

А. Е. Масинер

ПОЛОЖЕНИЕ ГОРНОГО КРЫМА В ОБЩЕЙ СТРУКТУРЕ ЮГА СССР

Большинство геологов относит Горный Крым к альпийской геосинклинальной области. Эта точка зрения отражена на тектонических картах СССР [55], Европы [35], Евразии [54]. Наиболее подробно она обоснована в работах М. В. Муратова [38, 39]. Однако это не единственное решение. Ряд исследователей [18, 21, 22, 25, 30, 31, 43, 45, 68 и др.] не включают Горный Крым в альпийскую геосинклинальную область, рассматривая его как участок более древней складчатости. В настоящее время в рассматриваемом регионе проведены значительный объем геологических и геофизических исследований (особый интерес имеют материалы глубокого бурения, сейсмо- и электроразведки), позволяющих с позиции сравнительно-тектонического анализа значительно более объективно подойти к решению поставленного вопроса (рис. 1).

В разрезе Горного Крыма в структурном отношении выделяются два комплекса, отличающихся принципиально различным стилем развитых в них дислокаций и формационным набором слагающих их пород. Нижний структурный комплекс слагается городами среднего [13], верхнего триаса — нижней юры (таврическая серия), средней юры и нижнего кембия. Верхний структурный комплекс образуют вышележащие отложения верхней юры, мела, палеогена, неогена и антропогена.

Более древние образования, чем отложения таврической серии, в коренном залегании в пределах Горного Крыма неизвестны. Однако в виде экзотических глыб, валунов и гальки в различных горизонтах разреза мезозоя известны и более древние породы палеозоя и рифея. По данным Т. П. Добровольской и др. [15, 72] в верхнеюрских отложениях, распространенных в южной части Горного Крыма близ его побережья, встречается значительное количество гальки гранитоидных пород. Определение абсолютного возраста показало, что здесь распространены две возрастные генерации. У наиболее древних гранитоидов цифры абсолютного возраста колеблются в пределах 850—1100 млн. лет (рифейская группа). Вторая возрастная генерация имеет абсолютный возраст 210—280 млн. лет (верхний палеозой).

Дотаврические породы в коренном залегании вскрыты непосредственно к северу от Горного Крыма на площади Симферопольского и Новоцарицынского поднятий. Здесь непосредственно под отложениями верхней юры или нижнего мела обнаружены сильно метаморфизованные породы рифея и нижнего или среднего палеозоя [14, 39]. Менее метаморфизованные породы, относящиеся к среднему палеозою, вскрыты многими скважинами в пределах Новоселовского поднятия [14]. Более молодые горизонты палеозоя и отложения триаса встречены в Альминской впадине и северу от западной части Горного Крыма (скважины в районе городов Евпатория, Саки и на Николаевской площади).

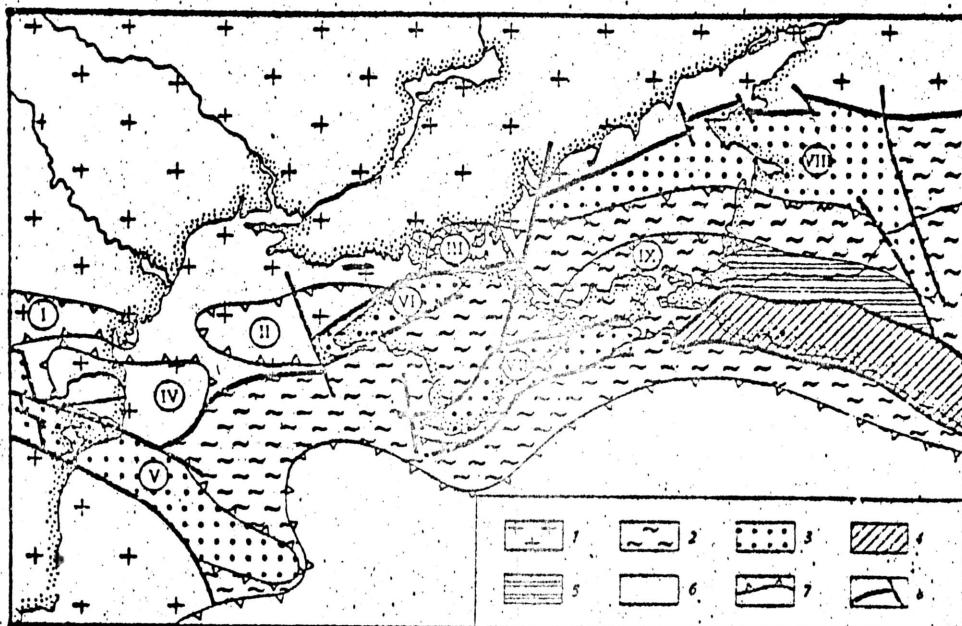


Рис. 1. Схема соотношения основных структурных элементов юга СССР.

1 — области с домембринским фундаментом; 2 — области с палеозойским фундаментом; 3 — верхне-палеозойско-триасово-юрские геосинклинальные прогибы; 4 — вальдайская геосинклинальная область Большого Кавказа; 5 — Идоло-Кубанский краевой прогиб; 6 — глубоководная Черноморская впадина; 7 — контуры основных структурных элементов; 8 — основные разрывные нарушения; I — Приобуржанский; II — Карыантинский; III — Сивашский; IV — Килийское поднятие; V — триасовая зона Тулла Северной Добруджи; VI — Тарханкутские дислокации; VII — магнитоклипаль Горного Крыма; VIII — Ельско-Березавские дислокации; IX — Керченско-Таманский прогиб.

Наиболее древние образования Горного Крыма — таврическая серия — представлены частым чередованием темных аргиллитов, кварцевых плотных алевролитов и песчаников. Аргиллиты хорошо рассланцованны. При выветривании они дают мелкую пластичную щебенку. Местами таврическая серия приобретает облик типичного флиша. Сильная дислокированность серии затрудняет ее расчленение. Разные исследователи неоднозначно трактуют строение таврической серии [29, 39, 65, 70]. Изменения обломочных зерен в породах таврической серии выражаются, по данным О. В. Снегиревой и А. А. Шали [48], в основном только в перераспределении первичного вещества и в образовании регенерационных кварцитовидных и реже бластопсаммитовых структур, что характерно для зоны метагенеза.

Мощность пород таврической серии в настоящее время может быть определена только приблизительно. По данным бурения и электроразведки [60], она составляет несколько километров, во всяком случае не менее трех-четырех. Близкие цифры получаются при подсчетах мощности таврической серии по естественным обнажениям [29].

Отложения средней юры и нижнего келловея (последтаврические образования) ложатся с угловым и стратиграфическим несогласием на подстилающие породы таврической серии. Они образуют самостоятельный структурный ярус складчатого комплекса Горного Крыма. Отложения средней юры начинаются грубообломочными породами битаксовой свиты или угленосными образованиями бешуйской свиты [47]. Выше залегает вулканогенно-осадочная толща, которая сменяется глинами с сидеритами и с прослоями песчаников. По сравнению с породами таврической серии отложения средней юры — нижнего келловея изменились значительно меньше и

относятся к зоне глубинного эпигенеза [48]. Общая мощность отложений средней юры нижнего келловея в полных разрезах измеряется первыми километрами.

Отложения верхней юры начинают верхний структурный комплекс Горного Крыма. Они резко несогласно ложатся на породы нижележащего складчатого комплекса. Только в пределах Судакской синклиналии Восточного Крыма принципиально структурного несогласия между этими комплексами не наблюдается. Отложения среднего, верхнего келловея и нижнего оксфорда, по данным Е. А. Успенской [56], имеют ограниченное распространение. Они сложены глинами, песчаниками, известняками, реже конгломератами (до 1000 м), но чаще составляя первые сотни метров. Значительно шире распространены породы верхнего оксфорда (лутитана) и киммериджа (до 2800 м). Состав их очень пестрый (биогермные известняки, конгломераты, песчаники, глины, мергели и глинистые слоистые известняки). Отложения титона представлены флишем и разнообразными карбонатными породами общей мощностью до 3500 м. Они резко несогласно перекрывают восточнолежащие отложения верхнего оксфорда — киммериджа. Отложения верхней юры по характеру изменения слагающих их пород могут быть отнесены к верхней зоне глубинного эпигенеза [48]. Общая мощность отложений верхней юры может достигать многих километров. Однако местами она не превышает первых сотен метров.

