

Тектоническое строение и перспективы нефтегазоносности Прикаспийской впадины. Гостоптехиздат, 1958.

К и с е л е в С. М. Нижнее Заволжье. Сб. «Природные газы СССР». ОНТИ, 1935.

К о р о б о в С. С., Т у х ф а т о в. О газоносности соляной толщи Северного Прикаспия. Новости нефть. и газ. техн. (геол.), № 11, 1961.

К у д р я в ц е в а Е. И. О газовых выходах в междуречье Волги и Урала. Геол. сб. № 7. Труды ВНИГРИ, вып. 190, 1962.

Э в е н т о в Я. С. Перспективы нефтегазоносности западной части Прикаспийской впадины. Очерки по геологии СССР. Труды ВНИГРИ, т. III, вып. 3, 1957.

О. В. Снегирева, А. Е. Каменецкий

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КРЫМА

В статье использованы личные наблюдения авторов, новые данные бурения Крымнефтегазразведка, а также опубликованные ранее работы М. В. Муратова (1949, 1960), Г. Х. Дикенштейна и других (1958), Г. А. Лычагина (1958), М. С. Бурштара (1963) и других исследователей.

В истории геологического развития Крыма выделяют следующие крупные этапы.

1. Доальпийский, который расчленяют на догерцинский и герцинский периоды.

2. Альпийский, распадающийся на ряд более мелких стадий.

Доальпийский этап развития Крыма (особенно его догерцинский период) пока еще мало обоснован фактическим материалом. Однако имеющиеся данные показывают, что в раннепалеозойское время (а может быть, и в позднепротерозойское) на территории Крыма существовала геосинклиналь, где отлагались терригенные, карбонатные и эффузивные породы, которые в дальнейшем (вероятно, в каледонский этап складчатости) были интенсивно дислоцированы и глубоким региональным метаморфизмом превращены в карбонатно-мусковитовые, кордиеритовые, хлорито-мусковито-серицитовые, кварцево-энцитовые, кварцево-актинолитовые и другие разновидности метаморфических сланцев. Они пронизаны интрузиями оливиновых габбро, в значительной степени также измененных процессами метаморфизма. Эти породы вскрыты только в южной половине равнинного Крыма, примыкающей к горной его части (скважины севернее Симферополя, Зуи и Белогорска и район Нижнегорска). Кроме того, метаморфические сланцы встречаются в большом количестве в гальках и глыбах конгломератов мезозоя. Факт нахождения галек метаморфических сланцев в южных разрезах Крымских гор является некоторым указанием на то, что эти породы были распространены и южнее современных контуров суши. В мезозойское время структуры, сложенные ими, были приподняты и размыты.

Можно проследить распространение каледонской геосинклинали на восток, в пределы Предкавказья. Здесь аналогичные породы вскрываются в зоне Малкисского поперечного поднятия, а также слагают центральную зону Главного Кавказского хребта (Милановский Е. Е., Хаин В. Е., 1963). На юго-западе Крымская каледонская геосинклиналь, вероятно, смыкалась с Арденской геосинклиной, которая протягивалась из восточных Карпат в Южную Добруджу. Здесь метаморфические породы протерозоя — низов вежбрия, представленные метаморфическими сланцами, слагают структуры Южной Добруджи, а также ядра зон Тулчин и Мэчин Северной Добруджи. На западе и северо-западе от Крыма происходит сочленение каледонской геосинклинали с Русской платформой. Полого залегающие песчаники рифея, несомненно, платформенной формации известны в скважине района Одессы, а также в нескольких выходах по р. Днестру.

На месте замкнувшейся каледонской геосинклинали в герцинский этап истории (в период времени с силура? по ранний триас?) существовала обширная геосинклиналь, протягивающаяся через Крым из Добруджи на Кавказ.

Отложения карбона — нижней перми в геосинклинальных формациях известны в центральных районах Крыма (с. Новоселовка, Тарханкутский полуостров). Здесь эти отложения представлены мощной (вскрытая мощность 1500 м) дислоцированной толщей глинисто-углистых, глинисто-серпичитовых сланцев, известняков, песчаников средне- и верхнепалеозойского возраста. Глинисто-углистые и глинистые сланцы в пределах равнинного Крыма проинвазированы основными интрузиями и содержат прослой измененных эффузивных пород.

Распространение их в Крыму в настоящее время связано с полосой субширотного простирания, ограниченной с юга и севера разломами и протягивающейся от Тарханкутского полуострова к Азовскому морю. Кроме того, карбоновые и пермские отложения в мелководных карбонатных формациях тетисного типа известны в гальках и глыбах нижнеюрских конгломератов западной и центральных частей горного Крыма. Можно предположить, что в карбоновое и пермское время на территории Крыма располагался геосинклинальный прогиб, где отлагались эффузивные и песчано-глинистые и карбонатные отложения флишoidного типа. Симферопольско-Новоцарицынская зона, сложенная нижнепалеозойско-протерозойскими породами, вероятно, была поднята и являлась центральным антиклинорием герцинской геосинклинали. В карбоновое и пермское время западная часть этой зоны (современная Альминская впадина), вероятно, была зоной накопления мелководных карбонатных отложений, которые размывались в раннеюрское время.

Герцинская геосинклиналь на восток от Крыма продолжалась в Предкавказскую, где средне- и верхнепалеозойские отложения, представленные песчано-глинистыми дислоцированными отложениями карбона, вскрыты в ряде скважин (Бурштар, 1960). На юго-запад от Крыма герцинская геосинклиналь может быть прослежена в зоне Мэчин Добруджи, где дислоцированные карбопермские отложения (слой Карапелит) слагают эту зону, перекрывая зеленые сланцы нижнего палеозоя (Олчешку, 1960). На северо-западе от Крыма в герцинский этап так же, как и в более ранний, располагалась обширная суша (молдавская часть Русской платформы), где отложения среднего и верхнего палеозоя неизвестны. В позднем палеозое — начале мезозоя в пределах северных частей равнинного Крыма происходит инверсия геосинклинали, складчатость. Возникает сильно расчлененный рельеф, который пенепленизируется уже в начальные стадии альпийского этапа. В северной части замкнувшейся геосинклинали (Каркинитский, Сивашский и Северо-Азовская зона прогибов), вероятно, отлагалась верхняя моласса — красноцветные отложения типа маньчжеских впадин. Продолжением на Кавказе этих прогибов предположительно можно считать зону распространения красноцветных конгломератов, вскрытых в Ясенской скважине, содержащих девонские гальки. Далее на восток красноцветные отложения поздней молассы известны во многих скважинах (Бурштар, 1960).

Таким образом, к концу герцинского орогенеза и к началу альпийского этапа в Крыму существовали следующие палеоструктурные элементы.

1. Южный борт Украинского щита — приподнятый край платформы, сложенный докембрийскими гранитами, гнейсами, отделенный от более южной зоны глубинным разломом.

2. Каркинитско-Сивашская — Северо-Азовская система грабен-синклинальных прогибов, выполненная верхнепермскими — нижнетриасовыми отложениями (?).

3. Широкая Тарханкутско-Джанкойская зона, сложенная породами среднего — верхнего палеозоя.

4. Симферопольско-Новоцарицынская зона, расположенная субпараллельно Тарханкутско-Джанкойской. Эта полоса сложена породами нижнего палеозоя — протерозоя, возможно, в западной части перекрыта известняками перми.

5. На месте Крымского мегантиклинория располагался, вероятно, незамкнувшийся геосинклинальный прогиб.

Все перечисленные структурные зоны отделены друг от друга глубинными разломами субширотного простирания. Следует отметить, что большинство

из этих разломов было унаследовано и в альпийский этап истории развития Крыма. Важная роль в структуре Крыма принадлежит поперечным разломам, имеющим в основном северо-северо-западное направление. Поперечные разломы пересекают прослеженные субширотные структурные зоны на блоки, приподнятые или опущенные относительно друг друга.

