

95. Герасимов М.Е., Бондарчук Г.К., Юдин В.В., Скорик А.Н., Федорчук В.Ф. Дивергентные структуры Азово-Черноморского региона. В сб.: “Теоретичні та прикладні проблеми нафтогазової геології”. Наукове видання в 2-х томах. Київ, ИГН НАНУ, 2000, т.1, С.100-107.

М.Е. Герасимов¹, Г.К. Бондарчук², В.В. Юдин³,
А.Н. Скорик², В.Ф. Федорук¹
КГЭ «Крымгеофизика», г. Симферополь
ГПП «Крымгеология», г. Симферополь
Украинский государственный ин-т минеральных
ресурсов, г. Симферополь

ДИВЕРГЕНТНЫЕ СТРУКТУРЫ АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОГО РЕГИОНА

Современная и древняя тектоническая активность на Земле сосредоточена в двух главных типах границ литосферных плит - дивергентных (рифтогенез и спрединг) и конвергентных (субдукция, поддвиг, коллизия)[1-8]. Первичнодивергентные структуры соответствуют этапу рифтогенеза и спрединга цикла Вильсона, а вторичнодивергентные структуры (задугового рифтинга или спрединга) связаны с этапом субдукции цикла Вильсона.

Как следствие различной геодинамической обстановки формирования, локальные дивергентные структуры резко отличаются от конвергентных. Это в основном остаточные рифтогенные поднятия, тектонические призмы, ограниченные листрическими сбросами, структуры облекания тектонических блоков, вулканогенных массивов, структуры гравигенно-тектонического оползания, рифогенные массивы и др. (рис. 1).

В фанерозойской геодинамической эволюции Азово-Черноморского региона выделяются два этапа первичной дивергенции - раннепалеозойский, раннемезозойский и два этапа вторичной дивергенции - раннемеловой, позднемеловой-четвер-тичный. В данной работе история дофанерозойской геодинамической эволюции региона не рассматривается, хотя различная активность дорифейских тектонических элементов Лавразии субмеридионального простиранья оказывала определенное влияние на особенности строения и полноту осадочного чехла пассивной окраины океана Палеотетис. Границами отдельных блоков (сегментов) южной окраины палеоконтинента являются дорифейские коллизионные швы как Голованевский, Криворожский, Орехово-Павлоградский и др. Они на юге прослеживаются до позднепалеозойской Дунайско-Терской сутуры южного падения. Исследованиями последних десятилетий доказано, что эти зоны проявляли активность вплоть до мезозойской эры. Например, отложения лейаса имеют большую мощность западнее Голованевского дорифейского коллизионного шва восточного падения. Об этом же свидетельствует развитие Генической депрессии с юрскими отложениями в разрезе западнее, то есть перед фронтом, Орехово-Павлоградской зоны конвергенции (сутуры).

Наибольший фрагмент палеозойской пассивной окраины также сохранился западнее Голованевской зоны в Придобруджинской части перикратона, ограниченной с северо-востока и востока Одесским литосферным сбросом дивергентного этапа раскрытия Палеотетиса. Встречаемые в скважинах лампрофиры являются подтверждением большой глубинности этого разрыва.

О принадлежности района северо-западного шельфа Черного моря к северной пассивной окраине океана Палеотетис свидетельствует геологический разрез о. Змеиный, хотя в современном структурном плане о. Змеиный находится в составе крупного Придунайского аллохтона (Килийско-Змеинового поднятия), ограниченного с севера региональным Придунайским надвигом, кули-сообразно сочленяющимся на востоке с Голицынским надвигом.

О структурах палеозойской пассивной окраины в восточной части северозападного шельфа Черного моря, в Крыму и на акватории Азовского моря в настоящее время не имеется достоверных данных. Это обусловлено значительными различиями в последующей

эволюции запада и востока рассматриваемого региона.

