

УДК 551.242.11 (477.75)

В.С. Милев, С.Б. Розанов, Е.Ю. Барабошкин, И.В. Шалимов

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ГОРНОГО КРЫМА

Строение дислоцированного комплекса Горного Крыма до сих пор дискуссионно. Многие исследователи и сейчас придерживаются представлений о сравнительно простой структуре этого комплекса, выработанных еще в 50 – 60-е годы М.В. Муратовым и его сотрудниками [5, 9 и др.]. Согласно их представлениям, на сложноскладчатых породах верхнетриасово-нижнеюрской флишевой таврической серии, слагающей антиклинории, с резким несогласием залегают среднеюрские угленосные и вулканогенные породы, с незначительным несогласием перекрываемые верхнеюрскими глинисто-конгломератово-карбонатными отложениями, которые образуют простые синклинальные формы – синклинории. Становлению и сохранению этой концепции до сих пор способствовали нормальная стратиграфическая последовательность указанных комплексов, труднодоступность и слабая обнаженность их контактов. И в настоящее время геологическая съемка Горного Крыма ведется на основе представлений и стратиграфической схемы, предложенных М.В. Муратовым.

Эволюцию взглядов на тектонику региона авторы статьи рассмотрели ранее [7 и др.]. В 80 – 90-е годы мы [3, 6, 7, 8 и др.] указали на покровное строение триасово-юрского комплекса и обосновали алохтонное положение верхнеюрских отложений главной гряды (Яйлы), показав особенности внутреннего строения этого алохтона.

Стратиграфические комплексы. Нам представляется, что в строении триасово-нижнеберриаского горнокрымского комплекса должны выделяться четыре серии:

1. Ранне (?) -среднетриасово-среднеюрская шельфовая глинисто-терригенная эскиординская серия.

2. Позднетриасово-среднеюрская глубоководная флишевая таврическая серия.

3. Позднеяйловско-келловейская (?) островодужная известково-щелочная андезит-базальтовая карадагская серия.

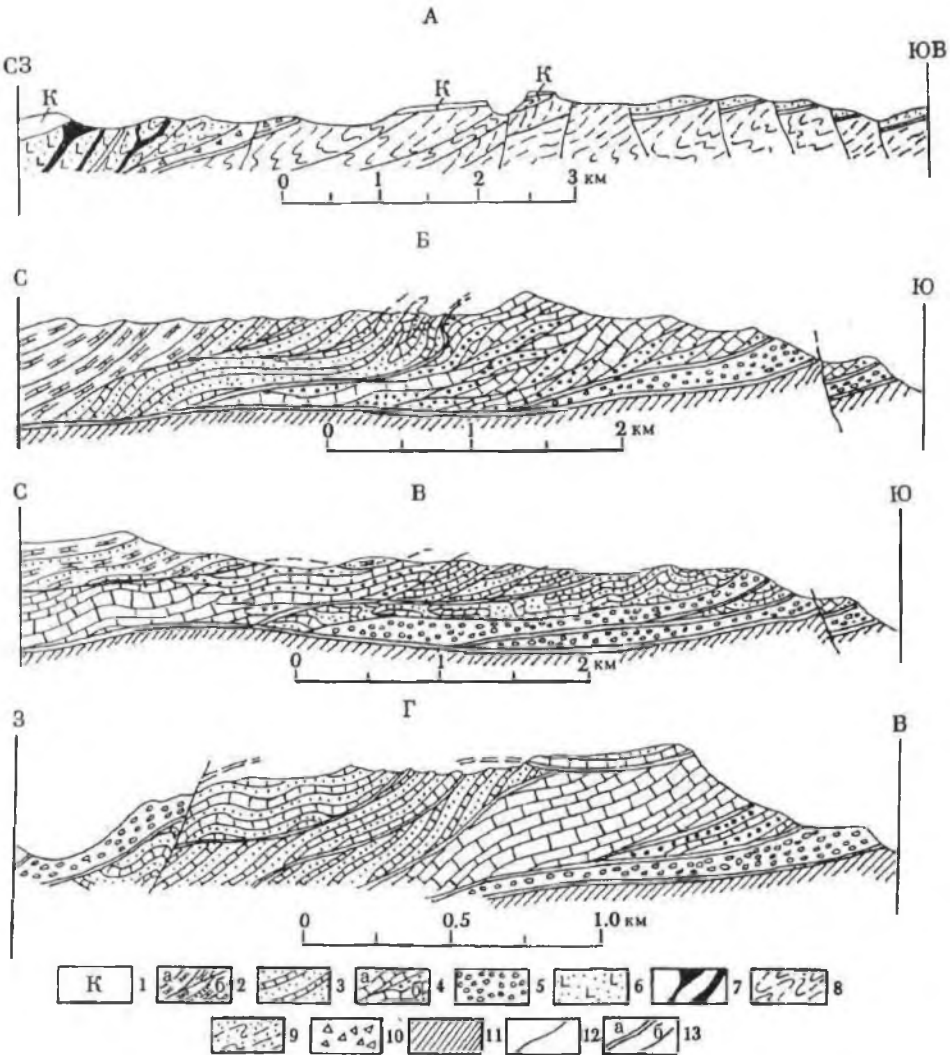
4. Позднекелловейско(?) -раннеберриаская мелководная яйлинская серия, включающая карбонатную (риффовые, шлейфовые и зарифовые фации карбонатной платформы), конгломератовую и флишеидную карбонатно-терригенную формации.