Центральный блок всех трех зон является наиболее приподнятым, восточный наиболее опущен.

В зоне грабен-синклинальных прогибов приподнятый блок прослеживается в районе Перекопской перемычки. В Тарханкутско-Джанкойской «средне-палеозойской» полосе приподнят Новоселовский блок (глубина фундамента 900—1000 м), а в Симферопольско-Новоцаричинской зоне — Симферопольский блок (глубина фундамента 300—600 м). Таким образом, поперечные глубинные разломы продолжали влиять на структуру региона и в более позднее альпийское время (рис. 1).

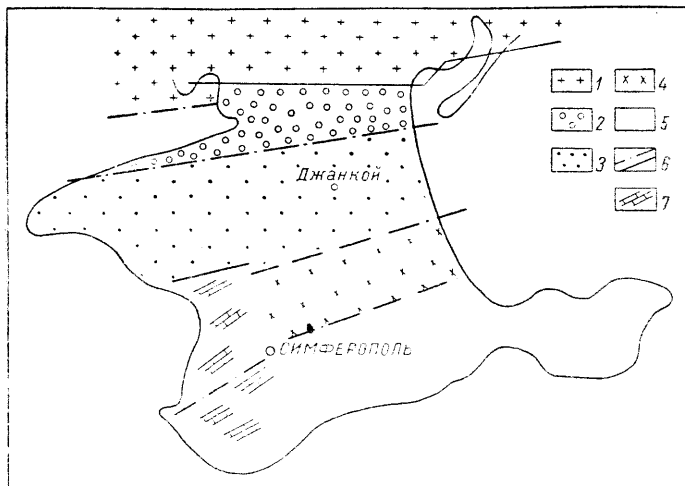


Рис. 1. Палеогеологическая схема Крыма в конце палеозоя — начале мезозоя.

1 — докембрийский ярус Русской платформы; 2 — верхняя пермь — нижний триас; 3 — выходящие Каринитско-Сивашские грабен-синклинали; 4 — средний и верхний палеозой, слагающий Тарханкутско-Джанкойскую зону; 5 — протерозой — нижний палеозой, Симферопольско-Новоцаричинской зоны; 6 — пермо-триасовый геосинклинальный прогиб; 7 — разломы, доказанные и предполагаемые; 8 — область предполагаемого развития известняковых формаций верхнего карбона и перми.

Началом альпийского этапа в Крыму следует считать верхний триас, хотя это до сих пор не решено однозначно.

Можно предположить, что в горной части Крыма (по крайней мере в его восточной части, тяготеющей к геосинклинали южного склона Большого Кавказа) разрез палеозоя — триаса непрерывен. Триасовый геосинклинальный прогиб горного Крыма выполнен мощной толщей флишевых отложений. В пределах формирующейся платформы он распространялся на западе Крыма до широт Евпатории, а в центре и на востоке — до поднятой Симферопольско-Новоцаричинской зоны.

Толща красных и серых известняков, известняковых конгломерато-брекчий и доломитов, вскрытая в районе Евпатории и условно относимая нами к триасу, вероятно, является уже платформенной формацией флишевого триасового бассейна. Флишевый прогиб, по нашему мнению, продолжается в пределы южного склона Большого Кавказа. Карбонатные образования триаса района рек Белой и Б. Лабь, а также триасовые отложения Предкавказья

(Егоян, 1961), хотя и значительно дислоцированные, вероятно, являются образованиями краевых частей прилегающей платформы (рис. 2).

Складчатость на границе триаса и лейаса и в конце лейаса, особенно первая, резко проявилась в западных областях Крыма, связанных с Добруджей. Районы Добруджи с этого времени развивались как полуплатформа (Онческу, 1960), связь западного морского бассейна с Крымом, вероятно, в это время прекратилась. В Крыму продолжал существовать геосинклинальный прогиб, но в раннеюрское время здесь наметились две области, развивавшиеся с различными тенденциями: восточная с преобладающим погружением и западная, неравномерно поднимающаяся. Для восточной части лейасового геосинклинального прогиба характерно присутствие мощной толщи флишевых образований, слагающих антиклинории Суук-Су и Туакский. Грубообломочные породы, столь характерные для лейаса западных районов, здесь отсутствуют.

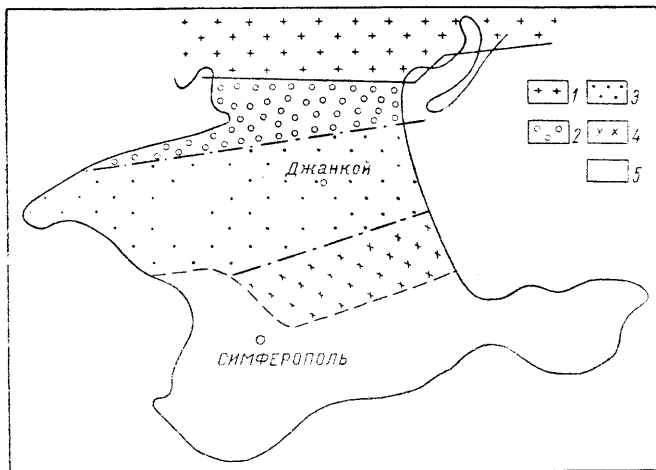


Рис. 2. Палеогеологическая схема Крыма к концу триаса.

1 — докембрий; 2 — верхняя пермь — нижний триас (?); 3 — средний и верхний палеозой; 4 — протерозой — нижний палеозой; 5 — триас.

Начки песчаников (с. Малореченское, мыс Чобан-Куле) не выдерживают по простиранию и относительно маломощны.

Восточные районы характеризуются незначительным количеством интрузий, прорывающих лейас, в отличие от западного, изобилующего ими¹. По характеру своего развития эта часть Крыма тяготеет к южному склону Большого Кавказа, где наблюдается полный разрез лейаса и юрских отложений (Милановский, Ханн, 1963).

Западная часть Крыма в ранней юре представляла собой более расчлененный морской бассейн. Здесь, вероятно, существовали острова, вокруг которых шло образование мелководных известняков, отлагались конгломераты, песчаники, происходило излияние диабазов и порфиритов. Только на некоторых участках (южный борт Качиского антиклинория) существовали прогибы, где отлагались флишевые образования.

Мощности юрских образований в западной части Крыма значительно меньше, чем в восточной. В течение лейаса равнинная часть Крыма в большей

¹ Это может быть объяснено и тем, что вследствие большой мощности юрских отложений интрузии еще не вскрыты эрозией.

части оставалась приподнятой. Неглубокое эпиконтинентальное море, вероятно, заливало только прилегающие к геосинклинали участки, а также прогибы на севере (лейас в скважинах сел Ново-Алексеевка, Генчестек).

После орогенических движений в конце лейаса произошло поднятие значительной территории горного Крыма. В это время в межгорных впадинах отлагались конгломераты (битакскал свита аалена?), состоящие из галек нижнеюрских, триасовых и палеозойских пород. Только с верхнего байоса началась новая трансгрессия, наиболее сильно проявившаяся в батское время. В байосе широкое развитие приобрели отложения спилито-кератофировой формации. Мощность их в восточной части Крыма более 600 м (Карадаг). В западных районах наряду с вулканогенно-осадочными формациями отлагались и угленосные (Бешуйские копи). Дифференциация Крыма на западную и восточную части продолжалась и в более позднее время. В батский век на востоке Крыма, в его южном Судакском синклинии, накапливались преимущественно глинистые породы или глины переслаивались с незначительными по мощности песчаниками и только на склонах поднятий отлагались песчаники и гравелиты (Палай-Кая). В западной части Крыма мощность байосских отложений 200—300 м. Здесь в разрезах батских отложений преобладает терригенный материал. Однако в конце батского и начале келловейского века произошло расширение трансгрессии и условия осадконакопления в обеих зонах выравнивались.