Структуры раннемезозойского этапа первичной дивергенции (раскрытие океана Мезотетис) сохранились на фрагментах пассивной окраины раннемезозойской Евразии и в рифтогенных образованиях ее окраины. К ним относятся Каменский (иди Татарбунарский) прогиб в Западном Причерноморье, Сиваш-ский прогиб в Крыму и др.

По современным сейсморазведочным данным Каменский прогиб прослеживается на северо-западный шельф Черного моря в зону Змеинового поднятия. Севернее, в пределах Белолесской пластины, установлены грабенообразные структуры, выполненные отложениями триаса. В скважинах Старотрояновская 1, Бурнасская 1, Одесские 2, 4, Безымянная 3 установлено развитие красноцветной толщи аргиллитов триаса. А в скв. Юбилейная 1, Татарбуна-ская 1, Глубокинская 2 установлены синрифтовые магматические комплексы пород триаса. О развитии отложений этого возраста в зоне Северо-Крымского прогиба свидетельствуют аргиллиты в скв. Татьянаовская 1, отнесенные к карнийскому ярусу триаса. Отложения пассивной окраины раннемезозойской Лав-разии установлены в скважине Евпаторийская 2, пробуренной в Каламитском заливе. В этой песчано-глинистой толще выявлены хорошие коллекторы и покрышки, создающие благоприятные условия для ловушек УВ. В Каламитском заливе эта толща характеризуется субгоризонтальным залеганием; она слабо деформирована на последующих этапах развития.

Внутреннее строение раннемезозойских дивергентных структур рифтогенного типа пока слабо изучено, но современные данные сейсморазведки в комплексе с накопленными результатами бурения позволяют считать реальной возможность решения этой задачи. В частности, в Западном Причерноморье можно уверенно определять кинематику листрических разрывов, ограничивающих Гривицейский, Камышевский, Белолесский, Пандаклийский, Ореховский и др. блоки в отложениях палеозоя-триаса-юр. Придунайский разрыв следует рассматривать как южного падения бортовой сброс дивергентного этапа, который в последующем инверсировал в крупный надвиг. Аналогичного типа разрывом представляется прослеживаемый севернее Болградско-Балабановский. Севернее этого разрыва располагается Причерноморская моноклираль с практически недеформированным осадочным чехлом пассивной окраины как Палеотетиса, так и Мезотетиса.

Структуры вторичной дивергенции формировались в рассматриваемом регионе на двух этапах геодинамической эволюции.

Первый этап протекал в течение средней юры - мела при закрытии северной части Мезотетиса путем причленения к краю Евразии микроконтинентов и островных дуг. При причленении микроконтинентов (террейнов) Крымии и Дзирулии поддвиганием под палеоконтинент в тыловой части формировались вулканические дуги активной окраины и задуговой Северокрымский рифтогенный прогиб. Магматизм вулканической дуги установлен в скв. Красновские, Ильичевская 2, Федоровская 1 и др. Он имеет юрский возраст.

На основе современных геолого-геофизических данных с учетом результатов бурения скважин впервые выделены составные элементы Северокрымского рифта, поэтому на этом вопросе остановимся подробнее (рис. 2). Тем более что в течение последних десятилетий основным наиболее перспективным комплексом считаются отложения нижнего мела, но представления о строении этой толщи оставались мало достоверными или даже ошибочными.

Северной границей Северокрымского рифта является Причерноморский сброс южного падения, который уверенно прослеживается от района юго-западнее Одесской структуры, через структуру Голицына, Бакальскую косу до южной границы Балашовского выступа. От восточной периклинали Голицынской структуры ответвляется на северо-восток малоамплитудный сброс южного падения, который прослеживается в Северном Присивашье до соединения с Причерноморским на южной фанице Балашовского выступа. Этот сброс следует назвать Сенерокаркинитским.

