

УДК 551.242.1(477.9)

© 1990

ПЛАХОТНЫЙ Л. Г.

РАННЕКИММЕРИЙСКИЕ СТРУКТУРЫ КРЫМА И СООТНОШЕНИЕ ИХ С АЛЬПИЙСКИМИ И ДОКИММЕРИЙСКИМИ

Развитие Горного и Равнинного Крыма на раннекиммерийском этапе было сходным, о чем свидетельствуют формационный характер триасово-среднеюрских отложений, сходство магматических пород, степень дислоцированности отложений. Палеотектонический план Крыма на этом этапе характеризуется существованием Крымско-Кавказского и Тарханкутско-Березанского геосинклинальных прогибов, первый из которых имел продолжение в Равнинном Крыму под современной Альминской впадиной. В формировании зон киммерийской складчатости в Равнинном Крыму основная роль принадлежит салгирской фазе тектогенеза (на рубеже триаса и юры). На месте раннекиммерийских прогибов Крыма впоследствии возникли крупные альпийские поднятия — мегантиклиналь Горного Крыма, Тарханкутский вал, Азовский вал. Формирование их происходило под влиянием не только киммерийских складчатых структур, но и глубоко погребенных доверхнепалеозойских складчатых сооружений, активизировавшихся на альпийском этапе.

Складчатые структуры ядра Крымских гор и Северной Добруджи, созданные мезозойскими тектоническими движениями, Э. Эюсс [26] назвал киммерийскими. В Горном Крыму киммерийский тектогенез характеризовался несколькими фазами складкообразования — салгирской, донецкой, яйлинской и андийской [10], обусловившими многоярусность строения мегантиклинория [6]. В основе его мезозойского ядра лежат сильно дислоцированные отложения таврической серии (верхний триас — нижняя юра), представленные в основном тонкоритмичным флишем [6]. Они относятся к главному геосинклипальному комплексу киммерид. Верхнекиммерийский структурный подэтаж мегантиклинория сложен вулканогенно-терригенными отложениями верхнего тоара — средней юры и терригенно-карбонатными образованиями верхней юры — паланжина, заполняющими частные прогибы в его пределах и Битакский юрский грабен в предгорьях.

Дислоцированные триасово-среднеюрские образования установлены бурением также в Равнинном Крыму и в пределах Азовского и Черного морей [1, 5, 8, 11, 14, 19]. В юго-западной части Равнинного Крыма вскрывались песчано-сланцевые образования верхнего триаса [16, 19], заполняющие Циколаевский раннекиммерийский геосинклипальный прогиб [16]. В строении его участвуют, по-видимому, также отложения верхнего палеозоя и нижнего — среднего триаса, установленные в пределах Новоселовского поднятия. В северных районах Крыма средневерхнетриасовые образования представлены переслаивающимися сероцветными глинистыми сланцами и сланцеватыми аргиллитами, песчаниками, алевролитами, редко — известняками и доломитами. В них содержатся многочисленные межпластовые тела порфиристов, дайки кварцевых диабазов и диоритов, нитрузии гранитоидов [1, 16]. Эти породы заполняют Северо-Крымский раннекиммерийский грабен [19, 20], унаследованный меловым прогибом. Степень дислоцированности отложений различная, углы падения от 10—30 до 50—80°. Вторичные изменения их соответствуют, по заключению М. Я. Апостоловой, стадии метатектогенеза. Местами породы сильно рассланцованы, катаклазированы, а на контактах с кислыми нитрузиями метаморфизованы.

На Тарханкутском полуострове гессинклипальные образования триаса залегают непосредственно под осадочным чехлом. Максимальная вскрытая мощность пород превышает 1400 м (скв. Восточно-Каштанов-

ская 1). Зона их развития под отложениями мела соответствует бывшему раннекиммерийскому складчатому поднятию, образовавшемуся в конце триаса в результате салгирской фазы тектогенеза. Об этом свидетельствуют цифры изотопного возраста метаморфизованных сланцев и песчаников на Октябрьской площади (186 млн. лет [13]) и интрузии гранитов и плагногранитов, прорывающей песчано-сланцевую толщу на Межводенской площади (185 млн. лет, скв. 4 и 5). Более молодые датировки изотопного возраста кварцевого дибаза из скв. Октябрьская-2 (158 млн. лет), плагногранитов из скв. Меловая-4 (120 ± 10 млн. лет) и измененного контактным метаморфизмом песчаника из скв. Октябрьская-4 (153 млн. лет) отражают время последующего внедрения в триасовые отложения среднеюрских интрузий, что характерно также и для Горного Крыма, где байосские несогласные интрузии габбро-диабазов и плагногранит-порфиоров прорывают отложения таврической серии [6].

