

УДК 551.234.4; 551.762.3(234.86)

ПОЛОЖЕНИЕ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В СТРУКТУРЕ ГОРНОГО КРЫМА

*В. С. Милеев, С. Б. Розанов, Е. Ю. Барабошкин, М. Ю. Никитин,
И. В. Шалимов*

Приведены новые данные о структурных соотношениях верхнеюрских комплексов Горного Крыма, накопившихся в эпиконтинентальном бассейне, с более древними. Первые слагают аллохтонные пластины сложного складчато-чешуйчатого строения, надвинутые на триасово-среднеюрские комплексы. Шарьирование произошло в середине берриаса с перемещением на 10—15 км с северо-запада на юго-восток.

Структура Горного Крыма большинству исследователей представлялась сравнительно простой. На сложнодислоцированных отложениях триасово-нижнеюрской таврической серии, слагающей ядра антиклинориев, с резким азимутальным несогласием залегают среднеюрские угленосные и вулканогенно-осадочные образования, на которых с незначительным угловым несогласием залегают верхнеюрские конгломератово-карбонатные отложения. Средне- и верхнеюрские отложения образуют простую структуру синклинориев (рис. 1). Нормальная стратификация этих комплексов, слабая обнаженность и недоступность контактов способствуют устойчивости этих представлений [3, 14, 15].

Однако концепция складчатого строения Горного Крыма встречается некоторые возражения уже у первых исследователей региона. В начале века К. К. Фохт [17], а позднее А. С. Моисеев [13] отмечали наличие надвигов в таврической серии и предполагали срыв в основании средней юры. Г. А. Лычагин описал надвигание таврической серии на среднюю юру на северном крыле синклинория Юго-Западного Крыма [3, 10]. Н. В. Короновский и В. С. Милеев [9] показали, что триасово-нижнеюрские отложения глубоководной таврической и мелководной эскиординской серий тектонически сближены по покрову в начале средней юры. Покровные структуры в триасово-нижнеюрском комплексе фиксируют Л. В. Дехтярева [4] и В. С. Заика-Новацкий [6]. И. Г. Щерба [18] описала срыв верхнеюрских пород, происшедший, по мнению, в конце мела — начале палеогена с обновлением покрова в плиоцен-четвертичное время. Во всех этих случаях предполагалось перемещение покровов и надвигов с севера на юг.

Более радикальные представления о тектонике Крыма высказал Ю. В. Казанский [7, 8]. Он полагает, что все структурные комплексы имеют между собой тектонические контакты. Покровные структуры развивались в байкалидах, герцинидах, киммеридах и даже на платформенной стадии развития до сармата включительно. Однако приводимые им структурные доводы в пользу покровных структур не во всех случаях убедительны. Основой его построений является посылка об аккреционной природе комплексов с надвиганием на континент с юга на север, как это установлено в других регионах альпийского Средиземноморского складчатого пояса.

Особое положение в структуре региона занимают субплатформенные верхнеюрские отложения, выполняющие синклинорные структуры и образующие останцы плато яйлы — первой гряды Крымских гор. Их

деформированность и характер соотношений с подстилающими отложениями определяют структуру Горного Крыма в целом, возраст дислоцированного комплекса и объем чехла Скифской плиты.

В строении верхней юры участвуют три формации: терригенная разной степени грубости конгломератовая, ритмично-слоистая карбонатно-терригенная и органогенная, органогенно-обломочная известняковая, в которых в разных частях яйлы выделяются различные свиты с возрастным диапазоном от келловей средней юры до раннего берриаса раннего мела. Предполагаются сложные фациальные соотношения между отложениями всех трёх формаций с преобладанием терригенной в основании комплекса и в западной и восточной частях яйлы и развитием ритмично-слоистой карбонатно-терригенной и органогенной карбонатной формаций в ее центральной части.

Строение верхней юры наиболее четко устанавливается на Долгоруковской яйле. Здесь на плато с востока на запад последовательно обнажаются:

1. Толща ритмичного переслаивания терригенного состава. В основании ритмов — полимиктовые конгломераты (до 5 м), полимиктовые часто косослоистые разномерные песчаники (до 2 м), тонкослоистые алевролитовые до чистой глины (до 5 м), а венчаются ритмы тонкодетритовыми известняками (до 2 м). Общая мощность около 800 м.

2. Толща ритмичного переслаивания карбонатно-терригенного состава. Ритмы начинаются прослоями глин (2—10 м), сменяющимися в верх по разрезу пелитоморфными, тонкодетритовыми, онколитовыми, кораллово-мшанковыми, рудистовыми (в кровле) известняками с углефицированным детритом и остатками *Mesodicerias* sp. (определения Б. Т. Янина). Мощность около 850 м.