В прилегающей платформенной части Крыма отложения средней юры представлены толщей песчано-глинистых пород незначительной мощности (300—400 м) с интрузиями основных пород (центральные и северные районы равнинного Крыма). Однако Симферопольско-Новоцаричинская зона, сложенная нижним палеозоем — протерозоем (?), вероятно, оставалась приподнятой и в это время, отделяясь от геосинклиналиного прогиба глубинным разломом, просеиваемым по скважинам севернее г. Зуи. Позже нижнего келловей складкообразование. Морской геосинклиналиный бассейн поздней юры с резко непостоянной физико-географической обстановкой занимал весь горный Крым только с оксфорда. В поздней юре отчетливо выявилось различие в развитии западного и восточного Крыма. На востоке получили распространение флишевые отложения и конгломераты большой мощности, выполнявшие глубокие межгорные прогибы. На западе преобладающее значение имели развальные типы известняков. Мощность отложений верхней юры в западных районах значительно меньше. Центральные районы горного Крыма в течение всей верхнеюрской эпохи оставались приподнятыми.

Равнинная часть Крыма в это время, вероятно, представляла собой сушу, где накапливались красноцветные полуконтинентальные образования позднего титона — раннего валанжина. В это время только на востоке и в центральных предгорных районах Крыма продолжал существовать морской бассейн, который распространялся на север до Новоцаричинского козьятия, представлявшего собой сушу. В западных и центральных районах наблюдается несогласное залегание среднего и верхнего валанжина или более молодых отложений на среднеюрских или триасовых образованиях.

В последующее нижнемеловое время происходило погружение равнинного Крыма и постепенное воздымание горной его части. В средне- и верхневаланжинское время морской бассейн занимал почти весь равнинный Крым, в виде островов оставались отдельные поднятия (район Евплатуши, Симферопольско-Новоцаричинская зона, Агармыш). Готеривский век и даже в нем связанное нижнебарремское время характеризуются значительными движениями, которые вызвали изменение условий осадконакопления и расширения областей суши в равнинном Крыму. Остров района Евплатуши, вероятно, сочленился с сушей около г. Сак и распространялся к юго-востоку в сторону Симферополя. Северо-восточнее Белогорска также, очевидно, существует значительное поднятие, сложенное палеозойскими метаморфизованными породами. Оно свайняется зоной развития галечников, конгломератов и глин, которые многократно переслаиваются между собой. Толщи конгломератов (готерив-нижнебарремского возраста), достигающие восточнее г. Белогорска 600 м, а в районе старого Крыма 90 м, говорят о повторяющихся многочисленных колебательных

движениях и о сравнительно близком расположении размываемой суши как на севере, так и на юге. Суша с юга поставляла в основном обломочный материал верхнеюрских известняков, наличие же палеозойских глыб (с. Тополевка, южнее Белогорска и Богатого), валунов и галек заставляет нас предполагать, что они сносились с севера.

В центральных районах равнинного Крыма (Новоселовское) в некоем плю образование алевролитов и песчаников мощность которых не превышает 25—35 м. В пределах Симферопольского поднятия и Алмивской впадины существовала более мелководная зона бассейна. Разрез здесь сложен крупно- и мелкозернистыми песчаниками, конгломератами и органогенными известняками. Только на востоке, в районе Феодосии и южной части Керченского полуострова, продолжалось непрерывное накопление сравнительно глубоководных глини-

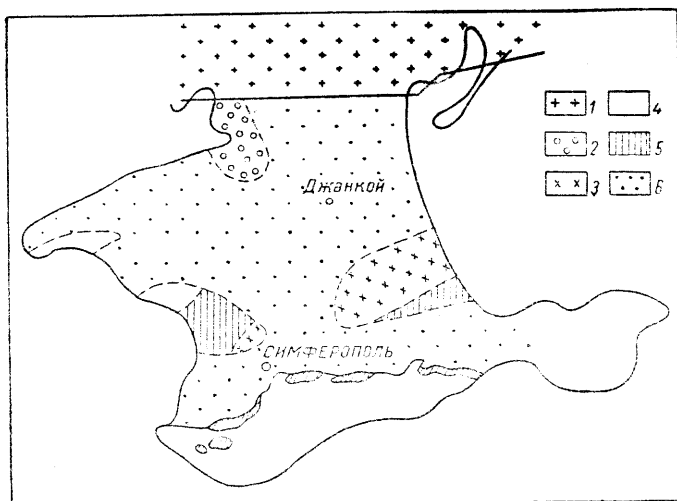


Рис. 3. Палеогеологическая схема Крыма к концу раннего баррема.

1 — докембрий; 2 — верхняя пермь — нижний триас (?); 3 — протерозой — нижний палеозой; 4 — триас — юра; 5 — нижний мел (валанджин); 6 — нижний мел (готерив — нижний баррем).

тых осадков многоосниживали восточного Крыма, связанной с финским Новороссийским прогибом (рис. 3).

Во второй половине баррема, а также в айте происходят дальнейшее опускание значительной части территории равнинного Крыма и расширение трансгрессии с преимущественным образованием глинистых пород часто с конкрециями сидеритов. Причем наиболее глубоководные отложения связаны обычно с айтеким веком.

На западе, в районе с. Октябрьского (Тарханкутский полуостров), в верхней барреме и айте вплоть до альба продолжала существовать суша. В северной части Алмивской впадины (район городов Саки и Евпатории) и Симферопольского поднятия также отсутствуют айтекие отложения. Но нам представляется, что эти отложения здесь отлагались и были размывы средне- и верхнеальбской трансгрессией. Такое предположение косвенно подтверждается тем, что в Салгирской впадине, расположенной к востоку, присутствуют айтекие породы в виде изолированного участка.

Палеогеологическая карта равнинного Крыма, если снять альбские и более молодые отложения, имеет следующий вид. На Тарханкутском полуострове, в районе с. Октябрьского, залегают палеозойские породы, восточнее,

в окрестностях г. Евпатории — выходы известняков триаса (?), у г. Саки — песчано-глинистые образования валажжина и в пределах Симферопольского выступа — готерив-нижнебарремские породы. На остальной территории повсеместно распространены отложения апта. Таким образом, в течение верхнебарремского и аптского времени погружением были затронуты Евпаторийско-Сакский район и область суши, существовавшая на востоке, в северной части Индольского прогиба.

Максимальные мощности баррем-аптских отложений известны в районе Белогорска, где они достигают 500—800 м. В других районах мощности обычно не превышают 100—200 м.

В альбское время продолжались дальнейшее погружение равнинного Крыма и почти непрерывный процесс морского осадконакопления. Предсреднеальбские и верхнеальбские движения вызвали перерывы в отложениях в предгорных районах, но не оказали существенного влияния на условия осадконакопления, так как нижне-, средне- и верхнеальбские отложения почти не отличаются по литологическому составу.

В центральных районах, Каркинитском, Сивашском и Индольском прогибах происходило непрерывное осадконакопление, что обусловило полный разрез отложений.

Нижне- и среднеальбские отложения отсутствуют у г. Саки и в сводовой части Симферопольского поднятия. Вполне возможно, что они размыты верхнеальбской трансгрессией, наиболее обширной и длительной.

В верхнеальбское время происходят, вероятно, эффузивные излияния по трещинам в земной коре, связанным с древними разломами.

Со среднего и верхнего альба начался новый этап развития степного Крыма. Вся обширная территория равнинных областей была охвачена трансгрессией, которая продолжалась до конца туронского — начала коньякского времени. Характер распределения мощностей альбских отложений свидетельствует об интенсивности прогибания бассейна и его простирании в широтном направлении от Тарханкутского полуострова через с. Новоселовское к востоку.