Восточнее Тарханкутского полуострова песчано-глинистые отложения триаса установлены на Татьяновской площади [19]. Здесь они залегают под несогласно перекрывающими их грубообломочными породами юры. Сходные с тарханкутскими песчано-сланцевые разрезы триаса вскрывались под чехлом в северо-восточном Присивашье (Славянская площадь) и в северной части Азовского моря (на площадях Электроразведочной, Обручева) [5]. Здесь они слагают складчатое ядро Азовского раннекиммерийского антиклинория, лежащего в основании платформенного вала. В северном Присивашье, на Балашовском поднятии, установлена вулканогенно-осадочная толща, содержащая пластовые тела порфиритов среднего и основного состава и прорванная гранитами [16]. Первичные песчано-глинистые породы ее превращены контактным метаморфизмом в узловатые сланцы и кварцитовидные роговики. Они считались вначале верхнепалеозойскими. Но изотопный возраст интрузии гранитов, вызвавшей ороговикование пород, оказался равным 161 ± 11 млн. лет (средняя юра). С учетом геофизических материалов вскрытый разрез следует относить к триасу. Контактный же метаморфизм пород является более поздним (наложенным). Маломощные (100—200 м) отложения триаса развиты в опущенном по крупному разлому северном блоке Новоселовского поднятия, где они залегают на сланцах карбона [11, 14]. О времени раскалывания герцинского массива и опускания этого блока можно судить по возрасту штокообразной интрузии кварцевых диоритов (210 млн. лет [16]), вскрытой скв. Северная-1 в зоне разлома.

Верхнекиммерийский структурный подэтаж представлен в Равнинном Крыму преимущественно своим нижним ярусом (верхний тоар — средняя юра), сложенным слабо измененными (поздний метатектогенез) и умеренно деформированными сероцветными грубообломочными песчано-глинистыми породами, а также вулканитами. Крупным вулканическим постройкам, приуроченным к прогибам, соответствуют интенсивные магнитные аномалии (Почтовская, Кировская, Первомайская, Алексеевская и др.). В основании яруса здесь, как и в Горном Крыму, залегают песчаники и грубообломочные породы, развитые не только в предгорьях (Битакский грабен), но и в северных районах Крыма (Татьяновская и Нововановская площади), свидетельствуя о крупных предпозднеоарских поднятиях. В грабенах — Битакском, Северо-Азовском — юрские отложения дислоцированы значительно сильнее (углы падения до $40-50^\circ$), чем на склонах поднятий, где они залегают плащеобразно, приобретая характер сингеосинклинального чехла.

Геофизические материалы и данные бурения позволяют выполнить рекомендацию палеотектонического плана Крыма для раннекиммерийской эпохи, когда были сформированы первичные (доинверсионные) геосинклинальные прогибы (рис. 1), и выяснить соотношение их с возникшими впоследствии на их месте киммерийскими складчатыми поднятиями, структурными элементами альпийского тектонического этажа, а также с древними структурами основания, на котором были заложены эти прогибы. Сейсморазведкой КМПВ и ГСЗ отложения триаса — нижней