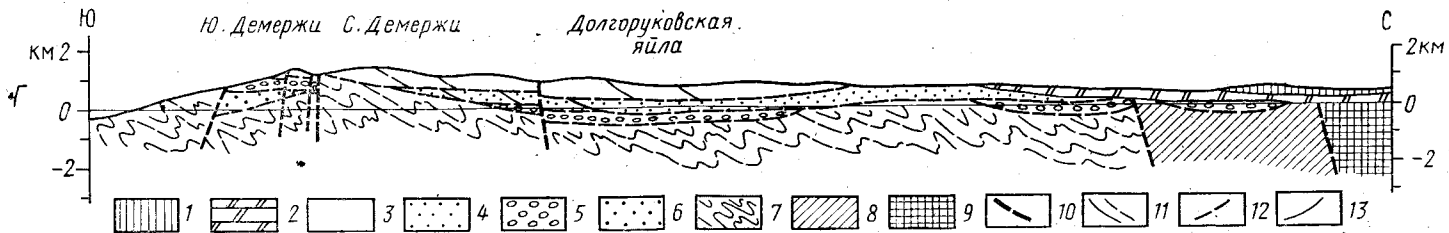
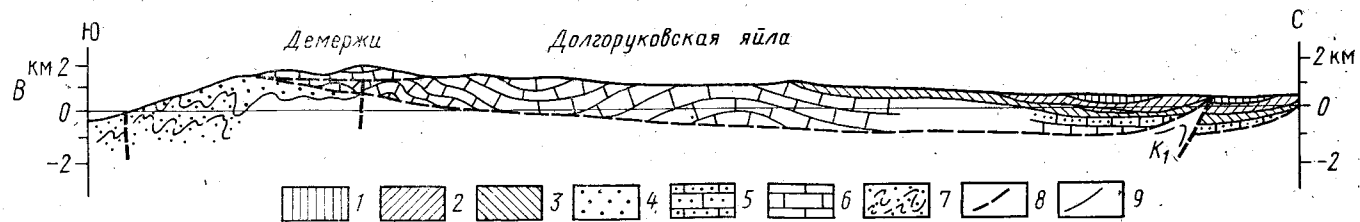
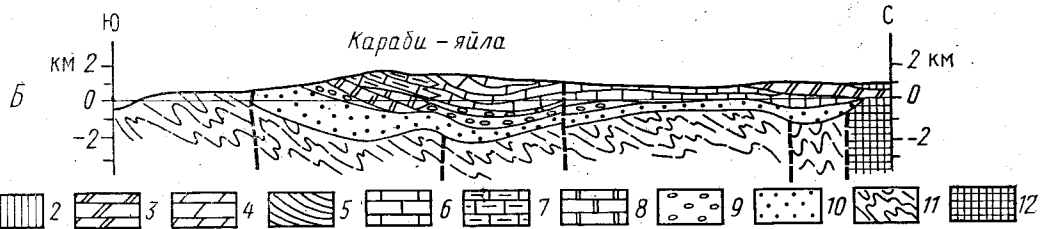
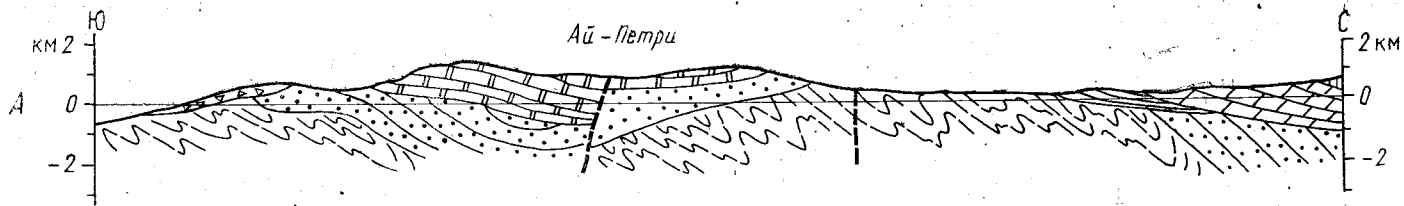
3. Толща ритмичного переслаивания карбонатно-терригенного состава. В основании ритмов в нижней части толщи залегают косослоистые разномерные субаркозовые песчаники с рассеянной галькой (0—2 м), глины (1—50 м); венчаются ритмы детрито-онколитовыми коралловыми и строматолитовыми известняками (1—4 м) с *Mesodicerias* sp. (определения Б. Т. Янина). Мощность 850 м.

4. Толща массивных детритовых, онколитовых, реже коралловых известняков (2—5 м) с прослоями (0,1—0,2 м) более глинистых разностей. Мощность более 500 м.

Видимая мощность разреза около 2700 м. Возраст первой толщи по аналогии с фаунистически охарактеризованными разрезами можно предполагать оксфорд-раннекемериджским [3, 14, 15]. Вторая и третья толщи имеют ранне-среднетитонский возраст, о чем говорят и находки *Mesodicerias* sp., а четвертая — познетитонско-раннеберриасский [2].

