

Д. С. КИЗЕВАЛЬТЕР, М. В. МУРАТОВ

**ДЛИТЕЛЬНОЕ РАЗВИТИЕ GEOSINKЛИНАЛЬНЫХ
СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
ГОРНОГО КРЫМА****ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ**

Доказательства длительного развития складчатых структур Донецкого бассейна впервые привел Н. С. Шатский еще в 1924 г. (11). Позднее, в 1937 г., представление о медленном формировании складок было обосновано на более широком материале в известной статье «О неокатастрофизме» (12). Одновременно В. И. Попов (5, 6) пришел к выводу о непрерывности тектонических движений на материале по геологии Средней Азии. В статье 1937 г. Н. С. Шатский дал весьма яркую критику предположений Г. Штилле и его последователей о чередовании длительных периодов спокойного накопления осадочных толщ с краткими эпохами сильных тектонических движений, получивших наименование фаз складчатости. Обоснованная критика канона Штилле и его фаз складчатости была дана и В. И. Поповым.

Несмотря на это, представления о чередовании кратковременных фаз складчатости с длительными эпохами, когда не происходит формирования складчатых структур, нашли широкое распространение среди геологов нашей страны в последующее время. Длительное развитие складок было признано сторонниками этих представлений присущим только областям развития куполовидной складчатости на платформах и участках погружения крупных складчатых структур (Керченский полуостров, Апшерон).

В. В. Белоусов (1, 2) рассматривает складчатость по областям развития, разделяя ее на три типа: полную, промежуточную и прерывистую. Только для последнего типа он признает длительное развитие складчатых структур, а для первых двух считает, что нет никаких данных для признания длительности складкообразовательных движений и даже наоборот: многие признаки свидетельствуют о их быстром проявлении в относительно короткие фазы складчатости.

По мнению В. Е. Хаина (10), складки всех трех типов В. В. Белоусова развиваются одинаково длительно, но неравномерно. При этом происходит ритмическое ускорение и замедление процесса их развития и иногда даже полная остановка. Эта неравномерность различна для разных типов, и в случае линейных складок (полной складчатости) происходит чередование периодов медленного роста складок и интенсивных складкообразующих движений, совпадающих с перерывами в осадконакоплении, которые В. Е. Хаин называет фазами ускоренного складкообразного роста складок.

В последние годы Н. С. Шатский (13) вновь подверг критике представления Штилле или неокатастрофистов, как он называет сторонников формирования складок в результате проявления кратковременных

складчатости. Им приведены доказательства длительного развития складок в неогене на юго-восточной оконечности Кавказа. Он отмечает вместе с тем, что складчатость является процессом неравномерным, состоящим из продолжительных фаз, каждая из которых в конечном счете приводит к качественному изменению общего плана структуры данного участка земной коры.

Одним из нас (4) были приведены данные о длительном формировании структур в Судакско-Карадагской складчатой системе Крыма, основанные имевшимися тогда материалами по изменению фаций в верхнеюрских отложениях, участвующих в строении этих складок.

Тем не менее вопрос остается дискуссионным до последнего времени. Сторонники кратковременных фаз складчатости продолжают приписывать длительность развития только для платформенных и куполообразных структур в областях прерывистой складчатости, но не для линейных складок внутренних частей геосинклиналей. Это нашло свое отражение, в частности, в последнем издании большой работы В. В. Белоусова (2), посвященной вопросам геотектоники. На стр. 359 он пишет: «Настоящее время не известно ни одного достоверного случая, когда заведомо полной складчатости имеют место указанные изменения фаций и фаций, свидетельствующие о медленности складкообразования».

Мы полагаем, что во многих случаях рассматривать процесс складкообразования как прерывистый проще по самому характеру имеющегося материала. Для доказательства длительности складкообразования требуются значительно тщательнее и полнее собранные данные и более глубокие исследования с привлечением стратиграфических, литологических, фациальных и тектонических материалов. Во многих случаях в областях древней докембрийской или палеозойской складчатости такие данные при всем желании исследователя собрать невозможно. Все это и приводит до сего времени к отрицанию длительности складкообразования или к сомнению в универсальности рассматриваемого явления.

В действительности, длительное складкообразование является основным процессом формирования складчатых структур. «Фазы» складчатости, выраженные несогласием, связаны не со складчатостью, а с поднятием и опусканием более обширных структур или блоков земной коры, возникающие вследствие этого резкие угловые несогласия создают только кажущееся обоснование быстроты складкообразования. Нужно помнить, что представление о длительности развития отнюдь не исключает прерывистости, скачкообразности процесса их формирования. Такое проявление этой неравномерности, по нашему мнению, не имеет общего с фазами складкообразования.

Совместно с Г. И. Немковым, И. В. Архиповым, М. В. Михайловой и А. Успенской мы изучали в 1954-1955 гг. стратиграфию, фации и складчатые структуры восточной части Горного Крыма в связи с составлением геологической карты. Полученные нами детальные данные об изменении фаций верхнеюрских отложений, которые тесно связаны со складчатыми структурами, подтвердили упомянутые выше выводы В. В. Муратова (4) о их длительном развитии. В свете новых материалов эти выводы можно уточнить и конкретизировать. Фациальные изменения верхнеюрских отложений, отмеченные еще К. К. Фохтом в 1897 г., были здесь настолько резкими и ярко выраженными, что позволяли отметить исключительно интересную картину хода осадконакопления этой эпохи, происходившего на фоне развития складчатых структур линейного типа, т. е. в условиях полной складчатости, по В. В. Белоу-

су и заставляет нас более подробно осветить данные, лежащие в основе сделанных выводов.

Первые представления о складчатой структуре восточной части Крымских гор были даны В. Д. Соколовым (9). В дальнейшем тектоникой этого района занимались Д. В. Соколов и М. В. Муратов. Д. В. Соколов (8) впервые отметил значительно более сложный путь развития тектонической структуры Крыма, чем это предполагалось ранее. Согласно его выводам, Крымские горы представляют сочетание двух различных и в генетическом и в структурном отношении сооружений — юрского, складчатого и третичного, надвигового.

Д. В. Соколов считал, что складки юрских толщ сформировались в течение двух фаз складчатости — киммерийской (в начале средней юры) и андийской (в начале титона). В третичное время ранее образованные складки были усложнены надвиговыми покровами и чешуями с крупными горизонтальными перемещениями масс. Отсюда был сделан вывод о бескорневом залегании известняковых и вулканических массивов Карадага, представляющих собой тектонические останцы, находящиеся вне нормальной последовательности разреза. Эти идеи Д. В. Соколова были в особенности развиты Н. А. Преображенским (7), усматривавшим в структуре района существование настоящего шарнира.

М. В. Муратов (4) выделил здесь несколько крупных антиклинальных и синклинальных складок, рассматривая их как систему, представляющую восточную более погруженную часть Туакского антиклинального поднятия, и обратил внимание на более молодые, вероятно третичные, поперечные сдвиговые нарушения.

Слагающая Судакско-Карадагский район мощная толща юрских отложений собрана в систему сложных разнообразных по размерам складок почти широтного простирания, осложненных довольно многочисленными продольными и поперечными разрывами. Здесь выделяется три главных тектонических структуры первого порядка, среди которых центральное место занимает Туакский антиклинорий. К югу от него располагается Судакский синклинорий, а к северу — Восточно-Крымский синклинорий (фиг. 1). Эти три тектонические структуры вместе составляют ядро Крымского мегантиклинория в его восточной части.