Отложения нижнего мела в западной и центральной частях Горного Крыма начинаются различными стратиграфическими горизонтами, которые несогласно ложатся на отложения верхней юры или непосредственно на породы нижнего структурного комплекса. Однако в полных разрезах юго-западного Крыма углового несогласия на границе титонского и валанжинского ярусов не наблюдается. Отложения нижнего мела сложены различными типами пород, отложившимися в краевых частях эпиконтинентального моря. Мощность их здесь не превышает первых сотен метров. В пределах Восточного Крыма наблюдается постепенный переход титонского флиша в глинистые породы валанжина. Мощность последних здесь достигает 1000 м [66]. Такая же большая мощность (до 1000 м) наблюдается здесь и у терригенных отложений готерива. Отложения альба в пределах Восточного Крыма имеют флишеподобный характер.

Отложения начиная с валанжинского, а для Восточного Крыма с барремского яруса принципиально не отличаются от одновозрастных образований Степного Крыма [30, 66]. В разрезе верхнего структурного комплекса Горного Крыма достаточно определено выделяются пять структурных ярусов. Нижний (первый) структурный ярус слагают породы среднего келловея — киммериджа; второй — титона и валанжина (возможно, готерива)¹; третий — готерива — нижнего миоцена (майкопская серия); четвертый — среднего миоцена — среднего плиоцена; пятый — верхнего плиоцена и антропогена.

В разрезе Горного Крыма существенное значение имеют магматические образования. По данным В. И. Лебединского и А. И. Шалимова [28], в строении таврической серии и средней юры принимают участие толщи вулканогенных пород. Они состоят из потоков кератоспилитов, спилитов, кератофиров, порфировых микродиабазов и порфиритов, переслаивающихся с туфами, туффитами и туфогенными песчаниками. Спилито-кератофировая формация средней юры достигает 800 м. В отложениях альбского яруса и верхнего мела встречены пачки пирокластических пород [6].

Помимо вулканогенных образований в пределах Горного Крыма имеются куполовидные интрузии. Они разделяются на две группы: основные (породы габбро-диабазового ряда) и кислые (плагиограниты и гранито-

¹ Граница между вторым и третьим структурными ярусами имеет в основном формационный характер и проходит по смене многосценической формации флиша и флишеподобных пород типично платформенными образованиями.

рит-порфиры). По данным определения абсолютного возраста [2], время формирования интрузивных тел падает на рубеж времени от верхов нижней юры до границы байос-бата.

Породы нижнего структурного комплекса в пределах Горного Крыма образуют ряд крупных антиклинариев и сопряженных с ними синклиниориев. Это Качинский, Южнобережный, Туакско-Янышарский антиклинарии и синклиниорий Юго-Западного Крыма, Восточного Крыма и Судакский синклиниорий [39]. К северу от Качинского и Туакско-Янышарского антиклинариев, по данным О. В. Снегиревой [47], проходит полоса узких приразломных прогибов (Севастопольский, Битакский, Восточно-Крымский), выполненных породами средней юры. Северные борта этих прогибов непосредственно примыкают или находятся вблизи шовной зоны северного ограничения Горного Крыма. Внутреннее строение ядер антиклинариев, в которых выходят породы таврической серии, в настоящее время практически не расшифровано. Они изучаются лишь по полосам отложений среднеюрского структурного яруса, окружающим породы таврической серии. Последние смяты в крутые складки, местами опрокинутые и осложненные надвигами. Породы средней юры также достаточно интенсивно дислоцированы. Однако развитые здесь вторичные складки построены проще, чем складки таврической серии. Центральные части синклиниориев перекрыты в большинстве случаев отложениями верхней юры. Сведения об их строении в настоящее время недостаточны. Однако, по отрывочным данным, слагающие их породы средней юры интенсивно дислоцированы (углы наклона слоев не меньше первых десятков градусов). Исключение составляет Судакский синклиниорий, где среднеюрские отложения структурно перекрыто слизаны с вышележащими образованиями верхней юры и вместе с ними образуют чаще всего пологие дротовые дислокации.

В породах нижнего структурного комплекса развита целая система различно ориентированных разрывных нарушений с амплитудой в первые километры. Разломы создают блоковую структуру [25], в связи с чем в целом триас-юрский комплекс имеет складчато-глыбовое строение.

Породы верхнего структурного комплекса резко несогласно ложатся на различные горизонты нижнего складчатого комплекса. В целом по отложениям этого комплекса Горный Крым представляет собой крутное сложно построенное поднятие — мегантиклиналь (рис. 2). В современном структурном плане сохранилось только северное крыло и южная часть мегантиклинали. Южное ее крыло скрыто водами Черного моря. Отложения верхнего структурного яруса в очень пологом сложенном виде повторяют основные структурные элементы нижнего комплекса. Однако малые складчатые дислокации, повсеместно развитые в нижнем комплексе, в них не отражены. Мегантиклиналь разделяется на ряд антиклиналей и сопряженных с ней синклиналей.

Синклиналь Юго-Западного Крыма приурочена к главной гряде Крымских гор. Она сложена отложениями верхней юры, которые подстилаются породами средней юры. В синклинали выражено только одно юго-восточное крыло. Наклон слоев в его пределах достигает $25-30^{\circ}$, но чаще не превышает $10-20^{\circ}$. Мегантиклинальное погружение слоев верхней юры осложнено целой системой продольных иоперечных разрывных нарушений, которые придают этому участку сложное блоковое строение. Северо-западное крыло антиклинали Юго-Западного Крыма почти нигде не выражено. Только на отдельных редких участках на небольшом расстоянии наблюдаются наклоны слоев к юго-западу, измеряемые первыми градусами.

С севера с синклиналью Юго-Западного Крыма сопрягается Качинская антиклиналь. Она по существу также представляет собой крупную структурную террасу (ступень), так как слой верхнего комплекса, разви-

Все структуры исчезают?

тые на ее периклиналях, либо лежат горизонтально, либо наклонены к северо-западу.

В пределах Туапской антиклинали отложения верхнего структурного яруса развиты на ее северном крыле и восточном погружении. Они здесь круто, но без вторичных осложнений наклонены к северу, образуя совершенно другую по сравнению с низким комплексом по масштабу и строению структуру.

На восточном продолжении Туапской антиклинали располагается Судакско-Карадагская система антиклиналей и синклиналей. По периферии этого структурного элемента особенно резко намечается несогласие между отложениями оксфорд — химериджа и титона. Последние образуют значительно более простые структурные формы и иногда не отражают дислокаций, развитых в низлежащих отложениях верхней юры. Судакско-Карадагская система структур состоит из трех линий антиклиналей, разделенных двумя линиями синклиналей [39, 57]. Структуры в пределах линий разделяются увальняющими шарнирами или чаще подставляются кулисообразно. В ядрах антиклиналей выходят сложные дислоцированные породы нижнего структурного комплекса. Породы верхней юры, облекая этот складчатый субстрат, здесь также местами интенсивно дислоциированы. Особенно крутые углы наклона наблюдаются в центральных частях антиклиналей в зоне контакта с породами нижнего комплекса (до 70—80°, а в ряде случаев и опрокидывание). В синклиналях, особенно в их центральных частях, слои имеют значительно меньшие наклоны, измеряемые первыми, реже первыми десятками градусов. Большую роль в строении рассматриваемых структур играют разрывные нарушения большей частью типа вбросов и наливков.

В Судакской синклинали, расположющейся к югу от Судакско-Карадагской системы, дислокированность слоев резко уменьшается. Синклиналь осложнена несколькими линиями более частных структур. Только крайняя северная из них состоит, по данным О. М. Филатова [57, 58], из брахиосинклиналей с крутыми крыльями, осевые плоскости которых опрокинуты к югу.

К северу от Судакско-Карадагской системы складок располагается синклиналь восточной части Горного Крыма. Она представляет по существу крупную структурную террасу (ступень),ложенную отложениями титона и неокома. Слои здесь, как правило, имеют пологий наклон на север, осложненный местами крутыми флексурообразными изгибами (до 80°). Обратные падения слоев к югу, которые должны обрисовывать северное крыло синклинали, здесь намечаются только на небольших изолированных участках. Рассматриваемый структурный элемент осложнен частными брахиантиклиналями и брахиосинклиналями, размеры которых не превышают нескольких километров [59]. Синклиналь восточной части Горного Крыма осложнена системой многочисленных, преимущественно поперечных разрывных нарушений, разделяющих ее на отдельные блоки.