Необходимо отметить крайнюю мелководность бассейна седиментации (30—50 м) всех четырех толщ, о чем свидетельствуют онколитовые и строматолитовые известняки. Таким образом, это комплекс отложений крайне мелководного эпиконтинентального моря. Нельзя, однако, исключить разновозрастность отдельных частей указанных толщ. О существовании фациальных изменений в разрезах оксфордско-титонских отложений говорит выделение конгломератовых, глинистых и карбонатных фаций на геологических картах масштаба 1:200000. Но решение этого вопроса затруднено отсутствием в разрезах надежных ортостратиграфических групп организмов и маркирующих горизонтов.

Характер структурных взаимоотношений верхнеюрского комплекса с подстилающими отложениями однозначное истолкование получил



после проведения в 1989—1990 гг. М. Ю. Никитиным перспективной и плановой аэрофотосъемок центральной части Крымской яйлы. На перспективных снимках Чатырдага, на его западном и восточном склонах, отчетливо видно крутое залегание ($60\text{--}70^\circ$) слоев в верхнеюрском комплексе. Примечательно, что слоистость срезается нижним контактом комплекса, что не оставляет сомнений в его тектонической природе [11, 12].

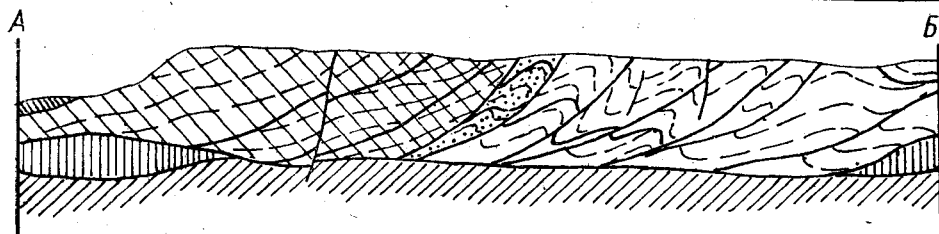
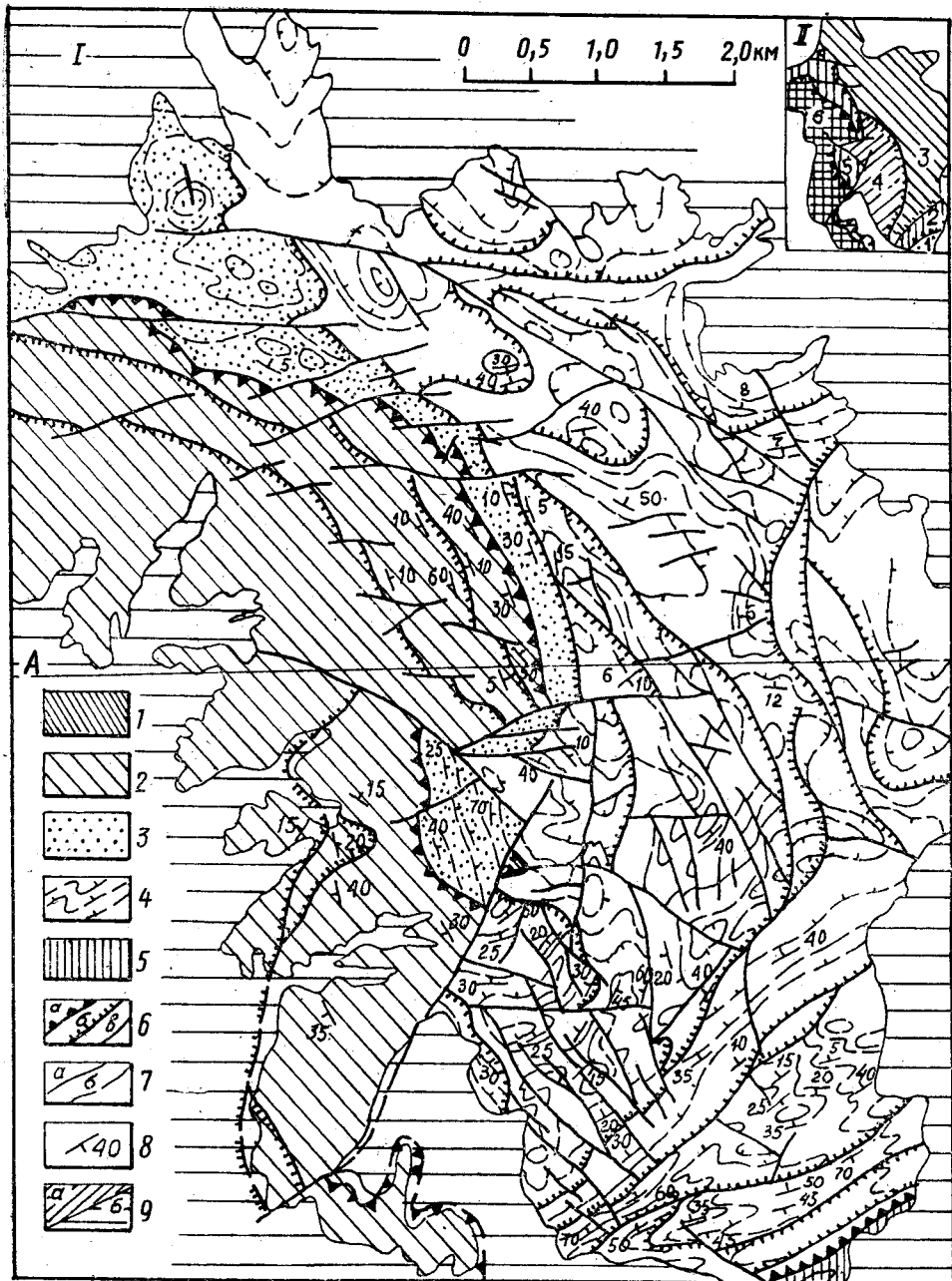
На плановых аэрофотоснимках можно видеть разнообразие по морфологии складки (от изометричных до линейных изоклинальных) в разных частях яйлы. Это противоречит существующим представлениям о простой структуре синклиналиев, сложенных средне-верхнеюрскими отложениями (рис. 1, 2), упрощенной до такого предела, что обозначение их «синклиналиями» вызывает недоумение, так как на разрезах изображены крупные простые складки с углами наклона слоев на крыльях не выше $10\text{--}20^\circ$ [3, 14, 15].