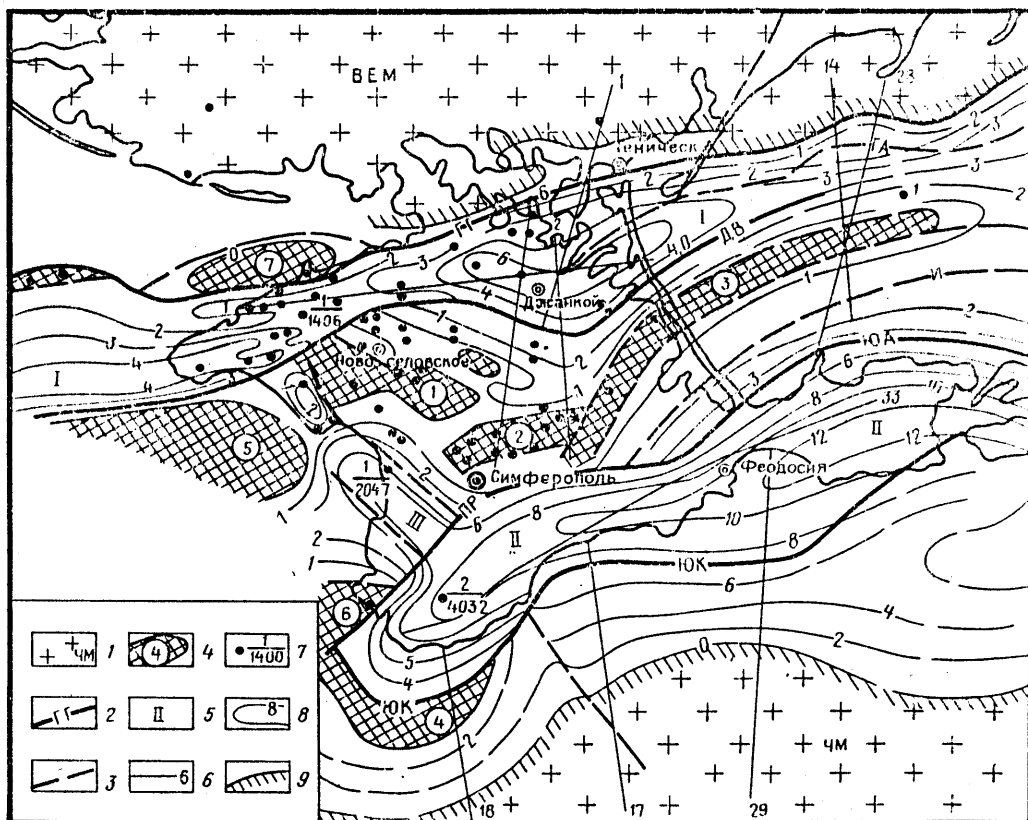


Рис. 1. Схема тектонического положения раннекиммерийских прогибов Крыма
 1 — массивы дорифейского фундамента (ВЕМ — Восточно-Европейский, ЧМ — Черноморский); 2 — краевые разломы, ограничивающие раннекиммерийские прогибы или их внутренние грабенообразные части (ГГ — Голицыно-Гелический, ДВ — Донузлавско-Валокский, ПР — Предгорный, ЮА — Южно-Азовский, ЮК — Южно-Крымский); 3 — крупные разломы (ГА — Главный Азовский, И — Индольский); 4 — выступы рифей-вендских и палеозойских метаморфических пород под осадочным чехлом или под отложениями средней — верхней юры (1 — Виноградовский, 2 — Новожиловский, 3 — Новоцарицкий, 4 — Форосский, 5 — Каламитский, 6 — Херсонесский, 7 — Бакальский); 5 — раннекиммерийские прогибы (I — Тарханкутско-Березанский, II — Крымско-Кавказский, III — Никольский); 6 — профили КМШВ и ГСЗ; 7 — скважины, вскрывшие докембрийские образования (в знаменателе — максимальные вскрытые мощности триасово-нижнеюрских отложений); 8 — изопахиты (в км) верхнепалеозойско-нижнеюрских отложений по геофизическим данным; 9 — границы выклинивания верхнепалеозойско-нижнеюрских отложений (геофизического слоя Г₁)

юры картируются в Крыму как единый комплекс слабо измененных пород, залегающий на разновозрастном консолидированном фундаменте. К поверхности и к подошве его приурочены основные сейсмические границы — K_0 и K_1 [7, 21]. Внутри этого комплекса в Горном Крыму и в юго-западной части Равнинного Крыма следится высокоомный электрический горизонт, относимый к поверхности верхнепалеозойских [18, 27] (возможно, нижнетриасовых) отложений, а в северных районах Крыма сейсморазведкой установлен преломляющий горизонт, имеющий, по-видимому, такую же стратиграфическую привязку.

По суммарным мощностям отложений верхнего палеозоя — нижней юры в Крыму выделяются два основных субширотных геосинклинальных прогиба [19], разделенных полосой поднятий до верхнепалеозойского фундамента (см. рис. 1). Более крупный и глубокий Южно-Крымский (Крымско-Кавказский) прогиб протягивался из области Горного Крыма через Керченский полуостров в пределы Кавказа. Заложение его относится, по-видимому, к позднему палеозою. Наличие в нем верхнепалеозойских морских отложений предполагается на основании присутствия на северной окраине Крымских гор в отложениях лайаса олистостромов

с глыбами пермско-каменноугольных известняков [6], источником которых был, вероятно, располагавшийся севернее геосинклинального прогиба барьерный риф. В самом же прогибе отложения верхнего палеозоя — нижнего триаса представлены, по-видимому, формациями геосинклинального и орогенного классов большой мощности, судя по разности в глубинах залегания опорного электрического горизонта (4—5 км) и консолидированного фундамента (6—8 км) в пределах Качинского поднятия [21, 22]. Южнее Горного Крыма, как и к северу от него, можно предполагать развитие мелководной известняковой фации верхнего палеозоя, так как в ялтинских конгломератах лейаса присутствуют окатанные обломки пермских известняков [6]. Здесь располагался южный борт прогиба, положение которого можно наметить по геофизическим данным (см. рис. 1).