Мощности каждой из серий пока не поддаются точному определению, но заведомо превышают несколько сотен метров. Нижние две серии прованы среднеюрским аюдаг-первомайским диоритовым комплексом.

Тектоническая структура. В тектоническом отношении в Горном Крыму выделяются Горнокрымская структурная зона, занимающая почти всю площадь региона, и Лозовская зона смятия, локально распространенная на севере (рисунок).

Горнокрымская зона в разрезе сложена тремя структурными единицами. Нижняя структурная единица обнажена в нижних частях склонов долин рек Крымских гор. В ее строении участвуют преимущественно флишевые отложения таврической серии и в меньшей степени песчано-глинистые породы эскиординской серии. Тектоническая структура представляет совокупность многочисленных дигитаций, разделенных относительно крутыми (с углами падения 45 – 60° в северных румбах) надвигами. В самих дигитациях наблюдаются крутые (50 – 80°), находящиеся в прямом и опрокинутах залегании моноклинали с северным падением. Рже отмечаются участки аномальной ориентировки, в которых дигитации и слоистость в них погружены в северо-восточном направлении. Протяженность моноклиналей и, следовательно, мощность дигитаций составляют сотни метров. Крутые протяженные моноклинали в прямом и опрокинутах залегании свидетельствуют о расчленении крупных складчатых структур южной вергентности. Отсутствие кляважа в алевропесчаниках таврической серии указывает на то, что деформации проходили в еще не полностью литифицированных породах. Об этом же свидетельствует понижение температур пиролиза органического вещества в перевернутых моноклиналах в верхних частях этой структурной единицы, сложенных более древними отложениями [10]. Рже встречаются зоны мелкой складчатости шириной 100 – 400 м, приуроченные к посткэммерийским разломам. Вероятно, нижняя структурная единица является параавтохтоном с четко выраженной южной вергентностью.

Верхние части склонов и вершины Второй гряды, а также основание склонов Яйлы слагает вторая структурная единица, представленная в основном песчано-глинистыми, в том числе угленосными, отложениями, среди которых иногда встречаются отложения таврической серии, а также вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования карадагской серии. Структура этой единицы аналогична структуре нижней. Отметим, что крутая слоистость в нижней и средней структурных единицах утлакаются в разграничивающую их практически горизонтальную поверхность покровы, которая маркируется коформными ей линзовидными телами существенно кварцевых (высо-