Плановые аэрофотоснимки Долгоруковской яйлы показывают, что структура ее неоднородна: участки с моноклиналильным строением чередуются на площади с участками складчатости разной интенсивности (рис. 2). Изучение аэрофотоснимков показывает, что здесь выделяется серия тектонических пластин, контакты между которыми маркируются цепочками карстовых воронок. Тектонические пластины группируются в пакеты, в пределах которых отдельные пластины сложены одинаковыми толщами и характеризуются близким строением.

Самой нижней пластиной, сложенной терригенной толщей, является юго-восточная, структура которой из-за ограниченного распространения и слабой обнаженности не ясна (рис. 2, II, 1). На нее надвинуты пакеты пластин, сложенные карбонатно-терригенной ритмично-слоистой толщей. Нижний, юго-западный, пакет (рис. 2, II, 2) имеет сложное складчатое строение. В его пределах развиты дисгармоничные простые линейные складки с углами падения на крыльях от 5 до 80° , причем изменения углов происходят на расстоянии в $300\text{--}400$ м.

Второй пакет (рис. 2, II, 3) имеет неоднородное строение в разных частях плато. На юге он характеризуется моноклиналильным строением с углами $30\text{--}40^\circ$, практически конформным ограничивающим его разрывам. В северном направлении площадь, занимаемая пакетом, расширяется. Здесь пакет приобретает простое складчатое строение. Это

Рис. 1. Геологические разрезы яйл Крымских гор. А — Ай-Петринская яйла, по И. В. Архипову [3, рис. 88, с. 347], Б — Караби-яйла [3, рис. 89, с. 352]: 1 — неоген (массандровская свита); 2 — палеоген; 3—5 — меловые отложения: 3 — нерасчлененные, 4 — альб—верхний мел, 5 — валанжин — готерив; 6—9 — верхнеюрские отложения: 6 — известняки титона, 7 — рифогенные известняки, 8 — известняки оксфорда, 9 — конгломераты; 10 — песчано-глинистые отложения средней юры; 11 — таврическая серия; 12 — палеозой. В — Долгоруковская яйла [8, рис. 22, с. 46]: 1 — палеоген — неоген; 2 — песчаники верхнего готерива; 3 — известняки обломочные, известняковые конгломераты валанжина — нижнего готерива; 4—6 — верхняя юра: 4 — конгломераты титона, 5 — известковые песчаники, 6 — известняки; 7 — ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов таврической серии; 8 — надвиги; 9 — геологические границы. Г — Долгоруковская яйла (по авторам): 1 — палеоген — неоген; 2 — мел; 3—5 — верхнеюрско-нижнеберриасовые отложения: 3 — органогенно-обломочная известняковая толща, 4 — ритмично-слоистая карбонатно-терригенная толща, 5 — терригенная толща; 6 — песчано-глинистые отложения средней юры; 7 — преимущественно верхнетриасовая — среднеюрская флишевая таврическая серия; 8 — преимущественно среднетриасовая — среднеюрская обломочно-глинистая эскиординская серия Лозовской зоны смятия; 9 — палеозой и допалеозой Симферопольского поднятия; 10 — межформационные полойные срывы (покровы); 11 — внутриформационные чешуйчатые надвиги; 12 — сбросы, взбросы, сдвиги; 13 — геологические границы



в основном изометричные складки с углами падения на крыльях 10—20°, местами до 50°.

