

УДК: 551.242.11 (234.86)

КИММЕРИЙСКАЯ И АЛЬПИЙСКАЯ ТЕКТОНИКА ГОРНОГО КРЫМА*В.С. Милеев¹, Е.Ю. Барабошкин¹, С.Б. Розанов¹, М.А. Рогов²*

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

¹ Поступила в редакцию 21.04.05² Геологический институт РАН, Москва

Описано складчато-покровное строение триасово-нижнеберриасских отложений, разделенных на эскиординскую, таврическую, карадагскую, судакскую и яйлинскую серии, и интрузивов. В позднекиммерийском структурном комплексе выделены три структурные единицы, разделенные компрессионными покровами, причем верхняя единица, сложенная платформенными отложениями (яйлинская серия), структурно связана с нижними. На альпийском, дейтероорогенном этапе на плечах горного сооружения Крыма сформировались флексуры, связанные с листрическими сбросами, которые на южном плече, в акватории, вероятно, переходят в надвиги, образуя полуцилиндрические разломы.

Горный Крым принадлежит к относительно хорошо изученным регионам альпийского Средиземноморского складчатого пояса и часто рассматривается как тектонотип его северного обрамления. В настоящее время существует несколько вариантов интерпретации структуры и геологической эволюции региона. К началу 60-х гг. XX в. М.В. Муратовым и его сотрудниками [5, 21] были выработаны представления о триасово-среднеюрском сложнислоцированном комплексе, перекрытом просто построенными средне-верхнеюрскими отложениями, слагающими соответственно антиклинории и синклинории. Эта точка зрения развивается и поныне его последователями [2, 23, 26—28]. С середины 1970-х гг. появились данные о покровном строении региона [3, 4, 6, 7, 9, 10, 14—20, 24, 25, 32—34]. При этом строение, направление, последовательность и время шарьирования разными авторами принимаются различными, определяя важные дискуссионные проблемы геологического строения региона.

В 1970—1990-е гг. авторы [3, 14—20] показали, что позднекиммерийский структурный комплекс Горного Крыма имеет складчато-покровное строение, причем шарьирование в соответствии с направлением вергентности шло в юго-юго-восточном направлении. На альпийском тектоническом этапе, в процессе дейтероорогенеза, киммерийская структура была переработана, что усложнило ее.

Стратиграфические и интрузивные комплексы

В настоящее время авторам [3, 4, 10, 14—20] представляется, что в строении триасово-нижнебер-

риасского горно-крымского комплекса должны выделяться пять серий¹:

1. Нижнетриасово(?)-ладинско-верхнебайосская шельфовая глинисто-терригенная эскиординская серия.

2. Норийско-нижнебайосская глубоководная флишевая таврическая серия в проксимальной и дистальной фациях.

3. Верхнебайосская островодужная известково-щелочная вулканическая в основном андезибазальтовая. карадагская серия.

4. Батско-кимериджская склоново-шельфовая известняково-глинисто-песчаная судакская серия.

5. Титонско-нижнеберриасская крайне мелководная (до 50 м) яйлинская серия, представленная карбонатной (рифовые, шлейфовые и зарифовые фации карбонатной платформы), конгломератовой и ритмичной карбонатно-терригенной толщами, фациально замещающими одна другую, — это квазиплатформенная формация, структурно связанная с подстилающими отложениями.

Мощности каждой из серий пока не поддаются точному определению из-за тектонических соотношений между ними, но заведомо превышают несколько сотен метров.

Породы нижних серий прорываются среднеюрскими плутонами микродиоритов и диоритов интрузивного первомайско-аюдагского комплекса, а карадагской серии — базальтовыми, андезибазальтовыми телами субвулканического бодракского (в центре и на западе региона) и карадагского (на востоке) комплексов, образующими совместно бодракско-кара-

¹ Вопросы возраста серий в статье не обсуждаются, так как это отдельная проблема.

дагскую вулканическую ассоциацию на западе и карадагскую ассоциацию, включающую андезиты, дациты и риолиты, на востоке, в Карадагском вулканическом массиве [4].

Тектоническая структура

Структура Горного Крыма сформирована в основном в киммерийскую тектоническую эпоху и была переработана на альпийском этапе.

Киммерийский структурный комплекс. В тектоническом отношении в киммерийском комплексе выделяются Горно-Крымская структурная зона, занимающая почти всю площадь региона, и Лозовская зона смятия, локально распространенная на севере (рис. 1).

Горно-Крымская структурная зона, достигающая до 40 км в ширину, имеет складчато-покровное строение и по вертикали сложена тремя структурными единицами (рис. 1), причем каждая из них содержит покровы и надвиги меньших масштабов, разделяющие дигитации однородного состава. В этой зоне нужно выделить по характеру разрезов и структуре три сектора: Западный (от г. Балаклава до горы Ай-Петри), Центральный (от Ай-Петри до р. Тонас) и Восточный, или Судакский (от Тонаса до г. Феодосия).

Нижняя структурная единица — автохтон — на современном эрозионном срезе обнажается в днищах

и нижних частях склонов долин рек и ручьев Крымских гор во всех трех секторах. В строении нижней единицы участвуют преимущественно флишевые отложения таврической серии в проксимальных и дистальных фациях, и меньшей степени песчано-глинистые породы эскиординской серии. Тектоническая структура единицы представляет собой совокупность многочисленных дигитаций, разделенных относительно крутыми (с углами падения 45–60° в северных румбах) надвигами, сопровождаемыми местами зонами меланжирования. В самих дигитациях чаще всего наблюдаются крутые (50–80°) находящиеся в прямом и опрокинутом залегании протяженные моноклинали северного падения. Реже отмечаются участки аномальной ориентировки, в которых дигитации и слоистость в них погружаются в северо-восточном направлении. Протяженность моноклиналей и, следовательно, мощность дигитаций составляют сотни метров. Крутые протяженные моноклинали в прямом и опрокинутом залегании свидетельствуют о том, что расчешуиванию предшествовало складкообразование, и дезинтеграции подверглись крупные складчатые структуры южной вергентности. Местами породы единицы интенсивно меланжированы, но эти зоны не превышают по мощности 10 м. Реже встречаются зоны мелкой складчатости шириной 100–400 м. Последние, как правило, часто приурочены к молодым, посткиммерийским, разломам. Таким образом, нижняя единица