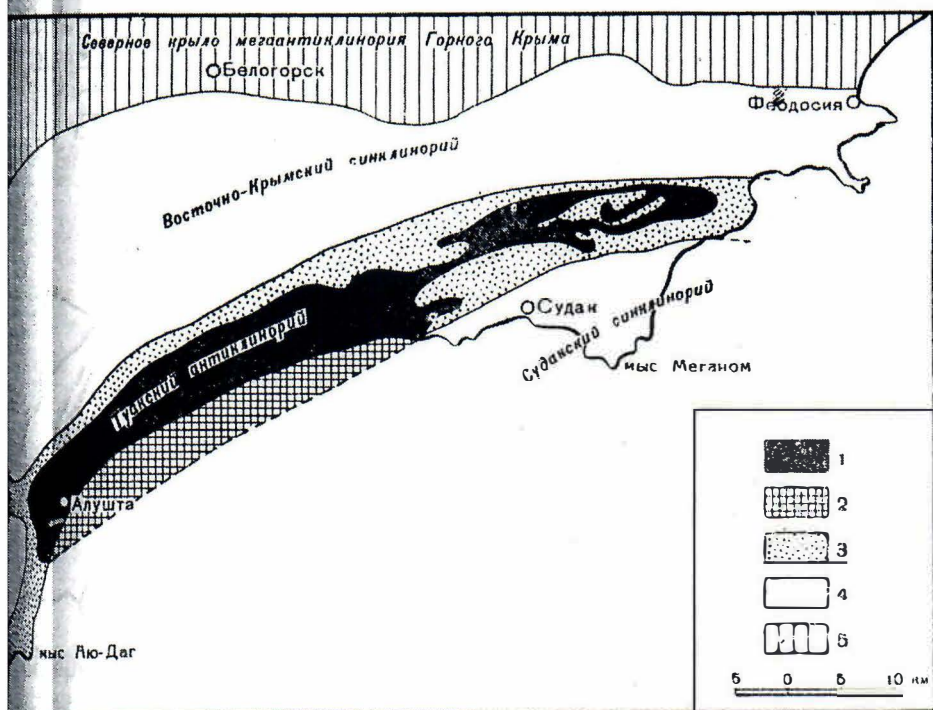
Туакский антиклинорий представляет собой антиклинальное поднятие длиной около 70 км, протягивающееся от г. Алушты до сел. Планерского. В западной части, которую мы сейчас не рассматриваем, шарнир антиклинория приподнят, свод глубоко размыт и здесь, в районе Алушты, Рыбачьего и Морского, на поверхность выходят породы таврической серии и средней юры; они образуют систему широтных сложных складок, опрокинутых к югу, и слагают ядро антиклинория.

В восточной части (восточнее долины р. Ворон) в стросении осевой части антиклинория, кроме таврической серии и средней юры, принимают участие отложения оксфордского яруса, включая лузитанский подъярус, залегающие резко несогласно на породах ядра антиклинория и образующих систему складок, наложенных на это ядро. В районе Карадагской горной группы и сел. Планерского ядро резко погружается, и антиклинорий замыкается.

Судакский синклинорий в значительной части уничтожен морем; на побережье сохранился только небольшой его участок на полуострове Меганом и в районе г. Судака. В пределах этого синклинория выделяется ряд широтно вытянутых складчатых структур. Самая северная из них на востоке отделена от Туакского антиклинория большим Эчкидагским надвигом, по которому структуры антиклинория несколько надвинуты на смежную синклиналь (фиг. 10).

Восточно-Крымский синклинорий сложен более молодыми породами киммериджа — титона, нижнего мела, а в восточной части — верхнего

палеогена. Этот широтно вытянутый синклинирий занимает обширное пространство, протягиваясь от района г. Симферополя до г. Феодосия. Не описывая его в целом, мы должны рассмотреть один участок его крыла Восточно-Крымского синклиниория, без чего не будет история развития складчатых структур Туакского антиклинория и Судакского синклиниория.



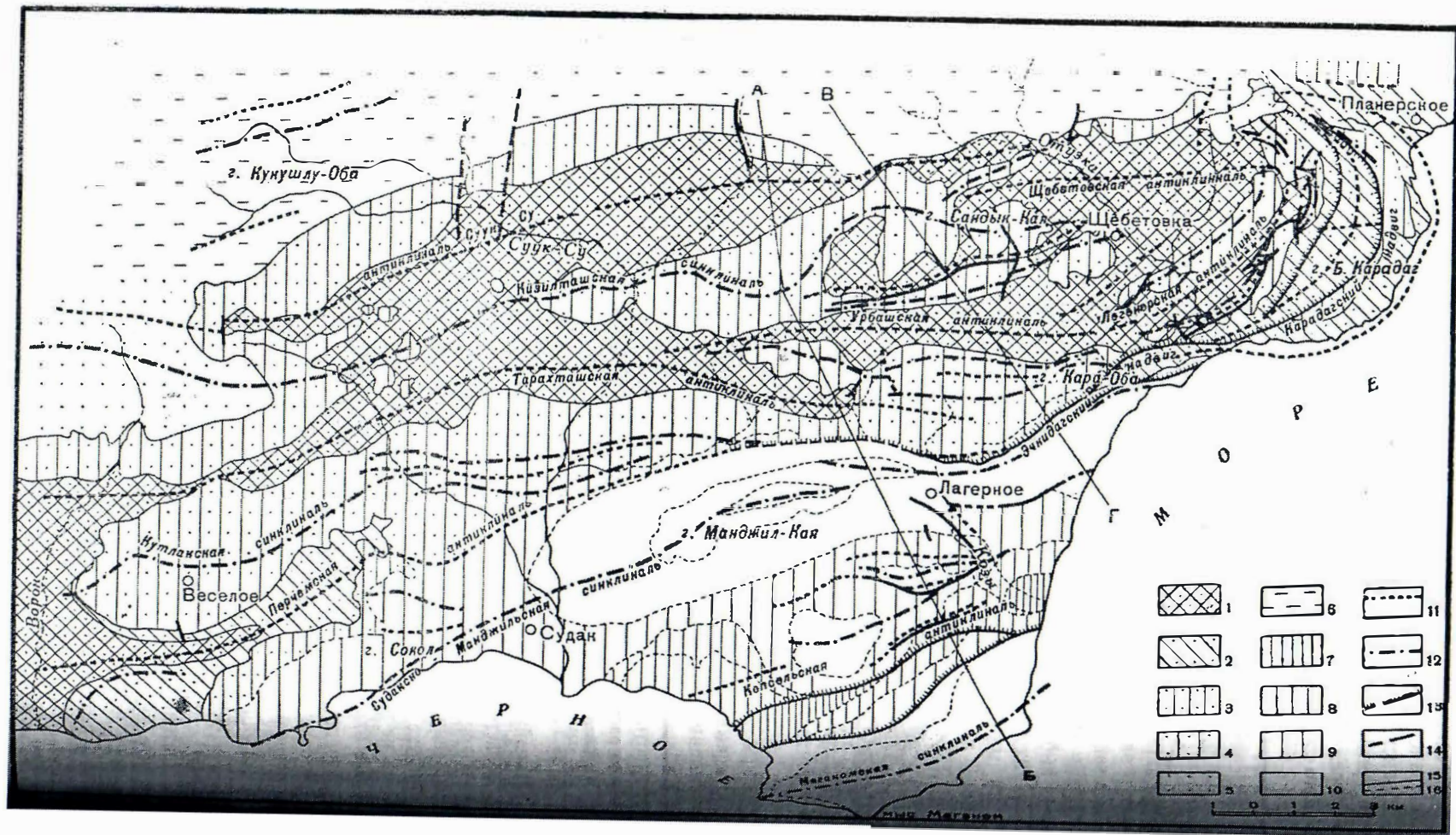
1 — схема расположения основных структурных элементов Юго-Восточного Крыма. 2 — ядра антиклинорий, сложенные таврической серией и средней юрой, 3 — то же, предполагаемо под уровнем моря, 4 — крылья и погруженные участки тех же антиклинорий, 5 — синклинирии, 6 — крылья мегантиклинория Горного Крыма

Особенно существенной чертой геологического строения данного района является ярко выраженное различие стратиграфического разреза основных структурных элементов Восточного Крыма.

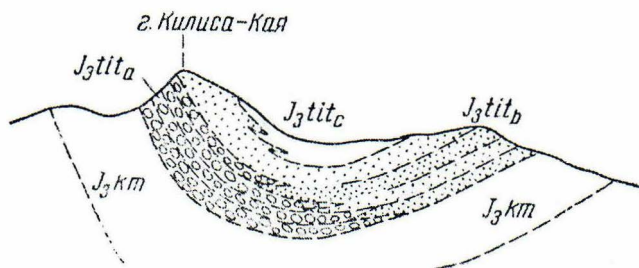
В строении Судакского синклиниория принимает участие непрерывный комплекс отложений от батского яруса до титона. Более древние здесь не вскрыты, поэтому о них трудно судить.

Батские отложения выходят в ядре Копсельской антиклинали и состоят из толщи глинистых пород с сидеритовыми конкрециями и тонкими прослоями песчаников. Верхнеюрские отложения представлены мощной, преимущественно глинистой серией, которую удастся выделить на ряд свит. Келловейский ярус выражен глинами с прослоями известняков, известняков и мергелей, мощностью более 600 м. Из них выходит известная копсельская фауна аммонитов келловей.