Третий пакет, расположенный в центральной части плато (рис. 2, II, 4), также имеет складчатое строение. Особенностью этих складок является упрощение их в средней части пакета, где углы падения слоев на крыльях изометричных складок составляют всего 5—10°, но возрастают до 50—60° вблизи его подошвы и кровли, где складки приобретают черты линейных. На этот пакет с запада надвинута пластина, сложенная карбонатно-терригенной ритмично-слоистой толщей (рис. 2, II, 5). В центральной части плато пластина имеет моноклиналиное строение с достаточно крутыми углами — 40—70°. В северной части пластины появляются небольшие изометричные складки с меньшими углами наклона на крыльях.

Таким образом, пакеты (рис. 2, II, 2, 5), сложенные ритмично-слоистыми толщами, характеризуются дисгармоничным строением. В большинстве случаев интенсивность деформаций в пакетах возрастает к их средней части, а в одном случае наблюдается обратная закономерность. Важнейшей особенностью этих пакетов покровов является наличие в них складчатых покровов, участвующих в строении изометричных складок. Эти деформированные покровы были почти конформны слоистости и срезают ее под очень острым углом. Можно не сомневаться, что количество доскладчатых послонных покровов много больше, чем это показано, так как их выделение затруднительно, особенно в моноклиналях. Это свидетельствует (по крайней мере в формальном плане) о двух фазах покровообразования: доскладчатой и постскладчатой.

На западе плато располагается самый верхний пакет пластин, сложенный толщей органогенно-обломочных известняков (рис. 2, II, 6). Его пластины слагают разнонаправленные моноклинали с углами 30—60°. В одних пластинах разрывы почти конформны слоистости, в других — наклоны у них противоположны, и слоистость сечется разломами почти под прямым углом. Это говорит о том, что надвиги рассекают (расчешуивают) крупные простые складки, фрагменты которых слагают отдельные чешуи.

Большинство надвигов и покровов происходят в глинистых прослоях, являющихся поверхностями срыва, и практически не встречаются в обнажениях, но в отдельных случаях они реализуются по вязким породам (известняки, песчаники). По механизму образования выделяются надвиги двух типов: хрупкие и вязкие. Возникновение хрупких надвигов сопровождалось образованием тектонических брекчий мощностью 2—5 м или зонами той же мощности сгущения тектонической трещиноватости, конформной поверхностям разрывов, к которым интенсивность трещиноватости возрастает.

Рис. 2. I — схема тектонического строения верхнеюрских отложений Долгоруковской яйлы: 1 — ингрессивно залегающие нижнемеловые отложения; 2—5 — среднеоксфордско-нижеберриасовые отложения: 2 — верхнетитонско-нижеберриасовые органогенно-обломочные известняки, 3 — глинистая ритмично-слоистая пачка с прослоями известняков нижнего — среднего титона, 4 — ритмично-слоистая песчано-глинистая пачка с прослоями пелитоморфных и онколитовых известняков нижнего — среднего титона, 5 — среднеоксфордско-нижекеммериджские песчано-конгломератовые отложения; 6 — надвиги и покровы: а — главные, б — второстепенные, в — сбросы, взбросы, сдвиги и надвиги на разрезе; 7а — границы обнаженных участков, 7б — слоистость на разрезе; 8 — элементы залегания; 9а — триасово-среднеюрские отложения на разрезе; 9б — необнаженные участки. II — расположение пакетов тектонических пластин

Вязкие разломы представлены зонами рассланцевания, в которых эллипсоидальные обломки (1—2×2—4 см) пород связаны между собой жильным кальцитом, пластинки которого ориентированы под углом 5—10° к поверхности зоны (рис. 3). Мощность таких зон рассланцевания составляет 0,5—2 м

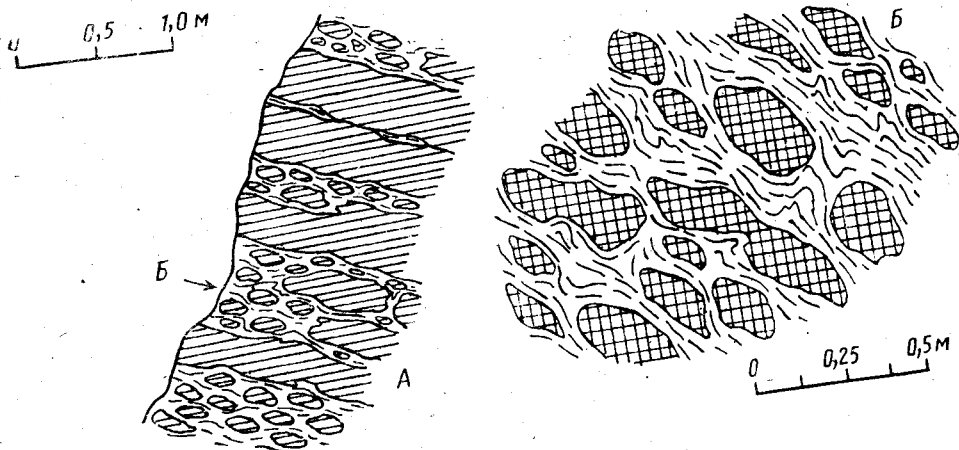


Рис. 3. Зоны рассланцевания вдоль послыльных малоамплитудных пологих разрывов в пачке грубослойных известняков (аз. пл. 280° ∠40°). А — зарисовка обнажения, Б — его деталь