На профилях ГСЗ к югу от Крыма выделяется сейсмический слой G_1 , сложенный неметаморфизованными отложениями [12], выклинивающимися в сторону опустившегося Черноморского континентального массива и увеличивающимися в мощности в направлении Горного Крыма, на месте которого располагалась центральная грабенообразная часть геосинклинального прогиба, ограниченная Предгорной и Южно-Крымской зонами глубинных разломов. Этот геофизический слой увязывается по мощностям с комплексом верхнепалеозойско-нижнеюрских отложений Горного Крыма, выделяющимся на профиле ГСЗ Севастополь — Керчь между сейсмическими горизонтами K_0 (кровля таврической серии) и K_1 (поверхность консолидированного фундамента), толщина которого возрастает вдоль оси прогиба от 6 км в районе с. Орлиное до 13 км на Керченском полуострове [21]. В плечевых частях раннекиммерийского рифта присутствовали, по-видимому, отдельные горстообразные выступы консолидированного фундамента. Одно из таких поднятий было намечено М. В. Муратовым [6] в Черном море, к югу от Фороса. Здесь, в 20 км от береговой линии, на профиле ГСЗ 18 поверхность фундамента залегает на глубине около 2 км, резко опускаясь севернее по разлому в сторону Горного Крыма на глубину 4—5 км [3]. Форосское поднятие байкальского фундамента служило источником обломков эпидот-хлоритовых, мусковит-хлоритовых, гранат-мусковит-кварцевых сланцев, встречающихся в титонских конгломератах юго-западной части Горного Крыма [9].

Южно-Крымский геосинклинальный прогиб заложили на разновозрастном основании (рис. 2). Восточная часть его была паложена на герцинское складчатое сооружение, а западная — на байкальское [17, 18]. Приосевые части их срезаются киммерийским грабеном в районе Симферополя и Белогорска по линии Предгорного глубинного разлома. На участке Гераклеийского полуострова погребенное под западной частью Горного Крыма байкальское основание, вероятно, высоко приподнято по Георгиевскому разлому, образуя Херсонесское поднятие северо-западного простирания [16, 18]. Ограниченная им западная часть Южно-Крымского прогиба круто разворачивалась в северо-западном направлении, протягиваясь в пределы Равнинного Крыма в виде Николаевского поперечного прогиба [16] (см. рис. 1).

В триасовое время Николаевский прогиб составлял единое целое с западной частью Южно-Крымского прогиба, ограничиваясь с востока Зуйско-Новоселовским герцинским антиклинорием. Бахчисарайский отрезок Предгорного глубинного разлома не служил в то время границей Южно-Крымского прогиба. Перестройка тектонического плана с активизацией этого древнего разлома произошла в тоар-среднеюрское время, когда образовался Битакский субширотный грабен, наложившийся с резким азимутальным несогласием на сформировавшееся на месте раннекиммерийского прогиба Качинско-Николаевское складчатое поднятие. Дальнейшее структурное разобщение последнего произошло на альпийском этапе, когда юго-западная часть Горного Крыма испытала воздымание, а на месте сопряженной с нею части Равнинного Крыма сформировалась Альминская компенсационная впадина.