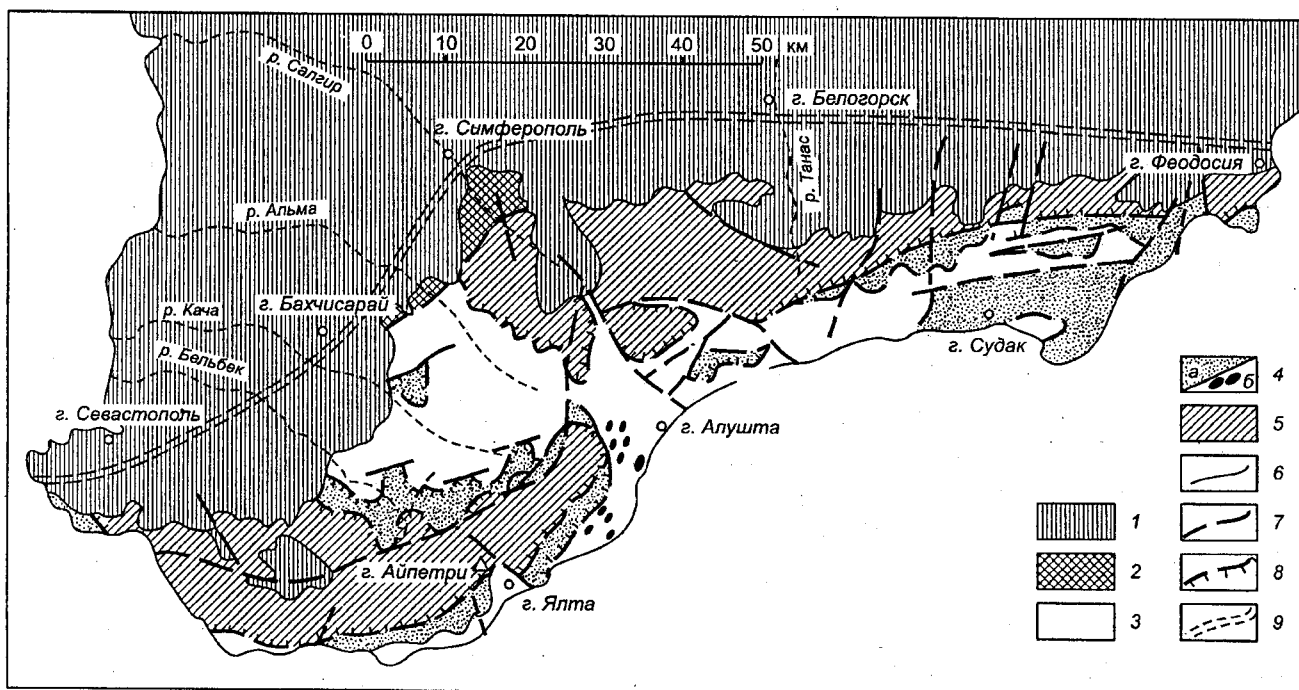


Рис. 1. Тектоническая схема Горного Крыма:

1 — платформенный чехол Скифской плиты; 2–5 — структуры Горного Крыма: 2 — Лозовская зона смятия; 3–5 — Горно-Крымская структурная зона, структурные единицы: 3 — нижняя триасово-среднеюрская (преимущественно таврическая серия), 4 — средняя средне-верхнеюрская (а — стратифицированные отложения эскиординской, карадагской и судакской серий, б — среднеюрские интрузивы), 5 — верхняя, представленная титонско-нижнеберриасской яйлинской серий; 6 — подошва платформенного чехла; 7 — субвертикальные взрезы, взбросы, сбросы и сдвиги; 8 — надвиги и покровы; 9 — граница распространения горно-крымского структурного комплекса под платформенным чехлом

ца является парааллохтом с четко выраженной южной вергентностью.

Вторая структурная единица слагает верхние части склонов и вершины в южной части Второй гряды, а также основание склонов Яйлы Крымских гор и представлена в основном песчано-глинистыми, в том числе угленосными отложениями эскиординской серии, среди которых иногда встречаются и таврические отложения в проксимальных фациях, а также вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования карадагской серии. Структура этой единицы аналогична структуре нижней единицы (рис. 2). На контакте между нижней и верхней структурными единицами местами крутая слоистость в обеих единицах утыкается в разграничивающую их практичес-

ки горизонтальную поверхность покрова, маркируемую конформными ей линзовидными телами существенно кварцевых (высокозрелых) песчаников и гравелитов ("жерновые песчаники"). Так, в правом борту р. Бодрак, на западном склоне плато Кичик-Сараман, у уреза воды стоящий на головах флиш таврической серии в средней части склона упирается в линзу жерновых песчаников (более 50 м) на горе Шпили. На этом уровне линзы песчаников с переменной мощностью от 2 до 20 м прослеживаются на юг и север на расстояние до 1 км. В верхней части склона существенно глинистые отложения эскиординской серии, также залегающие круто, упираются в этот уровень высокозрелых пород. На восточном склоне плато ситуация аналогичная. Такие соотно-

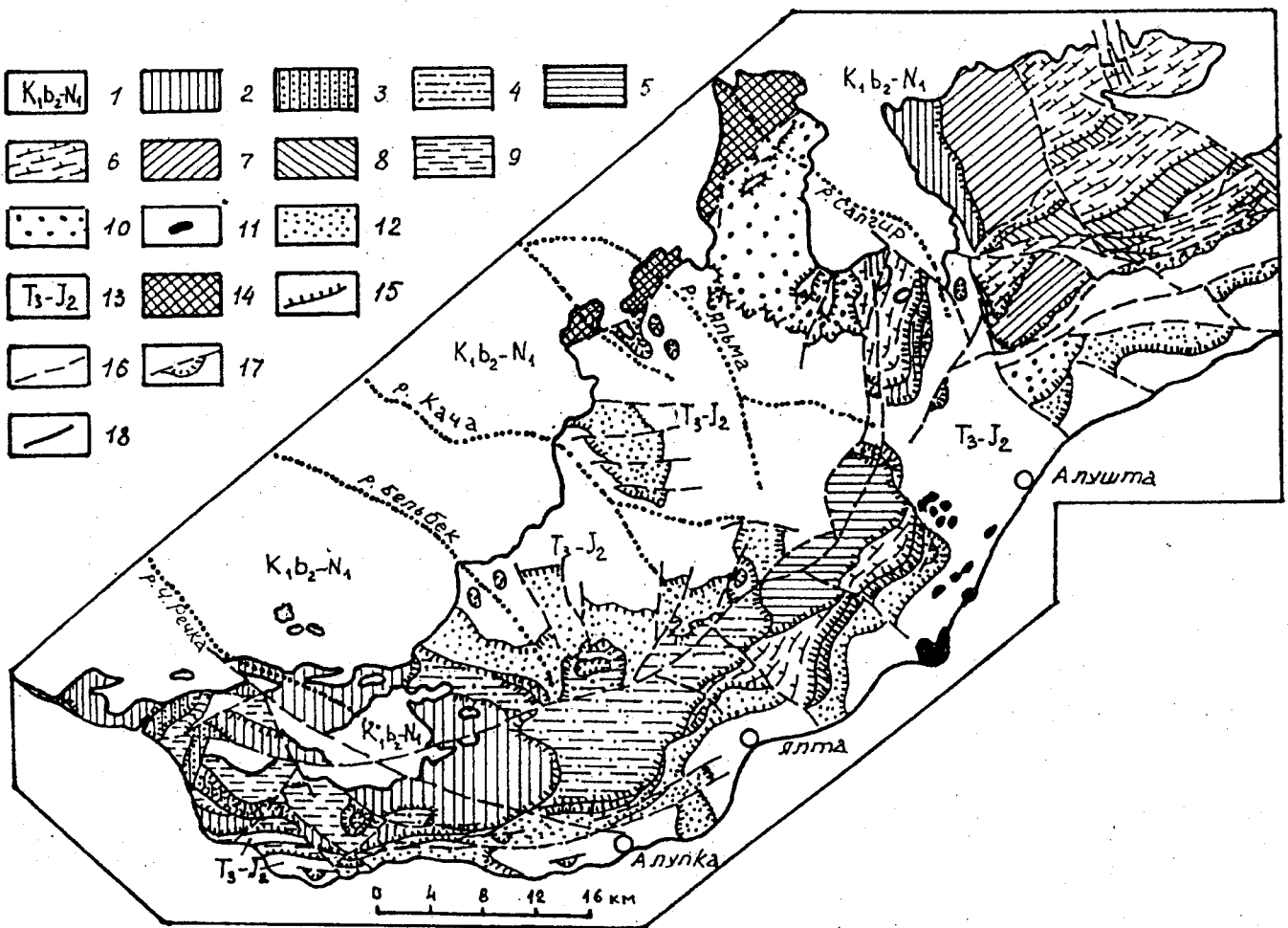


Рис. 2. Тектоническая схема дигитаций верхней структурной единицы Западного и Центрального секторов Горного Крыма:

1 — платформенный чехол Скифской плиты, представленный меловыми, палеогеновыми и миоценовыми отложениями; 2–14 — киммерийский горно-крымский структурный комплекс: 2–13 — Горно-Крымская структурная зона: 2–10 — верхняя структурная единица, представленная дигитациями, сложенными титонско-нижнеберриасскими, частично киммериджскими отложениями: 2 — карбонатными, 3 — переслаивание пудинговых известняков и конгломератов, 4 — тектоническое переслаивание (дуплеcсы) известняков и мергелей, 5 — мергелями, 6–8 — ритмичными карбонатно-терригенными отложениями: 6 — с преобладанием карбонатных, 7 — с преобладанием терригенных, 8 — псевдоединные карбонатные — результат тектонического сшивания карбонатных прослоев; 9–10 — терригенными: 9 — преимущественно песчано-глинистыми, 10 — преимущественно песчано-конгломератовыми; 11–12 — средняя структурная единица: 11 — среднеюрские интрузивы, 12 — преимущественно образования эскиординской и карадагской серий, расчешуенные и смятые в складки; 13 — нижняя структурная единица — преимущественно флиш таврической серии, расчешуенный и смятый в складки; 14 — Лозовская зона смятия — мегамеланж, представленный преимущественно эскиординскими и карадагскими кластолитами и экзотическими глыбами; 15 — надвиги и покровы; 16 — взбросы, сбросы и сдвиги; 17 — тектонические отторженцы карбонатных пород; 18 — граница меловых отложений ($K_1b_2-N_1$)

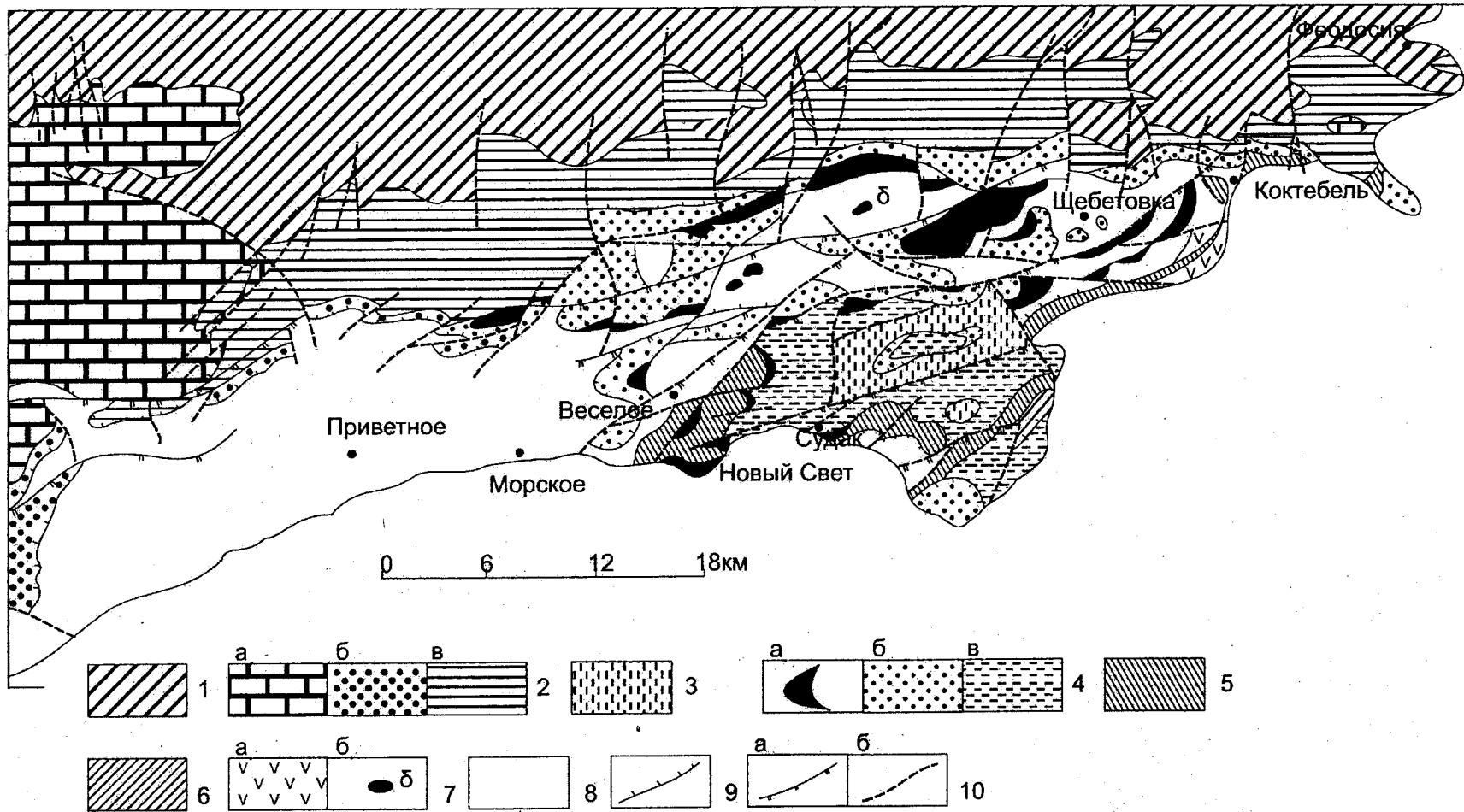


Рис. 3. Тектоническая схема Восточного (Судакского) сектора Горного Крыма (с использованием материалов геологических съемок М.В. Муратова, Г.И. Немкова и др.):
 1 — меловые отложения платформенного чехла; 2—7а — дигитации, сложенные: 2 — титонско-нижеберриасскими отложениями яйлинской серии (а — карбонатными, б — конгломератовыми, в — глинистыми); 3—6 — судакской серией: 3 — кимериджскими песчано-глинистыми отложениями, 4 — оксфордскими отложениями (а — известняками, б — конгломератами и песчаниками, в — глинами и песчаниками), 5 — келловейскими песчано-глинистыми отложениями, 6 — батскими песчано-глинистыми отложениями; 7а — верхнебайосскими осадочно-вулканогенными образованиями карадагской серии; 7б — среднеюрский шток диоритов; 8 — верхнетриасово-среднеюрский флиш таврической серии; 9—10 — разрывы: 9 — пологие надвиги и покровы, 10 — крутые разломы: а — продольные ластрические сбросы, б — косые и поперечные взрезы, сбросы, взбросы и сдвиги

шения свидетельствуют о тектоническом контакте между толщами, к которому приурочены высоkozрелые породы. Эти песчаники характеризуются более высокой степенью катагенетических преобразований, чем ниже- и вышележащие отложения — инкорпорационный и микростилолитовый типы цементации, что можно связать только с локальной тектонической переработкой пород в зоне покрова. Переработка эта выражается в подземной эрозии пород флюидами, находящимися под высоким пластовым давлением, при этом в шлам уходят и выносятся последовательно слюды, темноцветные минералы и полевые шпаты, а остается только кварц.

Аналогичные высоkozрелые песчаники наблюдаются на сорванном контакте таврического флиша и нижнебайосской угленосной толщи в Бешуйских коях.

В целом внутренняя структура дигитаций второй единицы Центрального и Западного секторов изучена слабее, благодаря худшей обнаженности и большей труднодоступности. Надо отметить различия в составе, мощности и в возрастном диапазоне толщ в средней структурной единице в Западном и Центральном секторах Горного Крыма и на востоке, в Судакском секторе. На западе и в центре видимые разрезы разновозрастных (от верхнего байоса до киммериджа) отложений распространены фрагментарно и мозаично. Здесь они имеют небольшие мощности (десятки — первые сотни метров), а на востоке — мощный разрез (более тысячи метров), главным образом глинисто-песчаных келловейских и карбонатных оксфордских и существенно глинистых киммериджских пород (рис. 3). Дигитации, сложенные этими отложениями, три раза по продольным литическим разломам повторяются на площади, что отчетливо фиксируется в грядях гор Вигля — Юртум-Бурун, гора Лягушка — хр. Панас-Тепе, гора Сокол — скала Генуэзской крепости — гора Алчак-Кая и др., сложенных оксфордскими известняками. Особняком здесь стоит блок палеовулкана Карадаг. А.И. Вознесенский и др. [2] считают, что в этом секторе развиты киммерийские продольные правые сдвиги, однако соотношения Карадага с другими сдвиговыми блоками неясны. В.В. Юдин и А.А. Ключко [34] считают, что вулкан находится в аллохтонном залегании, а его корни на глубине в парааллохтоне по геофизическим данным располагаются в 15 км к северу.

