

УДК 551.24

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЧЕРНОМОРСКО-КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА¹

Хаин В. Е.², Попков В. И.³, Юдин В. В.⁴, Чехович П. А.⁵

BASIC PERIODS OF TECTONIC DEVELOPMENT IN THE BLACK SEA AND CASPIAN SEA REGION

Khain V. E., Popkov V. I., Yudin V. V., Chekhovich P. A.

Study into the deep geological structure of the Black Sea and Caspian Sea region using modern geological and geophysical materials gave the opportunity to discover principle regularities of tectonics and history of the development of the Southern frame of the East-European platform. Five full and incomplete cycles of development have been identified, which do not always correlate with global epochs of tectogenesis. These regularities make it possible to apply a new approach to tectonic zoning of the region as well as forecast minerals.

Черноморско-Каспийский регион в последние годы привлекает к себе повышенное внимание как в России, так и за ее рубежами. Объясняется это открытием крупных скоплений нефти и газа в Каспийском море и высоко оцениваемыми перспективами акваторий Черного и Азовского морей. Не исчерпали своих резервов и старые нефтегазоносные районы Предкавказья, где активно ведутся геологоразведочные работы. Вместе с тем необходимо отметить, что геологическое строение региона является достаточно сложным и, несмотря на многолетие исследования, многие принципиальные вопросы истории его тектонического развития остаются не до конца раскрытыми.

В последнее десятилетие получен новый разноплановый геолого-геофизический материал, требующий обобщения в масштабе региона в целом. Попытка такого синтеза принята в виде составления новой Тектонической карты Черноморско-Каспийского регио-

на и Объяснительной записки к ней. Работы над картой были начаты несколько лет назад и в настоящее время находятся в завершающей стадии. Излагаемые ниже сведения являются составной частью этого крупного проекта.

В истории тектонического развития рассматриваемой территории выделяется несколько тектонических этапов. Неравномерность фактического материала, определяющая наши знания о том или ином комплексе пород, обуславливает неодинаковую достоверность, а порой и определенную схематичность изложения последовательности геологических событий. Особенно это касается ранних этапов, которые изучены наиболее слабо.

Постановка новых вопросов и попытка их разрешения послужат дальнейшему прогрессу в представлениях о развитии Черноморско-Каспийского региона как крупного сегмента земной литосферы.

¹ Работа выполнена в рамках проекта составления новой «Тектонической карты Черноморско-Каспийского региона» и Объяснительной записки к ней, а также при поддержке РФФИ 2006юг (06-05-96621).

² Хаин Виктор Ефимович, академик РАН, д-р геол.-минерал. наук, профессор Геологического института РАН, г. Москва.

³ Попков Василий Иванович, академик РАЕН, д-р геол.-минерал. наук, профессор, заведующий кафедрой региональной и морской геологии, декан геологического факультета Кубанского государственного университета.

⁴ Юдин Виктор Владимирович, академик Академии горных наук Украины, д-р геол.-минерал. наук, профессор, зав. отделом геолого-технологических исследований нерудных полезных ископаемых Крымского отделения Украинского государственного геологоразведочного института (г. Симферополь)

⁵ Чехович Пётр Андреевич, канд. геол.-минерал. наук, заведующий сектором Геологического музея МГУ, г. Москва.

Эволюция юга Восточно-Европейского кратона или, в традиционном понимании, Восточно-Европейской платформы (ВЕП), — весьма сложная. Согласно принципу актуализма, здесь выделяются палеогеодинамические режимы и закономерные их смены, аналогичные современным. Палеомагнитные реконструкции, сделанные в лабораториях разных стран, структурные палинспастические реконструкции и анализ литодинамических комплексов в южном обрамлении ВЕП однозначно доказывают существование крупных палеоокеанов, которые ныне полностью субдуцированы, а также древних микроконтинентов и островодужных террейнов, объединенных в настоящее время в единый кратон. Основу современного структурного плана региона составляют выделенные, прослеженные и обоснованные по возрасту и наклону коллизионные швы-сутуры. Это скрытая Донецкая сутура (пермско-среднетриасовая), Северокрымская (каменноугольно-пермская), Предгорная (юрско-раннемеловая) и, расположенная в южном ограничении ВЕП, неоген-четвертичная сутура [1–4]. Магматические комплексы юга ВЕП приурочены к активным окраинам и расположены вдоль сутур по их падению, а также к рифтогенно-спрединговым зонам. В регионе выделяются 5 полных и незавершенных циклов развития (PR, PZ_{1–3}, D₂–T₁, T₃–K₁, K₂–Q), которые не всегда коррелируются с глобальными эпохами тектогенеза.