Мощности альба увеличиваются от с. Новоселовского к с. Октябрьскому и далее на запад к д. Меловой от 800 до 1000, 1400 м и более. Известно также, что мощности сокращаются от с. Новоселовского к северу, к д. Чапаево, до 343 м; к югу, к Евпатории и Саки, до 400—100 м и к юго-востоку, в симферопольскому поднятию, до 100—50 м.

Таким образом, на месте современного Тарханкутско-Новоселовского поднятия в альбское время существовал значительный прогиб. В это же время продолжалась формирование Симферопольского, Новоцарицынского и Сакского поднятий на юге и Орловского на севере.

Возможно, что с концом верхнеальбского времени связано начало формирования Новоселовского локального поднятия, так как мощности верхнеальбских отложений в сводовой части значительно меньше, чем на его склонах. Также возможно, что с концом альбского — началом сеноманского века следует связывать начало формирования всего Тарханкутско-Новоселовского выступа. Вероятно, эти положительные движения связаны с поднятием западной части горного Крыма, начавшимся в нижнем альбе и продолжавшимся в предверхнеальбское время. Согласно выводам М. В. Муратова (1966), эти движения в конце альба привели к поднятию всего горного Крыма. Однако на востоке Крыма продолжал существовать морской бассейн, который, вероятно, являлся западным окончанием Новороссийского геосинклинального прогиба. Увеличение мощностей аптских и альбских отложений в сторону Кавказа (более 1000 м в районе с. Мошкаровка — Керченский полуостров) свидетельствует о продолжении Феодисийского прогиба на юго-восток.

В сеноманский век происходило дальнейшее развитие трансгрессии. Вместе с тем в сеномане продолжалась перестройка структурного плана равнинного Крыма, которая сопровождалась дифференцированными тектоническими движениями, дальнейшим развитием крупных структурных элементов — Симферопольского поднятия, Сивашской и Алмивской впадин и Тарханкутско-Новоселовского и Новоцарицынского выступов. Наглядно это выражено в нарастании мощностей сеномана от 0—25 м в наиболее приподнятой части Тар-

ханкутско-Новоселовского выступа, в районе с. Новоселовского, до 250—300 м на далеких его склонах и южном борту Каркинитского прогиба, в пределах Тарханкутского полуострова.

Характер отложений сеномана Тарханкутского полуострова свидетельствует об относительно глубоководных условиях, существующих в этом районе. Разрез сложен известняками, мергелями и глинами, обломочный материал в которых хорошо отсортирован и состоит в основном из комплекса устойчивых минералов, что свидетельствует о значительном пути их переноса. В районе Новоселовского поднятия, где мощность осадков сокращается, в основании отдельных разрезов встречаются песчаники и глауконит, в основном же разрез сложен мергелями. Отсутствие отложений сеномана в наиболее приподнятой части этого поднятия объясняется, очевидно, последующим размывом.

В туроне и начале коньяка продолжалось развитие начавшейся в альбе трансгрессии. Она захватила и погружающуюся северную полосу горного Крыма, где весьма часто туронские отложения трансгрессивно перекрывают более древние образования. В равнинном Крыму в это время продолжалось формирование всех известных крупных тектонических элементов. Максимальное прогибание связано с Каркинитским прогибом, на южном борту которого мощности осадков достигают 1000 м. К сводовой части Тарханкутско-Новоселовского выступа мощности сокращаются до десятков метров и отложения турона отсутствуют на самом своде. Наряду с развитием крупных тектонических элементов дифференцированное развитие наблюдается и на отдельных локальных структурах.

В коньякское время территория центральных, северных и восточных районов равнинного Крыма испытывала значительное поднятие, которое выразилось в перерыве в отложениях и в трансгрессивном залегании сантонских отложений на нижележащих образованиях. Непрерывное осадконакопление сантонских пород можно ожидать только в прогнутых частях Каркинитского и Сивашского прогибов.

В коньякское время завершился следующий этап развития, который начался в среднем альбе. Рассматривая распределение мощностей отложений этого этапа, можно сделать вывод, что интенсивное прогибание испытывали северо-западный склон Тарханкутско-Новоселовского выступа и Каркинитский прогиб. Полная мощность альба — коньяка в районе с. Октябрьского 1780 м, неполная мощность у д. Меловой 2630 м. На южном побережье Каркинитского залива можно ожидать увеличения мощностей до 2900—3100 м. Можно также предположить, что значительное прогибание испытывали Сивашский и Идольский прогибы, где мощности достигают 1000—1500 м.

Таким образом, к началу сантона уже в основных чертах сложился современный структурный план центральных районов равнинного Крыма.

Для более полного представления о геологической истории на данном этапе кратко изложим палеогеологич. территории в современном ее виде, если повсеместно снять сантонские и вышележащие отложения.

В прединтонское время Симферопольское и Гончаровское поднятия, а также сводовые части локальных поднятий в районе с. Новоселовского были сложены альбскими отложениями. Сеноманские отложения широко развиты на Новоселовском локальном поднятии и окаймляют альбские отложения по склонам Симферопольского поднятия. Зона развития альб-сеноманских отложений в центральных районах (Симферополь — Новоселовское) рельефно выделяет существующее к началу сантона крупное поднятие. Особенно интенсивно происходил рост Новоцарыицкого поднятия. Туронские отложения распространены по склонам Новоселовского поднятия и в северной части Алминской впадины.

В пределах Тарханкутского полуострова, в центральной и южной частях Алминской впадины и в восточных районах под сантоном залегают отложения турон-коньякского возраста.

Следует предположить, что на поднятиях образования сеномана и турона — коньяка отлагались в сокращенной мощности, но были размыты позднейшими трансгрессиями во время многократных движений.

С сантонского века начался новый этап геологической истории, который длился до конца датского времени.

В сантонское, кампанское, маастрихтское и датское время происходило дальнейшее развитие тектонических элементов. В прогибах продолжали накапливаться мощные толщи осадков. На поднятиях их мощность значительно меньше. В частности, на Новоселовском поднятии осадконакопление после сантона, кампана, маастрихта и дания сменялось кратковременными размывами, вследствие чего на отдельных участках разреза выпадают отложения целых ярусов.

Максимальное развитие новой трансгрессии следует отнести к кампанскому и маастрихтскому времени. Мощность сантона в районе Новоселовского поднятия не превышает 50—150 м, около Октябрьского 200 м и на Оленевском 325—350 м. На Новоцарицынском поднятии сантонские отложения отсутствуют. В Сивашском прогибе их мощность 300 м и в Алминской впадине не более 100 м. Мощности кампана на Новоселовском локальном поднятии равны 50—100 м, на Меловом и Октябрьском 200 м, на Оленевском 375 м и в Сивашской впадине 400 м.

Мощности маастрихта в пределах склонов Новоселовского поднятия изменяются от 20 до 200 м, в своде Октябрьского поднятия 400 м, в своде Мелового 225 м (поверхность размыва) и на Оленевском 400 м, в Сивашской впадине и Индольском прогибе до 450 м.

Для датских отложений характерна аналогичная закономерность увеличения мощностей на склонах Тарханкутско-Новоселовского выступа от десятков метров до 175 м в районе с. Оленевки. В Сивашском и Индольском прогибах мощности не превышают 100—125 м.

Отложения сантона, кампана и маастрихта отсутствуют в пределах Симферопольского поднятия и значительной части Новоселовского локального поднятия. Причем площадь отсутствия кампана больше площади отсутствия сантона, а маастрихта — соответственно больше площади отсутствия кампана. Площадь отсутствия датских образований значительно расширяется и охватывает Новоселовское, Северо-Новоселовское и Симферопольское поднятия, а также северную часть Алминской впадины.