Определение амплитуд надвигов и покровов в обеих единицах затруднено из-за близости составов отдельных дигитаций, отсутствия маркирующих горизонтов и недостаточной обнаженности.

Третья, верхняя, структурная единица образует вершины Яйлы и сложена отложениями титона — нижнего берриаса яйлинской серии (рис. 2). Аллохтонный характер залегания этой единицы особенно очевиден на перспективных аэрофотоснимках западного склона Чатырдага, на которых видно, что сло-

истость в верхнеюрских породах с крутыми углами (50—70°) утыкается в их подошву.

Благодаря лучшей обнаженности и большей контрастности входящих в ее состав отложений (конгломераты, песчаники, рифогенные и шлейфовые известняки, мергели и ритмично-слоистые карбонатно-терригенные отложения) ее строение изучено более детально, а выделение дигитаций проведено более надежно и полно. Здесь установлено более 12 дигитаций, надвинутых друг на друга с северо-запада на юго-восток (рис. 2). Каждая из них сложена определенным типом отложений, но не вызывает сомнения, что сами они состоят их ряда тектонических пластин. Отметим, что самая нижняя и самая верхняя дигитации сложены прибрежными отложениями (конгломератами) обоих бортов бассейна, а средние — более глубоководными. Это придает аллохтону определенную симметричность строения, причем в нижней половине структурной единицы наблюдается прямая тектоническая стратификация дигитаций, от сложенных прибрежными конгломератовыми фациями в основании к более глубоководным ритмичным карбонатно-терригенным и карбонатным, а в верхней — обратная (своеобразная дивертикуляция).

Для большинства дигитаций внутренняя структура является моноклиальной (рис. 4). Дигитаций, сложенных плитчатыми шлейфовыми известняками и флишоидными карбонатно-терригенными породами, в ряде случаев (Долгоруковская Яйла) смяты в простые изометричные складки с углами падения на крыльях 5—25°, причем в этих складках участвуют и сами покровы.

В лобовых частях дигитаций местами установлены чешуйчатые структуры (imbricate structure), образующие псевдомоноклинали. Эта интересная, но не уникальная особенность аллохтона Яйлы ведет в чешуйчатых структурах к тектоническому сшиванию карбонатных прослоев в толще ритмичного переслаивания терригенных и карбонатных пород. Подтверждением того, что “мощные карбонатные толщи” являются результатом мультикратного тектонического повторения разреза, служат, с одной стороны, одинаковая повторяемость органогенных известняков в разрезе, а с другой — скорость накопления карбонатных пород. Если принять карбонатные разрезы за первично непрерывные, то наиболее полный разрез в северной части Караби-Яйлы будет иметь мощность 4750 м. Продолжительность титона и первой половины берриаса составляет 8 млн. лет. Следовательно, за 1 тыс. лет накапливалось 0,59 м шлейфовых известняков. Однако на карбонатных платформах скорость накопления шлейфовых известняков иная. Так, в структурно спокойном Парижском бассейне среднеюрские карбонатные отложения имеют мощность 200 м и накапливались со скоростью 0,0096 м / 1 тыс. лет, а в Доломитовых Альпах 1000—1500-метровая толща верхнего триаса

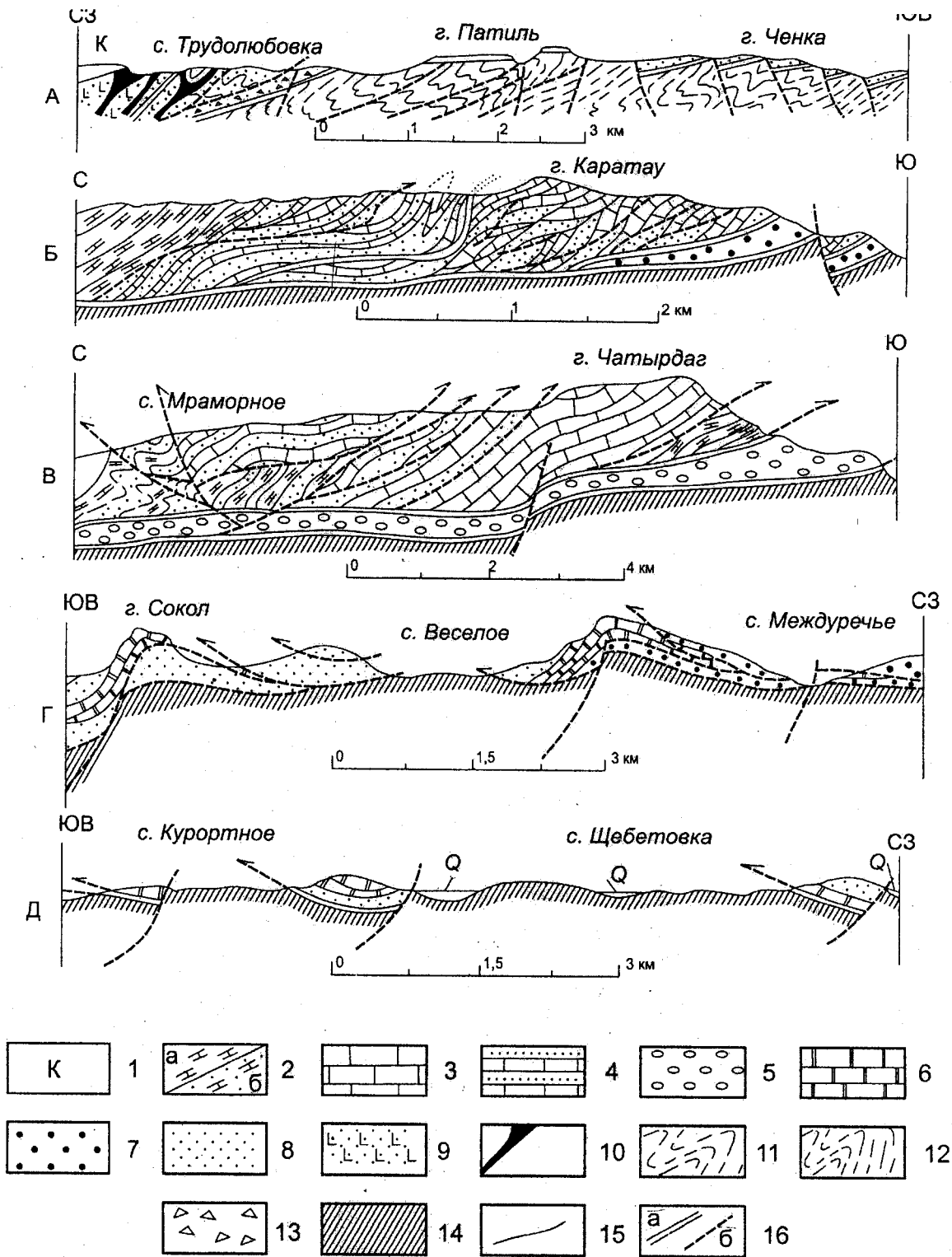


Рис. 4. Схематические геологические разрезы: А — долина р. Бодрак, Б — Караби-Яйла, В — Чатырдаг, Г — с. Междуречье — гора Сокол, Д — с. Щebetовка — с. Курортное:

1 — меловые отложения; 2–5 — яйлинская серия, толщи: 2 — верхнетитонские (а — карбонатная, б — карбонатно-терригенная), 3 — псевдомонотонная карбонатная толща — продукт тектонического сшивания известняков, 4 — карбонатно-терригенная нижнего—среднего титона, 4 — кимериджская (?) терригенно-карбонатная, 5 — конгломератовая, 6–8 — судакская серия: 6 — оксфордские известняки, 7 — келловейские конгломераты, 8 — келловейские глины и песчаники; 9–10 — карадагская серия: 9 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, 10 — позднебайосские субвулканические образования; 11 — флиш таврической серии; 12 — терригенно-глинистая эскиординская серия; 13 — меланж, преимущественно эскиординской серии; 14 — триасово-среднеюрские отложения, не расчлененные в Западном и Центральном секторах, таврическая серия — в Судакском секторе; 15 — геологические границы; 16 — разрывные нарушения (а — крупные, б — мелкие)

формировалась со скоростью 0,037—0,055 м / 1 тыс. лет [22]. Таким образом, допущение о естественной непрерывности нашего крайне мелководного платформенного разреза дает скорости осадконакопления на один-два порядка более высокие, чем это установлено для других аналогичных бассейнов.