Схематические геологические разрезы: А - долина р. Бодрак, Б - западная часть Караби-Яйлы, В - южная часть Долгоруковской Яйлы, Г - Чатырдаг; 1 - меловые отложения; 2 - 5 - яйлинская серия, толщи (2 - верхнететонские: а - карбонатная, б - карбонатно-терригенная; 3 - карбонатно-терригенная нижнего - среднего гитона; 4 - кимериджские: а - биогермная шлейфовая, б - терригенно-карбонатная; 5 - песчаниково-конгломератная с известняковыми горизонтами в верхах верхнего коллоя (? - оксфорда), б - 7 - карадагская серия (б - вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования; 7 - поднебайские субвулканические тела); 8 - флиш таврической серии; 9 - терригенно-глинистая эскиординская серия; 10 - меланж, преимущественно эскиординской серии, 11 - триасово-среднеюрские отложения нерасчлененные; 12 - геологические границы; 13 - разрывные нарушения (а - крупные, б - мелкие)

козрелых) песчаников и гравелитов. В целом внутренняя структура дигитаций второй единицы изучена слабее из-за худшей обнаженности. Определение амплитуд надвигов и покровов в описанных структурных единицах затруднено из-за близости их составов и отсутствия маркирующих горизонтов.

Третья, верхняя, структурная единица образует вершины Яйлы и сложена отложениями верхнего келловей(?) — нижнего берриаса яйлинской серии. Благодаря лучшей обнаженности и большей контрастности входящих в ее состав отложений (конгломераты, песчаники, рифогенные и шлейфовые известняки, мергели и флишоидные карбонатно-терригенные отложения) ее строение изучено детальнее, а выделение дигитаций проведено надежнее и полнее. Здесь установлено до 12 дигитаций, надвинутых одна на другую с северо-запада на юго-восток. Каждая из них сложена определенным типом отложений и состоит из ряда тектонических иластин. Для большинства дигитаций внутренняя структура является моноклиальной. Дигитации, сложенные плитчатыми шлейфовыми известняками и флишоидными карбонатно-терригенными породами, в ряде случаев смяты в простые изометричные складки с углами падения на крыльях 5 — 25°, причем в этих складках участвуют и сами покровы. Местами в лобовых частях дигитаций установлены чешуйчатые структуры, аналогичные таковым во фронтальной части Мойнского надвига Шотландии [14]. Расчеты показывают, что степень деформации дигитаций возрастает от тыловых частей к фронтальным от -0,07 до -0,2, а в чешуйчатой структуре достигает -0,47 [10]. Амплитуды перемещения этой структурной единицы составляют 10 — 20 км.

Общая черта всех структурных единиц — южная vergentность складок и надвигов. Исключение представляет известный по работам А.С. Моисеева надвиг северной vergentности на северном склоне Чагырдага, по которому верхнеюрские породы надвинуты на альбские (ретрошарьяж, по В.В. Юдину [15]), имеющий, вероятно, неотектоническую гравитационную природу. Другая общая черта — простая внутренняя структура дигитаций и слабая тектоническая переработка горных пород в зонах разломов. Этим регион резко выделяется из областей покровного строения, где породы в связи с покровообразованьем испытывают интенсивное рассланцевание и мсланжирование.

Лозовская зона смятия имеет субширотное простирание и с севера ограничивает Горнокрымскую структурную зону, резко отличается от нее строением. Граничат обе зоны по продольным крупным субвертикальным разломам, неоднократно обновляющимся. На севере зона перекрыта отложениями чехла Скуйфской плиты, под которыми на нее надвинуты метаморфиты фундамента Симферопольского поднятия [15]. В ее строении участвуют главным образом терригенно-глинистые

отложения эскиординской серии и в меньшей степени таврической флиш. Но в основном эту зону отличает большее распространение вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород карадагской серии и образований бодракского субвулканического комплекса, а также среднеюрских диоритовых интрузивов аюдаг-лервомайского комплекса [4]. В тектоническом отношении в ней можно выделить две подзоны.