Характер распределения мощностей всего сантон-датского комплекса указывает, что устойчивые прогибание продолжалось в Каркинитском, Сивашском и Индольском прогибах (более 1000—1100 м). Положительные структуры южной зоны Тарханкутского полуострова и Новоселовский блок формировались дифференцированно. На Октябрьской структуре мощность равна 900 м, на Меловой 525 м (верхняя часть размыва) и в районе Новоселовского от десятков метров до 400—500 м. Погружение Новоцарицынского вала началось с кампана.

К началу палеоцена характеристика палеогеологической карты сводовой части Новоселовского и Симферопольского поднятий почти не изменилась. Выходы отложений альба, сеномана и турона окаймлены сравнительно узкой полосой сантона и кампана. Далекие склоны поднятия, Войковский прогиб, Северо-Новоселовское и Меловое поднятия и северная часть Алминской впадины покрыты отложениями маастрихта. Вся остальная обширная территория сложена отложениями датского возраста.

Таким образом, к концу верхнемеловой эпохи уже отчетливо обособились основные современные структурные формы равнинного Крыма. Особенно рельефно выделяется приподнятая область центральных районов.

Следует отметить, что аналогичные движения сантон-датского этапа, описанные выше, испытывала и горная часть Крыма. После поднятия в ковыякское и опускания в сантонское время новый подъем произошел в конце маастрихта и в дате.

С начала палеоцена территория испытывала значительное опускание, повсеместно продолжалось осадконакопление, начавшееся в датское время, хотя условия образования осадков изменились. Палеоценовый бассейн охватывал, очевидно, всю территорию равнинного Крыма. В конце нижнего палеоцена происходили подъем района и частичный размыв отложений последующей верхнепалеоценовой трансгрессией. Отсутствие перерыва между нижним и верхним палеоценом можно ожидать только в прогнутых частях отрицательных тектонических элементов.

Отложения палеоцена отсутствуют на значительной территории центральных районов (Новоселовское и Симферопольское поднятия, северная часть Алминской впадины), повторяя контуры развития датских образований. Нет их также в присводовой части Меловой и Октябрьской структур. Но они выходят на поверхность в своде Родниковской структуры.

В палеоценовое время продолжалось развитие всех структурных элементов равнинного Крыма, заложенных в верхнемеловое и более раннее время.

От границы распространения палеоцена на склонах Тарханкутско-Новоселовского выступа мощности увеличиваются к южному борту Каркинитского прогиба до 350—400 м. Мощности палеоцена в пределах некоторых локальных структур наглядно иллюстрируют их дифференцированный рост наряду с общим прогибанием всей территории. В сводовой части Родниковской структуры мощность палеоцена 140 м, на погружении 225 м, в своде Громовской антиклинальной складки 100 м, на погружении 220 м, в своде Оленевской структуры 140 м, на южном крыле 480 м.

В восточной части Каркинитского прогиба и в Сивашском прогибе мощности не превышают 250 м, в Индольском 300 м и в Алминской впадине 100 м.

Период верхнепалеоценовой трансгрессии закончился крупным поднятием и осушением территории — перерывом в накоплении осадков. Максимальное поднятие, очевидно, испытывали Новоселовская, Северо-Новоселовская и Симферопольская структуры, где разрыв отложений был наиболее глубоким. В прогнутых частях Каркинитского, Сивашского и Индольского прогибов перерыва в осадконакоплении, вероятно, не было.

Палеогеологическая карта к началу эоцена в центральной части равнинного Крыма не отличается от карты к началу палеоцена. Весь древний комплекс отложений от альба до верхнего мела включительно окаймляется полосой выходов датских пород, которые перекрыты повсеместно палеоценовыми отложениями.

Эоценовая эпоха началась новой крупной трансгрессией, которая распространилась на всю площадь равнинного Крыма и охватила крайние части геосинклинали горного Крыма.

Нижне- и среднеэоценовые отложения распространены значительно шире палеоценовых. Они отсутствуют только на Новоселовском и Северо-Новоселовском поднятиях и в сводовых частях локальных структур южной антиклинальной зоны Тарханкутского полуострова. В нижне- и среднеэоценовое время произошли некоторые изменения в развитии территории. Дифференцированно продолжал развиваться Тарханкутско-Новоселовский выступ, в пределах которого начал формироваться Данузовско-Войковский прогиб, он отчетливо выделяется по характеру распределения мощностей. Отложения эоцена залегают здесь на размытой поверхности маастрихта.

Нижне- и среднеэоценовые отложения распространены также на Симферопольское поднятия, где они залегают на размытой поверхности альбских, а по склонам и верхнемеловых пород. Начиная с эоценового времени, Ново-Царцинский выступ, очевидно, не проявлял себя как самостоятельная положительная структура. Позднее в конце эоцена и в олигоцене в связи с развитием Индольского прогиба прилегающая на севере территория Новоцарцинского выступа была захвачена в погружение и поглощена прогибом. В дальнейшем они развивались как единая структура.

Максимальные мощности нижне- и среднеэоценовых отложений, превышающие 300 м, связаны со структурами Тарханкутского полуострова. В восточной части Каркинитского прогиба, в Сивашском и Индольском прогибах мощность их всего 100 м.

В предгорных районах, в Алминской впадине, на севере Сивашского прогиба и по склонам Новоселовского локального поднятия развиты сравнительно мелководные нижне- и среднеэоценовые отложения с нуммулитами. Западные оз. Донузлав и севернее Северо-Новоселовского поднятия в Каркинитском, Сивашском и Индольском прогибах распространены более глубоководные фации, представленные глинисто-мергельными породами, в которых нуммулиты отсутствуют.

Продолжение трансгрессии, ее максимальное распространение и дальнейшее дифференцированное развитие отдельных тектонических элементов связаны с верхним эоценом. В это время, вероятно, произошли полное погружение Новодарницкого вала и перекрытие его толщей мергелей верхнего эоцена мощностью 200—300 м.

В течение всего эоценового этапа осадки максимальной мощности накапливались также в прогибах. На южном берегу Каркинитского прогиба они достигают 600 м, в своде Оленевской структуры 350 м, в своде Карлаевской структуры 500 м. На востоке Каркинитского прогиба, в Сивашском и Индольском прогибах, в Алминской впадине мощности всего эоцена не превышают 400—500 м.

К концу эоцена на территории Тарханкутско-Новоселовского выступа существовали все известные в настоящее время локальные структурные формы.

Геологическая карта среза к началу олигоцена фиксирует в пределах сводовой части Тарханкутско-Новоселовского выступа выход альбских и верхнемеловых пород (всех ярусов). Сводовые части структур южной зоны Тарханкутского полуострова, сложенные верхнемеловыми отложениями, оконтурены палеоценом, нижним и средним эоценом. Средний эоцен выполняет также Войковский прогиб и покрывает Симферопольское поднятие. Вся остальная территория покрыта верхним эоценом. В конце эоцена территория Крыма (равнинного и горного) испытывала воздымание.

Последующее опускание и развитие новой трансгрессии приурочено к началу олигоцена. Нижнеолигоценовая трансгрессия размывла эоценовую поверхность. Наглядно это можно наблюдать в пределах локальных антиклинальных структур Тарханкутского полуострова, где глины хадумского горизонта олигоцена трансгрессивно налегают на различные уровни белоглинского, кумского и нижележащих горизонтов верхнего и среднего эоцена. Более значительному размыву подвергались отложения в пределах сводовой части Тарханкутско-Новоселовского выступа и южной зоны поднятий Тарханкутского полуострова, где отсутствуют отложения эоцена и палеоцена.