Добайкальская (донеопротерозойская) история. Северная часть рассматриваемой территории подстилается кристаллическим фундаментом раннедокембрийского возраста и первоначально относилась к палеоконтиненту, именуемому Балтикой. Кора этой области была сформирована не позднее конца раннего протерозоя, т. е. 1,7–1,65 млрд лет тому назад. Она включает элементы как эпиархейской, так и эпианнепротерозойской консолидации, известные в пределах юго-восточной части Воронежского массива, в Приазовском массиве и Ростовском выступе. Тот же фундамент подстилает, вероятно, Астраханно-Актюбинскую зону поднятий на южной периферии Прикаспийской впадины. Как далеко он простирается к югу в направлении Предкавказья, достоверно не установлено, но, во всяком случае, находится южнее полосы Маньчжских прогибов. Неизвестно также, что происходило в области его распространения в среднем протерозое, т. е. до 1,0 млрд лет то-

му назад. Из общих соображений глобального порядка следует, что, скорее всего, в среднем протерозое Балтика входила в состав суперконтинента Родиния и рассматриваемая ее часть в среднем протерозое представляла сушу. В это время она должна была примыкать к будущей Гондване, ближайшие раннепротерозойские континентальные элементы которой сохранились в центральном Афганистане и Восточной Африке («Нильский кратон»).

В пределах Главного хребта Большого Кавказа и на юге Малого Кавказа изотопной геохронологией получены отдельные гренильские (~1,0 млрд лет) датировки, скорее всего, не указывающие на существование самостоятельного среднепротерозойского подвижного пояса. Они вообще нетипичны для Средиземноморского пояса, поскольку его первая генерация — Прототетис заложилась в неопротерозое непосредственно на раннедокембрийском фундаменте.

Западнее, в более изученном Украинском щите, выявлены крупные субмеридиональные позднеархейско-протерозойские коллизионные сутуры западного наклона и оперяющие их разномасштабные разрывы с меланжами [5]. Они расчленяют щит на блоки-террейны, сложенные метаморфизованными осадочными и магматическими образованиями основного и ультраосновного составов. На юге и северо-востоке все они срезаны более молодыми палеозойскими сутурами.

Байкальский (неопротерозойско-кембрийский) этап. В противоположность мезопротерозойским образованиям, неопротерозойские, в основном верхнерифейские литодинамические комплексы, широко распространены в южных районах, относящихся к Предкавказью и Большому Кавказу. Они представлены осадочно-вулканогенными толщами, метаморфизованными в зеленосланцевой или амфиболитовой фации и местами прорваны гранитоидами натровой серии, впрочем, не образующими крупных плутонов. Все эти образования возникли в пределах сформировавшегося в процессе распада Родинии океанского бассейна Прототетис и его северной периферии. Присутствие в зоне Главного хребта Большого Кавказа, в Клычском тектоническом покрове, офиолитов с возрастом 600 ± 20 млн лет указывает на существование бассейна с океанской корой. Скорее всего, это было лишь окраинное море Прототетиса, основной бассейн которого находился на долготях уже в Закавказье, а ось окраинноморского

бассейна проходила вдоль современного южного склона Большого Кавказа.

Как показывают радиометрические датировки и некоторые геологические данные по Минераловодскому району южного Предкавказья, первая фаза деформаций сжатия, регионального метаморфизма и гранитообразования приходится на венд, а вторая фаза — на поздний кембрий. Уже в результате первой фазы должно было произойти осушение бассейна в пределах рассматриваемой территории и ее преобразование в кембрии в часть эпибайкальского перигондванского кратона.