Северное крыло Крымской мегантиклинали на всем протяжении обрамляется отложениями верхнего мела и палеогена. По данным М. В. Муратова [39], слои испытывают региональное погружение к северо-западу и северу с углами падения от 8—4 до 20°. Лишь местами моноклиналь осложнена пологими частными структурами, небольшими поперечными изгибами и поперечными сбросами.

К югу от Горного Крыма на влажной, занятой водами Черного моря, структура осадочных толщ изучена по нескольким сейсморазведочным профилям МОВ [34]. В пределах континентального склона Черноморской впадины, по материалам сейсмозондировки [10, 33, 34, 41], выделяются два структурных яруса. Верхний из них, охватывающий комплекс отложений мощностью до 400—700 м, отличается практически моноклинальным залеганием к югу параллельно дну Черного моря.

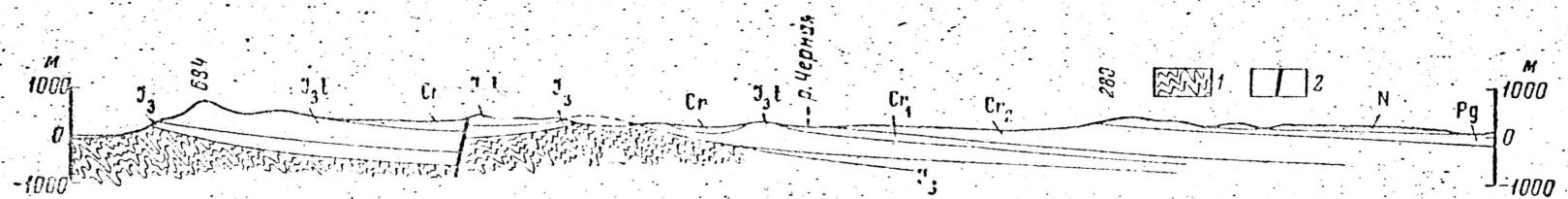


Рис. 2. Геологический разрез широты распространения мегантинклиниали Горного Крыма
1 — складчатый комплекс триаса, юрской, средней юры и нижнего келловейя; 2 — разрывные нарушения

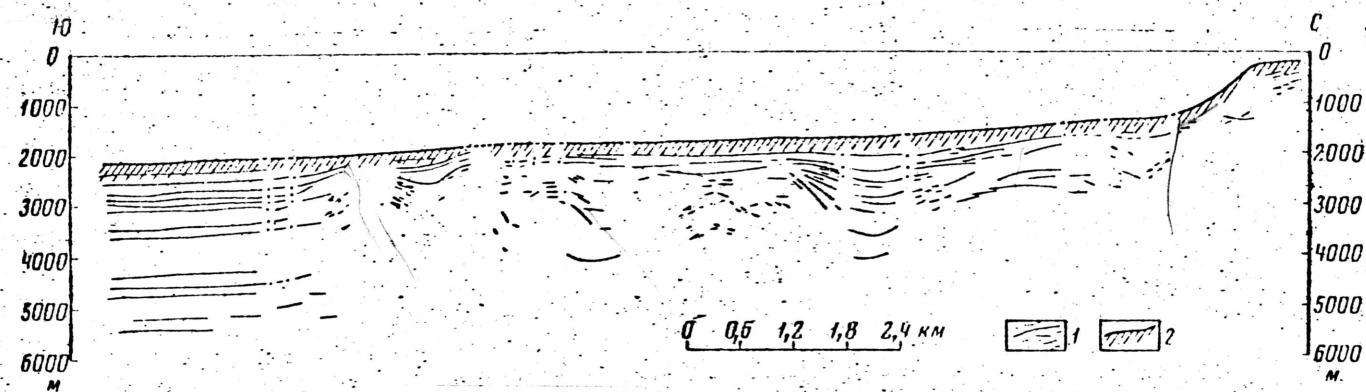


Рис. 3. Сейсмический разрез по морскому профилю X к югу от центральной части Горного Крыма. Составили В. Н. Головинский и др. в 1965 г.

1 — отражающие горизонты и платформы; 2 — поверхности морского дна

Нижний структурный ярус слагается значительно более интенсивно дислоцированным комплексом пород. В нём прослежена система крупных антиклинальных складок и менее четко выраженных синклиналей (рис. 3). Их амплитуда достигает 500—600 м, а крайней южной — до 1000 м, при углах наклона слоев до 15—20°, реже 30°. Южные крылья антиклиналей более крутые. Ширина развития этих дислокаций достигает 20—30 км. На юге она ограничена крупным разломом, за которым мощность полого лежащих слоев увеличивается до 4—5 км. Северная граница рассматриваемой зоны крупных дислокаций расположена непосредственно к югу от края материковой отмели, севернее которой ясных антиклинальных врывающихся не установлено.

Средняя скорость распространения продольных волн в осадках Черноморской впадины составляет 3 км/сек, что даёт основание считать их плотность не более 2,3 г/см³ [53]. В мезозойском платформенном чехле Степного Крыма и Западного Предкавказья эти параметры при таких же больших глубинах значительно выше [7]. Такое значение скорости и плотности, по-видимому, связано с молодым возрастом осадков. Отложения верхнего структурного яруса принадлежат скорее всего верхам или нижним четвертичной системы, тогда как нижний структурный ярус относится к более древним третичным образованием. Геофизические материалы подтверждаются и геологическими данными. На южном побережье Крыма у г. Балаклавы в отложениях альба встречена галька и валуны палеозойских пород. А. Ф. Слудский [46] указывает, что источники сноса обломочного материала находились к югу от побережья под водами Чёрного моря. Здесь, по-видимому, располагались палеозойские массивы, не перекрываемые до верхнемелового времени осадочными образованиями.

Профили ГСЗ [34] и расчёты геофизических полей [24] показывают, что осадочные образования континентального склона непосредственно подстилаются «гранитным» слоем. Породы таврической серии и юра здесь выклиниваются. Поэтому есть основание предполагать, что дислокации, развитые в отложениях нижнего структурного яруса континентального склона, не представляют собой южного крыла Горного Крыма.

С севера структура Горного Крыма ограничена крупным глубинным разломом [23, 25, 26, 52]. К югу от этого разлома, по данным электроразведки, поверхность палеозоя погружается на несколько километров [60]. Максимальная глубина её залегания наблюдается в пределах южного крыла Качинского антиклинария, где она составляет 6 км. Отсюда наблюдается её плавный подъём к югу. Судя по электроразведочным профилям (рис. 4), поверхность палеозоя имеет спокойное пологое залегание, осложненное разрывами. Последние образуют несколько опущенных и приподнятых блоков.

С юга триас-юрский прогиб Горного Крыма также ограничен крупным разломом [19, 24]. Этот разлом, по-видимому, проходит в северной части континентального склона близ материковой отмели. К югу от разлома непосредственно под осадками залегают породы «гранитного» слоя.

Существенное значение в глубинном строении Горного Крыма имеет крупный региональный разлом субмеридионального простирания, проходящий через район города Алушты и Симферополя и уходящий на север далёко в глубь Скифской и Русской плит, а на юг — в глубь Черноморской впадины и альпийской геосинклинальной области.