Однако вполне возможно, что в прогнутых частях впадин и прогибов перерыва в отложении не было. Но в пределах известных структур Тарханкутского полуострова можно наблюдать признаки перерыва во многих разрезах.

В нижнем олигоцене в общих чертах сохранился структурный план конца эоценового времени. Интенсивно развивались локальные структуры Тарханкутско-Новоселовского выступа и прогибы Каркинитский и Сивашский. Следует отметить, что интенсивное воздымание восточной части горного Крыма повлекло за собой образование Индольского предгорного прогиба. Мощность отложений только нижнего олигоцена в Индольском прогибе превышает 900 м.

В настоящее время нижнеолигоценовые осадки отсутствуют в пределах Новоселовских локальных поднятий, в южной зоне поднятий Тарханкутского полуострова и на Симферопольском поднятии.

В среднем и верхнем олигоцене продолжались прогибание отрицательных тектонических элементов и воздымание центральных районов Крыма, где этих отложений в настоящее время нет.

В нижнем миоцене происходило дальнейшее развитие прогибов. Отложения нижнего миоцена отсутствуют на большей части территории центральных и южных районов (Тарханкутско-Новоселовский выступ, Симферопольское поднятие, Алминская впадина), где они были уничтожены следующей среднемиоценовой трансгрессией. В конце нижнего миоцена почти вся территория была охвачена регрессией моря и подъемом. Таким образом, максимальное развитие получили нижнеолигоценовые и нижнемиоценовые породы. Причем южная граница бассейна постепенно отодвигалась к северу, что связано, очевидно, с одновременно продолжавшимся медленным поднятием горного Крыма.

На всей территории, кроме Индольского прогиба, в олигоцене и нижнеолигоценовое время (майкопское) существовал единый бассейн с умеренными глубинами, где шли образование и накопление значительных толщ песчано-глинистых пород. В общем плане песчаность разреза возрастает в северном направлении, что, возможно, связано с более значительным поступлением обломочного материала с Украинского кристаллического массива.

Наиболее интенсивное погружение в течение майкопского времени происходило в Индольском предгорном прогибе, где накопилось более 3000 м осадков. В Сивашском и Каркинитском прогибах их значительно меньше (до 1000 м) и в Алминской впадине только 300 м. Мощности повсеместно сокращаются при движении к крупным положительным тектоническим элементам (Новоселовскому и Симферопольскому поднятиям) и к сводовым частям локальных антиклинальных структур).

К началу среднего миоцена геологическая карта среза для сводовой части Тарханкутско-Новоселовского выступа по сравнению с началом олигоцена не изменилась. Здесь обнажаются отложения альба и всех ярусов верхнего мела, которые на востоке и западе окаймляются среднеэоценовыми и далее нижнеолигоценовыми отложениями. На Тарханкутском полуострове выходы

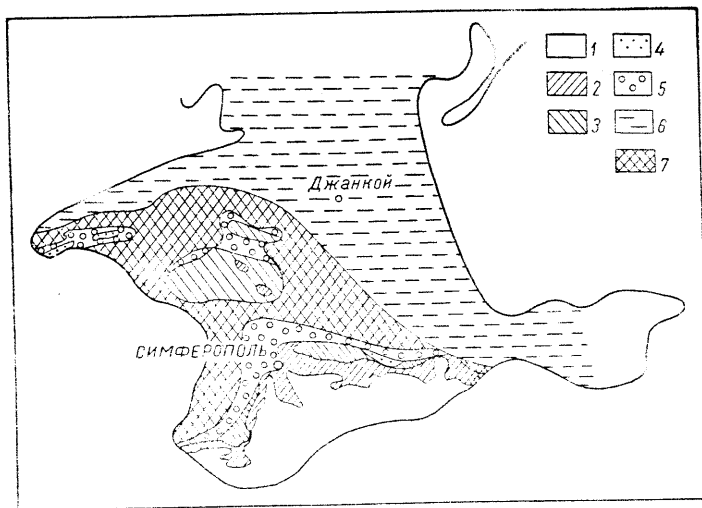


Рис. 4. Палеогеологическая схема Крыма к концу раннего миоцена.

1 — триас — юра; 2 — нижний мел; 3 — верхний мел; 4 — палеоцен;
5 — эоцен; 6 — майкопская серия; 7 — олигоцен.

верхнего мела, палеоцена и эоцена окаймляются также нижним олигоценем. Симферопольское поднятие покрыто эоценовыми отложениями. К югу от Новоселовского поднятия, в Алминской впадине, развиты отложения нижнего олигоцена. Северные и восточные склоны Тарханкутско-Новоселовского выступа покрыты породами среднего майкопа и далее повсеместно распространены отложения верхнего майкопа (рис. 4).

В конце нижнего миоцена завершился следующий этап развития рассматриваемой территории.

Карта суммарных мощностей палеогеновых отложений иллюстрирует общую тенденцию развития тектонических элементов к преобладающему воздыманию и отрицательных — к дальнейшему погружению и накоплению значительных толщ пород.

В пределах сводовой части Тарханкутско-Новоселовского выступа, в своде Мелового, Октябрьского и Северо-Новоселовского поднятий, отложения палеогена полностью отсутствуют. На склонах выступа и некоторых локальных поднятий, а также на Симферопольском поднятии мощности увеличиваются. В Алминской впадине они достигают 700 м, в Каркинитском и Сивашском прогибе до 1600 м и в Индольском предгорном прогибе свыше 3000 м.

М. В. Муратов (1949 г.) и З. Л. Маймин (1949 г.) с предсреднепоценовыми движениями связывают смятие в складки и подъем значительной (западной) части Керченского полуострова; последний еще в течение майкопского времени являлся районом накопления мощных толщ осадков.

Отложения тарханского горизонта известны в центральной и восточной частях Керченского полуострова, где они без следов перерыва залегают на майкопских. Не исключена и такая возможность, что непрерывный процесс осадконакопления происходил и в наиболее погруженных частях прогиба. Островки этих пород с морской фауной сохранились на отдельных участках (район г. Зун), возможно, они были развиты более широко. Однако в течение тарханского времени на большей части территории существовал, очевидно, континентальный режим.

После крупных и длительных поднятий, которыми был охвачен почти весь Крым, исключая восточную часть Керченского полуострова и, возможно, прогнутую часть Индольского прогиба, новая среднепоценовая трансгрессия наступила только в чокракское время. Повсеместно мы наблюдаем трансгрессивное налегание чокракских отложений на размытую поверхность различных горизонтов палеогена, мела и юры.

Площадь развития чокракского значительно более опресненного бассейна по сравнению с олигоценым сократилась на юге и севере равнинного Крыма. Мелководные прибрежные образования развиты вдоль предгорных районов вплоть до Севастополя и в северном Присивашье. Сравнительно более глубоководные условия существовали только в центральных районах равнинного Крыма и в Индольском прогибе. В чокракское время продолжалось дальнейшее унаследованное развитие Тарханкутско-Новоселовского выступа. Алминской впадины, Каркинитского и Индольского прогибов. Незначительные мощности этих отложений и их частичный размыв следующей караганской трансгрессией затрудняет достаточно детальное проведение изопахит. Но даже при этих условиях виден рост наиболее приподнятой части Тарханкутско-Новоселовского выступа и южной зоны складок Тарханкутского полуострова, где их мощности достигают 10—15 м. Максимальные мощности чокракских отложений (25—28 м) известны в Индольском прогибе в районе населенных пунктов Нижнетерекский и Советский. В северной части Керченского полуострова у мыса Казантип мощность чокрака 50 м и на востоке полуострова — до 200 м. Отложения чокрака отсутствуют на северном борту Сивашского прогиба.

