

УДК 551.244.2(470)

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ ПРИЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ В ПОЗДНЕСАРМАТСКОЕ — ПОНТИЧЕСКОЕ ВРЕМЯ

Ю. Г. Ермаков

Содержание. Проведено тектоническое районирование Причерноморской позднемезозойско-кайнозойской окраинной впадины Русской платформы по размещению фаций верхнесарматских — понтических отложений, венчающих разрез платформенных осадков. Основными элементами новейшей тектоники впадины являются крупные блок-ступени, разделенные разломами северо-восточного направления. Разломами северо-западного, субширотного и субмеридионального направлений ступени разделены на мелкие блоки, отличающиеся мощностями осадков. Возникновение Причерноморской впадины объясняется ремобилизацией (восстановлением подвижности) части края Русской платформы, приходящейся на вероятное продолжение линеамента Большого Кавказа.

В последние годы резко возрос интерес к тектонике Причерноморской впадины, расположенной к югу от Украинского щита¹. Интерес этот вызван обнаружением в пределах окраинных, различно опущенных участков Русской платформы месторождений нефти и газа, промышленных скоплений железных, марганцевых, медных руд, бокситов, полиметаллов, фосфоритов и др. Для выяснения закономерностей размещения полезных ископаемых и определения направления их поисков в пределах Украинского Причерноморья и Молдавии за последние годы был выполнен значительный объем геологических и геофизических работ. Проведены стратиграфические, литологические, тектонические и другие исследования. При этом был накоплен фактический материал, который позволяет уточнить представление о структуре Причерноморской позднемезозойско-кайнозойской впадины.

Эта впадина, расположенная в основном в пределах современной Причерноморской низменности и Бессарабского плато между Украинским щитом и эпигерцинской платформой, на северо-западе ограничена Подольским, на востоке — Приазовским поперечным и выступами фундамента Русской платформы [15]. Рассматриваемая территория имеет двухъярусное строение. Нижний структурный ярус (добайкальский фундамент) сложен комплексом архейских — среднепротерозойских изверженно-метаморфических пород, смятых в куполовидные, местами в

¹ Границы Украинского щита принимаются условно по нулевой изогипсе поверхности фундамента.

изоклинальные складки преимущественно северо-западного и северо-восточного направлений. Поверхность фундамента погружается от нуля у границы с Украинским щитом до 2600 м вблизи береговой линии Черного моря (с. Ново-Алексеевка). В пределах Буджакской степи, Одесско-Каркинитского залива и северной части Равнинного Крыма глубина залегания фундамента достигает, вероятно, 10—15 км.

На широте мыса Тарханкут и Сулинского гирла Дуная морскими сейсморазведочными работами (МОВ) установлено резкое обрывание северо-западных и северо-восточных разрывных деформаций платформенного чехла широкой зоной разломов субширотного (70—80°) направления. Эта зона, очевидно, определяет пространственное положение южной границы Русской платформы, проходящей восточнее, как это было показано еще Н. С. Шатским [25], по линии Тарханкутского валообразного поднятия. Западное продолжение тектонического шва сочленения Русской и Скифской платформ в свете данных о платформенном облике предположительно триасовых, возможно палеозойских [9, 20] пород, выходящих на о. Змеиный, следует искать несколько южнее устья Дуная, в пределах Северной Добруджи. Можно предполагать, что крупный тектонический шов Северной Добруджи по линии холмов Буджас—Николае Бэлческу, заполненный палеозойскими интрузиями гранитов и ограниченный с севера сбросом Лункавица—Консул [18, 26], представляет собой внешнее ограничение зоны шва сочленения каледоно-герцинских складчатых сооружений с ремобилизованным краем Русской платформы.

К северу от Сулинско-Тарханкутского тектонического шва докембрийский фундамент разбит на блоки разломами различного направления [8, 11, 12, 21, 22]; они могут быть намечены по седиментационным, магматическим, структурным, геоморфологическим и геофизическим признакам. Зоны разломов, вдоль которых происходили подвижки, отразившиеся на мощностях и фациях платформенного чехла, можно разделить на разломы северо-западные с азимутами 280—290, 310—320, 340—350° и разломы северо-восточные с азимутами 10—20, 40—50, 70—80°. Эти разломы по времени образования и общности направления с крупнейшими складчатыми поясами Восточной Европы можно объединить в три системы:

1) байкальскую (овручского направления) — разломы восточно-северо-восточного (70—80°) и субперпендикулярного к ним северо-северо-западного (340—350°) простирания;

2) каледоно-герцинскую (днепровско-донецкого направления) — разломы северо-западного (310—320°) и субперпендикулярного к ним северо-восточного (40—50°) простирания;

3) альпийскую (кавказского направления) — разломы западно-северо-западного (280—290°) и субперпендикулярного к ним северо-северо-восточного (10—20°) простирания.