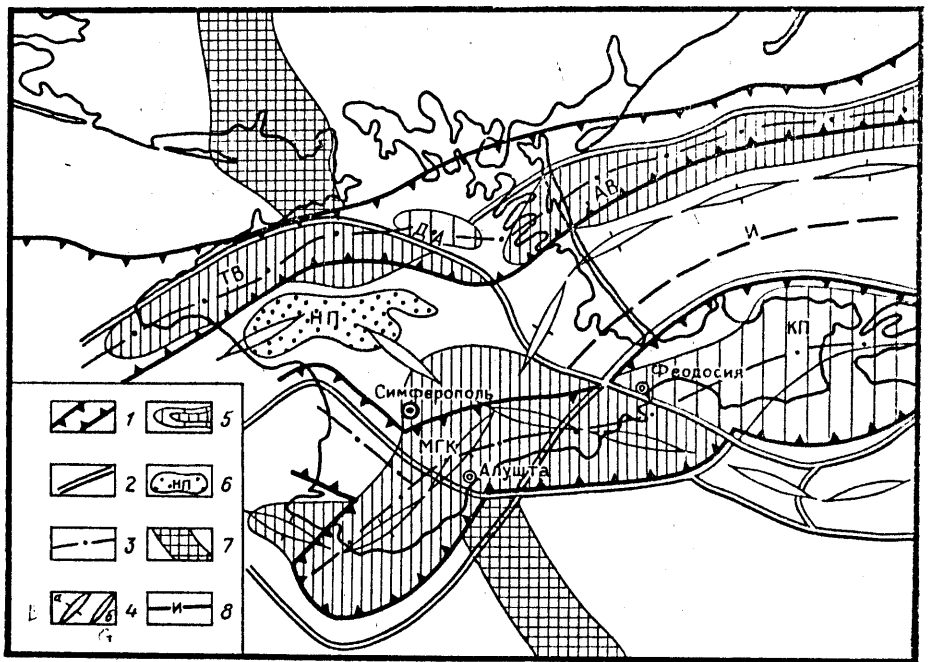


Рис. 2. Схема соотношения раннекиммерийских прогибов, структур доверхнепалеозойского основания и альпийских поднятий, возникших на месте раннекиммерийских прогибов

1 — границы раннекиммерийских прогибов и их внутренних частей; 2 — границы погребенных байкальского и герцинского складчатых сооружений; 3 — осевые зоны раннекиммерийских прогибов; 4 — осевые зоны байкальского (а) и герцинского (б) складчатых сооружений; 5 — альпийские поднятия, сформировавшиеся большей частью в пределах раннекиммерийских прогибов: ТВ — Тарханкутский вал, примыкающая к нему Джанкойская антиклиналь (ДА), АВ — Азовский погребенный вал, МГК — мегантиклиналь Горного Крыма и ее восточное погружение — Керченский периклиниорий (КП); 6 — Новоселовское поднятие, наследующее свод герцинского сооружения; 7 — Криворожский раннепротерозойский трог в дорифейском фундаменте; 8 — Индольский глубинный разлом, ограничивающий с юга внутреннюю зону байкалид

Примечательно, что наиболее возвышенная часть Крымского горного сооружения не совпадает с областью максимальных мощностей киммерийского главного геосинклинального комплекса, а окончание его не соответствуют центриклинальным частям прогиба, на месте которого возникло это сооружение. В то же время наблюдается явная связь между затуханием альпийского орогена в районе Феодосии и положением краевой зоны погребенного под ним герцинского складчатого сооружения (см. рис. 2). Глубинное влияние краевой зоны герцинид ярко отражено в особенностях строения восточной оконечности Крымских гор (между пос. Плясерское и мысом Кинк-Атлама). Здесь отложения верхней юры приобретают аномальное юго-восточное простирание, а разрывные нарушения образуют мощную систему сближенных сбросо-сдвигов такой же ориентировки, наследующих простирание разломов герцинского тектонического плана [17].

Западная оконечность Горного Крыма также не связана по своему положению с центриклинальной частью раннекиммерийского прогиба, а наследует простирание периклиналиной части погребенного под ним байкальского сооружения [18]. Северо-западная граница Крымских гор контролируется активизированным Бахчисарайским глубинным разломом байкальского заложения. Все это наводит на мысль, что позднеальпийский рост поднятия Горного Крыма был обусловлен глубинными процессами, воздействовавшими на корни погребенных под ним герцинского и байкальского складчатых сооружений, вызвавшими воздымание последних вместе с перекрывающими их отложениями, предопределив современные контуры и простирание Горного Крыма. Причинами, обусловившими активизацию этих древних складчатых сооружений, могли

быть, согласно геодинамической концепции Е. А. Артюшкова [2] и В. В. Белоусова [4], подъем разогретого вещества верхней мантии и воздействие энергии теплового потока на нижние слои литосферы, вызвавшие воздымание земной поверхности. В пользу такого предположения говорит наличие под Горным Крымом обособленного мантийного диапира и положительной геотермической аномалии [7]. Воздействие мантийного тепла на консолидированную часть коры трансформировалось через крупные геологические тела байкальского и герцинского метаморфических комплексов. Под этими мощными (до 10 км) плотными линзообразными телами аккумулировалась, по-видимому, тепловая энергия, приводя к более интенсивному подъему земной поверхности над ними по сравнению со смежными участками активной зоны киммерийского прогиба.

Таким образом, поднятие Горного Крыма является по существу отражением захороненных под мощным киммерийским комплексом пород его глубинных корней — более древних складчатых сооружений, активизировавшихся под влиянием процессов, происходящих в верхней мантии. Трансформирующее глубинное влияние пересекающихся под альпийским орогеном байкальского и герцинского погребенных сооружений (см. рис. 2) сказалось на особенностях его строения, конфигурации, простирания и морфологии. В частности, дугообразный изгиб его северного крыла, переходящий в Симферопольскую антеклизу, обусловлен альпийской активизацией поперечно ориентированного к мегантиклинарию и «ныряющего» под него герцинского сооружения [17], а коленообразный изгиб горного массива, как и сопряженного с ним материкового склона, в районе Алушты предопределен различным простиранием погребенных под ним байкальского и герцинского сооружений.