После кратковременного подъема в конце чокракского времени территория равнинного Крыма вновь испытала погружение и перекрылась караган-конкскими отложениями, которые распространены значительно шире чокракских и известны в районах северного Присивашья и Симферопольского подъятия. В пределах сводовой части и склонов Тарханкутско-Новоселовского выступа караган-конкская трансгрессия срезала более древние отложения вплоть до верхнего и нижнего мела и караганские образования залегают на породах и верхнего и нижнего мела, палеогена, эоцена, олигоцене и чокрака.

Для всей изучаемой территории в это время характерны дифференцированные движения и рост отдельных структур. Только Симферопольское поднятие стало менее подвижным. В сводовой части Тарханкутско-Новоселовского выступа и отдельных локальных поднятий мощности караган-конкских отложений не превышают 10—20 м, на склонах 30—40 м. В Алминской впадине мощности до 65 м и в Индольском прогибе более 100 м. Представлены караганские отложения мелководным комплексом осадков, который содержит толстоственные пресноводные раковины. Бассейн был, очевидно, замкнутым, изолированным от остальной средиземноморской территории. Возможно, что к концу караганского века отдельные участки и сводовые части поднятий выходили из-под уровня моря.

Конкские отложения представлены также мелководными образованиями, которые в верхней части содержат фауну, живущую в водах повышенной солености, что свидетельствует о соединении бассейна с океаном. Отсутствие конкских отложений в сводовых частях отдельных антиклинальных структур следует связывать с общим поднятием территории и размывом их следующей нижнекараганской трансгрессией.

Максимум среднемиоценовой трансгрессии связан с караганским временем.

Сарматская трансгрессия развивалась постепенно, вначале бассейн был мелководным с отдельными приподнятыми островками, совпадающими с современными положительными структурами Тарханкутского полуострова. Позднее трансгрессия расширилась, вся территория была покрыта сравнительно глубоким морем, где шли образование и накопление глинистых пород. Такие условия существовали до середины среднего сармата. Во второй половине среднесарматского времени произошли глубокие изменения, приведшие к обмелению и опреснению моря, а возможно, даже к выходу отдельных участков из-под его уровня.

Нижнесарматские отложения трансгрессивно перекрывают нижележащие отложения вплоть до юры (в районе Севастополя и Балаклавы). М. В. Муратов предполагает, что нижнесарматская трансгрессия распространялась в пределы горного Крыма, и считает, что формирование плоских поверхностей плато Чатыр-Дага, Долгоруковской и Караби-Йилы связано с разрушающим действием этой трансгрессии.

В течение ниже- и среднесарматского времени продолжалось дальнейшее формирование структуры равнинного Крыма. В районе Новоселовского поднятия мощности нижнего и среднего сармата не превышают 25—50 м, на склонах увеличиваются до 60—75 м. Линии равных мощностей осадков рельефно оконтуривают южную зону поднятий Тарханкутского полуострова, Донузлавский и Войковский прогибы (до 100 м), Алминскую впадину (до 100 м), Каркинитский и Сивашский прогибы (до 125 м) и Индольский прогиб (до 270 м). Следует отметить, что для прогнутой части Индольского прогиба колебательные движения описываемого времени менее ощутимы. Здесь происходил непрерывный процесс накопления сравнительно глубоководных глинистых отложений.

К концу среднего и началу верхнего сармата происходили подъем территории и ее осушение. В пределы Крыма с Южной Украины, по данным М. В. Муратова, проникли гиппарионы и другие млекопитающие, остатки которых описаны А. А. Борисяком (1914, 1915 гг.) в районе Севастополя. О существовании континентального режима в начале верхнего сармата свидетельствуют и остатки *Helix*. Континентальные условия затем сменялись опусканием территории и образованием мелкого опресняющегося моря, которое по своим размерам было меньше среднесарматского. Особенно заметно отступление береговой линии к северу, что связано, очевидно, с положительными движениями в горной части. Опреснение верхнесарматского бассейна привело к появлению новых форм и вымиранию среднесарматской фауны.

В отдельных участках центральных районов равнинного Крыма и Тарханкутского полуострова отложения верхнего сармата отсутствуют.

Минимальные мощности верхнесарматских отложений (15—40 м) связаны с Тарханкутско-Новоселовским выступом, дальними склонами Симферопольского поднятия и бортовыми частями прогибов. В прогнутой части Сивашского и Каркинитского прогибов мощности отложений достигают 60 м в Индольском прогибе — 100 м.

В конце сарматского века море обмелело и вся территория равнинного и горного Крыма поднялась выше его уровня.

Последующие тектонические движения, способствовавшие незначительному опусканию территории и развитию трансгрессии, связаны с началом эоценового века. Погружение было действительно невелико, так как в пределах Тарханкутского полуострова среди эоценового моря существовало несколько крупных островов, вытянутых почти в широтном направлении и сложенных средне- и верхнесарматскими породами. Таким образом, к началу эоценового века локальные структуры южной и частично средней зоны Тарханкутского полуострова вышли из-под уровня моря и позднее им не перекрывались; их формирование еще к этому времени не завершилось. Южная граница эоценового бассейна продолжала сдвигаться к северу (по отношению к сарматскому). Структурный план всей территории развивался в унаследованном порядке. Медленно продолжали воздыматься Тарханкутско-Новоселовский выступ и его отдельные поднятия, а также продолжали прогибаться все отрицательные тектонические элементы.

Мощности мэотических отложений в пределах Тарханкутско-Новоселовского выступа и его склонов не превышают 20—40 м, в погруженной части Алминской впадины и Каркинитского прогиба до 60 м, в Сивашском прогибе 80—90 м и в Индольском более 100 м.

В начале мэотической трансгрессии бассейн характеризовался водами с пониженной соленостью, хотя и имел связь с океаном. В середине мэотиса море опреснилось, средиземноморская фауна вымерла и начала развиваться конгериевая фауна. К концу мэотиса море постепенно обмелело, сократилось в размерах и покинуло пределы равнинного Крыма. Поднятия предплиоценового времени длилось сравнительно недолго, после чего территория испытала следующее опускание, связанное с началом нового этапа развития в плиоцене.

Понтическая трансгрессия охватила почти всю территорию равнинного Крыма. Отдельные острова, существовавшие на Тарханкутском полуострове в мэотическое время, в понтическое увеличились в размерах.

Новые острова зафиксированы в сводовой части Новоселовских поднятий и на востоке Крыма, территориально совпадающего с зоной развития погребенного Новоцарицынского выступа.

Понтический бассейн был изолирован от океана и сильно опреснен. В. П. Колесников (1940 г.) рассматривает его как внутреннее солоноватое озеро-море типа современного Каспийского. Повсеместно (кроме прогнута части Индольского прогиба) шло образование мелководных осадков. В начале второй половины понтического века Тарханкутский полуостров, западные и центральные районы освободились от моря. Морской бассейн сохранился только в прогибах — Каркинитском, Сивашском и Индольском.

В понтическое время продолжалось дальнейшее существование Тарханкутско-Новоселовского выступа и всех отрицательных структурных элементов. Мощности образовавшихся осадков сравнительно невелики, обычно 5—10 м, на востоке Каркинитского прогиба 15 м и на юге Индольского прогиба 20 м. В конце понтического века поднятие испытали и прогибы, после чего повсеместно установился континентальный режим. Для восточных районов и северного Присивашья он был кратковременным.

В киммерийское время положительные движения, происходившие в горном Крыму, способствовали дальнейшему понижению равнинного Крыма, причем максимальное погружение испытали восточные районы и Северные Сиваш, т. е. Сивашский, Каркинитский и Индольский прогибы, где образовалось замкнутое киммерийское озеро-море и отлагались прибрежные, мелководно-лагунные, часто сильно ожелезненные осадки. Такой же замкнутой и изолированной, но более пресноводной бассейн существовал в этом районе и в куяльницкое время. На остальной территории равнинного Крыма происходило накопление континентальных красно-бурых песчаных глин, песков и галечников, которые содержат остатки позвоночных. Накоплением этих образований способствовал постепенный подъем горного Крыма и сравнительно медленное погружение равнинной части.