Горному Крыму отвечает интенсивная положительная аномалия гравитационного поля. С. И. Субботин [53] связывает ее с избыточной плотностью подкорового слоя. Горный Крым расположен в зоне перехода от черноморского типа коры к континентальному (рис. 5). Геофизические материалы показывают, что поверхность базальтов здесь несколько приподнята по отношению к окружающим площадям Чёрного моря и Степного Крыма [50]. Поверхность Мохоровичча под Горным Крымом разные ис-

нет

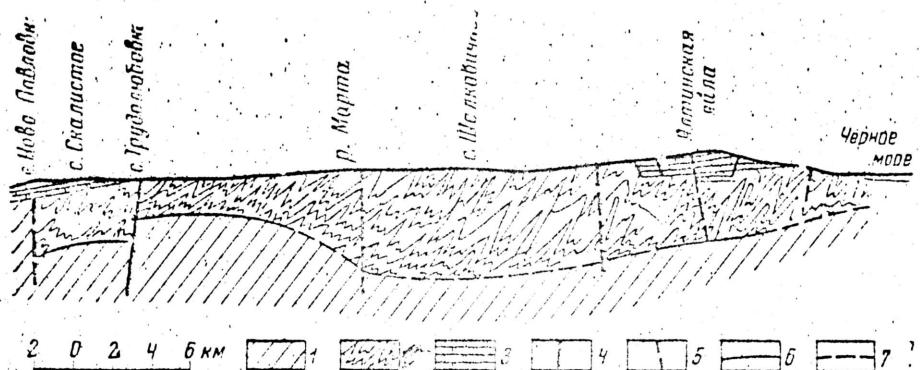


Рис. 4. Геоэлектрический разрез Горного Крыма [60]

1 — породы палеозоя; 2 — породы таврической серии и средней юры; 3 — отложения верхней юры и мела. Разрывные нарушения: 4 — достоверные; 5 — предполагаемые. Границы разных геоэлектрических горизонтов: 6 — достоверные; 7 — предполагаемые

следователи показывают на разных уровнях [19, 34, 50]. Во всяком случае она не образует больших корней. С. А. Ковалевский [19] считает, что по разлому, ограничивающему с юга Горный Крым, произошло внедрение интрузивного массива.

По данным ГСЗ, к югу от Горного Крыма «гравитный» слой в сторону глубоководной впадины Черного моря утоняется в мощности и в пределах последней рыхлые осадки подстилаются непосредственно «базальтовым» слоем. Поверхность Мохоровичича здесь имеет приподнятое залегание [41].

К западу от Крымского полуострова глубоководная впадина Черного моря далеко вдается к северу, служа на расстоянии первых десятков километров от берега продолжением структуры Горного Крыма. Вероятно, здесь проходит крупный глубинный субмеридиональный разлом [23, 62]. По данным геофизических материалов, в этой части Черноморской впадины рыхлые осадки непосредственно подстилаются породами «гранитного» или даже «базальтового» слоев, последние чего триас-юрские отложения, выполняющие прогиб Горного Крыма, здесь отсутствуют [10, 24]. Морская сейсморазведка показывает также, что западное погружение Горного Крыма в северо-западной части Черного моря отсутствует.

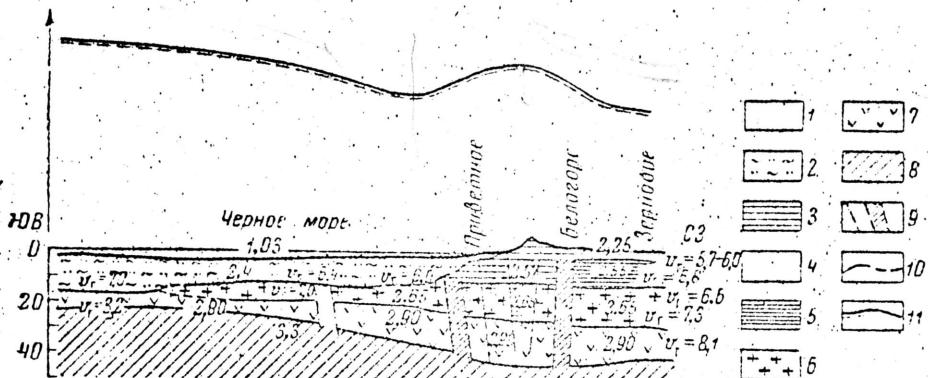


Рис. 5. Схема строения земной коры Горного Крыма [24]

1 — слой воды; 2 — осадочные отложения Черного моря; 3 — мезо-кайнозойский комплекс Горного Крыма; 4 — мезо-кайнозойский комплекс Стенного Крыма; 5 — палеозойский комплекс Стенного Крыма; 6 — «гранитный» слой; 7 — «базальтовый» слой; 8 — подкоровый тубстрат; 9 — предполагаемые зоны глубинных разломов; 10 — основные границы разделов в земной коре по данным сейсмических исследований (ГСЗ); 11 — найденная региональная аномалия силы тяжести

В районе меридиана г. Феодосии наблюдается резкое погружение ширнпра мегантиклинали Горного Крыма. К востоку от г. Феодосии осевая зона мегантиклинали намечается на северном конце морского сейсморазведочного профиля, пересекшего центральную часть Феодосийского залива.

Восточнее этого профиля на мысе Карапат наблюдается небольшой выход отложений верхнего мела, к северу и югу от которого слои испытывают пологое погружение, наметая здесь тем самым свод антиклинального перегиба. Еще дальше к востоку, в районе Керченского пролива, судя по материалам сейсморазведки, антиклинальный перегиб не фиксируется и слои испытывают региональный наклон в сторону осевой зоны Керченско-Таманского прогиба. Таким образом, к востоку от Феодосии осевая зона Крымской мегантиклинали намечается вдоль побережья (с пологим наклоном в этом же направлении ее шарнира) и полностью затухает, по-видимому, в районе Керченского пролива.

К югу от восточного погружения Крымской мегантиклинали кулисообразно заходит западное погружение Большого Кавказа. По данным морской сейсморазведки [33, 44], антиклипорий Большого Кавказа поворачивает в широтном направлении, а затем и в запад-юго-западном направлении и на расстоянии 30—40 км от берега затухает.

К северу от восточной части Горного Крыма располагается глубокий прогиб. К востоку он переходит на территорию Предкавказья, где примыкает непосредственно к Большому Кавказу. Здесь он, несомненно, краевой. Западная его часть, расположенная на территории Таманского и Керченского полуостровов, выделается В. В. Белоусовым [3] и А. Н. Шардановым и др. [67, 68] под названием Керченско-Тамавского поперечного прогиба.

По данным сейсморазведки и на основе анализа географических полей, осевая зона Керченско-Таманского прогиба по поверхности палеозойских пород проходит вдоль северных берегов Керченского и Таманского полуостровов в широтном направлении. Здесь глубина ее залегания достигает 12 км [36]. В западной части Керченского полуострова намечается центроклинальное замыкание прогиба и поверхность палеозоя здесь залегает на глубинах, измеряемых первыми километрами. По меловым и палеогеновым (майкопским) отложениям осевая зона Керченско-Таманского прогиба также проходит вдоль северного берега Керченского полуострова (рис. 6). Северный борт прогиба пологий и осложнен по поверхности фундамента крупным продольным разломом, по которому южный блок опущен на 2 км [51]. Разломы меньшей амплитуды осложняют западную его центроклиналь. Южный борт прогиба более крутой. Он тоже осложнен крупным глубинным разломом, отраженным в геофизических полях и аномалией геотермического поля [11] и переходящий на западе в разлом северного обрамления структуры Горного Крыма.

Данные бурения на Мощаревской и Куйбышевской структурах, расположенных на южном борту прогиба, говорят о том, что мощность меловых отложений здесь превышает 2000 м. Сейсморазведочные профили показывают общее увеличение мощностей, заключенных между опорными горизонтами от склонов к центру прогиба: меловых отложений — до 3000 м, а отложений майкопской серии — до 5000 м [17]. Близкие цифры мощностей отложений майкопской серии приводятся по данным бурения и сейсморазведки для территории Таманского полуострова. Мощность отложений среднего, верхнего миоценена и плиоцена оценивается этими исследователями в синклиналиях Керченско-Таманского прогиба в 1300—2500 м, причем максимальные их значения относятся к территории Таманского полуострова, а в западной части Керченского полуострова они не превышают первых сотен метров. Напротив, к востоку от Таманского полуост-