Через северные части Крыма и Азовского моря протягивался другой субширотный раннекиммерийский геосинклинальный прогиб — Северо-Крымский, или Тарханкутско-Березанский (см. рис. 1). Заложение его относится также к позднему палеозою — раннему триасу [23]. Ось прогиба проходила через южную часть Тарханкутского полуострова, район Джанкоя и современного Азовского вала. Под западной частью последнего ложе киммерийского комплекса пород имеет и сейчас, по данным сейсморазведки, форму прогиба с погружением фундамента вдоль его оси с 6 км у Арабатской стрелки до 10 км в районе Джанкоя. Осевой зоне его соответствует Джанкойско-Стрелковая линия антиклинальных складок в отложениях палеогена. Северный борт триасового палеопроггиба располагался на месте современного Северо-Азовского грабена, образовавшегося в тоар-среднеюрское время и унаследованного мел-палеогеновым прогибом. Суммарная мощность верхнепалеозойско-триасовых отложений в пределах Тарханкутско-Березанского палеопроггиба составляет, по данным сейсморазведки, на Тарханкутском полуострове 2—5 км, в районе Джанкоя — 5—7, близ с. Стрелковое — 4—5, в своде Азовского вала — 2—3 км.

Строение земной коры под крымской частью киммерийского прогиба типично для структур рифтового типа [7]. Формирование этого тафрогеосинклинального прогиба сопровождалось образованием вдоль бортовых частей его крупных продольных разломов амплитудой до 2—3 км, установленных в районах косы Бакал, оз. Донузлав, южнее Геническа [7]. Северная Голицинско-Геническая зона разломов определяет на значительном участке южную границу Восточно-Европейской платформы, а южная (Донузлавско-Валокская) является границей сочленения грабена с Новоселовским поднятием герцинского фундамента. К югу от Джанкоя, где хорошо выражено южное крыло киммерийского прогиба, она ограничивает его внутреннюю наиболее прогнутую часть. Как и Южно-Крымский геосинклинальный трог, Северо-Крымский киммерийский прогиб заложился на разновозрастном фундаменте. На участке между мысом Тарханкут и Джанкою основанием его было герцинское складчатое сооружение [17]. В районе Джанкоя ложем его служил клинообразный выступ карельского фундамента [14]. В пределах Азовского

моря приосевая зона прогиба была наложена на опущенный северный край байкальского складчатого сооружения, а северный борт его опирался на дорифейский кристаллический фундамент, граничивший с областью байкалит по Азовскому глубинному разлому [14].

На рубеже триаса и юры раннекиммерийские прогибы Крыма были охвачены инверсией и складкообразованием (салгирская фаза тектогенеза). Эти движения положили начало структурного расчленения Южно-Крымского прогиба на частные поднятия и прогибы, усилившегося в предпозднеоарскую (донецкую) фазу тектогенеза, когда были заложены основные тектонические элементы современного ядра мегантиклинория [5, 19]. Последующие позднекиммерийские тектонические движения завершились образованием в начале мела единого Крымского глыбово-складчатого поднятия, испытавшего затем повторный (позднеальпийский) орогенез.

В Тарханкутско-Березанском прогибе салгирская фаза поднятий и складкообразования проявилась более интенсивно, чем в Южно-Крымском, и сопровождалась синороженным гранитоидным и эффузивным магматизмом. В результате этих тектонических движений образовалось два крупных складчатых поднятия (антиклинория) — Азовский и Тарханкутский. Первое из них длительное время сохраняло приподнятое положение, погружившись полностью под уровень моря лишь в конце олигоцена. Второе же было вовлечено уже в раннемеловое время в интенсивные опускания. Складчатые структуры этих раннекиммерийских антиклинорий отражаются в строении осадочного чехла в виде осложняющих Тарханкутский и Азовский валы двух систем антиклинальных складок сквозного и погребенного характера соответственно. Как установлено на Тарханкутском полуострове, антиклинальным зонам соответствуют, как правило, утолщения киммерийского комплекса пород, пропорциональные амплитуде складок в осадочном чехле. В ряде случаев антиклинальным структурам в палеогеновых отложениях соответствуют синклинали по поверхности докиммерийского фундамента (Карлавская складка и др.).