Фундамент перекрывает платформенным чехлом, образующим верхний структурный ярус. В нем можно выделить пять структурных этажей, разделенных угловыми и азимутальными несогласиями: 1) верхнепротерозойский — среднепалеозойский, 2) верхнепалеозойский, 3) нижнемезозойский, 4) среднемезозойский, 5) верхнемезозойский — кайнозойский [3, 11, 17]. Этажи имеют свои отличительные вещественные и структурные признаки.

Верхнепротерозойский — среднепалеозойский этаж, заключающийся непосредственно на архейско-среднепротерозойском складчатом фундаменте, сложен аркозовыми песчаниками рифея — венда, песчаниками, глинистыми алевролитами, агриллитами,

известняками, доломитами кембрия, ордовика, силура. Южнее Комрат-Вилковской зоны разломов в его состав входят девонские отложения.

Верхнепалеозойский платформенный этаж сложен серо- и красноцветной молассой карбона — перми, представленной аргиллитами, алевролитами, грубозернистыми песчаниками, гравелитами с прослоями мраморовидных известняков, ангидритов и гипсов. Эта хемогенно-терригенная толща сформировалась к началу триаса перед передовым герцинским складчатым сооружением Мэчинских гор Добруджи.

Нижнемезозойский платформенный этаж представлен триас-нижнеюрскими конгломератами, песчаниками, мраморизованными известняками или же породами, подобными флишу (слой Нальбанта).

Среднемезозойский платформенный этаж сложен известняково-песчано-глинистой толщей средней и верхней юры, сформировавшейся в пределах Бырладско-Пандаклийско-Крыловской зоны блоковых опусканий южного края Русской платформы в начальную стадию ее постгерцинской ремобилизации.

Все эти этажи перекрыты комплексом верхнемезозойских — кайнозойских отложений, образующих верхний структурный этаж. Он сложен мергелями, известняками, глинами, песчаниками, конгломератами мела, палеогена и неогена, выполняющими Причерноморскую впадину, образовавшуюся в позднем мезозое в результате опускания фундамента края платформы по разломам преимущественно кавказского направления. Представления о границах и тектонике Причерноморской впадины основываются на работах А. Д. Архангельского, В. Г. Бондарчука, М. В. Муратова, М. С. Бурштара, Н. Ф. Балуховского, А. Д. Сергеева, Д. Е. Панченко и др. [1, 2, 4, 5, 6, 7, 14, 15, 16, 17, 19].

В последние годы районирование Северного Причерноморья по геофизическим данным [8, 22, 24] стало совершенно неправильно отождествляться с тектоническим районированием позднемезозойско-кайнозойской Причерноморской впадины. При этом возникло представление о решающей роли в ее формировании разломов меридионального направления. Последнее противоречит выводам ранее проведенных работ [4, 5, 6, 21] и не подтверждается исследованиями плана размещения мощностей и фаций платформенных отложений [2, 11, 12, 13, 19].

С целью установления в пределах Причерноморья блоков, отличающихся историей развития, нами проводилось районирование с применением структурно-фациального метода, основывающегося на выделении зон и участков по характеру мощностей и фаций осадочных образований.

Как известно, в пределах Причерноморской впадины вследствие значительной подвижности южного края платформы неоднократно происходили некоторые изменения расположения участков максимального осадконакопления и простирающихся фациальных зон. Эти изменения отражали усложнявшуюся в процессе развития блоковую структуру Северного Причерноморья. В основу тектонического районирования Причерноморской впадины нами положен план размещения фаций и мощностей отложений, сформировавшихся в заключительную позднесарматскую — понтическую фазу развития. Этот структурно-фациальный план отражает основные черты новейшей структуры рассматриваемой территории на момент, предшествующий позднепонтической регрессии и началу образования в Причерноморье среднелиоценовых-четвертичных (антропогеновых) континентальных образований.