Муратовым (3) описана отсюда такая важная руководящая форма среднего келловей, как *Reineckia anceps* Rein. Однако в северном направлении келловейские отложения быстро изменяются. В крыльях Туакской антиклинали и Эчкидагской синклинали (фиг. 2) (пограничные между Судакским синклинирием и Туакским антиклинорием) келловей резко несогласно налегает на среднюю юру и представлен желтоватыми рыхлыми песчаниками, песчанистыми известняками и глинами, образующими явно мелководные фации. Далее на север, в Туакском антиклинории, келловей отсутствует, что особенно подчеркивает различие в истории Туакского антиклинория и Судакского синклиниория уже с начала верхней юры.



Оксфордско-лузитанские отложения представлены караманской свитой мощностью не менее 800 м, с небольшими прослоями песчаников, конгломератов и линзами известняков с мелкими массивами известняковых рифов. В Судакском районе, вдоль северного крыла синклинали, выделяется особая фация этих отложений («судакская свита»), характеризующаяся возрастанием роли алевролитов, песчаников и известняковых рифов по мере приближения к окраине Туакского антиклинория. Вдоль границы с южным крылом Перчемской антиклинали, западнее Судака, рифовые массивы в оксфордско-лузитанских отложениях достигают особенного развития, слагая целые горы и выдающиеся в море скалы в районе совхоза Новый Свет. Они и создают сложный рельеф и живописный ландшафт этой местности.



Фиг. 3. Замещение титонских конгломератов флишем в осевой части Судако-Манджильской синклинали.

J_3tit_c — глинистый флиш, J_3tit_b — песчанковый флиш, J_3tit_a — конгломераты, J_3km — туклукская свита (киммеридж)

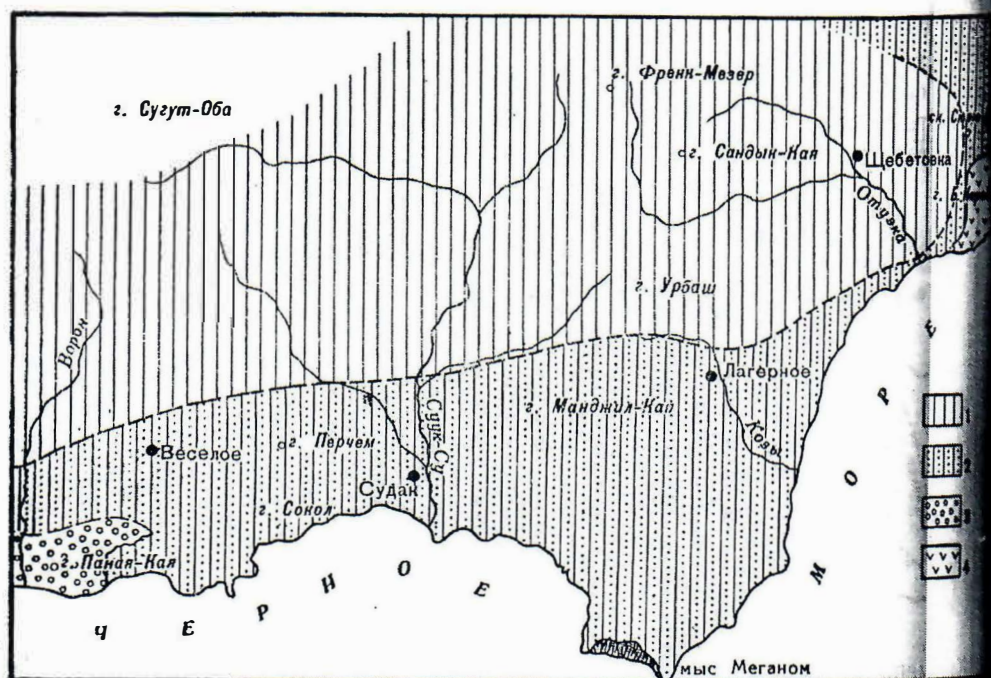
Киммериджские отложения, без перерыва сменяющие лузитанские, состоят из глин с прослоями красных сидеритов и реже песчаников («судакская свита»), а выше — из глин с прослоями песчаников, образующую мощную флишеподобную толщу (туклукская свита), общей мощностью около 1000—1200 м. Вдоль северного крыла синклинали, в районе горы Карштерс, среди этих отложений появляется явно мелководная фация с пачками известняков и известняковых конгломератов, представляющих продукты разрушения лузитанских известняковых массивов в области Туакского антиклинория (фиг. 8). На отложениях туклукской свиты согласно залегают конгломераты, относимые условно к юрскому. Они распространены в северной части Судако-Манджильской синклинали и вверх по разрезу и по падению замещаются флишевой глинистой толщей (глины с прослоями песчаников), которая заполняет ядро синклинали (фиг. 3). Мощность сохранившейся части титонских отложений примерно 300 м. Таким образом, общая суммарная мощность верхнеюрских толщ Судако-Манджильской синклинали достигает 1500 м.

Совершенно иная картина наблюдается в пределах Туакского антиклинория. Ядро его сложено более древними породами таврической серии и средней юры. Последние распространены преимущественно по периферии поднятия (фиг. 4) и состоят из глинисто-песчанковой флишеподобной толщи и толщи черных глинистых пород значительной мощности. На восточном погружении антиклинория в составе средней юры появляется мощная (до 600 м) толща эффузивных пород — спилиты.

Фиг. 2. Тектоническая схема юго-восточной части Крымских гор.

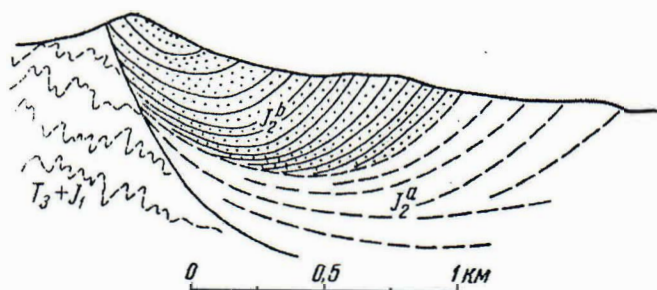
Свод Туакского антиклинория. Нижний структурный этаж: 1 — флиш таврической серии в антиклинальных поднятиях, 2 — отложения средней юры. Верхний структурный этаж: 3 — келловейские отложения, 4 — оксфордские и лузитанские отложения в ядрах и крыльях синклинали, 5 — меловые отложения. Северное крыло Туакского антиклинория: 6 — титонские и меловые отложения, 7 — аргиллиты батского яруса в ядрах антиклиналей, 8 — келловейские отложения, 9 — оксфордско-лузитанские отложения, 10 — киммериджские и титонские отложения. 11 — оси антиклиналей, 12 — оси синклинали, 13 — крупные надвиги, 14 — прочие разрывные нарушения, 15 — границы несогласного залегания, 16 — границы согласного залегания и маркирующие горизонты

литов, кератофиров, туфов, туфобрекчий и других, известная под названием карадагской туфолавоваы серии, которая составляет один из самых красивых уголков Крыма — Карадагскую горную группу. Любопытно, что среди среднеюрских пород по южному краю Туакского поднятия распространены явно прибрежные песчаники, образующие мощные линзы (фиг. 5) и являющиеся скорее всего осадками подводных дельт.



Фиг. 4. Схема распределения фаций среднеюрских отложений.