Южной границей Северокрымского рифта служит крупноамплитудный сброс северного падения. Он прослеживается от пересечения на западе с Причерноморским сбросом по северному склону Каламитского вала, севернее озера Донузлав, служит северной границей Центрально-Крымского поднятия и в районе с. Войково принимает юго-восточное направление,

прослеживаясь в направлении пос. Октябрьское - г. Белогорск. Этот крупный разрыв состоит из разнонаправленных отрезков северо-восточного, северо-западного и субширотного направлений. Объединяя их в один региональный разрыв, следует назвать его Южнобортовым.

Наибольшие мощности нижнемеловых отложений приурочены к пяти грабенообразным блокам. Это Михайловский, Тарханкутский, Северотарханкутский, Серебрянский и Сивашский грабены. Шестой грабенообразный блок (Каркинитско-Сивашский) выделяется на северном борту рифта в зоне между Причерноморским и Северокаркинитским сбросами. Для этой зоны в целом характерна весьма малая мощность нижнемеловых отложений, а грабен выражен только в отложениях нижнего мела. Внутри рифта выделено два горстообразных блока - Каркинитский на севере и Глебовский на юге.

Остальные блоки в пределах рифта являются тетическими. Среди них выделяются шесть антитетических блоков - Голицынский, Тендровский, Шмидтовский, Татьяновский, Рылеевский и Октябрьский. Более мелкие антитетические блоки можно выделить в пределах Сребрчнекого, Сивашского и Тарханкутского грабенов.

Ряд блоков имеет явно гомотетический (синтетический) тип. К ним относятся блок северного склона Каламитского вала, блоки Красногвардейской террасы и др. (рис. 2).

Как установлено практикой, в нефтегазоносном отношении прежде всего перспективны горсты и антитетические блоки. Гомотетические блоки малоперспективны или бесперспективны.

Из представленной на рис. 2 карты следует, что Северокрымский риф состоит как бы из двух рифтогенных структур разной ориентировки. Севере восточная часть рифта, включающая Каркинитско-Сивашский, Серебрянский, Сивашский грабены и Красногвардейскую террасу, имеет в целом северозападное простирание. Такое же простирание имеет область развития отложений неокома с увеличением их мощности на юго-восток в сторону Симферопольского поднятия. Северо-западнее Серебрянского и Сивашского грабенов он слабо выражен, хотя сбросы даже небольшой амплитуды весьма уверенно картируются сейсморазведкой. В юго-восточной части амплитуда сбросов уменьшается к югу по мере сужения рифтогенной структуры. Ряд локальных магнитных аномалий этого района укладывается в цепочку северо-западного направления (Красноперекопская, Северо-Джанкойская, Константиновская и др.), отображая положение палеовулканов. Эти палеовулканы являются более древними и отложениями альба перекрываются, тогда как другие палеовулканы в цепочке северо-восточного простирания иногда достигают уровня отложений кампана. Обусловленность их массивами палеовулканов доказана данными бурения и изучением физических свойств пород.

Положительными магнитными аномалиями отмечаются также палеовулканы Гарханкутекого, Серебрянского и Сивашского грабенов, протягивающиеся уже в северо-восточном направлении (Красноярский, Соколинский, Алексе-евский, Первомайский, Орловский, и др. палеовулканы).

Основная часть Северокрымского рифта расположена на северозападном шельфе, охватывает Тарханкутский полуостров. На меридиане Бакальской косы центральная часть рифта резко сужается, переходя севернее Рылеевской структуры в Серебрянский грабен.

По данным сейсморазведки в центральной части рифта картируется ряд палеовулканов на уровне нижнемеловых отложений, но они не находят отображения или очень слабо отображаются в магнитном поле. Это отличие характера магнитного поля над палеовулканами в северо-восточной и центральной частях рифта, по-видимому, свидетельствует о разных источниках их генерации.