Такая “моноклиналь” пересекает складчатую структуру Долгоруковской Яйлы и особенно широко проявлена на Бабуган-Яйле и Караби-Яйле.

Существенным аргументом в пользу покровного строения Яйлы является наличие клина таврических и вулканогенных верхнебайосских пород на поверхности плато Яйлы в районе горы Ат-Баш, обнажающихся в днищах карстовых воронок и в верхней части эскарпа. Они находятся выше верхнеюрской дигитации тектонического переслаивания известняков и мергелей горы Ай-Петри и “перекрываются” пластиной закарстованных известняков горы Трапан-Баир.

Общей чертой всех структурных единиц является южная вергентность складок и надвигов. Другая общая черта этих покровов — слабая тектоническая переработка горных пород в их зонах. Этим регион резко выделяется из областей шарьяжного строения, где породы в связи с покровообразованием испытывают интенсивное меланжирование, рассланцевание и динамометаморфизм. Здесь эти процессы также проявлены, но в несравненно меньших масштабах.

Лозовская зона смятия субширотного простирания (шириной до 7 км) с севера ограничивает Горно-Крымскую структурную зону и резко отличается от нее стилем строения. Граничат обе зоны по продольным крупным субвертикальным разломам, неоднократно обновлявшимся в последующем. Обнажена она фрагментарно лишь в долинах рек Мал. и Бол. Салгира, Альмы и Бодрака, перекрываясь на севере отложениями ортоплатформенного чехла Скифской плиты, под которыми на нее надвинуты метаморфиты фундамента Симферопольского поднятия [33]. В ее строении участвуют главным образом терригенно-глинистые отложения эскиординской и в меньшей степени флиш таврической серий (главным образом в проксимальных фациях). Однако основным отличием является наиболее широкое распространение вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород карадагской серии и образований бодракского субвулканического комплекса, а также среднеюрских диоритовых интрузивов аюдаг-первомайского комплекса [4]².

В тектоническом отношении в Лозовской зоне смятия могут быть выделены две подзоны.

Южная подзона представляет собой структуру мегамеланжа, в которой эллипсоидальные блоки размером в десятки — сотни метров слабодислоцированных пород перечисленных серий с фрагментами

внутренней складчатой структуры обтекаются динамометаморфизованной рассланцеванной существенно пелитовой слабосерицитизированной, хлоритизированной (аргиллитизированной) массой, включающей оглаженные обломки — кластолиты пород всех серий.

Мощности этих зон составляют от первых до десятка метров. Такое строение обуславливает мегасвилевую структуру подзоны, погружающуюся в северных румбах под углами от 45 до 90°. На границе с Горно-Крымской зоной выделяется маломощная (до 200—300 м) зона мезомеланжа, в которую включены экзотические глыбы известняков каменноугольного, пермского, юрского и раннемелового возраста. Последние были захвачены при ремобилизации зоны в последующем. В бассейне р. Салгир таких зон меланжа выделено четыре. Вероятно, строение основания зоны меланжа связано с базальным срывом киммерийского дислоцированного комплекса с герцинского фундамента. В него включены отторженцы докиммерийского автохтона (фундамента) — экзотические глыбы каменноугольных и пермских известняков.

Северная подзона рассланцевана в меньшей степени и сложена песчано-конгломератовыми отложениями битакской свиты эскиординской серии — образованиями задугового бассейна, залегающими почти вертикально, а также вулканогенно-осадочными породами и субвулканическими образованиями бодракско-карадагской вулканической ассоциации. Для Лозовской зоны характерна также южная вергентность, но выраженная слабее, чем в Горно-Крымской зоне.

Лозовская зона является швом (сутурой?), оставшимся после закрытия киммерийского глубоководного Таврического бассейна, разделявшего северный и южный континентальные блоки (соответственно террейны Скифия и Эвксиния [3]) при их коллизии.

Необходимо отметить поперечную структуру — меридиональный Салги́ро-Октябрьский разлом (точнее, зону разлома), выделенный Е.Е. Милановским и Н.В. Короновским [13]. В этой зоне происходит изменение простираний структур в средней и верхней структурных единицах с субширотного на меридиональное (массив Чатырдаг, западная часть Долгоруковской Яйлы) как результат левосдвигового смещения. Все это дает основание рассматривать данную зону как своеобразную киммерийскую трансформу, обрывающую и смещающую на востоке Лозовскую зону к северу (под платформенным чехлом) и обновляющуюся неоднократно в дальнейшем.

Особенности строения покровных зон. Для всего Горного Крыма характерен стиль покровной тектоники, выражающийся в слабой тектонической пере-

² Магматические образования Южного берега имеют не очень ясную позицию. Они могут быть в аллохтоне, будучи переброшенными на юг из Лозовской зоны, но могут быть продуктами внутрибассейновой субдукции.

работке пород в зонах разломов, даже крупных, и простой внутренней структуре дигитаций.

В двух нижних структурных единицах Горно-Крымской зоны покровы и надвиги, разделяющие отдельные дигитации, выражены зонами рассланцевания и меланжа и линзами высокозрелых (кварцевых) пород — продуктами флюидо-тектонической переработки.

В верхней структурной единице покровы и надвиги выражены несколько иначе и разнообразнее, особенно в карбонатных породах: 1) зоны брекчирования, меланжирования и милонитизации; 2) сгущения послонной трещиноватости; 3) разнообразные кальцитовые жилы — шестоватого, мультислоистого отрывного и однородных сдвигового типов; 4) свилевого пленочного строения; 5) контакт, разделяющий дигитации карбонатного и терригенного составов без переходных разностей, — на контакте карбонатные брекчии с тонкозернистым кварцевым алевролитовым карбонатным матриксом.

Надо отметить, что карбонатные брекчии иногда слагают флюидо-кластические дайки, рассекающие известняки от контакта вверх по разрезу дигитации. Так, на Караби-Яйле подобная дайка имеет мощность до 150 м при протяженности до 1400 м.

Механизмы шарьирования. Надвиги в нижней и средней структурных единицах формировались при субдукции коры Таврического бассейна под Скифию. Слабая переработка пород на контактах покровов и малая деформированность аллохтонов могут быть объяснены флюидо-тектоническим механизмом их образования. Шарьирование второй и третьей единиц, вероятно, происходило на флюидной «подушке» при сверхвысоких внутрипластовых давлениях, превосходивших литостатическую нагрузку. Теоретические основы реализации такого механизма рассмотрены ранее [31]. С этими флюидами связана и мраморизация верхнеюрских известняков, не характерная для более древних карбонатных пород региона.

Альпийские дислокации. Лозовская зона на альпийском этапе подверглась некоторой ремобилизации, о чем свидетельствуют кластолиты платформенных нижнемеловых известняков, захваченных при этом.

В Горно-Крымской зоне в нижней структурной единице альпийские дислокации выражаются в блокировке по разрывам, в отдельных случаях сопровождающимся локальными зонами мелкой складчатости. Во второй и третьей единицах в Западном и Центральном секторах они проявлены несколько поразному на северном и южном склонах Яйлы. На северном склоне установлены крупные крутые флексуры с северным падением смыкающего крыла (50—90° вплоть до перевернутого) и амплитудой до 400 м.