1 — область вероятного маломощного накопления глинистых толщ с сидеритами, размываемых в верхнеюрской трансгрессии, 2 — глины с прослоями мергелей и песчаников, 3 — песчаники, 4 — линзы карадагской туфо-лавоваы серии



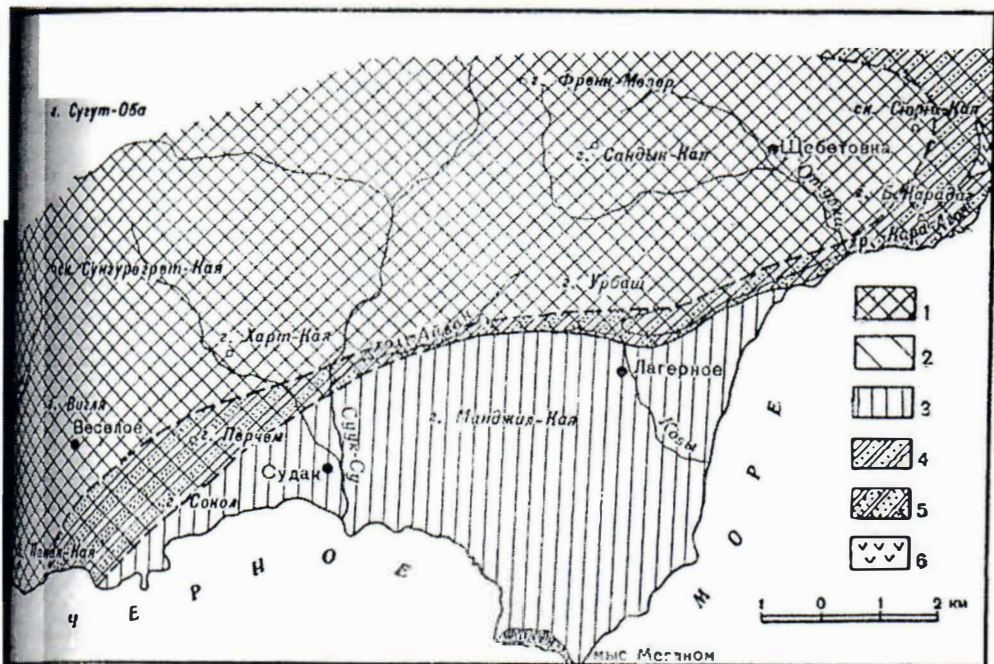
Фиг. 5. Строение линзы среднеюрских песчаников на горе Паная-Кая, западнее г. Судака.

$T_3 + J_1$ — флиш таврической серии, J_2^a — песчано-глинистая толща, J_2^b — песчаники средней юры

Резко отличаются верхнеюрские отложения Туакского антиклинального поднятия. Они представлены в основном оксфордско-лузитанскими отложениями, только по периферии поднятия присутствуют келловейские (фиг. 6). Как уже отмечалось, келловейские отложения залегают здесь с несогласием на подстилающих породах и представлены прибрежными фациями. В районе Карадага нами установлено наличие эффузивов — базальтов и туфов келловей, которые несогласно, с разрывом залегают на среднеюрские эффузивы и тесно связаны с келловейскими мелкозернистыми отложениями.

Отложения оксфорда-лузитана в области Туакского поднятия характерны

обладают значительной мощностью — до 600—800 м и исключительно сложной и пестрой изменчивостью фаций. Это конгломераты, известково-песчаники, слоистые и массивные (рифовые) известняки, глины с железистыми конкрециями, быстро замещающие друг друга (фиг. 7). Более подробно исключительную сложную картину распределения фаций этих отложений мы осветим после описания складчатой структуры антиклинория.



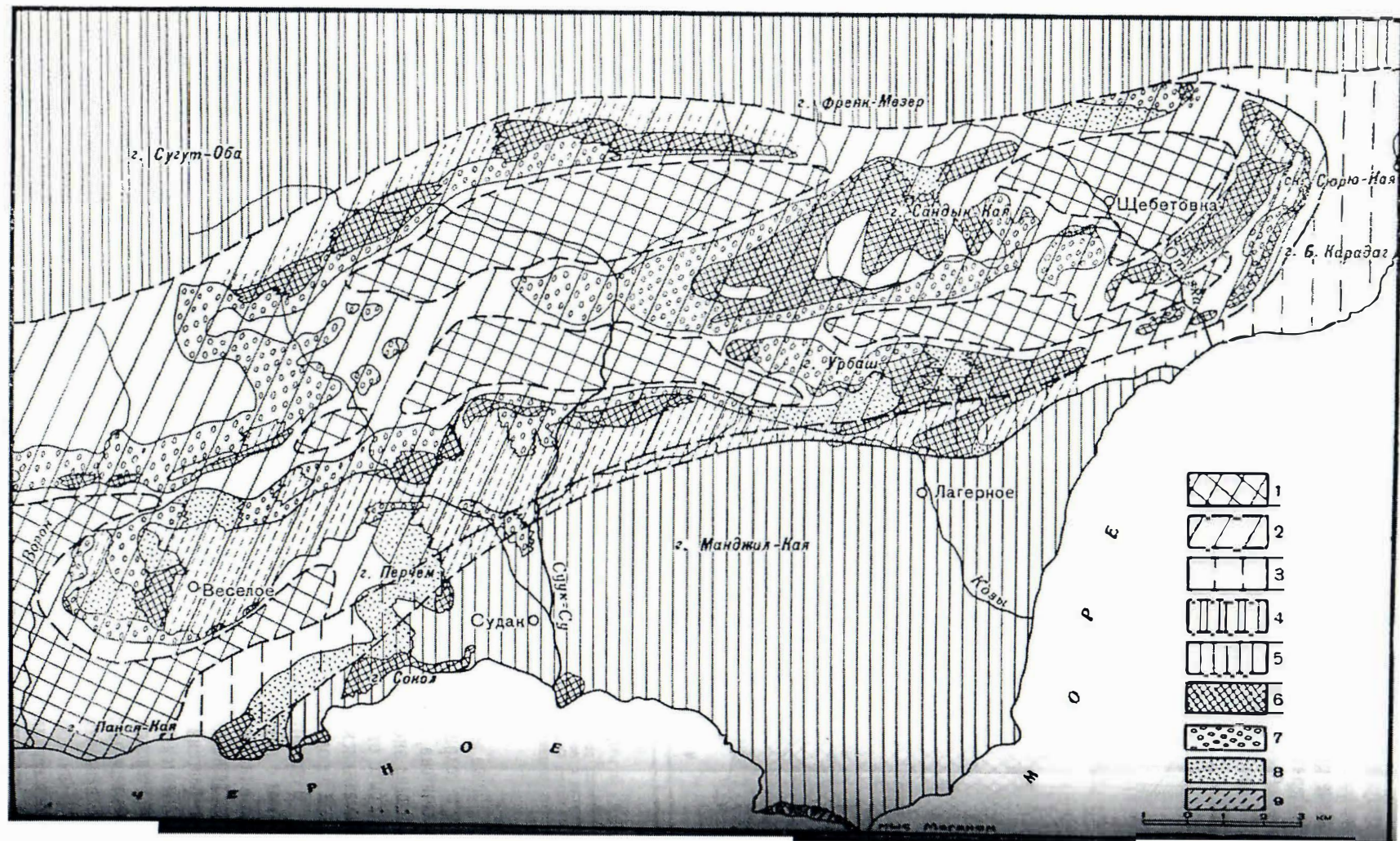
Фиг. 6. Схема распределения фаций келловейских отложений.

1 — область размыва — осевая часть Туакского поднятия, 2 — область погружения окраин Туакского поднятия с несогласным залеганием келловей на таврических и среднеюрских отложениях (фон), 3 — область Судакского прогиба с согласным залеганием келловей на батском ярусе. Глины с прослоями песчаников и мергелей; литофации в области окраин антиклинория: (2) — глины с прослоями мергелей и песчаников, 5 — песчаники и глины, 6 — эффузивы

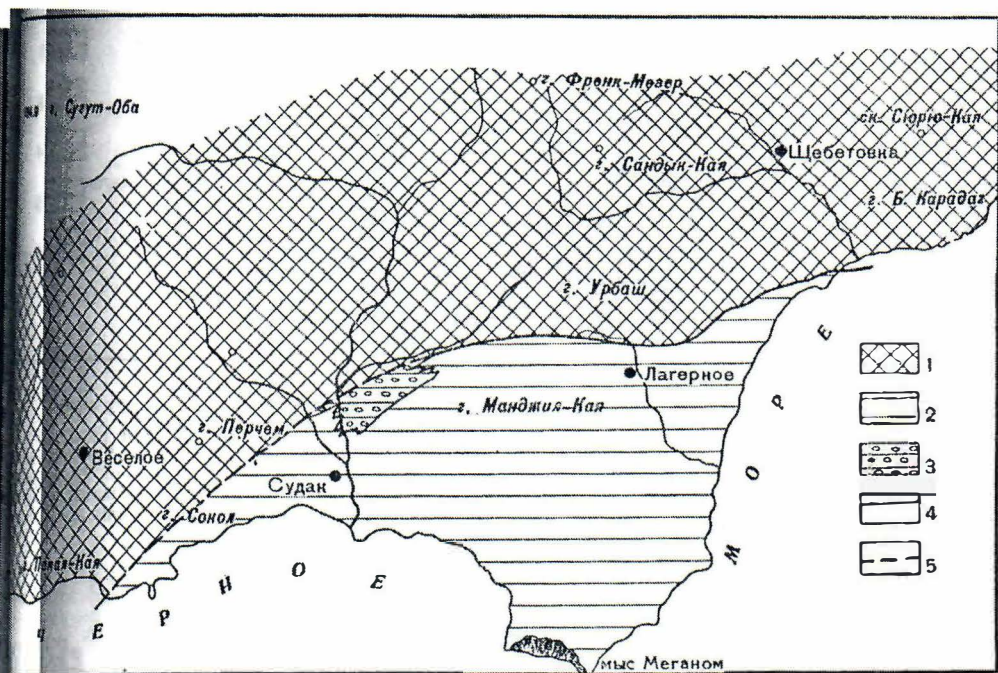
Более молодые отложения в области свода Туакского поднятия почти сохранились. Судя по составу гальки в конгломератах киммеридж-титона, к югу и к северу от антиклинория в конце верхней юры происходил энергичный размыв поднятия. К северу от сел. Щербетовки нами было отмечено трансгрессивное налегание маломощных титонских и ранжинских отложений на уже глубоко размываемые складки в лузитанских породах.