Каледонский этап (ордовик–средний девон). Этот этап в качестве самостоятельного можно выделить лишь условно, принимая во внимание переломный характер событий середины девона. Каледонская эволюция началась с раскрытия в раннем палеозое широкого фрагмента океана Палеотетис, отделившего от Лавразии микроконтинент, а точнее островодужный террейн, Скифию. Позже, в среднем-позднем девоне, в результате рифтинга от затухающего луча спрединга в Палеоазиатском океане, от Лавразии были отчленены еще два микроконтинента — Украиния и Турания [1, 2]. В позднем палеозое-раннем триасе в результате субдукции и коллизии, Палеотетис с авлакогеном были субдуцированы с образованием Северокрымской и Донецкой сутур, соединенных диагональным Таганрогским швом.

Большая северная часть региона, включая северное Предкавказье до линии Тимашевской и Ногайской ступеней, оставалось вплоть до середины девона сушей и развивалась в платформенном режиме. Но на юге в пределах севера Крыма и Предкавказья, вероятно, не позднее ордовика возник новый океанический бассейн, теперь уже Палеотетиса, получивший название Архызского. После его закрытия в конце палеозоя-триасе в зоне конвергенции сформировалась надрегиональная Северокрымская коллизионная сутура. Она прослеживается от Добруджи через Голицынский надвиг, Перекоп, Северное Предкавказье до Западного Каспия, Апшерона и, по-видимому, уходит на Копет-Даг. Шов сопровождается динамометаморфическими комплексами с фрагментами офиолитового меланжа.

Севернее сутуры, на пассивной окраине Лавразии формировался крупный Предскифийский краевой прогиб с позднепалеозойскими молассами и потенциально нефтегазонос-

ными структурами [1]. Южнее, на активной окраине Скифской плиты, синхронно проявилась зона магматизма [1, 4]. В Добрудже, Равнинном Крыму, на Азовском валу, Кавказе и в Предкавказье под мезозойскими и кайнозойскими толщами южнее сутуры вскрыты активноокраинные магматические тела позднего палеозоя.

Океанская кора Палеотетиса представлена офиолитами, образующими тектонические покровы в зонах Передового хребта и Бичесынской (Лабино-Малкинской). Их обломки присутствуют в силурийских (?) и/или девонских олистостромах Передового хребта, а также в гальках моласс Предскифийского прогиба.

Радиометрические датировки указывают на проявление как в Главном, так и в Передовом хребтах Большого Кавказа, по крайней мере двух фаз каледонской конвергенции, выразившихся в надвигообразовании в Главном хребте (с северной вергентностью), в метаморфизме и гранитоидном плутонизме. Эти процессы были связаны с субдукцией океанской литосферы бассейна Южного склона, начавшейся еще в венде, а в Передовом хребте — с более поздней субдукцией литосферы Архызского бассейна. Однако до коллизии и горообразования на каледонском этапе дело не дошло, судя по полному отсутствию моласс. Орогенный комплекс образовался позднее, в карбоне-перми-раннем триасе, что еще раз подчеркивает отличие и самостоятельность эволюции региона от глобальных эпох тектогенеза, выявленных в других тектонотипических районах.

В Передовом хребте Большого Кавказа над зоной субдукции со стороны Архызского бассейна возникла активная окраина с магматизмом. Ее западное погребенное продолжение прослеживается вдоль Каневско-Березанского и Азовского валов в Равнинный Крым и акваторию Черного моря. Магматизм в зоне Главного хребта присутствовал и в раннем палеозое, но тогда он был связан с дивергентным режимом формирования Палеотетиса.

Как уже отмечалось, крупные события произошли во второй половине девонского периода севернее. К ним относится, прежде всего, зарождение Донецкой рифтовой системы — (Припятско-Днепровско-Донецко-Каспийского авлакогена), отделившего от Лавразии микроконтиненты Украинию и Туранию. После конвергенции на месте авлакогена сформировались Складчатый Донбасс,

Кряж Карпинского и дислокации Мангышлака.

По последним данным все эти структуры представляют собой единую складчато-надвиговую область пермско-триасового возраста со скрытой Донецкой сутурой южного наклона [3]. К северу от сутуры, на пассивной окраине Лавразии формировались надвиги южного падения и в их автохтоне — Преддонецкий краевой прогиб. В Южном Донбассе выявлены высокоамплитудные обратные надвиги северного наклона с меланжами и крупный ретрошарьяж [4]. Здесь же, на активной окраине, проявился синхронный магматизм перми-триаса. В восточных районах, на южном обрамлении кряжа Карпинского, в автохтоне ретронадвигов синхронно формировался тыловой Манычский прогиб. Минимальная амплитуда сжатия структур в Донбассе составляет более 150 км. На запад она постепенно уменьшается и к востоку — увеличивается.