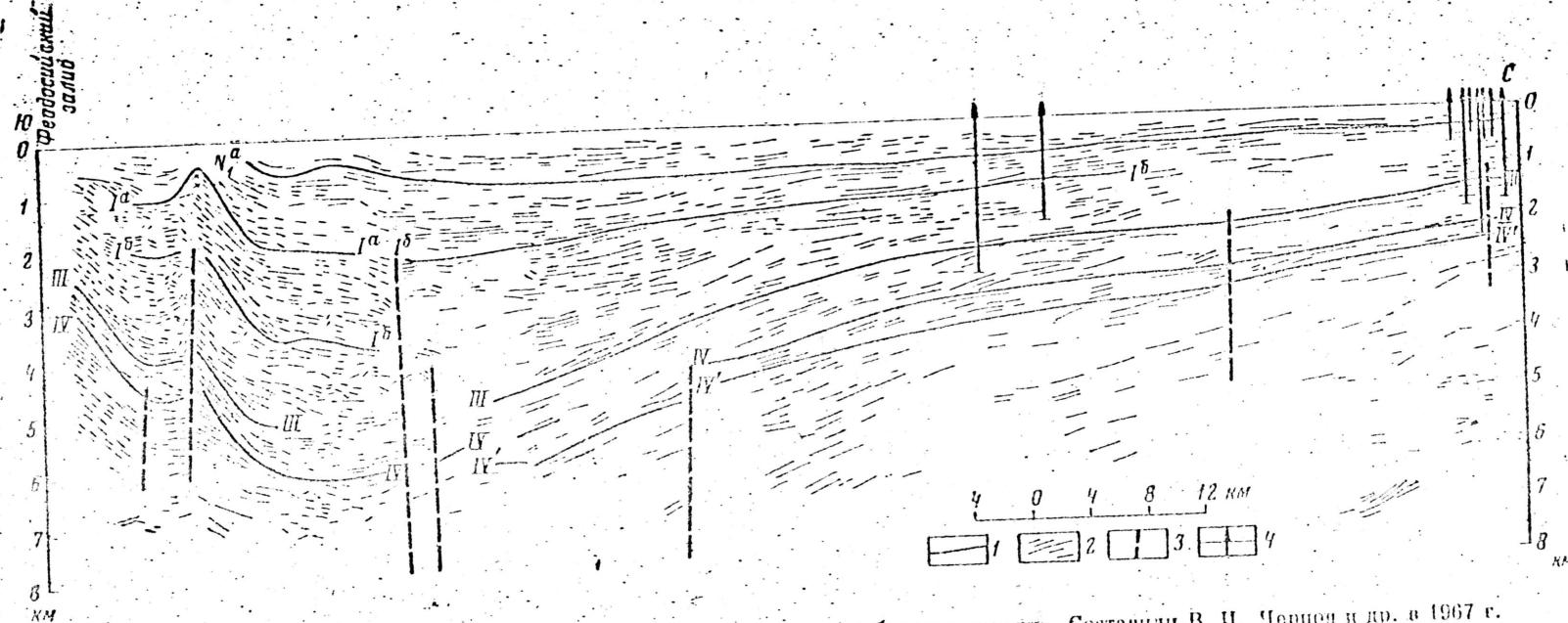


Рис. 6. Сейсмический разрез по линии Керченский полуостров — Арабатская стрелка. Составлен В. И. Чернов и др. в 1967 г.

1 — отражающие горизонты: N_1^a — в крае отложений майкона, Ia — в отложениях верхнего майкона, Ib — в отложениях нижнего майкона, III — в верхней части верхнего мела; IV и IV' — в отложениях нижнего мела; 2 — отражающие площасти; 3 — разрывные нарушения; 4 — буровые скважины.

рова наблюдается увеличение мощности этого комплекса пород и сейсмический горизонт, приуроченный к отложениям караганского горизонта, залегает на глубине минус 3000—3500 м [49].

Отложения майкопской серии к востоку от Таманского полуострова вдоль оси Нидозо-Кубанского прогиба испытывают региональное уменьшение мощности, и к востоку от меридиана г. Новороссийска она не превышает 1000 м [36].

В этом же направлении происходит центроклинальное замыкание мелового и палеогенового (домайкопского) прогиба. К востоку от меридиана пос. Темрюк мощность рассматриваемого комплекса пород испытывает региональное увеличение в сторону Северо-Западного Кавказа, где эти отложения выполняют глубокий флишевый трог [67, 69]. Отложения мела и палеогена (домайкопские) на Керченском полуострове слагаются породами, очень близкими по своему литологическому составу одновозрастным образованием Степного Крыма.

На южном борту и в центральной части Керченско-Таманского прогиба развита система складок, образующих несколько линий [1]. Антиклинали осложнены куполами и брахиантиклиналями, представляющими ядра протыкания, сложенные глинистыми породами майкопской серии. Они имеют очень сложную морфологию иены разными типами разрывных нарушений. По данным В. В. Белоусова [3], антиклинали, разделяющие антиклинали, имеют большую ширину и проще построены. В восточной части Тамани структурные элементы ориентированы широтно, а к западу отгибаются к югу, приобретая запад-юго-западное, а затем юго-западное простирание. Они прослежены под водами Черного моря еще на несколько десятков километров от берега морской сейсморазведкой [44], где постепенно затухают.

Изменение ориентировки рассматриваемых складок строго повторяет поворот структур Северо-Западного Кавказа под водами Черного моря. В осевой части прогиба и на краине его западе складки имеют широтную ориентировку и не образуют четко выраженных линий. Здесь развиты преимущественно брахиформные структуры. На северном борту Керченско-Таманского прогиба, расположенного под водами Азовского моря, диапировые складки отсутствуют.

Материалы глубокого бурения, сейсморазведки и гравиметрии показывают, что слои мела и палеогена, залегающие ниже майкопской серии, залегают более полого, образуют структуры более простой морфологии и несопоставимо меньшей амплитуды [44, 49]. Высокоточные гравиметровые работы [8] дают основания считать, что породы с глубины 800—900 м залегают более спокойно, чем на поверхности. Полностью диапиризм затухает на глубине 3—4 км. Парпачский гребень в мел-палеогеновых слоях структурно не выражен. Он соответствует средней части южного крыла Керченско-Таманского прогиба.

К востоку от Таманского полуострова диапировая складчатость южного борта Керченско-Таманского прогиба сменяется сложными, часто опрокинутыми складками, в строении которых принимают участие породы мела, палеоценена и эоценена, а отложения майкопской серии и неогене, напротив, образуют более простые структурные формы [49, 68], резко несогласно их погребая.

В палеозое рассматриваемый регион и окружающие территории Степного Крыма, Предкавказья и Северной Добруджи входили в область геосинклинального прогибания, окружающую с юга Восточно-Европейскую платформу. В конце среднего или начале верхнего палеозоя большая часть этой геосинклинальной области испытала процессы складчатости, приведшие к становлению ее фундамента. Только на отдельных изолированных участках в верхнем палеозое продолжалось после перерыва или без него геосинклинальное прогибание. К таким участкам относится и терри-

тория Горного Крыма. В верхнем палеозое в ее пределах существовал геосинклинальный прогиб, отделившийся от консолидировавшихся участков по системе крупных региональных швов.

Верхнепалеозойское прогибание сменилось не менее интенсивным погружением триасового периода. Накопление таврической серии происходило в едином глубоком флишевом троге, ограниченном с севера и юга системой глубинных швов. Он просуществовал до конца нижнеюрской эпохи.

В конце нижней или начале средней юры территория Горного Крыма испытала интенсивные процессы складчатости и орогении, наметившие основные структурные элементы, развитые в нижнем комплексе пород. Однако эти процессы не привели к консолидации складчатого основания. В среднеюрскую эпоху вновь началось геосинклинальное прогибание. Осадки средней юры легли резко несогласно на различные горизонты, смятого в складки таврического комплекса пород. Среднеюрское погружение не захватило всей площади Горного Крыма, а происходило на отдельных изолированных площадях, образовав ряд остаточных прогибов [15, 47], разделенных кордильерами, в которых выступали породы таврической серии. В этих прогибах накапливались различные типы терригенных и вулканогенных образований. Среднеюрская эпоха была временем мощных вулканических изливаний и внедрений магматических тел.

На границе нижнего и среднего юрловей в пределах Горного Крыма вновь произошли процессы интенсивной складчатости и орогении, приведшие к окончательному формированию складчатого сейсмования Горного Крыма. Были образованы крупные антиклиниории и разделяющие их синклиниории, а также обложняющие их системы различного типа складок более мелкого порядка. Эти крутые структурные элементы возникли соответственно на месте кордильер и прогибов среднеюрской эпохи, наследуя, таким образом, наметившуюся уже к тому времени зональность.