Южная подзона имеет структуру метамеланжа, в которой эллипсоидальные блоки слабодислоцированных пород перечисленных серий с фрагментами внутренней складчатой структуры с размерами несколько десятков — несколько сотен метров обтекаются рассланцеванной существенно глинистой слабосерицитизированной, хлоритизированной массой, включающей более мелкие кластоиды всех серий. Мощности этих зонк составляют от нескольких метров до десяти метров. Такое строение обуславливает мегасивлеую структуру подзоны, погружающуюся в северных румбах под углами от 45 до 90°. На границе с Горнокрымской зоной выделяется более мощная (до 200 — 300 м) зона мезомеланжа, в которую включены экзотические глыбы каменноугольных и пермских пород и известняков верхней юры и нижнего мела.

Северная подзона расланцевана слабее и сложена почти вертикально залегающими терригенными породами битакской свиты эскиординской серии — образованиями задугового бассейна. В целом для Лозовской зоны характерна также южная vergentность, но менее выраженная, чем в Горнокрымской зоне.

Особенности строения покровных зон. В Горнокрымской зоне в двух нижних структурных единицах покровы и надвиги, разделяющие отдельные дигитации, чаще всего выражены маломощными (10 — 30 см) зонками дезинтеграции терригенных пород крыльев разрыва. Пласты алевропесчаников и песчаников в них будинированы, их эллипсоидальные обломки находятся в перетертом, милонитизированном матриксе, слабосерицитизированном и хлоритизированном. Аналогичные зоны дезинтеграции между структурными единицами имеют мощность до нескольких метров, местами до нескольких десятков метров (зоны меланжа, по В.В. Юдину). В некоторых случаях к покровам, разделяющим нижнюю и среднюю структурные единицы, приурочены линзовидные тела высокозрелых, существенно кварцевых песчаников и гравелитов (жрновые песчаники) — кварцитоидных пород местами с пленочным серицитовым или хлоритовым цементом, а местами с бесцементными участками с коррозионным конформным и инкорпорационным сочением зерен. Эти породы отяжачены более высокой степенью метаморфизованности. Отметим практически полное отсутствие гидротермальных жил на контактах этих единиц.

Разнообразнее выражены покровы и надвиги в верхней структурной единице, особенно в карбонатных породах. В ее основании отмечены мощные (до 20 м) зоны брекчирования и милонитизации, состоящие из обтертых в разной степени обломков в неравномерно милонитизированном матриксе. В карбонатных породах дигитации отделяются одна от другой конформными слоистостями зонами сгущения трещиноватости, придающими породе плитчатую отдельность, трещиноватость быстро разрежается при удалении от разлома. Сам разлом иногда фиксируется зонами свилевого строения, в которых ориентированные элипсоидальные обломки соединены пленочным зернистым кальцитовым цементом без оптической ориентировки зерен.

В других случаях на контактах наблюдаются кальцитовые жилы двух типов: 1) маломощные (до 3 – 5 см) жилы зеркал скольжения с крупноразмерными монокристаллами (размером до 10 – 40 см), ориентированными под углами 5 – 10° к контакту; 2) мощные (до 30 – 80 см) многослойные синтаксиальные жилы отрывного типа. На отдельных участках жилы деформированы и перекристаллизованы. Жилы первого типа формировались в процессе перемещений по разрывам, а второго – в тектонически спокойной обстановке.

Другой тип контакта особенно характерен для нашивтов, разделяющих верхние дигитации карбонатного состава и нижние терригенные. Последние представлены разновалуными конгломератами с подмиктовым песчаниковым цементом, содержащим плохо сортированные слабоокатанные зерна. В известняках же на контакте наблюдаются карбонатные брекчии с матриксом тонкозернистых кварцевых алевролитов с карбонатным цементом. По мере удаления от контакта многочисленные мелкие неориентированные обломки известняков укрупняются и выстраиваются в будинированные пласти с уменьшением количества матрикса до его полного исчезновения. Мощность таких зон составляет 2 – 5 м. Карбонатные брекчии отмечены не только на контактах, но иногда слагают флюидокластические дайки, рассекающие дигитации известняков от разрывов вверх по разрезу. На Караби-Яйде такие дайки имеют мощность до 150 м при протяженности до 700 – 1400 м.