Очевидно, что хрупкие надвиги, сопровождающиеся брекчиями, конформной трещиноватостью, и вязкие с зонами рассланцевания образуют единый ряд нарастающей деформации. Наклоны поверхностей постскладчатых надвигов меняются в широких пределах (от 10 до 40—45°), что говорит об их листрическом характере. Серии пластин образуют чешуйчатую структуру, надвиги которой сходятся на поверхностях пологих срывов, разделяющих формационные комплексы. Борозды и штрихи на зеркалах скольжения показывают, что пластины перемещались по азимутам 120—160°. В основании всего верхнеюрского комплекса имеется субгоризонтальная зона главного срыва, отмечавшаяся еще И. Г. Щербой [18] и представленная катаклазит-милонитовыми тектонитами мощностью до 10—30 м. Эта зона срыва слабо обнажена, но наблюдается в ряде мест на южном склоне яйлы в районах пос. Ласпи, г. Ялты и горы Чатырдаг.

Складчато-чешуйчатая структура нарушена крутыми прямолинейными разломами широтной, северо-западной и северо-восточной ориентировки. Большинство из них являются постнадвиговыми сбросами, взбросами и сдвигами. Среди сдвигов могут быть выделены сонадвиговые граничные сдвиги, развитые в одной пластине и не выходящие из нее.

Караби-яйла, Демержи, Чатырдаг и Бабуган-яйла имеют аналогичное строение. Здесь наблюдаются те же по составу толщи и имеются зоны как складчатого, так и моноклинального строения (рис. 4). Лишь на востоке Караби-яйлы установлена конформная структура зона мегамеланжирования, включающая эллиптические блоки (50—100—100—400 м) слабонарушенных пород в матриксе более дислоцированных. Здесь же, на западе имеется конформная зона брекчий, от которой отходит аналогичная зона северо-северо-западного простирания, занимающая секущее положение в ритмично-слоистой толще. Генезис этих пород проблематичен, но наиболее вероятно их гидротектоническая природа.