В строении Восточно-Крымского синклинория участвуют породы, начиная с киммериджских и титонских и кончая палеогеновыми. Киммеридж-титонские отложения начинаются конгломератами (фиг. 9), которые резко несогласно налегают на породы таврической серии и оксфорд-лузитана вдоль северного края Туакского антиклинория. Выше они сменяются мощной (до 1500 м) толщей глинистого флиша, образованного чередованием глинистых пород, песчаников и известняков, а выше — перерыва замещаются мощной толщей нижнемеловых отложений. На рассматриваемом участке южного крыла Восточно-Крымского синклинория киммеридж-титонские конгломераты и флиш залегают очень круто, почти вертикально, а севернее выполаживаются. Они разбиты крупными поперечными сдвигами.

Данное нами описание разреза по главнейшим структурам Юго-Восточного Крыма с полной ясностью вскрывает теснейшую связь между строением разреза и крупными структурными формами, что наглядно иллюстрируется фиг. 6—9. Объяснение этому можно искать исключи-



то в особенностях развития самих структурных форм. Длительность развития, медленный рост не вызывает сомнения. В то же время крупные структуры — Туакский антиклинорий, Судакский и Восточно-Крымской синклинории — определено можно относить к типу линейной геосинклинальной полной складчатости. В этом легко убедиться, проанализировав приведенный нами и известный ранее материал по строению этих крупных складчатых форм и сопоставив его хотя бы с теми определениями полной складчатости, которые даются В. Белоусовым (2).



Фиг. 8. Схема распределения фаций киммериджских отложений.

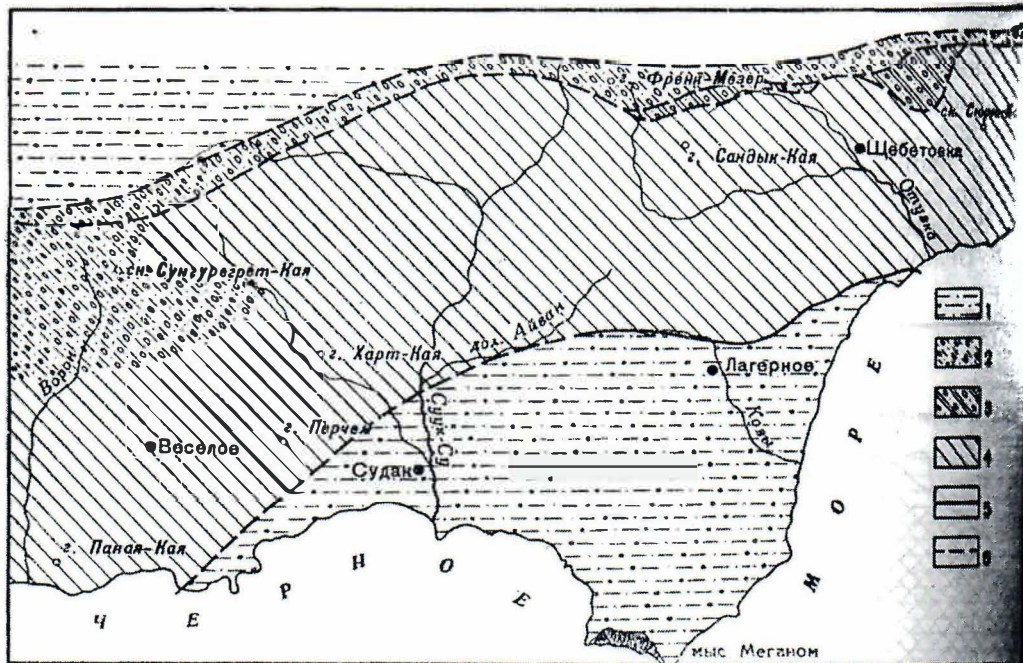
1 — область размыта — осевая часть Туакского поднятия, 2 — Судакский прогиб — флишевые отложения, 3 — каршиевская фация — известняковые конгломераты, известняки, 4 — границы фациальных зон, идущие по разломам, 5 — границы фациальных зон

Примеров такого рода крупных длительно развивающихся конседиментационных структур в геосинклинальных областях известно уже много. Они описаны В. И. Поповым в Средней Азии, А. В. Пейве на Кавказе, В. Е. Хаином и Д. С. Кизевальтером на Кавказе и многими другими.

Особый, исключительный интерес описываемого района заключается в том, что и отдельные составляющие Туакской антиклинорий линейные складки, несомненно относящиеся к типу полной складчатости, обнаруживают теснейшую зависимость между распределением фаций, детально изученным нами, и отдельными складчатыми формами, т. е. являются также медленно растущими конседиментационными структурами. Для доказательства этого положения рассмотрим несколько подробнее историческое строение главных складчатых систем.

Фиг. 7. Схема распределения фаций оксфордских и лужитанских отложений.

1 — область размыта в своде Туакского поднятия — ядра молодых медленно растущих антиклинальных складок, с выступающими в этих ядрах и размываемыми в процессе роста складок толщами оксфордского глинистого флиша, 2 — области погружения в своде Туакского поднятия, с несогласным залеганием оксфордских и лужитанских отложений на более древних толщах, 3 — то же с согласным залеганием этих отложений на келловейских слоях, 4 — предполагаемый Восточно-Крымский прогиб — известняковыми фациями, 5 — Судакский прогиб — глины с прослоями песчаников, конгломератов и известняков. Современные выходы на поверхность литофаций: 6 — рифовые известняки, 7 — конгломераты, 8 — песчаники, 9 — глины



Фиг. 9. Схема распределения фаций киммеридж-титонских отложений.

1 — Судакский и Восточно-Крымский прогибы — глинистый флиш, конгломераты и песчаники в дакском прогибе, согласно залегающие на оксфордско-лузитанских отложениях. 2 — конгломаты и песчаники, несогласно залегающие на оксфордско-лузитанских отложениях. 3 — то же, несогласно залегающие на таврической серии. 4 — область Туакского поднятия, временами вовлекавшаяся опускание. 5 — границы фациальных зон, идущие по разломам, 6 — границы фациальных зон литофаций