Представляется, что описанная выше северо-восточная часть рифта, имеющая северозападное простирание, отображает процесс задугового рифтинга при причленении террейна Крыма, который был зажат между краем Евразии и надвигающимся на нее палеомикроконтинентом Мизия. По-видимому, битакские (северного сноса) и демерджийские (южного сноса) конгломераты соответствуют фрагментам краевых прогибов, наложенных на северную и южную окраины палеотеррейна Крыма при поддвигании его под Евразию и Мизию.

Основная часть Северокрымского рифта имеет четко выраженное северо-восточное простирание и, по-видимому, соответствует этому приращению палеомикроконтинента Дзирулия путем поддвижения между микроконтинентом Мизия и террейном Крыма (краем Евразии). Современным аналогом такого поддвижения является Апусения (Адрия), зажатая между Апеннинскими и Динаридами. На этом этапе в зоне террейна Крыма формировалась невулканическая островная дуга, а в зоне Центрально-Крымского поднятия междугорной прогиб. Об этом свидетельствуют повышенные мощности отложений апта, представленных в основном черными аргиллитами. Вулканическая дуга формировалась в зоне Каламитского вала, о чем свидетельствуют магматические комплексы, встреченные в скв. Ильичевская 2, Федоровская 1, на Октябрьской площади и др.

В тыловой части упомянутых дуг формировался Северокрымский рифт.

О различии истории развития упомянутых двух частей рифта свидетельствуют и особенности строения кайнозойских прогибов. Оси Каркинитско-Сивашского прогиба и Михайловской впадины кулисообразно смещены и имеют унаследованные простирания. На наш взгляд, это свидетельствует о различной степени тектонической активизации в кайнозое над двумя частями рифтовой структуры нижнемелового возраста. Причем большее погружение испытала Михайловская впадина. Каркинитско-Сивашский прогиб на юго-востоке через зону Скифской плиты (Нижнегорская седловина) соединяется с Индоло-Кубанским кайнозойским прогибом рифтогенной природы.

Этот этап активизации соответствует времени формирования Западно-Черноморского и Восточно-Черноморского рифтов кайнозойского возраста.

Они, как и Черноморская мегавпадина в целом, представляют из себя структуры задугового спрединга в тылу главной кайнозойской зоны конвергенции при поддвижении Аравийской и Африканской литосферных плит под активную окраину Евразии. Поэтому упомянутые кайнозойские прогибы (Каркинитско-Сивашский, Индоло-Кубанский, Михайловская впадина), формировавшиеся синхронно с рифтами Черноморской мегавпадины, входят в систему Паратетиса.

Представленные результаты подтверждают принципиальное отличие структурного плана нижнемелового комплекса от такового вышележащих комплексов верхнего мела и кайнозоя. В формировании их структурного плана главенствующую роль играет тангенциальное сжатие. На конвергентном этапе развития региона выделенные блоки и разрывы дивергентного этапа играют существенную роль в формировании структурного плана всего осадочного чехла, что должно учитываться при обосновании направлений работ и выборе наиболее перспективных объектов.

1. Хаин В.Е., Соколов Б.А. Рифтогепез и нефтегазоносность: основные проблемы.// Геологический журнал, 1991.-N15-С. 3-12.
2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. - М.: Наука, 1993. -192 с.
3. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. - М: Наука, 1993. - 456 с.
4. Хаин В.Р., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. Учебник. - М.. Изво МГУ, 1995.-480 с.
5. Герасимов М.Е. О геодинамике и нефтегазоносности Черноморского региона.// Геология нефти и газа. - 1995. - N8. - С. 4-11.
6. Герасимов М.Е. Рифтогенные структуры Азово-Черноморского региона.// Нафта і газ України - 98. - т.1. - Полтава, 1998. - С. 286-287.
7. Николаев В.Г. Структуры земной коры и рифты.// Геофизика. - 1999. - N1. - С. 61-68.
8. Герасимов М.Е., Бондарчук Г.К., Скорик А.Н. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Черноморского бассейна.// Геология и полезные ископаемые Черного моря. Киев. 1099. -С 86-91