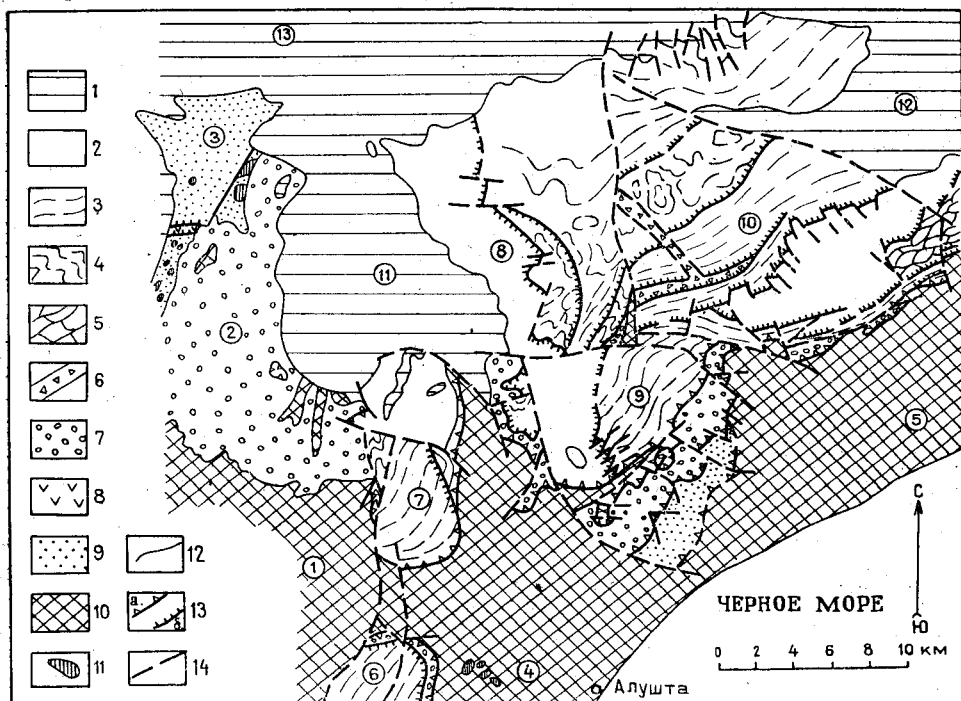


Рис. 4. Структурная схема центральной части Горного Крыма: 1 — преимущественно нижнемеловые отложения; 2—7 — келловейско-нижнеберриасские отложения: 2 — верхнетитонско-нижнеберриасские органогенные и органогенно-обломочные известняки, 3—5 — ниже-среднетитонские ритмично-слоистые карбонатно-терригенные отложения (3 — моноклиналино залегающие, 4 — складчатые, 5 — мегамеланжированные), 6 — гидротектонические брекчии карбонатного состава, 7 — среднеоксфордско-нижнекемериджские преимущественно конгломератовые отложения; 8 — верхнебайосские вулканы основного состава; 9 — преимущественно среднетриасово-среднеюрские отложения эскиординской серии; 10 — преимущественно верхнетриасово-среднеюрские отложения таврической серии; 11 — среднеюрские интрузивные и субвулканические тела; 12 — несогласные границы; 13 — шарьяжи и надвиги (а — главные, б — второстепенные); 14 — сбросы, взбросы и надвиги. Цифры на карте: 1—5 — антиклинории: 1—3 — Качинский (1 — ядро, 2 — восточное погружение, 3 — Лозовская зона смятия), 4 — Южнобережный, 5 — Туакский; 6—10 — синклинории: 6 — Юго-Западного Крыма (Бабуганский аллохтон), 7—10 — Восточно-Крымский (аллохтоны: 7 — Чатырдагский, 8 — Долгоруковский, 9 — Демержинский, 10 — Карабийский); 11—12 — эрозивно-тектонические котловины (11 — Салгирская, 12 — Танасская); 13 — северная моноклиналиная зона Горно-Крымского поднятия

Названные брекчии и слабая тектоническая переработка пород как верхнеюрского, так и более древних комплексов [2, 11, 12], имеющих складчато-чешуйчатое строение, свидетельствуют о существенной роли флюидов в процессе шарьирования. Вероятно, аллохтоны перемещались на водной «подушке», находившейся под высоким внутрипластовым давлением.

В целом формирование аллохтона верхнеюрских отложений происходило по следующей схеме: 1) вначале произошел срыв всего комплекса по его основанию, сопровождавшийся близкими к послойным срывами внутри самого комплекса; 2) позднее произошло расчешуйвание аллохтона по системе листрических надвигов, сливавшихся с базальной поверхностью срыва. Обе эпохи деформации принадлежат единому этапу шарьирования.

Амплитуды надвигов и покровов остаются проблематичными, так как достоверно известны их корни. Наиболее вероятно первоначальное местонахождение позднеюрского мелководного бассейна в пределах современной Лозовской зоны смятия — раннекимммерийской сформировавшейся сутуры, на месте закрытия Таврического глубоководного бассейна в средней юре. В пользу такого предположения говорят и находки глыб верхнеюрских известняков в меланже Лозовской зоны, в районе с. Петропавловка [15], расположенной в 15 км севернее. Приняв Лозовскую зону за корневую область покровов, суммарную амплитуду перемещения аллохтонов верхнеюрских отложений можно оценить в 15—20 км. Амплитуды отдельных покровов и надвигов, разделяющих пластины и их пакеты, вероятно, составляют сотни метров — первые километры.

Время шарьирования аллохтона определяется возрастом пород аллохтона и неоавтохтона. Наиболее молодыми отложениями аллохтона являются тесно связанные с титонскими известняками известняки нижнего берриаса четвертой из описанных выше толщ. Перекрывается аллохтон несогласно ингрессивно залегающими породами верхнего берриаса и более молодыми отложениями нижнего мела в Салгирской котловине и других местах северного склона яйлы [2, 3, 14, 15]. Таким образом, срыв аллохтона произошел в очень краткий промежуток времени — в середине берриаса — с шарьированием масс с северо-запада на юго-восток на 15—20 км, минимальные амплитуды смещения приходятся на запад Горного Крыма и увеличиваются в восточном направлении. Начавшись на западе, закрытие бассейна продолжалось, последовательно смещаясь в восточном направлении. Эта тенденция косоугольной коллизии, начавшейся, вероятно, в ранней юре, сохранилась до начала раннего мела, что согласуется с палеомагнитными данными [16].

Авторы работы [1] полагают, что деформация и надвижение верхнеюрских известняков происходили в позднеальбское время на основании наблюдаемых на ограниченной площади в районе пос. Мраморное надвиговых соотношений между верхнеюрскими и ингрессивно залегающими апт-альбскими (?) отложениями. Однако этот вывод едва ли целесообразно распространять на весь Горный Крым, так как на остальной его площади нижний мел перекрывает все подстилающие отложения трансгрессивно или ингрессивно и не несет никаких следов деформаций, которые могли бы быть связанными с шарьированием. Думается, что данные соотношения проявляются локально, подобно вторичному включению кластолита аптских известняков в среднеюрский меланж Лозовской зоны смятия в районах с. Петропавловка и бассейна р. Бодрак [5]. Это вторичное обновление зоны смятия и покровных структур (местами, возможно, с новообразованием малоамплитудных покровов и надвигов) в конце альба может быть связано с коллизией Эвксинско-Скифского объединенного террейна с Восточно-Европейской платформой при его присоединении к последней, что следует из палеомагнитных данных [16].