Для позднесарматского — понтического структурно-фациального плана намечается несогласие в размещении мощностей и расположении фациальных зон: зона максимального осадконакопления (мощности от 40 до 100 м) протягивается в северо-западном направлении, простирание основных фациальных зон северо-восточное [10, 11]. Фациальные зоны сменяют друг друга с северо-запада на юго-восток. Первая, северо-западная (Балтская) фациальная зона сложена терригенными образованиями приморских равнин, среди которых преобладают песчанистые образования палеодельты. Вторая (Одесская) зона сложена прибрежно-морскими, а третья (Херсонская) — мелководными фациями открытого моря. Границы между зонами проходят вдоль разломов фундамента. Первые две зоны сливаются в низовьях Прута и Дуная с внешней зоной Предкарпатского краевого неогенового прогиба. Юго-западная часть третьей (Херсонской) зоны расположена в пределах Каркинитского залива.

Балтская фациальная зона имеет северо-восточное простирание. Верхнесарматские образования представлены здесь зеленовато-серыми песчанистыми глинами с гнездами и прослоями рыхлого известняка и тонкозернистого кварцево-полевошпатового песка; в подошве наблюдается большое количество песчанистого и гравелистого материала. Мощность глин 10—20 м. В районе Балты и Ананьева, в северо-восточной части зоны, глины замещаются кварцевыми среднезернистыми песками мощностью 10—30 м. В них встречаются прослой известковистых глин и глинистых известняков с мактрами верхнего сармата. В верхнесарматских породах наряду с солонатоводными часто присутствуют пресноводные и наземные моллюски, свидетельствующие о широком развитии в пределах Балтской фациальной зоны островов. Мэотические отложения представлены исключительно континентальными песчано-глинистыми осадками прибрежно-морских равнин. Преобладают алевритовые глины озер, болот и лагун. Практически эти породы немые: изредка встречаются раковины пресноводных и наземных моллюсков, а также кости наземных животных. Мощность континентальных отложений 10—20 м. Понтические слои, представленные кварцевыми глинистыми песками и песчанистыми глинами, также характеризуются незначительными мощностями. На северо-востоке распространены дельтовые образования, известные под названием балтской свиты. В диагонально-косослоистых песках свиты обнаружены ядра и отпечатки унioniда, а также обломки костей млекопитающих и черепах.

Мощности отложений верхнего сармата, мэотиса и понта резко увеличиваются в Припруто-Дунайской части территории, в пределах внешней зоны Предкарпатского краевого прогиба. Здесь среди 300—400-метровой толщи верхнесарматских — понтических образований озер и лагун бурением обнаружены глины с морской фауной позднего сармата, мэотиса и понта.

В пределах Одесской фациальной зоны верхнесарматские отложения представлены переслаиванием прибрежно-морских глин, оолито-детритусовых известняков и песков. Преобладают мелководные глины с прослоями кварцевых песков и детрита. Мощность колеблется от 20 в районе Николаева до 60 м в районе Одессы. Выше залегают прибрежно-морские осадки мэотиса — плотные алевритовые глины серовато-зеленого цвета; встречаются прослой известковистых светло-серых глин и глинистого мергеля с множеством остракод. Количество известковистого материала в глинах увеличивается к юго-востоку. Прослой мергеля постепенно замещаются прослоями и слоями органогенно-обломочного известняка, состоящего преимущественно из раковин эрвиллий. Из-

вестняки эти желтовато-серые, скорлуповатые, пористые, легкие, обычно приурочены к верхней части глинистой толщи, залегая в виде линз, прослоев и выдержанных пластов мощностью от 0,1 до 2 м. Общая мощность мзотических глин 10—20 м. Понтические отложения представлены 20-метровой прибрежно-морской толщей. В подошве залегают голубовато-серые и голубовато-зеленые известковистые глины с прослоями песков и местами конгломератов, а выше — ракушечные известняки, состоящие из обломков и целых раковин кардит, скрепленных глинисто-известковистым цементом в плотный «одесский» ракушечник. Известняки часто перекрываются песчано-глинистым слоем.