В предсреднеюрский период вновь наметилась основная внутренняя сеть разрывных нарушений и резко активизировались швы северного и южного ограничений Горного Крыма. В целом структура Горного Крыма в это время представляла собой сложно построенный складчато-глыбовый антиклиниорий, выколотый по системе швов из области более древней палеозойской консолидации, вероятно, несколько возвышающейся над ней.

Становление складчатого основания Горного Крыма не привело к отмиранию геосинклинального прогибания. В верхнеюрскую эпоху вновь началось интенсивное геосинклинальное погружение с накоплением мощнейших многокилометровых карбонатных (часто рифогенных), конгломератовых толщ и флиша. Верхнеюрские осадки легли после денудационного среза на уже выровненную поверхность складчатого комплекса таврической серии и средней юры, начав в структурном отношении совершенно новый комплекс пород. Верхнеюрский прогиб Горного Крыма, как и в среднеюрскую эпоху, был дифференцирован. Максимальные зоны прогибания наметились на площадях синклиниориев доверхнеюрского структурного плана. А площади антиклиниориев в это время представляли собой участки маломощного осадконакопления или даже кордильеры. По северной периферии Горного Крыма (северное крыло Качинского антиклиниория) также накапливались относительно маломощные (сотни метров) карбонатные или грубообломочные образования верхней юры, распространявшиеся несколько севернее регионального шва северного ограничения Горного Крыма. Прогибание верхнеюрской эпохи продолжалось и в ранние отрезки нижнемелового времени.

Описываемая картина геологического развития сохранилась до готеривского века. С конца готерива или с баррема территория Степного Крыма вовлекается в повсеместное погружение с накоплением осадочных толщ платформенного чехла. Напротив, большая часть территории Горного Кры-

ма испытала подъем, превративший его в размывающуюся сушу. Осадкоакопление в ее пределах происходило лишь по северной периферии и на отдельных участках внутренних зон, приуроченных к эрозионно-тектоническим впадинам. Горный Крым с этого отрезка времени стал окраинной частью обширного эпиконтинентального бассейна. Интенсивность прогибания начинает с барремского века и во все последующие отрезки геологического времени возрастает по направлению от территории Горного Крыма в сторону Степного Крыма. В этом же направлении происходит увеличение глубоководности фаций [4, 64].

Важнейшим рубежом в формировании структуры Горного Крыма был отрезок времени между нижним и средним миоценом. Это было время резкой активизации тектонических движений. Последние привели к общему подъему территории Горного Крыма и превращению ее в крупную мегантиклиналь, осложненную системой антиклиналей и разделяющих их синклиналей и более частными структурными элементами.

Начиная со среднемиоценового времени началась новая волна погружений, охватившая территорию Горного Крыма. Она продолжалась и в верхнем миоцене. Отложения среднего и верхнего миоцена легли резко несогласно на различные горизонты подстилающих пород.

С конца сарматского века за счет процессов эпиллатформенного орогенеза территория Горного Крыма испытала общий подъем, превративший ее в горную страну. Формирование глубоководной впадины Черного моря, по данным М. В. Муратова [39], привело в конце миоцена или в среднем плiocене к погружению южной части структуры Горного Крыма под уровень моря.

Преданные материалы показывают, что Горный Крым как самостоятельный структурный элемент памятится в верхнем палеозое. В это время крупные субширотные разломы отделили верхнепалеозойский остаточный геосинклинальный прогиб от окружающих областей более древней консолидации. Территория Горного Крыма как остаточный геосинклинальный прогиб продолжала развиваться в течение триасового, нижне- и среднеюрского и позднекелловейского времени. На границе нижнего и среднего келловея произошли интенсивные процессы складчатости и орогении, превратившие остаточный геосинклинальный прогиб в складчатоглыбовое сооружение. В образовании остаточного прогиба, его развитии и последующем превращении в складчатую систему ведущую роль играли продольные глубинные разломы. Вдоль них, по-видимому, существовали сдвиговые напряжения, в результате чего между ними образовалась либо местная зона растяжения (и в ней шло интенсивное прогибание), либо зона сжатия, приведшая к процессам складчатости и орогении.

Процессы предсреднекелловейской складчатости и орогении не привели к окончательной консолидации структуры Горного Крыма. В последующие отрезки верхнеюрской эпохи продолжалось интенсивное геосинклинальное прогибание. Однако оно не закончилось складчатостью, а постепенно перешло в прогибание платформенного типа, и территория Горного Крыма вошла в окраинную часть обширного эпиконтинентального бассейна, в пределах которого вакапливались типичные осадки платформенного чехла. Начиная со среднего келловея в пределах Горного Крыма начали формироваться структурные элементы, типичные для молодых платформ. Это длительно развивающиеся унаследованные дислокации, отражающие в сложенном виде основные структурные элементы складчатого комплекса. Развитие унаследованных дислокаций связано с вертикальными движениями, полученными в виде импульса от предсреднекелловейской складчатости и орогении. Деформации, связанные с горизонтальным стрессом, в верхнем структурном комплексе пород в Горном Крыму не существует. Исключение, возможно, составляют верхнеюрские (дотитонские) складки. Судакско-Карадагской системы, генетическая природа

которых в настоящее время недостаточно ясна. Однако, скорее, эта ложальная зона интенсивных дислокаций не связана с горизонтальным стрессом и фазой геосинклинальной складчатости, а обусловлена или широким распространением разрывных нарушений (приразломные структуры), или, возможно, вызвана процессами диапирового течения таврических и среднене-юрских слоев под действием вертикальной нагрузки вышележащих отложений в прилегающих синклиналях. Последнее предположение подробно аргументировано В. В. Белоусовым [3].

Данные структурного и формационного анализа позволяют отнести нижний комплекс, сложенный породами триаса, нижней, средней юры и нижнего келловея к складчатому основанию (фундаменту). Вышележащий комплекс, в который входят отложения верхней юры, мела, палеогена, неогена и антропогена, составляют чехол, в котором развиты платформенные деформации. Нижнюю его часть слагают геосинклинальные формации (верхняя юра и низы нижнего мела), а верхняя часть состоит из типично платформенных отложений. Геосинклинальные формации, не испытавшие процессов полной складчатости, в которых развиты платформенные деформации, И. П. Жабрев [16] предложил называть геосинклинальным чехлом.

Как указывалось выше, тррас-среднене-юрский геосинклинальный прогиб Горного Крыма, соответствующая ему складчатая структура и унаследованные дислокации геосинклинального и платформенного чехла имеют достаточно определенные границы. На севера и юга этот структурный элемент ограничен крупными глубинными швами. На юго-западе, на расстоянии первых десятков километров от берега, он затухает под водами Черного моря. Менее определенно его восточное продолжение.

Сейсморазведкой установлено, что к востоку от мыса Карапат происходит затухание Крымской мегантиклинали по отложениям платформенного чехла. Однако унаследованные структуры платформенного чехла являются отражением складчатой структуры основания, а последняя неразрывно связана с развитым здесь глубоким прогибом. Поэтому есть все основания считать, что в области замыкания Крымской мегантиклинали происходит затухание складчатой структуры и назначается восточная центроклиналь триас-юрского прогиба. Триас-юрские прогибы Горного Крыма и Большого Кавказа в свете указанного выше не имели прямой структурной связи, разделяясь более промежуточной зоной. Это не значит, конечно, что палеогеографическая связь между ними не существовала. Морские бассейны этих отрезков занимали, безусловно, несопоставимо большую территорию, чем рассматриваемые прогибы, и, несомненно, районы их соединения находился полностью под водами этих бассейнов.