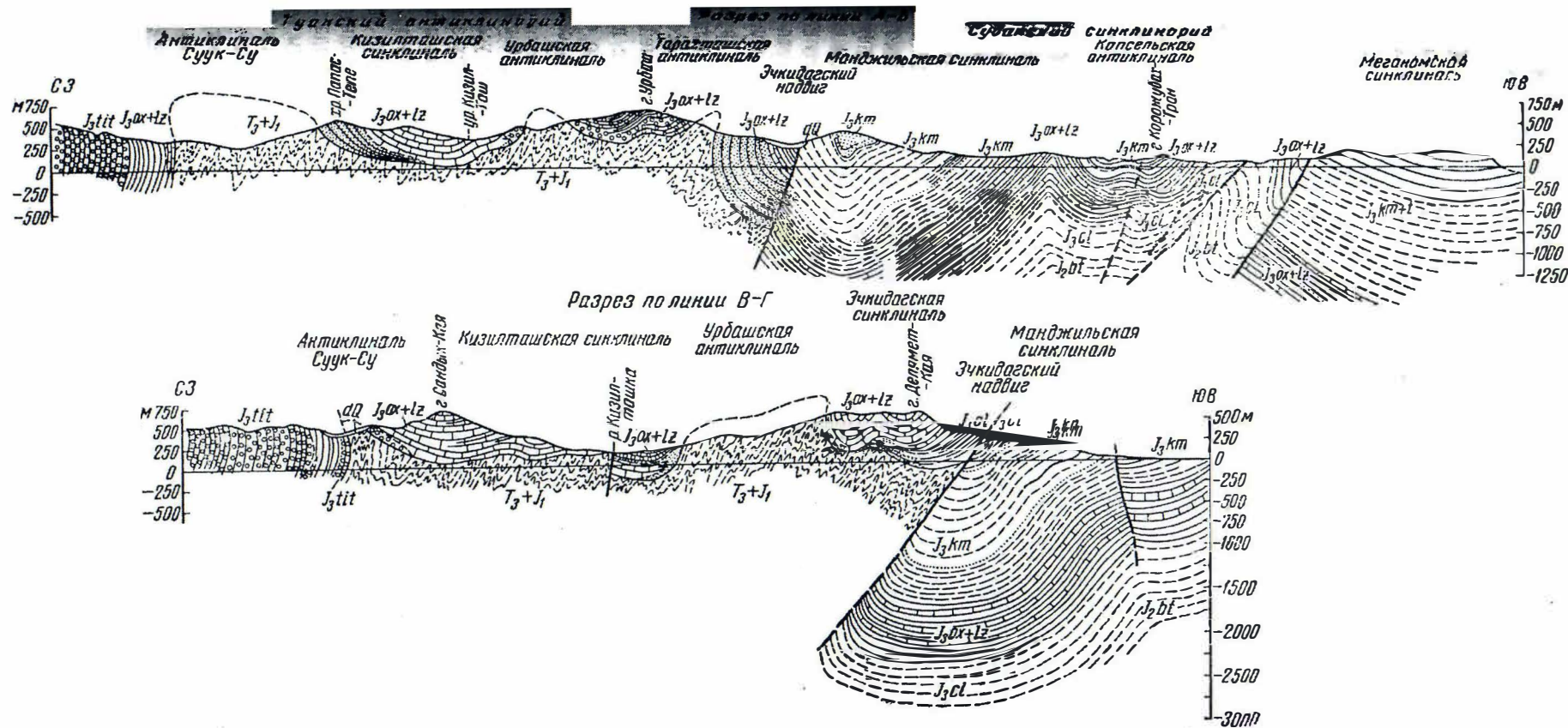
СТРУКТУРА ТУАКСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

В строении сводовой части Туакского антиклинория отчетливо выделяются два структурных этажа, разделенные поверхностью предкедвейского несогласия.

Нижний структурный этаж (фиг. 10), включающий породы таврической серии и средней юры, характеризуется преимущественно развитием глинистых флишевых толщ, образующих чрезвычайно сложные и мелкие складки, за которыми почти не удастся распознать более крупных структур. Все же по смене отдельных пачек и по прослеживанию некоторых пластов устанавливается, что хотя преобладающее простирание слоев нижнего структурного этажа в общем совпадает с направлением вернеевских складок, залегание пород верхней юры на самых разнообразных горизонтах нижнего структурного этажа свидетельствует о наличии резкого несогласия между ними. Чрезвычайно характерно, что уже в среднеюрскую эпоху крайняя часть Туакского антиклинория была участком накопления мелководных прибрежных песчаных отложений по ее южному краю (фиг. 4).

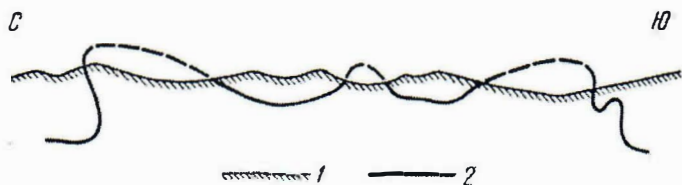
Толщи верхнего структурного этажа составляют систему крупных линейных складок в общем почти широтного простирания, местами сильно осложненных разрывами. Вся эта структура является резко наложенной по отношению к более древней системе складок нижне- и среднеюрского комплекса.

По своему типу складки верхнего структурного этажа являются линейными с сильно ундулирующими шарнирами, благодаря чему они приобретают черты, переходные к брахискладчатым структурам. Более крупные складки осложнены куполовидными и чашевидными формами, также линейными складками второго и более мелких порядков. Складки верхнего этажа асимметричны, причем на севере опрокидывание осей



Фиг. 10. Геологические разрезы через Туакский антиклинорий и Суданский синклиниорий. $T_3 + J_1$ — таврическая серия, J_2bt — батский ярус, J_3cl — келловейский ярус, $J_3ox + lz$ — оксфордский и лузитанский ярусы, J_3km — киммериджский ярус, J_3tit — титонский ярус, $J_3km + t$ — киммериджский и титонский ярусы

поверхностей направлено к северу, на юге — в южном направлении. Таким образом, вся структура антиклинория имеет черты веерообразности (фиг. 11). В особенности резко выражено опрокидывание к югу, вдоль южной окраины ядра на востоке, в районе гор Эчкидага, где развит крупный Эчкидагский надвиг, ограничивающий с юга Туакское поднятие (фиг. 10).



Фиг. 11. Схема строения Туакского антиклинория.
1 — дневная поверхность, 2 — ложе верхнеюрских отложений

Сводовая часть Туакского антиклинория построена очень сложно. Здесь можно выделить три главные антиклинальные зоны (Суук-Су, Тарахташскую и Перчемско-Карадагскую). В районе Карадага и сел. Планерского складки Перчемско-Карадагской зоны круто изгибаются к северо-востоку и северу и как бы огибают с востока обе соседние зоны (фиг. 2). Ширина каждой зоны достигает 2—3 км, длина — более 30—35 км. Эти главные зоны включают по несколько крупных антиклиналей и синклиналей, относимых нами к складкам первого порядка. Некоторые из них усложнены складками второго порядка продольного и поперечного направлений и более мелкими складками. Характерной чертой складчатой системы является кулисное расположение складок первого порядка, под острым углом наискось пересекающих главные структуры.

Две северные зоны построены более просто. Антиклиналь Суук-Су на большей части своего протяжения асимметрична, с очень крутым, обычно опрокинутым северным крылом. Кизылташская синклиналь более симметрична, обладает довольно крутыми, хотя и невысокими крыльями и широким полого-волнистым днищем. При общей линейности складка распадается на отдельные брахиоморфные структуры с изменчивой ориентировкой осей складок второго порядка. Характерно отсутствие общей вергентности. Осевые поверхности наклонены то к северу, то к югу.

Значительно сложнее построены три южные зоны складок. Складки здесь так тесно переплетаются, что разделить их можно только условно. На востоке складки предельно сжаты и ширина полосы всех трех зон превосходит 2—3,5 км. На западе складки расширяются, занимая полосы в 6—7 км шириной. На западе и востоке наблюдается воздымание шпиров с появлением на поверхности древних толщ. Тарахташская антиклиналь наиболее приподнята и образует гребень Туакского поднятия, как бы подчеркивая его асимметрию. Складки Перчемско-Карадагской системы построены очень сложно, что, видимо, связано с краевым положением этой зоны на границе со смежным очень глубоким синклинорием. Самые южные, крайние складки заметно асимметричны с явственным опрокидыванием к югу, в сторону Судакского синклинория. В восточной части Туакского поднятия, вдоль южного его края и восточного замыкания развиты крупные разрывы надвигового характера. Наиболее крупный Эчкидагский надвиг к востоку разветвляется в целую систему Карадагских надвигов с образованием крупных тектонических чешуй. Складчатая структура здесь также очень усложняется. Известняки лузитанского подъяруса на большом протяжении поставлены на головы или опрокинуты. Вместо сплошных известняковых массивов, развитых в более

ных частях антиклинория, здесь имеются лишь отдельные сравнительно небольшие рифы. Они-то и образуют большинство известных «бескорневых» массивов Карадагского района.

Как показали наши исследования, эти массивы не оказались «бескорневыми». Участок их распространения характеризуется сильным возрастом роли глинистых пачек, количественно преобладающих в разрезе южной юры, и очень резкой и внезапной сменой фаций. В толще верхней юры здесь сформировались сжатые складки, совершенно не свойственные этой толще западнее. Складки осложнялись многочисленными вывалами, представляющими результат раскалывания прочных прослоев, вовлеченных в сжатые складчатые деформации глинистых толщ. Отдельные клинья этих прочных известняковых прослоев и представляли так называемые «бескорневые» массивы Карадага.