Наиболее ярко флексурная проявлена на Чатырдаге между Верхним и Нижним плато, между Долгоруковской Яйлой и Северным Демерджи, Северным и Южным Демерджи и на северном склоне горы Каратау на Караби-Яйле. Другой формой альпийского тектогенеза является известный из работ А.С. Моисеева надвиг северной вергентности на северном склоне массива Чатырдаг, по которому верхнеюрские породы надвинуты на альбские отложения Салгирского грабена (ретрошарьяж, по В.В. Юдину). Подошва верхнеюрского покрова на юге гипсометрически почти на 400 м выше, чем на севере, следовательно, надвиг имеет неотектоническую гравитационную природу с постумными перемещениями к северу на этапе альпийского дейтероогенеза.

На южном склоне по продольным листрическим разрывам флексуры были разорваны и известняки эскарпа Яйлы с подстилающими отложениями опущены к акватории, образуя разрозненные скальные массивы Кошка, Монах и др.

В Судакском секторе южновергентные дигитации покровов, представленных главным образом келловейскими и оксфордскими отложениями (рис. 3; 4, Г, Д), были нарушены аналогичными продольными листрическими сбросами, по которым блоки последовательно клавишеобразно опущены в направлении акватории, причем оксфордские известняки образуют над разрывами крутые флексуры, погружающиеся в южных румбах. Это привело к повторениям разрезов в каждом из блоков. Л.Б. Мейснер, Д.А. Туголесов, А.А. Терехов и К.М. Шимкус [12, 29, 30] показали, что в акватории Черного моря на северном континентальном склоне, в том числе и в прогибе Сорокина, установлены надвиги, развивающиеся и сейчас, о чем свидетельствует их выраженность в рельефе морского дна. Вероятно, листрические сбросы в акватории преобразуются в надвиги за счет некоторого вращения верхних крыльев, образуя полуцилиндрические разрывы³ (рис. 5).

Таким образом, альпийские деформации в Горном Крыму связаны с дейтероогенезом, в процессе которого сформировались флексуры на обоих плечах горного сооружения.

Геодинамическая эволюция Горного Крыма

В свете изложенного история формирования структуры Горного Крыма выглядит следующим образом (рис. 6).

1. В раннем (?) — среднем триасе эпигерцинская платформа подвергается долготному растяжению на начальной стадии рифтогенеза с образованием утоненной шейки в континентальной коре (рис. 6, 1). Возникает мелководный шельфовый бассейн, существовавший до позднего триаса, в котором начинают

³ П.Р. Икинз [8] такие разломы называет цилиндрическими.

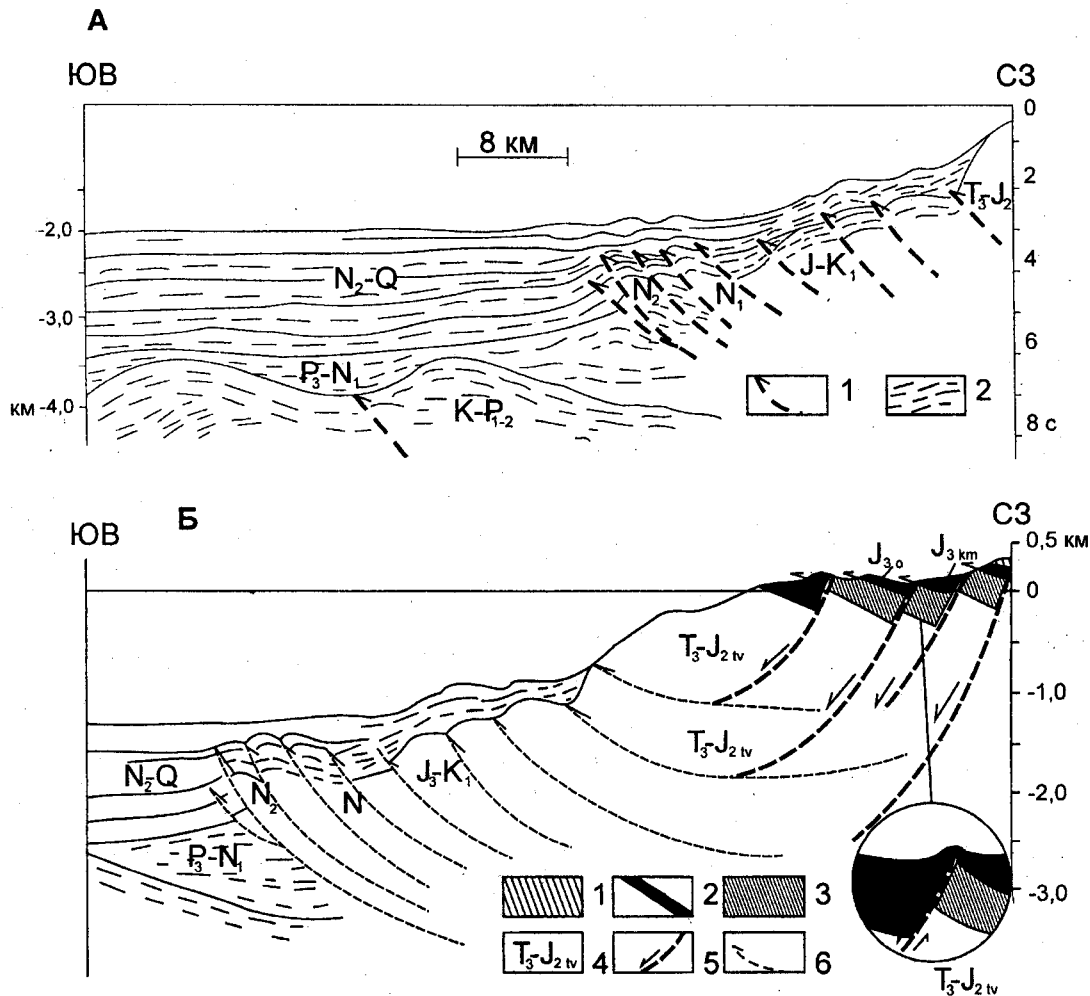


Рис. 5. А — геологический разрез северного борта прогиба Сорокина (по А.А. Терехову и К.М. Шимкусу [29] с некоторым упрощением: 1 — разломы; 2 — геологические границы и отражающие площадки. Б — принципиальная схема образования альпийских флексур и полуцилиндрических разломов при преобразовании листрических сбросов в надвиги. Вертикальные масштабы разреза в акватории и на суше различные: 1—4 — отложения: 1 — кимериджские, 2 — оксфордские, 3 — келловейские, 4 — таврическая ария; 5—6 — разломы: 5 — листрические сбросы, 6 — надвиги

накапливаться отложения ченкского типа эскиординской серии.

2. В позднем триасе — ранней юре растяжение приводит к морфологической дифференциации бассейна на шельф, континентальный склон и абиссаль (рис. 6, 2). Вероятно, происходит разрыв континентальной коры и формируются киммерийские офиолиты, следы которых встречены в олистолитах нижнего мела по р. Тонас, серпентинитах Зуйской скважины и в Горно-Крымской гравитационной и магнитной положительной аномалии, обычно связываемой с байкальским комплексом [26].

Обособляются два террейна — Скифия, в области современного Степного Крыма, и Эвксиния на юге, в пределах современной акватории Черного моря [3, 14—20]. Их разделяют два глубоководных рифтогенных прогиба — Северо-Крымский, в районе Каркинитского залива — Перекопа, и Таврический (Южно-Крымский) — область современных Крымских гор [26]. В последнем на шельфе продол-

жалось накопление отложений эскиординской серии, а на континентальном склоне и в его основании начинается формирование флиша таврической серии.

3. В конце ранней — начале средней юры растяжение сменяется сжатием, ведущим к сближению Эвксинии и Скифии, причем кора Таврического бассейна субдуцировалась под Скифию, а его осадки в аккреционной линзе шарьировались в южном направлении, обуславливая южную вергентность.

4. Во второй половине байосского века возникает островная дуга, внедряются диоритовые интрузивы первомайско-аюдагского комплекса и формируется бодракско-карадагская и карадагская вулканические ассоциации, а также задуговой бас-

сейн, выполненный битакскими отложениями (рис. 6, 3). Как уже отмечалось, возможно, существовала и вторая, южная, внутрибассейновая зона субдукции со своей островной дугой, фиксированной в южно-бережных магматитах.