Таким образом, в середине берриаса произошло закрытие позднеюрского эпиконтинентального бассейна с выдавливанием выполнявших его отложений на юг, в район современной яйлы. Здесь возникла амагматичная островная дуга с относительным перепадом высот рельефа, сопоставимым с современным. В раннемеловую эпоху в эрозионные долины с севера и северо-запада ингрессировал морской платформенный бассейн. Дальнейшая мезозойская и кайнозойская, до миоцена включительно, история региона связана с платформенным развитием Скифской плиты.

Полученные данные позволяют уточнить представления об истории формирования складчато-чешуйчатого горнокрымского комплекса. Если ранее считалось, что он сформировался в начале средней юры, то теперь очевидно, что его окончательное оформление произошло в позднекиммерийскую тектоническую эпоху.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Галкин В. А., Федоров Е. В., Бахор Кассем. О взаимоотношениях и структуре верхнеюрских и нижнемеловых отложений в долине р. Салгир (Центр. Крым)//Докл. РАН. 1992. Т. 325, № 2. С. 337—341.
2. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма (стратиграфия мезозоя)/Под ред. О. А. Мазаровича, В. С. Милеева. М., 1989. 168 с.
3. Геология СССР. Т. 8. М., 1969. 575 с.
4. Дехтярева Л. В., Безвинный В. П., Киреев С. И. и др. О надвиговых структурах киммерид района с. Лозовое под г. Симферополь//Вестн. Киев. ун-та. Геол. 1985. № 5. С. 41—43.
5. Дехтярева Л. В., Михайлова И. А., Нероденко В. М. и др. О природе глыбовых известняков в окрестностях г. Симферополь//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 3. С. 64—67.
6. Заика-Новацкий В. С., Казаков А. Н., Ржаницына С. В. и др. Структурная эволюция Украинского щита и Горного Крыма//Вестн. Киев. ун-та. Геол. 1985. № 4. С. 18—25.
7. Казанский Ю. В. Тектоника Крыма. М., 1982. 112 с.
8. Казанский Ю. В., Казанцева Т. Г., Аржавитина М. Ю. Структурная геология Крыма. Уфа, 1989. 154 с.
9. Короновский Н. В., Милеев В. С. О соотношении отложений таврической серии и эскиорднской свиты в долине р. Бодрак (Горный Крым)//Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1974. № 1. С. 80—87.
10. Лычагин Г. А. Геологическое строение и история развития Крымского п-ова//Изуч. и освоен. минер. богатств Крыма за годы сов. власти. Вып. 1. Симферополь, 1957.
11. Милеев В. С., Вишневский Л. Е., Никишин А. М. и др. Формации аккреционной призмы Горного Крыма//Изв. вузов. Геол. и разв. 1992. № 4. С. 25—31.
12. Милеев В. С., Никитин М. Ю., Никишин А. М. и др. Структура Горного Крыма и ее формирование//Механизмы структурообраз. в литосфере и сейсмичность. М., 1991. С. 51—52.
13. Моисеев А. С. К геологии юго-западной части Главной гряды Крымских гор//Мат-лы по общ. и прикл. геол. (Геолкома). Вып. 89. Л., 1930. 82 с.
14. Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского п-ова. М., 1960. 207 с.
15. Муратов М. В. Геология Крымского п-ва//Руковод. по учеб. геол. прак. в Крыму. Т. 2. М., 1973. 192 с.
16. Печерский Д. М., Сафонов В. А. Палинспастическая реконструкция положения Горного Крыма в средней юре — раннем мелу на основе палеомагнитных данных//Геотектоника. 1993. № 1. С. 96—105.
17. Фохт К. К. Годовой отчет за 1899 г.//Изв. Геолкома. 1900. Вып. 19, № 3. С. 39—41.
18. Щерба И. Г. Плиоцен-четвертичные олистостромы Крыма и механизм их образования//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53, вып. 4. С. 23—34.

Московский
государственный университет

Поступила в редакцию
01.02.94

POSITION OF UPPER JURASSIC COMPLEX IN MOUNTAIN CRIMEA STRUCTURE

V. S. Mileev, S. B. Rozanov, E. Yu. Baraboshkin, M. Yu. Nikitin, I. V. Shalimov

The new data on the positions of Upper Jurassic carbonate complex in geologic structure of Mountain Crimea and its relation to the more ancient units are given. Upper Jurassic limestone bodies are allochthonous plates with complicated folded and scaled inner structure. These bodies overthrust in Berriasian time on the Triassic-Middle Jurassic terrigenous complexes with distance of displacement from north-west to south-east appear to be equal to 10—15 km.