В карадагских чешуях на поверхность выведены среднеюрские эффузивы карадагской туфолоавовой серии. По крутому надвигу они надвинуты за келловейские слои, резко несогласно налегающие здесь на размытую поверхность среднеюрских структур.

СТРУКТУРА СУДАКСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

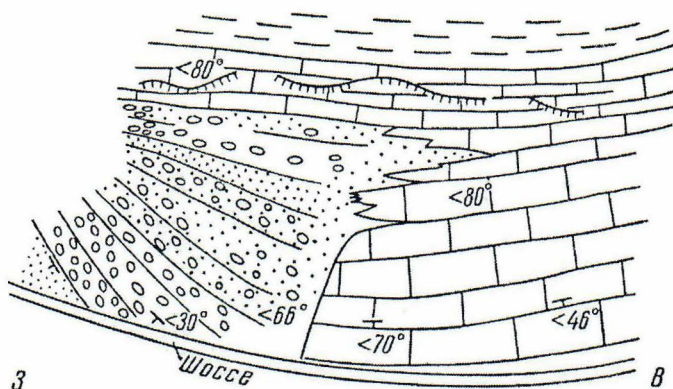
Выступающая на суше очень небольшая часть Судакского синклинория складается, в отличие от Туакского антиклинория, мощным полным комплексом согласно залегающих толщ — от батского до титонского этажа. В структуре этого синклинория отчетливо выделяются две синклинальные и одна антиклинальная зоны. На севере протягивается Судакско-Кизилташская синклиналь, представляющая сравнительно простую симметричную глубокую складку, северное крыло которой разорвано карадагским надвигом. Южнее расположена Копсельская антиклиналь, сложенная в осевой части куполовидными поднятиями, разделенными впадинами. Более сложное строение имеет самая южная Меганомская синклиналь: она состоит из ряда более мелких крутых складок, разорванных надвигами, связанными с относительным перемещением масс к югу. Соответственно складки опрокинуты к югу, в сторону Черного моря (фиг. 10).

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР

Чрезвычайно важные данные для выяснения хода развития складчатой структуры в верхнеюрских отложениях дает анализ фациальной изменчивости оксфордско-лузитанских отложений в области Туакского антиклинория (фиг. 7). При всей сложности распределения фаций здесь исключительно убедительно выявляется их теснейшая связь с расположением описанных выше складок в своде антиклинория. Совершенно отчетливо прослеживается зональное размещение определенных групп фаций, закономерно оконтуривающих имеющиеся здесь складки.

По периферии синклинальных впадин, занятых отложениями оксфордско-лузитана, на границе их с антиклинальными выступами основания, сложенными таврической серией или средней юрой, тянутся узкие полосы конгломератов, местами замещающихся песчаниками. Обычно далее от впадин, очень редко вблизи его, располагается зона рифов (поминавшихся уже выше). Особенно ярко их полосы выражены на северном крыле Судакской синклиннали, во внутренней части Кизилташской синклиннали, на южных крыльях Таракташской и Перчемской антиклиннали. Крупные рифы обнаруживаются также по периферии Щебетовской и Лепенерской антиклиннали и вдоль южного края Урбацкой. При этом чрезвычайно резкие переходы рифовых известняков в грубообломочные накопления, свидетельствующие о полной одновременности их образования, наблюдаются здесь совершенно отчетливо. Отмечаются и случаи приурочения обломочных накоплений к уже сформировавшимся крутым и

отвесным склонам рифов (фиг. 12), свидетельствующие о сложном и резком рельефе дна и о заполнении грубообломочным материалом отдельных впадин. Наконец, внутренняя часть синклинали впадин заполнена глинистыми фациями («айванская свита»). Это обычно чрезвычайно тонкие, хорошо отмученные, однородные, неслоистые осадки, видимо, накапливавшиеся во внутренних небольших лагунах с очень спокойными водами.



Фиг. 12. Характер замещения оксфордских известняков конгломератами у сел. Щебетовки (по шоссе на г. Су-дак). Вид в плане

Из всех этих фаций наиболее существенное значение имеют для нас конгломераты. Принос грубого обломочного материала с севера, востока или юга в оксфордском веке полностью исключается, так как со всех сторон от Туакского поднятия в это время шло накопление глинистых толщ. Возможным источником сноса является западная, более приподнятая часть поднятия. Однако более детальный анализ распределения фации в районе заставляет отказаться от этого предположения. Конгломераты встречаются на западе (Кутлакская синклиналь) так же спорадично, как и в других местах. На востоке (Щебетовская и Легенерская складки) они развиты не менее, чем на западе. Обломочный материал здесь не более грубый, окатанность не хуже, нет и других признаков приближения к источникам сноса на западе. Конгломераты не образуют также сплошной площади или чего-либо похожего на крупный конус выноса. Наоборот, они явственно опоясывают антиклинальные выступы древнего основания узкими извилистыми лентами, причем рифовые известняки постоянно сопутствуют конгломератам. Учитывая, наконец, глубоко однообразный местный состав гальки, состоящей почти исключительно из таврических песчаников, прослои которых очень обильны в глинистой толще, слагающей ядра антиклиналей, можно сделать единственный вывод: источниками сноса обломочного материала служили ядра антиклинальных поднятий, составляющих наиболее приподнятые части самых крупных складок Туакского антиклинория. Принимая во внимание большую мощность конгломератов (до 450 м) и рифов (до 600—800 м), следует считать, что эти антиклинали поставляли обломочный материал в течение всего времени накопления оксфордско-лузитанской толщи. Это можно объяснить, только допуская чрезвычайно медленный, длительный, соизмеримый с темпом осадконакопления рост этих антиклинальных и синклиналиных складок. Сложные соотношения фациальных комплексов в разрезе, с попеременным сокращением и расширением площадей разноса, позволяют считать такой рост складок скачкообразным, прерывистым. Однако длительность процесса и конседиментационный характер типичной линейной мезоскладчатости в области Туакского анти-

рия для оксфордско-лузитанского времени выступает с полной данностью.

Имеются данные о длительном развитии и других структур, особенно переходной зоне южного крыла Туакского поднятия.

Резкое различие в разрезах средней юры и келловей по обе стороны Карадагско-Эчкидагских надвигов свидетельствует о их докелловейском заложении. Ясно, что развитие их продолжалось и, вероятно, еще усиливалось в верхней юре.

Исключительно интересно, что в краевой Южно-Эчкидагской антиклинали¹ Туакского антиклинория, свод которой слагается келловейскими отложениями, отмечается резкое сокращение мощности разреза келловей и исчезновение глинистых прослоев, так что разрез слагается конгломератами и песчаниками, тогда как в смежных синклиналях и к северу и к югу преобладают глинистые толщи. Этот чрезвычайно важный факт свидетельствует об одновременности формирования антиклинали и отложения верхнеюрских отложений. Косвенное подтверждение этого наводится на Перчемской антиклинали, где наблюдаются значительное усложнение складчатой структуры в келловейских слоях и заметное угловое несогласие с лежащими выше оксфордскими отложениями. Тогда становится ясно, что не только развитие Туакского антиклинория, но и рост отдельных его складок начинается еще в келловейское время. Изучение северного крыла антиклинория показывает, что дальнейший рост складок происходил до отложения титонских конгломератов. Крыло слагается круто поставленными, нередко опрокинутыми слоями лузитанского и титонского ярусов, причем титон с угловым несогласием перекрывает лузитанские отложения и во многих местах непосредственно переходит на размытые ядра самых северных краевых антиклиналей. Несогласное залегание меловых пород и эоцена свидетельствует о том, что развитие антиклинория продолжалось и в титоне, и в последующее время, но с меньшей активностью.

Рассмотрим теперь общий ход истории развития всей структуры оплывшего района Крыма.

В начале альпийского цикла — в триасе — нижней юре весь Горный Крым представлял собой часть обширной флишевой геосинклинали, никаких признаков приближения к окраинам этого прогиба в нашем районе нет. В конце нижней и начале средней юры Юго-Восточный Крым стал крупное поднятие, сопровождавшееся глубоким размытием таврической серии. Резко несогласное залегание среднеюрских отложений в различных складчатых структурах таврической серии свидетельствует о сомнительном проявлении складкообразования еще до отложения среднеюрских толщ. В средней юре мы имеем первые признаки появления Туакского поднятия. Намечается подразделение бассейна накопления на две части: северную — в области Туакского поднятия, в которой, очевидно, формировались относительно маломощные песчаники и глинисто-песчаные толщи, и южную — по периферии поднятия, где формировались в основном глинистые осадки, причем в области восточного основания антиклинория, у Карадага, образовался Карадагский вулканический комплекс, вероятно, связанный здесь с поперечными разломами, вызвавшими поднятие с востока.