С бата по кимеридж шло накопление относительно глубоководных (дальний шельф и верхняя часть континентального склона) песчано-глинистых отложений судакской серии, причем в оксфорде на бровке шельфа (или при некотором обмелении бассейна?) происходило накопление рифовых и шлейфовых известняков.

5. В середине поздней юры происходит коллизия Эвксинии и Скифии, объединяющихся в единый террейн. Причем в соответствии с палеомагнитными данными — возвратный поворот Эвксинии против часовой стрелки на 15—20° [24, 25] — этот процесс, сопровождающийся шарьированием в южном направлении, начинается на западе и постепенно смещается на восток с уменьшением амплитуд шарьиро-

вания. Это объясняет различия в строении и возрастных диапазонах образований средней структурной единицы в Западном, Центральном и Восточном секторах, отмеченные ранее. При этом Таврический бассейн полностью закрывается, а выполнявшие его отложения шарьрируются в южном направлении и проявляются правые сдвиги на востоке. Единство структуры нижней и средней единиц Горно-Крымской зоны позволяет предполагать, что и первая является аллохтоном, надвинутым на северный край Эвксины, сейчас находящийся на глубине. В пользу этого говорит почти двукратное увеличение мощности коры под Горным Крымом [11]. От Таврического же бассейна осталась лишь сутура — Лозовская зона смятия. Эти события в Крыму происходят на фоне раскрытия океана Тетис южнее Крыма.

6. С титона по ранний берриас над Лозовской зоной существует крайне мелководный (до 50 м) эпиконтинентальный морской бассейн карбонатной платформы, в котором накапливаются осадки яйлинской серии (рис. 6, 4). В середине берриаса Лозовская зона подвергается дополнительной компрессии. Отложения яйлинской серии срываются с основания и перемещаются на юго-юго-восток на 10–20 км — в их современное положение, формируя третью структурную единицу Горно-Крымской зоны (рис. 6, 5). Закрытие бассейна и шарьирование начинаются на востоке и мигрируют с увеличением амплитуд шарьирования в западном направлении при перемещении дигитации с северо-северо-запада на юго-юго-восток.

Таким образом, отложения яйлинской серии, будучи платформенными по условиям формирования, по стилю строения подобны подстилающим триасово-среднеюрским образованиям, структурно формируют единый складчато-покровный комплекс Горного Крыма. Третья структурная единица образует своеобразный “переходный”, “промежуточный” квази-платформенный комплекс, характерный для молодых плит.

7. С позднего берриаса Горный Крым вступает в собственно ортоплатформенный режим развития, который

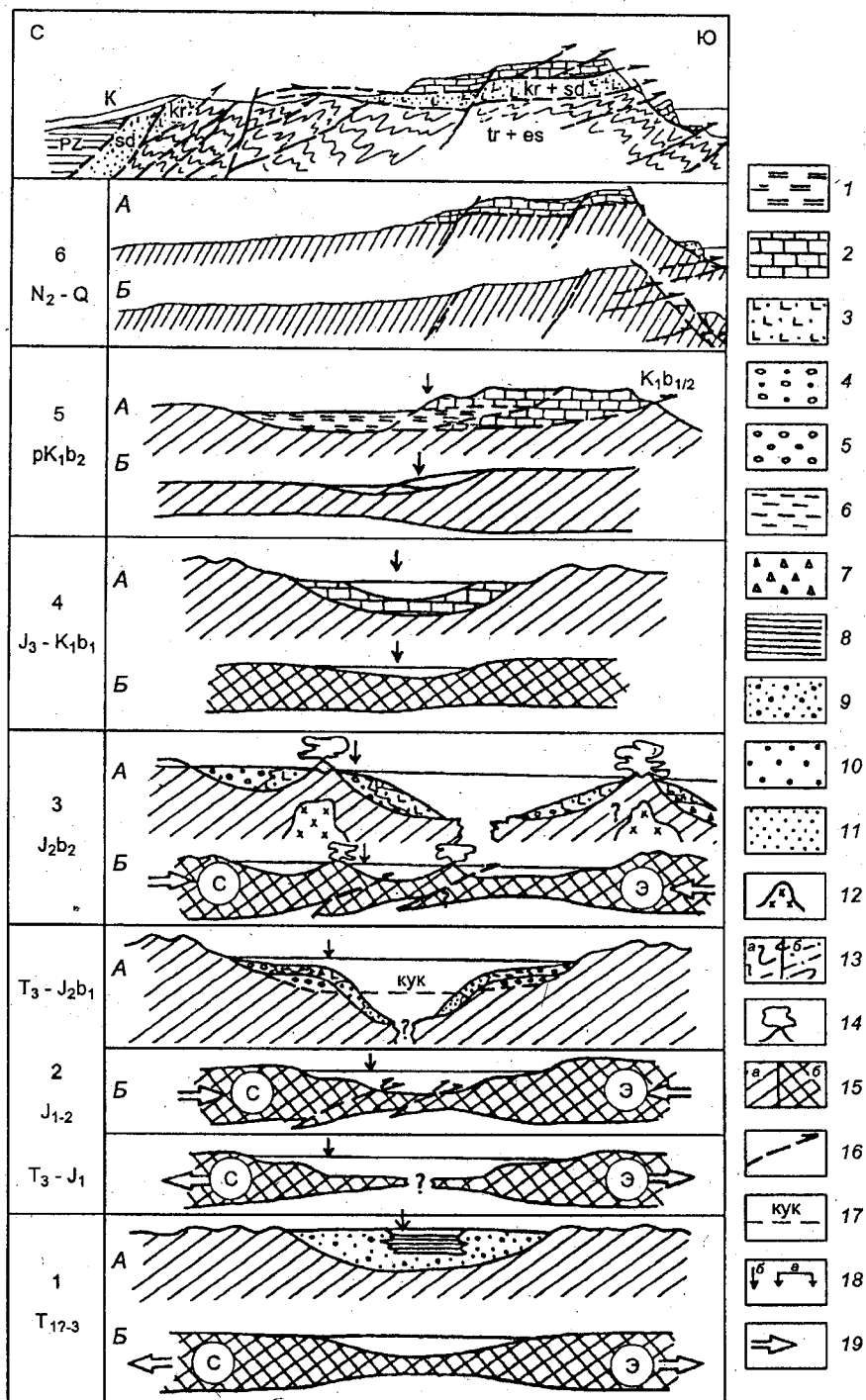


Рис. 6. Принципиальная схема развития Горного Крыма. Принципиальный геологический разрез. 1–6 — палеогеографическая (А) и геодинамическая (Б) обстановки для времени, указанного в индексах. Террейны: Э — Эвксиния, С — Скифия. 1–11 — породы: 1 — глинисто-карбонатные, 2 — карбонатные, 3 — туфогенно-осадочные, 4 — битакские конгломераты, 5 — демержинские конгломераты, 6 — глинистые, 7 — меланжированные, 8 — субфлишевые, 9 — субграуваксовые; 10–11 — флишевые фации: 10 — проксимальные, 11 — дистальные; 12 — диоритовые интрузивы; 13 — складчатые образования (серии: а — таврическая, б — эскиординская); 14 — вулканы и вулканические островные дуги, 15а — породы дна бассейна; 15б — континентальная кора; 16 — надвиги и покровы; 17 — критический уровень карбонатакопления; 18 — Лозовская зона смятия: а — в современной структуре, б — положение в палеоструктурах; 19 — направление действия сил

продолжается до конца миоцена. В раннем мелу морской бассейн неоднократно ингрессировал в долины северного склона палеоостровной дуги, сложенной яйлинской серией, чем объясняются сложные соотношения здесь между отложениями различных ярусов нижнего мела на северном склоне Яйлы. В конце раннего мела объединенный Скифо-Эвксинийский террейн присоединяется к Восточно-Европейской платформе [23, 24], что приводит к обновлению разломов, в том числе и покровов, и к “додавлению” Лозовской зоны с включением в киммерийский меланж кластолитов нижнемеловых отложений [3].

