИТ «Ариал», 2017. 160 с.

Юдин В.В. Геологическая карта и разрезы Горного, Предгорного Крыма. Масштаб 1:200000. Изд. второе, дополненное. Санкт-Петербург: Карт. фабрика ВСЕГЕИ, 2018.

Юдин В.В. Тектоника Карабийского массива в Крыму // Ученые записки Крымского федерального ун-та. География. Геология. 2019а. Т. 5(71). № 1. С. 270–302.

Юдин В.В. Геология района Киик-Атлама в Крыму // Труды Крымской Академии наук. Симферополь: ИТ «АРИАЛ», 2019б. С. 35–57.

Tectonics and paleogeodynamics of the Upper Jurassic of the Crimean Mountains

Yudin V.V.

Public Organization Crimean Academy of Sciences, Russia; e-mail: yudin_v_v@mail.ru

The Upper Jurassic formational complexes in the Crimean Mountains were torn from the base by gently sloping gravity faults in the Early Cretaceous and by superimposed endogenous thrusts in the Cenozoic. Stratigraphic contacts at the base of the Upper Jurassic sequences are not confirmed. The breakdown in the base of the Upper Jurassic complexes is explained by the rigidity of limestones and conglomerates in comparison with the underlying clayey strata during gravitational slumping and tangential compression.