Строение и история развития Керченско-Таманского прогиба показывают, что он не имеет связи со структурой Горного Крыма и Большого Кавказа. Как справедливо отмечает В. В. Белоусов [3], Керченско-Таманский прогиб заложился на южном выступе эпигалеозойской платформы, разделяющем в начале альбийского цикла геосинклинальные прогибы Горного Крыма и Большого Кавказа. Формационный состав слагающих его меловых, палеогеновых и неогеновых пород не отличается от одновозрастных образований прилегающих участков Скифской впадины. Мощности осадочных образований здесь, конечно, огромны. Но подобный порядок мощностей сейчас известен для многих заведомо платформенных структур (Каркинитский и Сивашский прогибы, Прикаспийская впадина и др.). Формирование диапировых структур Керченско-Таманского прогиба обусловлено, по данным В. В. Белоусова [3], течением глинистых пород майковской серии под действием вертикальной нагрузки вышележащего комплекса неогеновых и антропогеновых осадков, что находит непосредственное подтверждение материалами сейсморазведки, показывающими резкое упрощение структурных форм в домайкопских слоях. Линейное

простирание антиклиналей, параллельное на южном борту прогиба изгибу северо-западной части Большого Кавказа, вызвано, по-видимому, тем, что прилегающий к нему его борт был вовлечен в подъем и на нем образовалась система сколов и флексур антиклинальных перегибов, параллельных вздернутому краю. Они явились наиболее благоприятными участками для проявления диапризма, вследствие чего диапировые структуры приобрели такое же направление.

Керченско-Таманский прогиб по строению, набору развитых в нем формаций и истории геологического развития не может быть отнесен к категории краевых прогибов, поскольку он не связан с орогеническим подъемом Горного Крыма и Большого Кавказа. Парагенез тектонических структур, наблюдающийся в его пределах, как показано выше, вполне возможен при нормальных платформенных условиях развития. Все это дает основание считать, что Керченско-Таманский прогиб является платформенной структурой южной окраинной части Скифской плиты. Он принципиально отличен по истории своего развития и генезису от Западно-Кубанского типично краевого прогиба, начинающегося к востоку от Таманского полуострова, где Большой Кавказ уже представляет достаточно четкое орогеническое сооружение. Район Керченского и Таманского полуостровов располагается в районе субмеридиональной волны поперечного прогибания, на что уже давно обращали внимание многие исследователи [36]. Вердимо, этим фактом можно объяснить заложение здесь Керченско-Таманского прогиба и его столь значительную глубину.

Специфичность разрезов мела и палеогенда восточной части Горного Крыма связана не с приближением к Большому Кавказу, а с развитием здесь глубокого Керченско-Таманского прогиба, южный борт которого составляет северная моноклиналь восточной части Горного Крыма.

Строение и развитие Горного Крыма и северо-западной части Большого Кавказа имеют принципиальные различия. В триас-среднеюрское время они представляли два структурно изолированных прогиба. Дальнейшая их история пошла в разных направлениях.

На территории Большого Кавказа геосинклинальное прогибание в условиях глубокого флишевого трога продолжалось до середины палеогена. Начиная с олигоценового времени он испытывал интенсивный орогенический подъем и вдоль его северного склона начал формироваться краевой прогиб. Накопившиеся осадки подверглись интенсивной геосинклинальной складчатости.

Территория же Горного Крыма, начиная по крайней мере с барремского века, вступила в платформенное развитие и в ее пределах начал накапливаться типичный платформенный чехол, испытавший только платформенные деформации. Последняя фаза геосинклинальной складчатости произошла здесь в предсреднекелловское время. В силу этих причин он не может быть включен в альпийскую геосинклинальную область. Напротив, Горный Крым имеет много структурных и формационных аналогов в областях герцинской складчатости. Это прежде всего триасовая зона Тулча Северной Добруджи, Ейско-Березанский триас-юрский прогиб, Мангышлак, Большой Балхан и т. д.

На большое тектоническое сходство структуры Мангышлака и Горного Крыма указывал М. И. Казаков [18]. Перечисленные структурные элементы представляли в триасовое и частично в юрское время изолированные остаточные геосинклинальные или внутренние (меньгорные) прогибы, возникшие вдоль крупных разломов. Впоследствии они испытали процессы полной складчатости и орогении. В перекрывающем их платформенном чехле развиты резко выраженные линейные унаследованные дислокации. Отличительной чертой Горного Крыма явилось то, что в верхнеюрскую эпоху и в начале нижнего мела в его пределах продолжали накапливаться формации, многое геосинклинального ряда, впоследствии не претерпевшие

процессов полной складчатости и орогении и образовавшие геосинклинальный чехол.

Интенсивное проявление в пределах Горного Крыма складчатости мезойского возраста дало основание в свое время Э. Зюссу выделить здесь складчатую зону, протягиваемую им в Добруджу и другие районы и названную Киммерийскими горами. Позднее киммерийская складчатость и складчатые области, возникшие за счет нее, были выделены и в других частях земного шара [37]. Однако Г. Штилле [71] показал, что киммерийский тектогенез не может стоять в одном ранге с варисцийским или альпийским.

В областях альпийских геосинклиналей киммерийская складчатость представляла собой начальные фазы этого цикла тектогенеза и их проявление не привело к завершению геосинклинального развития. Вне их пределов она имела место на относительно небольших по площади изолированных участках. Эти участки приурочены к верхнепалеозойско-триас-юрским геосинклинальным, внутренним (межгорным), краевым и периклиническим прогибам и впадинам, имеющим достаточно широкое распространение в пределах герцинид.

Зоны киммерийской складчатости не образуют самостоятельных складчатых систем. Они представляют собой структурные элементы заключительной стадии развития герцинид, являющиеся их временной составной частью. Образование зон киммерийской складчатости невозможно без предыдущей палеозойской предыстории и тесно с ней связано. Верхнепалеозойско-триас-юрское геосинклинальное прогибание и процессы киммерийской складчатости венчают герцинский цикл тектогенеза перед последующим всеобщим вступлением этих областей в платформенный этап развития. Поэтому «киммерийской складчатостью» можно называть отдельные фазы складчатости, проявлявшиеся в мезозое (триас-юра) в областях герцинского и альпийского тектогенеза, не ставя их в один ранг с последними.

На территории герцинид, по-видимому, за триас-юрскими геосинклинальными прогибами, подобными Горному Крыму, целесообразно оставить название киммерийские прогибы, а складчатые зоны, впоследствии возникшие из них, назвать зонами киммерийской складчатости. Тем самым сразу же будет подчеркнута специфичность этих структурных элементов.

Длительность развития киммерийских прогибов, вероятно, непосредственно связана с их пространственным положением по отношению к областям альпийских геосинклиналей. Чем ближе они к последним, тем дольше продолжалось их развитие. Наоборот, при удалении этих прогибов их замыкание происходит значительно раньше.