Изложенная схема эволюции Горного Крыма удовлетворительно согласуется с палеомагнитными данными [24, 25].

8. Сегодняшнее альпийское дейтероорогенное сооружение Горного Крыма возникло на неотектоническом этапе. По расчетам Е.В. Артюшкова [1], с конца мела до конца миоцена на месте Черноморской акватории существовали две разрозненные относительно глубокие впадины (Западно- и Восточно-Черноморская), заложившиеся на континентальной коре. В конце миоцена — начале плиоцена, на новейшем этапе, по его схеме, происходит их быстрое погружение с формированием единого современного глубоководного Черноморского бассейна. В пределах Западно- и Восточно-Черноморской впадин кора подверглась океанизации (эклогитизации?) [1], захватившей центральную и южную части Эвксинии, сохранившейся на поверхности, вероятно,

лишь в пределах Мезийской и Грузинской плит. Произошло очередное обновление разломов, главным образом близких к вертикальным, и возник ретрошарьяж, связанный с гравитационным оползанием Чатырдагского массива на север. Лишь от южного эскарпа Яйлы по листрическим разломам откалывались и сползали вниз блоки титонско-раннеберриасских известняков, образовавшие скальные массивы Кошка, Монах и др., и подстилающих отложений (рис. 6, б). Эти процессы — отражение альпийского тектогенеза в Горном Крыму. Последний более ярко проявлен в Восточном Крыму, где по серии субширотных листрических сбросов и флексур над ними происходит многократное повторение разрезов бат-кимериджских отложений, образующих клавишное опускание блоков в акваторию, где они, вероятно, совместно с надвигами образуют полуцилиндрические разломы.

Таким образом, Горный Крым является позднекиммерийским складчато-покровным частично переработанным в альпийскую тектоническую эпоху сооружением, существенно отличающимся как по возрасту, так и по стилю строения и эволюции от других регионов Средиземноморского складчатого пояса, тесно связанных в своем развитии с океаном Тетис.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (гранты 95-05-14695, 95-05-16697, 01-05-64788, 01-05-64641, 01-05-64642, 03-05-64297, 04-05-64424, 04-05-64503) и программы “Научные школы” (грант 326-2003-5).

ЛИТЕРАТУРА

1. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М., 1993. 445 с.
2. Вознесенский А.И., Книппер А.Л., Перфильев А.С. и др. История восточной части Горного Крыма в средней—поздней юре // Геотектоника. 1998. № 1. С. 27—44.
3. Геологическое строение Качинского поднятия (Стратиграфия мезозоя) / Под ред. О.А. Мазаровича, В.С. Милеева. М., 1989. 167 с.
4. Геологическое строение Качинского поднятия (Стратиграфия кайнозоя. Магматические, метаморфические и метасоматические образования) / Под ред. О.А. Мазаровича, В.С. Милеева. М., 1989. 156 с.
5. Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание / Под ред. М.В. Муратова. М., 1969. 575.
6. Дегтяров Л.В., Безвиный В.П., Киреев С.И. и др. О надвиговых структурах киммерид района с. Лозовое под г. Симферополем // Вестн. Киев. ун-та. Геол. 1985. № 4. С. 41—43.
7. Заика-Новацкий В.С., Казаков А.П., Ржаницина С.В. и др. Структурная эволюция Украинского щита и Горного Крыма // Вестн. Киев. ун-та. Геол. 1985. № 4. С. 18—25.
8. Икинз П.Р. Разломы и разломообразование // Структурная геология и тектоника плит. М., 1991. Т. 2. С. 230—244.
9. Казанцев Ю.В. Тектоника Крыма. М., 1982. 112 с.
10. Короновский Н.В., Милеев В.С. О соотношениях отложений таврической серии и эскиординской свиты в долине р. Бодрак (Горный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1974. № 1. С. 80—87.
11. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы и Альпийский складчатый пояс / Гл. ред. А.В. Чекунов. Киев, 1994. 331 с.
12. Мейснер Л.Б., Туголесов Д.А. Верхнекайнозойские прогибы дна северо-восточной части Черного моря // Геотектоника. 1981. № 6. С. 109—119.
13. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., 1973. 279 с.
14. Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю. К вопросу о моде в интерпретации геологической истории Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 6. С. 29—37.
15. Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Никитин М.Ю. и др. Об аллохтонном залегании верхнеюрских отложений Горного Крыма // Докл. РАН. 1994. Т. 338, № 4. С. 497—500.
16. Милеев 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.
17. Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю. и др. Строение и эволюция Горного Крыма // Очерки геологии Крыма. М., 1997. С. 187—206.

18. Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю. и др. Геологическое строение и эволюция Горного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1997. № 3. С. 17–21.
19. Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю. и др. Особенности внутренних деформаций аллохтонов Горного Крыма // Докл. РАН. 1998. Т. 358, № 2. С. 233–235.
20. Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю. и др. Об аллохтонном строении Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73, вып. 3. С. 27–33.
21. Муратов М.В. Геология Крымского полуострова // Рук. по учеб. геол. практике в Крыму. Т. 2. М., 1973. 192 с.
22. Обстановки осадконакопления и фации / Под ред. Ч. Рединга. Т. 2. М., 1990. 381 с.
23. Панов Д.И., Болотов С.П., Самарин Е.Н., Гостев М.Ю. Перерывы в разрезе триасово-юрских отложений Горного Крыма и их историко-геологическое значение // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 2004. № 2. С. 21–31.
24. Печерский Д.М., Диденко А.Н., Сафонов В.А. и др. Характеристика среднеюрского вулканизма Горного Крыма. Петромагнитная и палеомагнитная информация // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 3. С. 85–104.
25. 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.
26. Плехотный Л.Г. Раннекиммерийские структуры Крыма и соотношение их с альпийскими и докембрийскими // Геотектоника. 1990. № 2. С. 54–62.
27. Славин В.И. Основные черты геологического строения зоны сочленения поздних и ранних киммерид в бассейне р. Салгир в Крыму // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1982. № 5. С. 68–79.
28. Славин В.И. Геологическое развитие Крыма в мезозое // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1989. № 6. С. 24–36.
29. Терехов А.А., Шимкус К.М. Молодые осадки и надвиговые структуры в Прикрымской и Прикавказской зонах // Геотектоника. 1989. № 1. С. 72–79.
30. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М., 1985. 213 с.
31. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М., 1991. 436 с.
32. Щерба И.Г. Плиоцен-четвертичные олистостромы Крыма и механизм их образования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53, вып. 4. С. 23–35.
33. Юдин В.В. Структурно-геодинамическая модель Крыма // Проблемы сейсмобезопасности Крыма. Севастополь, 1995. С. 45–50.
34. Юдин В.В., Ключко А.А. Тектоника Восточного Крыма (Карадаг) // Сырьевые ресурсы Крыма и прилегающих акваторий (нефть и газ). Симферополь, 2001. С. 169–177.

KIMMERIAN AND ALPINE TECTONICS OF MOUNTAIN CRIMEA

V.S. Mileev, E. Yu. Baraboshkin, S.B. Rozanov, M.A. Rogov

It is described the folded-trusted structure of Triassic-Lower Berriassian rocks which are subdivided into Eskiorda, Taurida, Karadag, Sudak and Yaila groups. Lozovoe and Gorno-Krymskaya structural zones are recognized in the Late Kimmerian structural complex. The former is a megamelange of the Taurida Basin suture. The later is separated into three structural units divided by compressional nappes. The upper unit consists of the platform deposits of Yaila Group and structurally connected with lower. Flexures were formed at the Alpine deuteroorogenic stage on the shoulders of an orogen connected with listric faults which on a southern shoulder, in the Black Sea, pass into nappes forming half-cylindrical faults.