В конце среднеюрской эпохи интенсивное прогибание всей рассматриваемой области сменилось поднятием в области Туакской геоантиклинали стрессней моря. С этого времени уже отчетливо вырисовываются контуры геоантиклинали, ограничиваемой областью несогласного залегания среднеюрских слоев. В Судакской геосинклинали морской режим сохраняется. Здесь продолжалось накопление мощной глинистой толщи батаско-русса, непосредственно и согласно сменяемой келловеем.

¹ В 1,7 км к северо-востоку от сел. Лагерное (см. фиг. 2 и б).

В начале верхнеюрской эпохи восточная и южная окраины Туакской геоантиклинали вновь вовлекаются в прогибание. В начале каллов под уровень моря погружается юго-восточная окраина поднятия и восточная часть в районе Карадага. Опускания южного крыла совершались, вероятно, по разломам, настолько резок здесь фациальный переход от глинистых толщ прогиба к песчано-конгломератовым отложениям, обрамляющим поднятие, и в восточной части сопровождалось вновь вулканическими излияниями. В оксфордское время прогибание охватило и всю остальную восточную часть Туакского поднятия. Однако это не было спокойное и общее погружение всей зоны.

Приведенные выше данные о строении складок антиклинория ясно показывают, что общее погружение Туакской геоантиклинали сопровождалось ростом отдельных очень мелких поднятий в ее пределах, представляющих ядра будущих антиклинальных складок.

Необходимо подчеркнуть, что, несмотря на общее погружение всей области и установление морского режима, различие между Туакской и Судакской зонами в течение оксфорда-лузитана продолжало проявляться. В Туакской зоне резко преобладают мелководные и прибрежные фации с очень пестрой и изменчивой картиной физико-географических условий. Обилие конгломератов с галькой исключительно местных пород связывается с наличием здесь же островов, сложенных таврическими отложениями и представляющих ядра медленно растущих антиклинальных складок. Мощные выходы галечников и песков крайне быстро сменяются разнообразными по величине известняковыми рифами, которые окаймляют широкие лагуны, постепенно заполнявшиеся глинистым материалом.

В Судакской геосинклинали, к югу от Туакского поднятия были бы совершенно одинаковые условия открытого моря, накопившего глинистые толщи. Однако и здесь частая смена пород в разрезе с появлением то коралловых рифов, то прослоев галечников свидетельствует о большой подвижности морского дна и формировании местных поднятий.

Особенностью строения оксфордско-лузитанской толщи является отсутствие различий в мощности между геоантиклинальной и геосинклинальной зонами и местами даже увеличение ее вдоль южного края Туакской зоны. Видимо, в данном случае мы имеем дело с особыми закономерностями наращивания мощностей, объясняющимися физико-географическими экзогенными условиями — ростом рифов и дополнительным задержанием обломочного материала среди рифовых лагун на севере и отсутствием достаточного количества осадочного материала на юге, в несколько более глубоководной и, следовательно, более прогибавшейся Судакской зоне. Судакский прогиб, таким образом, был незагруженным, и тектоническое прогибание в нем не полностью компенсировалось осадконакоплением.

Итак, Туакская геоантиклиналь продолжала оставаться приподнятой по сравнению с Судакским прогибом и в оксфордско-лузитанское время в условиях общего очень интенсивного погружения всей системы.

Еще более усиливается различие между рассматриваемыми зонами в киммериджское и титонское время. В Судакской геосинклинали в киммеридже шло интенсивное прогибание и формирование толщ глинистых фаций мощностью до 1000 м. Учитывая возрастание глубоководных отложений, можно утверждать, что прогибание здесь значительно превышало 1000 м. В Туакской антиклинорной зоне, судя по наличию в киммеридже по ее южной окраине конгломератов с галькой лузитанских известняков, по крайней мере временами шел сильный размыв. К началу титона киммериджских осадков здесь уже вовсе не было.

Следовательно, Туакская геоантиклиналь в киммеридже явственно поднималась. Не менее ясно продолжение геоантиклинального поднятия здесь и в титоне, хотя в это время отдельные участки поднятия вдоль северного края были вовлечены в прогибание, и в них накапливались толщи конгломератов. Несогласное залегание титона непосредственно

вних ядрах северных антиклиналей неопровержимо свидетельствует о том, что складки в оксфордско-лузитанской толще к этому времени уже существовали. Складки эти продолжали развиваться и в титоне. Особенно отчетливо проявляется здесь рост Щебетовской и Коктебельской антиклиналей, после титонских поднятий еще раз несогласно перекрытых складками в нижнемеловой эпохе. В то же время в смежной Судакской синеклинали развивалось непрерывное прогибание с согласным залеганием отложений всех ярусов верхней юры.

В нижнемеловую эпоху продолжалось развитие Восточно-Крымской синеклинали. Туакская геоантиклиналь продолжала сохранять приподнятое положение. Несогласное залегание нижнего мела на северных наклонных структурах антиклинория свидетельствует, что еще в титоне вдоль ее северного ограничения формируется крутая флексура с выклиниванием ядра поднятия на его северное крыло.

Дальнейшее развитие структуры Юго-Восточного Крыма не может быть подробно охарактеризовано ввиду отсутствия более молодых толщ. Верхнемеловой — неогеновой эпохе Восточный Крым вовлекается в общее поднятие, приводящее в конце третичного периода к формированию Крымского мегантиклинория. К этому времени относится дальнейшее развитие и полное формирование Судакско-Карадагской складчатой зоны в ее современном виде.

ВЫВОДЫ

Рассмотренный нами детальный материал по фациям и тектоническим структурам верхнеюрских отложений восточной части Горного Крыма дает убедительные основания для трех основных выводов.

1. Устанавливается явственная длительность развития крупных форм линейной складчатости (Туакский антиклинорий, Судакский синеклинорий), происходившего с батского до титонского века.

2. Устанавливается явственная длительность развития также линейных мезоскладок в оксфордско-лузитанских отложениях, осложняющих развитие крупных форм линейной складчатости. Длительность их развития соизмерима с процессом накопления слагающих их осадочных толщ и фиксируется распределением фаций и локальными несогласиями.

3. Детально изученный материал по средне- и верхнеюрской складчатости Восточного Крыма дает чрезвычайно существенное подтверждение представлениям о том, что складки линейного типа формируются не в быстрых кратких этапах, называемых фазами складчатости, а развиваются медленно, хотя и прерывисто, на протяжении очень длительного времени, охватывающего целые эпохи. «Фазы» же представляют собой этапы более общих и крупных колебаний, сопровождающихся более или менее интенсивным размытием ранее сформировавшихся структур в периоды поднятий, с возникновением несогласия в основании трансгрессивной серии следующего этапа погружения.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Общая геотектоника. Госгеолиздат, 1948.
Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, М., 1954.
Буратов М. В. Геологический очерк восточной оконечности Крымских гор. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. VII, 1937.
Буратов М. В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, 2, 1949.
Болотов В. И. О непрерывности тектонических движений. Изд. Ком-та наук СССР, Ташкент, 1938.
Болотов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1938.
Греберженский Н. А. О тектоническом строении местности в районе Судак в Крыму. Бюл. Моск. о-ва испыт. прир., отд., геол., № 1, 1933.

8. Соколов Д. В. Некоторые данные по геологии Восточной части Горного Крыма. Крым № 3, 1927.
9. Соколов В. Д. Предварительный отчет о геологических исследованиях крымского юры летом 1884 г. Материалы для геол. России, 1885.
10. Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Азнефтеиздат, 1954.
11. Шатский Н. С. О тектонике северной части Донбасса. Бюл. Моск. о-ва исслед. природы, отд. геол., т. II, № 3, 1923—1924.
12. Шатский Н. С. О неокатастрофизме. Пробл. сов. геол., т. VII, № 7, 1937.
13. Шатский Н. С. О длительности складкообразования и о фазах складчатости. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1951.

Московский геологоразведочный
институт

Статья поступила в Редакцию
28 июля 1958 г.