Механизмы шарьирования. Все перечисленные типы проявления покровов и надвигов, и в первую очередь слабую переработку пород на контактах и малую деформированность аллохтонов, можно объяснить флюидно-тектоническим механизмом их образования. Надвиги в нижней и средней структурных единицах формировались, видимо, в еще не до конца литифицированных водонасыщенных осадках в процессе образования аккреционной призмы. Шарьирование же второй и третьей структурных единиц, вероятно, происходило на флюидных подушках при сверхвысоких

внутрипластовых давлениях, превосходивших литостатическую нагрузку на этих глубинах. Реальность такого механизма рассмотрена ранее [13]. Известны и примеры подобных покровов в Канадских Кордильерах, Южном Каратау и в других регионах. Аллохтон, поддерживаемый флюидом, перемещался почти без трения, что и объясняет слабую переработку пород в зоне контакта, да и слабую дислоцированность самих аллохтонов. Тем не менее при этом в зоне разлома образуются в небольшом количестве брекчии, а течение флюида при перемещении аллохтона ведет к флюидно-катакластической эрозии пород – их дезинтеграции до отдельных зерен, выведением в шлам легко разрушающихся минералов с обогащением наиболее устойчивыми (кварцем). Сам флюид был низкотемпературным и имел, вероятно, углекисло-кальцитовый состав. Его активность была достаточной лишь для мобилизации кальцита, но не SiO_2 . Когда же система вскрывалась посредством прорывов, аллохтон “садился” на свое место, а из флюида выпадал ситтаксиальный шестоватый кальцит.

Геодинамическая эволюция Горного Крыма выглядит следующим образом:

1. В раннем(?) – среднем триасе эпигерцинская платформа подвергалась долготному растяжению на начальной стадии рифтогенеза с образованием утоненной шейки в континентальной коре. Возник мелководный шельфовый бассейн, существовавший до позднего триаса, в котором начали накапливаться отложения эскиюрдинской серии.

2. В ранней юре растяжение привело к дифференциации рельефа бассейна на шельф, континентальный склон и абиссаль. Вероятно, произошел разрыв континентальной коры, и сформировались киммерийские офиолиты [14, 15]. Обособились террейны: Скифия в области современного Степного Крыма и Эвксиния на юге, в современной акватории Черного моря [3, 6, 7 и др.). Их разделяли два глубоководных рифтогенных прогиба – Северо-Крымский, в районе Каркинитского залива – Перекопа, и Таврический, в области современных Крымских гор [12]. В последнем на шельфе продолжалось накопление образований эскиюрдинской серии, а в основании континентального склона начала формироваться таврическая серия.

3. В конце ранней – начале средней юры растяжение сменилось сжатием, ведущим к сближению Эвксинии и Скифии с субдукцией коры Таврического бассейна под Скифию. При этом образовывались крупные складки и аккреционная призма южной вергентности.

4. Во второй половине байосского века в Лозовской зоне возникла островная дуга, внедрились диоритовые интрузивы, формировались вулканическая карадагская серия и Битакский задуговый бассейн. Магматиты Южного берега, возможно,

находятся в аллохтоне и перемещены с севера. Возможно, существовала и вторая, южная, внутривассейновая зона субдукции со своей островной дугой.

5. В конце средней юры произошли коллизия и объединение Эвксинии и Скифии. При этом Таврический бассейн закрылся, а выполнявшие его отложения шарьировались на юг. Идентичность нижней и средней структурных единиц позволяет предположить, что и первая — аллохтон, надвинутый на северный край Эвксинии и сейчас находящийся на глубине, о чем свидетельствует двукратное увеличение мощности континентальной коры под Горным Крымом [5]. От Таврического же бассейна осталась лишь сутура — Лозовская зона смятия.