В пределах Херсонской фациальной зоны распространены породы мелководных терригенно-известняковых морских фаций. Среди верхнесарматских отложений преобладают зеленовато-серые пелитоморфные известняки и мергели с прослоями известковистых глин. Кое-где пелитоморфные известняки замещаются оолитово-ракушечными известняками, а в периферических частях зоны — песчанистыми мергелями и глинами. Мзотические отложения представлены светло-серыми или желтоватыми кальцитизированными органогенными известняками, которые вверх сменяются кавернозными обломочными кальцитизированными известняками понта. Местами они переслаиваются с оолитовыми известняками и песчанистыми глинами. Суммарная мощность верхнесарматских — понтических отложений в пределах Херсонской фациальной зоны достигает 60—100 м.

Балтскую, Одесскую и Херсонскую фациальные зоны, вероятно, следует полагать связанными с расчленением Причерноморской части платформы в позднем сармате—донте разломами северо-восточного направления на крупные блоки (ступени). Эти ступени в свою очередь разбиты разломами разных направлений на более мелкие блоки. Дифференцированное опускание последних преимущественно по разломам кавказского ($280\text{--}290^\circ$) и днепровско-днецкого ($310\text{--}320^\circ$) направлений привело к формированию в теле указанных ступеней впадины запад-северо-западного направления, полностью компенсированной осадконакоплением.

Элементы позднесарматского — понтического структурно-фациального плана платформенных отложений возникли в результате непрерывно усложнявшегося развития блоковой структуры Причерноморской впадины. Впадина возникла в альбе — сеномане в результате ремобилизации (восстановления подвижности) части края Русской платформы, находящейся на вероятном продолжении осевой линии зоны зарождавшегося мегантиклинория Большого Кавказа. В позднемиоловой этап развития зона прогибания Причерноморской впадины располагалась в западо-северо-западном направлении по линии Джанкой—Одесса—Бельцы. Меловой структурно-фациальный план был унаследован в палеоцене, раннем и среднем эоцене и характеризовался также западно-северо-западным простиранием литофациальных зон и зон максимального осадконакопления [11, 12].

В позднем эоцене — олигоцене, в связи с регенерацией разломов фундамента северо-восточного направления и активизацией нисходящих движений в глубоководной впадине Черного моря, на южный борт Причерноморской впадины наложился узкий прогиб северо-восточного простирания, поперечный по отношению к южному краю платформы. В пределах Одесского залива этот прогиб был описан по геофизическим данным А. В. Чекуновым [23]. В олигоцене, среднем миоцене, раннем и среднем сармате Причерноморская впадина через зону Одесского наложенного прогиба раскрывалась в сторону глубоководной впадины

Черного моря, а зона максимального осадконакопления переместилась в восточную, Херсонскую, часть впадины. Для структурно-фациального олигоценно-среднесарматского плана восточной части Причерноморской впадины характерно общее северо-восточное простирание литофациальных зон и зон наибольших мощностей, расположение которых контролировалось в основном разломами фундамента антикавказского направления. В этот этап западная часть Причерноморской впадины после кратковременного поднятия была вовлечена в опускание внешней зоны Предкарпатского краевого прогиба.

Новый этап ремобилизации Причерноморской части платформы и регенерации зон разломов кавказского направления начался на границе среднего и позднего сармата [10]. В позднем сармате, в мэотисе и понте в пределах Причерноморской впадины восстановилась проявившаяся в меловом периоде северо-западная ориентировка зоны максимального осадконакопления при северо-восточном простирании литофациальных зон, унаследованном с олигоцена.

Движения по северо-восточной и северо-западной системам разломов в позднем мезозое — кайнозое в пределах Причерноморской впадины протекали на фоне общего медленного опускания южного края платформы по системам субширотных и субмеридиональных разломов. В позднем мезозое — кайнозое последние активизировались лишь перед апт — альбом, ранним олигоценом, поздним сарматом, киммерий — кувальником, т. е. в моменты крупных тектонических перестроек, сопровождавшихся кратковременными поднятиями территории.

Взаимоналожение движений фундамента по разновозрастным разломам различного направления создало новейшую мозаично-блоковую структуру Причерноморской впадины. Основными элементами ее являются крупные блоки (блок-ступени), разделенные разломами фундамента северо-восточного направления. Разломами северо-западного, субмеридионального и субширотного направлений ступени разделены на мелкие блоки.