На закономерную связь резко выраженных тарханкутских дислокаций с киммерийским складчатым основанием впервые указал А. Е. Шлезингер [23]. Он выделил Тарханкутский киммерийский прогиб в пределах одноименного неогенового вала, полагая, что этот вал является отражением возникшего на месте прогиба инверсионного киммерийского складчатого поднятия, за пределами которого, в районе Джанкоя, триасово-юрские отложения маломощны и залегают плащеобразно на докембрийском фундаменте. Новые геолого-геофизические данные показали, что киммерийский геосинклиальный прогиб не замыкался в границах Тарханкутского вала, простираясь далеко за его пределы. По данным КМПВ (профиль Межводное — Стрелковое), мощность верхнепалеозойско-триасовых отложений в сторону Джанкоя не уменьшается, а увеличивается. Выяснилось, что на формирование Тарханкутского вала оказало глубинное влияние не только субширотное киммерийское складчатое сооружение но и погребенное под ним герцинское складчатое сооружение северо-западного простирания [17]. Позднеальпийские воздымания над ним были более интенсивными, чем в пределах смежных участков наложенного на него киммерийского прогиба, что и предопределило положение границ Тарханкутского вала.

Установлено, что и Азовский вал не соответствует области максимальных раннекиммерийских погружений и последующих инверсионных движений. Мощность киммерийского комплекса пород в пределах сводовой части вала меньше (2—3 км), чем в районе его западного замыкания (4—5 км) и смежной части Северо-Крымского прогиба (5—7 км у Джанкоя). Положение свода Азовского вала предопределено не столько активизацией киммерийского складчатого поднятия, сколько глубинным влиянием погребенного под ним байкальского складчатого сооружения, приподнявшего над собой киммерийский складчатый комплекс. Северная граница вала совпадает с подновленным красным швом акти-

визировавшегося байкальского сооружения — Главным Азовским разломом (см. рис. 2).

В основе глубинного влияния байкальского и герцинского складчатых сооружений на формирование Тарханкутского и Азовского валообразных поднятий лежит, по-видимому, тот же механизм воздействия энергии мантийного тепла на континентальную кору, трансформировавшегося через эти складчатые сооружения. Об этом говорит полное совпадение контуров герцинского складчатого сооружения [17], Тарханкутско-Новоселовского неогенового поднятия и максимума плотности современного теплового потока [7]. Интересно, что Тарханкутскому и Азовскому раннекиммерийским складчатым поднятиям соответствуют совершенно разные структурные элементы альпийского чехла на уровне его подошвы (Северо-Крымский прогиб и Азовский погребенный вал) и в надмайкопских отложениях (Тарханкутский вал и моноклиналиное крыло Азово-Кубанской впадины соответственно). Причиной этих различий является, по-видимому, разное термодинамическое состояние верхней мантии — «горячее» и «холодное» — в пределах разных участков бывшего единого киммерийского палеопргиба на ранне- и позднеплатформенном этапах их развития.

Резюмируя вышеизложенное, можно сделать следующие выводы.

1. Триасово-среднеюрские отложения в прогибах и грабенах Равнинного Крыма по вещественному составу и степени дислоцированности близки к одновозрастным породам Горного Крыма и образуют здесь зоны киммерийской складчатости. На склонах крупных поднятий, где мощность их небольшая, они приобретают характер сингеосинклинального чехла. В формировании зон киммерийской складчатости Равнинного Крыма и прилегающих акваторий морей основная роль принадлежит салгирской фазе тектогенеза, проявившейся в Тарханкутско-Березанском прогибе сильнее, чем в Южно-Крымском.

2. Раннекиммерийские геосинклинальные прогибы Крыма, заложенные в позднем палеозое, сформировались на разрозненных доверлепалеозойских геологических структурах, находясь с ними в разных соотношениях. Они накладывались: а) на склоны байкальского и герцинского складчатых сооружений, подчиняясь их простирацию; б) на приосевые части этих сооружений, имея при этом характер грабенов; в) на зоны сочленения разновозрастных древних структур (см. рис. 2).

3. На формирование Тарханкутского и Азовского валообразных поднятий в осадочном чехле Скифской плиты и альпийского эпиплатформенного орогена Горного Крыма, образовавшихся в пределах бывших киммерийских прогибов, оказывали влияние не только киммерийские складчатые структуры, но и погребенные под ними более древние структуры, на которые были наложены киммерийские прогибы.

4. Активизация погребенных древних геологических структур и их глубинное влияние на формирование альпийских поднятий обусловлены, вероятно, воздействием мантийного тепла на нижние слои литосферы, которое трансформировалось через ее крупные внутренние неоднородности, какими являются погребенные древние складчатые сооружения.