В пределах Тарханкутско-Новоселовского выступа киммерийские и куяльницкие образования распространены не повсеместно, встречаются отдельными пятнами и мощность их не превышает на склонах 25 м, обычно 5—10—15 м. Мощность киммерийских и куяльницких образований в Алминской впадине 60 м, в Сивашском и Каркинитском прогибах 70 м и в Индольском прогибе до 170 м. Таким образом, и в данное время продолжалось формирование всей структуры равнинного Крыма. В акчагыльское время морской режим сохранился только на востоке территории в Индольском прогибе и в восточной части Сивашского прогиба.

В плиоцене завершился следующий этап развития территории.

Позднее, в четвертичное время, повсеместно происходит развитие и формирование рельефа равнинного Крыма в том виде, в каком мы его знаем сейчас. Что касается современных вертикальных движений, которые систематически изучают по данным уровней и геолого-геоморфологических наблюдений и повторных нивелировок, то однозначно можно решить только вопрос о постоянном погружении Азовского побережья Крыма и восточных районов Присивашья. По данным повторного нивелирования и геолого-геоморфологических

наблюдений побережье Тарханкутского полуострова, Алминской впадины и горного Крыма испытывают ежегодное погружение со скоростью 1—2 мм в год. По данным же уровенных наблюдений побережье Тарханкутского полуострова поднимается со скоростью более 1 мм в год, а побережье Алминской впадины и горного Крыма погружается со скоростью до 1 мм в год.

История геологического развития Крыма в плиоценовое и четвертичное время очень подробно освещена во многих специальных исследованиях М. В. Муратова (1951 г., 1954 г., 1955 г., 1960 г.).

Карта суммарных мощностей неогеновых (без нижнего миоцена) и четвертичных отложений иллюстрирует развитие территории в течение этих двух периодов.

Минимальные мощности отложений этого комплекса связаны с Тарханкутско-Новоселовским выступом и его отдельными локальными антиклинальными структурами. В своде Мелового и Родниковского поднятий они увеличиваются от нуля до 50 м, на Оленевском и Октябрьском поднятиях от 30 до 100 м, в районе Новоселовского, Добрушино и Танино 75—100 м. Только на склонах выступа и в Донузлавском прогибе мощности возрастают до 200 м.

Такое увеличение мощностей наблюдается и по всей полосе предгорий. Значительное возрастание мощностей отмечено в Алминской впадине до 300 м, в Каркинитском прогибе до 350 м, в Сивашском до 400 м и в Индольском прогибе до 800 м.

Максимальное прогибание для этого интервала времени наблюдалось на востоке Керченского полуострова, где мощности достигли 1100 м.

По сравнению с палеогеном в средне- и верхнемиоценовое и плиоценовое время значительно замедлился процесс прогибания и накопления осадочных толщ в отрицательных тектонических элементах.

Наглядно это видно из таблицы максимальных мощностей отложений.

Возраст	Мощности отложений в отрицательных структурных элементах, м			
	Алминская впадина	восточная часть Каркинитского прогиба	Сивашский прогиб	Индольский прогиб
Палеоген и нижний миоцен	700	1650	1600	3600
Неоген и четвертичные (без нижнего миоцена)	300	350	400	800

Подводя итоги всему изложенному выше, следует сделать следующие выводы.

В доальпийский этап развития как равнинные, так и горные районы Крыма входили в обширную геосинклинальную область Тетиса и являлись связующим звеном между геосинклинальными прогибами Карпат и Добруджи, с одной стороны, и Кавказом, с другой.

Герцинский этап развития закончился в нижнем трасе (?) инверсной геосинклинали и отложением на севере Крыма красцветных пород верхней молассы (пока не вскрытых), а на юге образованием относительно мелководных известняков. В герцинской геосинклинали выделялся центральный горст — антиклинорий, сложенный породами протерозоя — нижнего палеозоя (?), протягивающийся субширотно (Новошарицкино-Симферопольская зона). Его продолжение можно проследить в пределах Добруджи (Онческу, 1960).

В начальную стадию альпийского этапа (верхний трас?) в горной части Крыма существовал флишевый прогиб, имеющий связь с прогибом Добруджи и южным склоном Большого Кавказа.

В равнинной части Крыма осадконакопление в триасе происходило лишь в пределах современной Альминской впадины (карбонатные отложения) и на южном борту Идоло-Кубанского прогиба (песчано-глинистые породы). Остальные районы равнинного Крыма оставались длительное время, вплоть до нижнего валанжина включительно, расчлененной, постепенно нивелировавшейся горной страной, в отдельные промежутки времени затопляемой морем, распространявшимся на прилегающей на юге геосинклинали. В горном Крыму, начиная с нижней юры и до верхнего мела, происходила резкая дифференциация геосинклинального бассейна на западную и восточную части. Западная часть на протяжении всего этого времени развивалась с преобладающей тенденцией к воздыманию. Восточная, связанная с Кавказской геосинклиналью, испытывала преимущественное прогибание. Граница между этими областями проходила по наиболее поднятой в современной структуре центральной поперечной зоне, отвечающей Алуштинскому, Курцовскому и Симферопольскому поднятиям. Здесь же проходила линия расположения наибольшего количества интрузий в Крыму, вероятно, связанная с поперечным глубинным разломом. Только в верхнем мелу бассейн восточной части горного Крыма, вероятно, отделился от Новороссийского прогиба, где геосинклинальный режим сохранился до эоцена.

Начиная с верхнего мела и до миоцена, горный Крым (и западная, и восточная его части) проходит стадию горообразования, которая завершается сводовым поднятием в олигоцене.

Во второй половине валанжина в равнинном Крыму устанавливается устойчивый бассейн, достигающий максимального развития в апте. В конце нижнего мела и верхнем мелу происходит формирование платформенных положительных и отрицательных структур равнинного Крыма. В течение палеогена продолжают их рост и дифференциация.

В неогене на востоке равнинного Крыма образуется Идоло-Кубанский предгорный прогиб (Муратов, 1949, 1960), который в дальнейшем был осложнен поперечным погружением Керченско-Таманской зоны.

ЛИТЕРАТУРА

Б у р ш т а р М. С. Геология и нефтегазоносность Предкавказья и Крыма. Гостехиздат, 1960.

Д и к е н ш т е й н Г. X. и др. Геология и нефтегазоносность степного и предгорного Крыма. Гостехиздат, 1958.

Е г о я н Б. Л., Е р м а к о в В. А., К и й к о К. П. Об открытии морского верхнего триаса в Ейско-Березанском районе юго-западного Предкавказья. ДАН СССР, № 138, № 6, 1961.

Л ы ч а г и н Г. А. Геологическое строение и история развития равнинной части Крыма. Труды ВНИГНИ, вып. 12, 1958.

М и л а н о в с к и й Е. Е., Х а и н В. Е. Геологическое строение Кавказа. Очерки региональной геологии СССР, выпуск 8. Изд. МГУ, 1963.

М о и с е в А. С. О херсонском (киммерийском) горообразовании и его проявлении в Крыму. Труды Ленингр. об-ва естеств., 66, вып. 1, 1937.

М у р а т о в М. В. Тектоника альпийской геосинклинальной области юга СССР. Тектоника СССР, т. 2. Изд. АН СССР, 1949.

М у р а т о в М. В. Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа. Советская геология, сб. 48, 1955.

М у р а т о в М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М., 1960.

О н ч е с к у Н. Геология Румынской Народной Республики. Изд. Инвестр. лит., 1960.