Определение границ блоков и выяснение особенностей отражения в осадочном чехле движений этих блоков имеют большое значение для поисков полезных ископаемых в Причерноморье. В зонах тектонических нарушений и на прилегающих приподнятых блоках фундамента в верхнемезозойских и кайнозойских породах Причерноморской впадины могут быть обнаружены структурные ловушки, благоприятные для накопления горючих газов. Участки сопряжения разломов северо-западного, субширотного, северо-восточного и субмеридионального направлений представляют интерес как глубоко нарушенные зоны земной коры, с которыми могут быть связаны явления вулканизма. В Причерноморской части платформы подобные участки должны явиться первоочередными объектами изучения, так как с ними могут быть связаны кимберлитовый магматизм и сопутствующие ему явления, полиметаллическое и ртутное оруденения, высоконапорные термальные подземные воды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России, ч. 1. М., 1923.
2. Балуховский Н. Ф., Сергеев А. Д. Тектоника Причерноморской впадины. «Геология СССР», 1958, т. 5.
3. Билинкис Г. М., Бобринский В. М., Бургеля Н. К., Друмя А. В. и др. Палеотектоника Молдавии. Кишинев, 1965.

4. Бондарчук В. Г. Геологічна структура Причерноморської низовини. «Доп. УРСР», 1950, № 1.
5. Бондарчук В. Г. Про тектоніку Причерномор'я. «Геол. журн. АН УРСР», 1957, т. 17, вып. 2.
6. Бондарчук В. Г. Основные вопросы тектоогенеза. Киев, 1961.
7. Бурштар М. С. Геология и нефтегазоносность платформенных областей Кавказа и Крыма. М., 1960.
8. Гаркаленко И. А., Никифоров Б. С., Коморный А. Ф. и др. Глубинное строение западной части Причерноморской впадины. «Докл. на VIII конгр. Карпато-Балканск. геол. ассоциации». Белград, 1967.
9. Друмя А. В., Иванчук П. К. О геологическом строении о. Змеиный (Черное море). «Бюл. МОИП», отд. геол., 1962, т. 27, вып. 2.
10. Ермаков Ю. Г. О резком изменении структурно-тектонического плана неогеновых осадков в средне-позднесарматскую фазу развития Причерноморской части Русской плиты. ДАН СССР, 1968, т. 179, № 1.
11. Ермаков Ю. Г. Схема тектонической структуры Причерноморской окраинной впадины Восточно-Европейской платформы. «Геотектоника», 1968, № 3.
12. Ермаков Ю. Г., Пасечный Г. В. Флексурно-разрывные зоны Причерноморской части Русской плиты. Министерство геологии СССР. Информ. сообщение, сер. «Региональн. геология и методика геол. картирования», № 4. ВИЭМС, 1969.
13. Ермаков Ю. Г., Капінос Н. М. Про одну особливість регіонального нахилу Причерноморської частини Російської плити. «Доп. УРСР», сер. Б, 1969, № 4.
14. Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. «Тектоника СССР», 1949, т. 2, М., 1949.
15. Муратов М. В. Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа. «Сов. геология», 1955, сб. 48.
16. Муратов М. В. Скифская плита. В кн.: «Тектоника Европы». М., 1964.
17. Муратов М. В., Бондаренко В. Г., Плахотный Л. Г., Черняк Н. И. Строение складчатого основания Равнинного Крыма. «Геотектоника», 1968, № 4.
18. Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики. М., Бухарест, 1960.
19. Панченко Д. Е. Причерноморська западина. В кн.: «Пояснюв. зап. до тектонічн. карти УРСР і МолдССР». Київ, 1959.
20. Ткаченко Г. Г., Пазюк Л. И., Самсонов А. И. Геология острова Змеиного (Черное море). В кн.: «Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР», вып. 3, 1969.
21. Чабаненко І. І. Розломна тектоніка України. Київ, 1966.
22. Чекунов А. В., Гаркаленко И. А., Харечко Г. Е. Глубинные разломы Северного Причерноморья и сдвиговые перемещения по ним. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1965, № 11.
23. Чекунов А. В. Основные геотектонические черты северо-западной части Черного моря в неогене. ДАН УССР, 1966, № 5.
24. Чирвинская М. В., Гуревич Б. Л. К вопросу о тектонике Причерноморской впадины. «Сов. геология», 1959, № 4.
25. Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1946, № 1.
26. Янович В., Джюшке Д., Мутхак В., Мирэуце О., Кириак М. Общий обзор геологии Добруджи, Карпато-Балканская геологическая ассоциация. Гид экскурсий, V конгресс. Бухарест, 1961.