6. С конца келловая по ранний берриас над Лозовской зоной существовал крайне мелководный (30 — 50 м) эпиконтинентальный морской бассейн карбонатной платформы, достигший максимума развития в титонском веке, о чем свидетельствуют отложения яйллинской серии. В середине берриаса в условиях сжатия Лозовская зона подверглась дополнительной компрессии, и отложения яйллинской серии были сорваны со своего основания и перемещены на юг — юго-восток на 10 — 20 км — в их современное положение, что сформировало третью структурную единицу Горнокрымской зоны. При этом возникла амагматическая островная дуга, на которой образовался эрозивный рельеф с перепадом высот, сопоставимым с современным.

7. С позднего берриаса по конец миоцена Крым развивался в платформенном режиме. В раннем мелу морской бассейн неоднократно ингрессировал в долины северного склона островной дуги. В конце раннего мела Скифско-Эвксинийский террейн присоединился к Восточно-Европейской платформе [11], что привело к обновлению разломов, в том числе и покровов [2], и включению в меланж Лозовской зоны кластолитов нижнемеловых отложений [3].

Изложенная схема эволюции Горного Крыма удовлетворительно согласуется с палеомагнитными данными [11].

8. Современное дейтероорогенное сооружение Горного Крыма формировалось с конца миоцена в связи с развитием современной глубоководной Черноморской впадины [1] и базификацией в ее пределах центральной части Эвксинии, сохранявшейся, вероятно, лишь в пределах Мезийской и Грузинской глыб. Обновились главным образом вертикальные разломы, и образовался Чатырдагский гравитационный покров, оползающий на север.

Таким образом, Горный Крым — позднекимерийское складчато-чешуйчатое сооружение, су-

щественно отличающееся как по возрасту, так и по стилю строения и эволюции от других регионов Средиземноморского складчатого пояса.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (гранты 95 — 05 — 14695 и 95 — 05 — 16697).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М., 1993.
2. Галкин В.А., Федоров Е.В., Бахор Кассем. О взаимоотношениях и структуре нижнемеловых и верхнеюрских отложений в долине р. Салгир (Центральный Крым) // Докл. РАН. 1992. Т. 325. № 2. С. 337 — 341.
3. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма (стратиграфия мезозоя) // Под ред. О.А. Мазаровича, В.С. Милсева. М., 1989.
4. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма (стратиграфия кайнозоя, магматические, метаморфические и метасоматические образования) // Под ред. О.А. Мазаровича, В.С. Милсева. М., 1989.
5. Геология СССР. Т. 8. М., 1969.
6. Милсеев В.С., Никитин М.Ю., Никишин А.М. и др. Структура Горного Крыма и ее формирование // Механизмы структурообразования в литосфере и сейсмичность. М., 1991. С. 51 — 52.
7. Милсеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю. и др. Положение верхнеюрских отложений в структуре Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70, вып. 1. С. 22 — 31.
8. Милсеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю. и др. Особенности внутренних деформаций аллохтонов Горного Крыма // Докл. РАН (в печати).
9. Муратов М.В. Геология Крымского полуострова // Руководство по учебной геологической практике в Крыму. Т. 2. М., 1973.
10. Павленко Т.И., Пономарева Е.В. Пологие разрывы в структуре Качинского поднятия Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69, вып. 3. С. 35 — 38.
11. 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.
12. Плахотный Л.Г. Раннекимерийские структуры Крыма и соотношение их с альпийскими и докембрийскими // Геотектоника. 1990. № 2. С. 54 — 62.
13. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М., 1981.
14. Хопгут А.М. Чешуйчатая структура // Структурная геология и тектоника плит / Под ред. К. Сейферта. Т. 3. М., 1991. С. 277 — 279.
15. Юдин В.В. Структурно-геодинамическая модель Крыма // Проблемы сейсмобезопасности Крыма. Севастополь, 1995. С. 45 — 50.