ABSTRACT

On the basis of a large volume of geological and geophysical researches the author acquires new concepts concerning the position of the Mountainous Crimea in the entire structure of the southern part of the USSR from the position of comparative tectonic analysis. A detailed analysis of the geological-geophysical materials has shown that the Mountainous Crimea has been formed as an independent structural element in the Upper Paleozoic, while during the Triassic, Lower Middle-Jurassic and Lower Callovian epochs it developed as a remnant geosynclinal subsidence. On the boundary between the Lower and Upper Callovian the folding processes took place, which transformed the subsidence into a folded-block construction. Further accumulation of deposits of the Upper Jurassic, Cretaceous, Cenozoic formed a cover, the upper part of which is composed of typically platform formations.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д., Блохин А. А., Менин В. В., Оспипов С. С., Соколов М. И., Чепиков К. П. Краткий очерк геологического строения месторождений Керченского полуострова. — Труды ГГРУ, 1930, вып. 13.
2. Багдасаров Г. П., Лебединский В. И. Новые данные об абсолютном возрасте магматических ворон Горного Крыма. — Докл. АН СССР, серия геол., 1967, 173, № 1.
3. Белоусов В.-В. Некоторые общие вопросы тектоники области сопряжения Крыма и Кавказа (в связи с проблемой происхождения складчатости). — В кн. «Проблемы тектонофизики». М., Гостехиздат, 1960.
4. Богаев А. Т., Преснякова Л. В., Самарская Е. В. Палеогеография и история развития центральной и западной частей равнинного Крыма в альбское время. — В сб. «Геология и geoхимия», вып. 13. Львов, 1967.
5. Бокун В. В., Бокун Р. А., Головинский В. И., Гольшток А. Я. Некоторые черты строения мезо-кайнозойского чехла северо-западной части Черного моря. — В кн. «Строение Черноморской впадины». М., изд-во «Наука», 1966.
6. Бондаренко В. Г., Апостолова М. Я., Шаповалов М. С. Вулканокластические породы верхнемелового возраста равнинного Крыма и Керченского полуострова. — Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1967.
7. Бураковский В. Е., Гуревич Б. Л., Дядюра В. А. Плотностная характеристика осадочных пород центральной части Причерноморской впадины. — В сб. «Строение земной коры и физические свойства горных пород», 1965, вып. 1 (12).
8. Володарский Р. Ф. Геологические результаты высокоточных моревых работ на полуострове Тамань. — Геофиз. исслед., сб. II. Изд-во МГУ, 1966.
9. Головинский В. И. Тектоника северного обрамления Черноморской мегавпадины в связи с выяснением перспектив нефтегазоносности (по данным морских геофизических исследований). Автореф. канд. дисс. М., 1967.
10. Гончаров Б. П., Непрочнова А. Ф., Непрочнов Ю. П. Геоморфология дна и глубинное строение Черноморской впадины. — В кн. «Глубинное строение Кавказа». М., изд-во «Наука», 1963.
11. Гордиенко В. В. Пропала геотермических аномалий Крымского полуострова. — В сб. «Геофизические исследования строения земной коры», 1966, вып. 18.
12. Горшков Г. П., Левицкая А. Я. Некоторые данные по сейсмотектонике Крыма. — Бюлл. МОНП, отд. геол., 1947, XXII, вып. 3.
13. Дагис А. С., Шилков В. Н. Об открытии среднего триаса в таврической свите Крыма. — Докл. АН СССР, серия геол., 1965, 164, № 1.
14. Дикинштейн Г. Х., Безносов Н. В., Голубиничная Л. М. и др. Геология и нефтегазоносность Степного и Предгорного Крыма. М., Гостехиздат, 1958.
15. Добропольская Т. П. Мезозойские конгломераты восточной и центральной частей Горного Крыма и их значение для палеогеографии. Автореф. канд. дисс. Львов, 1967.
16. Жабрев И. П. Заключительные стадии развития геосинклиналей и переход к платформенному этапу. — В кн. «Особенности геологического строения и нефтегазоносности Предкавказья и сопредельных районов». М., изд-во «Наука», 1966.
17. Захарчук С. М., Плахотный Л. Г. Перспективы нефтегазоносности майкоциских отложений Крыма и Северного Прикаспия. — В сб. «Геология и geoхимия горючих скоплений», вып. 13. Львов, 1967.
18. Казаков М. П. Основные черты тектоники Прикаспийской впадины. — Сов. геология, 1957, № 61.
19. Ковалевский С. А. Корни Горного Крыма. — Докл. АН СССР, серия геол., 1966, 171, № 3.
20. Краснощек А. Я., Безверхов Б. Д., Богаевский Л. Г. Тектоническое строение северо-западной части Черного моря. — Геофиз. сб., 1966, вып. 18.
21. Крылов Н. А., Летавина А. И., Маловицкий Я. П. Обзорная тектоническая карта юга Европейской части СССР. Масштаб 1 : 1 000 000. М., 1964.
22. Кузнецов С. С. Читай книгу по геологии Крыма. — Вестник ЛГУ, серия геол. и геогр., 1961, № 24, вып. 4.
23. Лебедев Т. С. Зоны основных глубинных разломов Черноморско-Азовского региона. — Геофиз. сб., 1965, вып. 3 (14).
24. Лебедев Т. С., Болюбах К. А. Строение земной коры Горного Крыма и впадины Черного моря по данным гравиметрических исследований. — В кн. «Глубинное строение Кавказа». М., изд-во «Наука», 1966.
25. Лебедев Т. С., Оровецкий Ю. П. Особенности тектоники Горного Крыма. Геофизические исследования земной коры. — Геофиз. сб., 1966, вып. 18.

26. Лебедев Т. С., Оровецкий Ю. П. Физические свойства и вещественный состав магматических образований центральной части Горного Крыма. Физические свойства вещества земной коры. — Геофиз. сб., 1967, вып. 21.
27. Лебедев Т. С., Собакарь Г. Т., Оровецкий Ю. П., Болюбах К. А. Тектоника центральной части Северного склона Крымских гор. Киев, изд-во АН УССР, 1963.
28. Лебединский В. И., Шалимов А. И. Магматические проявления в структуре и геологической истории Горного Крыма. — Сов. геология, 1967, № 2.
29. Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Шапошников Д. П. Динамика и генезис таврической формации Крыма. Изд-во Харьковского гос. ун-та, 1961.
30. Лычагин Г. А. Геологическое строение и история развития равнинной части Крыма. — Труды ВИГИИ, 1958, т. XII.
31. Маловинский Я. П. Тектоника акваторий южных морей СССР и перспективы их нефтегазоносности (по данным морских геофизических исследований). Автореф. докт. дисс. М., 1964.
32. Маловинский Я. П., Бокул Р. А., Бокул В. В. Новые данные сейсморазведки МОВ о геологическом строении континентального склона и глубоководной впадины акватории Черного моря. — В сб. «Вопросы геологии и нефтегазоносности Кавказа и Предкавказья». М., ЦНИИНефтегаз, 1963.
33. Маловинский Я. П., Бокул Р. А., Мартынова Г. П. Новые данные о геологии морского продолжения Северо-Западного Кавказа. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1968, № 7.
34. Маловинский Я. П., Непречнов Ю. П. Сопоставление сейсмических и гравиметрических данных о строении земной коры Черноморской впадины. — В кн. «Строение Черноморской впадины». М., Изд-во «Наука», 1966.
35. Международная тектоническая карта Европы. Масштаб 1 : 25 000 000. М., Изд-во «Наука» — «Недра», 1964.
36. Миричкин М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловинский Я. П. Тектоника Предкавказья. М., Гостехиздат, 1963.
37. Монсеев А. С. О херсонском (киммерийском) горообразовании и его проявлении. — Труды Ленинград. об-ва естествен. 1937, 66, вып. 1.
38. Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области Юга Европейской части СССР и сопредельных стран. «Тектоника СССР», т. 5. Изд-во АН СССР, 1949.
39. Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского п-ова. М., Гостехлитиздат, 1960.
40. Муратов М. В., Непречнов Ю. П. Строение шва Черноморской котловины и ее происхождение. — Бюлл. МОНН, отд. геол., 1967, т. XXII, вып. 5.
41. Непречнов А. Ф., Непречнов Ю. П., Ельников И. Н. Строение осадочной толши глубоководной впадины Черного моря к югу от Крыма. — Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 7.
42. Новиков Э. А., Шалимов А. И. Некоторые новые данные о залегании и возрасте «кристаллических складок» Горного Крыма. — Изв. вузов, серия геол. и разведка, 1965, № 12.
43. Пейве А. В. Основные черты тектоники Балкано-Карпатской области. — Карпато-Балканская геологическая ассоциация. VIII конгресс, т. 1. Белград, 1967.
44. Пустыльников М. Р. К тектонике Западного и Центрального Предкавказья. — Геотектоника, 1968, № 1.
45. Челищев В. Ф. Киммериды Крыма. М., изд-во «Наука», 1966.
46. Слудский А. Ф. О происхождении валунов окрестностей Балаклавы. — Изв. Крымск. отд. Всесоюз. геогр. об-ва, 1956, вып. 2.
47. Снегирева О. В. Стратиграфия, литология, фауна сретчеюрских отложений Крыма и перспективы их нефтегазоносности. Автореф. канд. дисс. М., 1967.
48. Снегирева О. В., Шала А. А. Некоторые особенности анигенеза и метаморфизма палеозойских и мезозойских пород Крыма. — Изв. вузов, серия геология и разведка, 1966, № 10.
49. Соллогуб В. Б. Тектоника переносовых прогибов альпийской геосинклинальной области и сопредельных районов. Киев, изд-во АН УССР, 1960.
50. Соллогуб В. Б., Павленкова Н. И., Чекунов А. В., Хильпинский Л. А. Глубинное строение земной коры вдоль меридионального пересечения Черное море — Воронежский массив. — Геофиз. сб., 1966, вып. 15.
51. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павленкова Н. И. и др. Глубинное строение Равнинного Крыма и Присивашья по геофизическим данным. — В сб. «Материалы исследований территории Украины», 1968, вып. 6 (8).
52. Ступка О. С. Глубинные разломы Крымского полуострова. Геология и нефтегазоносность Причерноморской впадины. — Геология и геохимия горючих иско-паемых, 1967, вып. 13.
53. Субботин С. Н. Строение земной коры впадины Черного моря, причины и