Список литературы

- (1) Арбатов А. А., Каменецкий А. Е., Снегирева О. В. и др. Тектоника Крыма, Азовского моря и Западного Предкавказья в раннем мезозое // Сов. геология. 1974. № 5. С. 88—96.
2. Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 329 с.
- (3) Архипов И. В., Гайнанов А. Г., Гончаров В. П. и др. Глубинное строение Черноморской впадины к югу от берегов Крыма по данным геологических и геофизических исследований // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. XV. Вып. 2. С. 81—103.
4. Белоусов В. В. Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 234 с.
- (5) Бондиренко В. Г., Индутьный Ф. Г., Керусов Н. В. О возрасте и битуминозности пород складчатого основания Азовского вала // Доп. АН УССР. 1976. Сер. Б. № 8. С. 675—678.
6. Геология СССР. Тектоника. Т. 8. Крым/Под ред. М. В. Муратова. М.: Недра, 1969. 575 с.
7. Геология шельфа УССР. Тектоника./Под ред. М. В. Муратова. Киев: Наук. думка, 1987. 152 с.

8. Денега Б. И. О возрасте и некоторых особенностях строения домеловых отложений Равнинного Крыма и Присивашья//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 3. С. 117—121.
9. Добровольская Т. И., Сапронова З. Д. Источники сноса и стратификация обломочного материала юрских конгломератов юго-западного Крыма//Природные и трудовые ресурсы Левобережной Украины и их использование. Харьков: Изд. ХГУ, 1967. С. 11—12.
10. Моисеев А. С. О херсонесском (киммерийском) горообразовании и его проявлении в Крыму//Тр. Ленингр. о-ва естество-исп. 1937. Т. 66. Вып. 1. С. 6—33.
11. Муратов М. В., Бондаренко В. Г., Плахотный Л. Г., Черняк Н. И. Строение складчатого основания Равнинного Крыма//Геотектоника. 1968. № 4. С. 54—69.
12. Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф., Зверев С. М., Миронова В. И. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в центральной части Черноморской впадины//Вопросы методики глубинного сейсмического зондирования. М.: Наука, 1965. С. 51—83.
13. Новиков Э. А. Об абсолютном возрасте метаморфизованных сланцев Тарханкутского полуострова (Крым)//Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр. 1962. Вып. 4. № 24. С. 38—41.
14. Павлюк М. И., Богаец О. Т. Тектоника и формации области сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. Киев: Наук. думка, 1978. 146 с.
15. Плахотный Л. Г., Бондаренко В. Г. Платформенные структуры и магматизм нижней части чехла Равнинного Крыма//Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность. Киев: Наук. думка, 1972. С. 211—221.
16. Плахотный Л. Г., Сиденко О. Г., Чир Н. М., Абашии А. А. О глубинной тектонике предгорий Крымских гор и происхождения экзотических известняковых глыб//Геол. журн. 1988. № 1. С. 120—127.
17. Плахотный Л. Г. Герциниды Крыма//Геол. журн. 1988. № 4. С. 76—85.
18. Плахотный Л. Г. Байкалиды Крыма//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 6. С. 3—13.
19. Славин В. И. Геологическая история Крымского полуострова в триасовом периоде//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61. Вып. 6. С. 46—50.
20. Славин В. И., Хаин В. Е. Рашкекиммерийские геосинклинальные прогибы севера центральной части Средиземноморского пояса//Вестн. МГУ. Сер. геология. 1980. № 2. С. 3—14.
21. Соллогуб В. Б., Соллогуб Н. В. Строение земной коры Крымского полуострова//Сов. геология. 1977. № 3. С. 85—93.
22. Хмелевской В. К., Кузьмина Э. И. О глубине залегания палеозойского фундамента в Горном Крыму по геофизическим данным//Вестн. МГУ. Сер. геология. 1987. № 1. С. 119—122.
23. Шлезингер А. Е. Глубинное строение зоны Тарханкутских дислокаций и ее положение в структуре Крымского полуострова//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 6. С. 114—124.
24. Шлезингер А. Е. Положение горного Крыма в общей структуре юга СССР//Методика и результаты исследований зем. коры и верх. мантии. М.: Наука, 1972. С. 212—230.
25. Шнюков Е. Ф., Бондаренко В. Г., Сиденко О. Г. О сульфидной минерализации в диабазах Присивашья//Львов. минерал. сборн. 1979. Т. 33. Вып. 1. С. 85—88.
26. Suess E. Das Antlitz der Erde. 1908. Bd. III.

Объединение «Крымгеология»,
Симферополь, 333045

Поступила в редакцию
5.II.1987