На крайнем северо-востоке региона в позднем девоне, очевидно, в результате того же континентального рифтогенеза, формировался Прикаспийский некомпенсированный глубоководный бассейн с корой океанского или субокеанского типа, просуществовавший в таком виде до кунгурского века ранней перми. Он был окаймлен с юга и юго-востока поясом карбонатных платформ на древней континентальной коре, отделявшим его от открытого моря окраины Палеотетиса [6].

Герцинский этап (поздний девон — ранняя пермь). Он неразрывно связан с каледонским и выделяется в районе лишь традиционно. На этом этапе продолжалось активное погружение Прикаспийской впадины, некомпенсированное осадками, и рост окружавших ее с юга и юго-востока карбонатных платформ, частично размещавшихся и на акватории Северного Каспия (Кашаган, в частности). Происходило активное заполнение осадками Донецко-Каспийской рифтовой системы, и накопление терригенных осадков на Скифской плите и ее закаспийском, Туранском продолжении [7]. Передовой хребет Большого Кавказа в раннем карбоне ненадолго был зоной карбонатного накопления.

Между тем, в Главном хребте нарастала тектоно-магматическая активность. Первый ее импульс приходится примерно на рубеж девона и карбона, второй — на середину визейского века. Он затронул и зону Передового хребта. Кульминация наступила в конце раннего и в среднем-позднем карбоне, ознаме-

новавшись не только надвигово-шарьяжными деформациями с преобладанием северной вергентности, но и массовым внедрением относительно крупных плутонов синскладчатых коллизионных гранитоидов. Все это явилось следствием коллизии между блоками Главного и Передового хребтов с образованием Пшекиш-Тырныаузского шва. Эти процессы сопровождались горообразованием в зоне Главного хребта. Продукты размыва возникшего горного рельефа накапливались в наложенных впадинах Предскифийского передового прогиба. Это угленосные молассы среднего — верхнего карбона и красноцветные грубообломочные в перми. В бассейне Южного склона продолжалось погружение, а его литосфера субдуцировалась под зону Главного хребта.

Начавшись в середине визе, к середине ранней перми складчато-надвиговые деформации распространились на Предкавказье и далее на Донецко-Каспийскую рифтовую систему. В Предкавказье и Закаспии им сопутствовал региональный метаморфизм низших ступеней зеленосланцевой фации и внедрение довольно многочисленных плутонов гранитоидов [7], сходных с таковыми Большого Кавказа. В итоге все это привело к формированию палеозойского складчатого основания Скифской и Туранской плит, частично на севере наложенных на более древний докембрийский кристаллический фундамент.

В кунгурско-казанское время Прикаспийская впадина стала заполняться мощной толщей солей благодаря тому, что она оказалась отрезанной от океана Тетис и его периферии новообразованным Донецко-Каспийским кряжем. После заполнения глубокой впадины солями поверх них, уже в мелководноморских или лагунных условиях, здесь отлагались красноцветные обломочные, частично карбонатные образования верхней перми и триаса. Донецкая складчато-надвиговая область (Донецкий кряж и кряж Карпинского) испытывали относительное поднятие. Севернее в автохтоне возник Преддонецкий краевой прогиб, переходящий на северо-востоке в Предуральский. В южной части Донецко-Каспийской складчато-надвиговой области и на Мангышлаке в автохтоне ретронадвигов происходило формирование Манычского тылового прогиба. В отличие от Преддонецкого передового, Манычский тыловой прогиб располагался на активной окраине Турании. В перми-триасе здесь проявлялся синхронный активноокраинный магматизм в виде интруз-

живных и вулканических тел. Они расположены на расстоянии вдоль Донецкой коллизионной сутуры южного падения [3, 4] и прослеживаются от Южного Донбасса до Мангышлака. Конвергенция сопровождалась интенсивными складчато-надвиговыми и сдвиговыми деформациями раннеиммерийской эпохи орогенеза [7]. Они затронули кряж Карпинского и Донецкий кряж, вызвав их надвигание в обе стороны.

К середине триаса, после коллизии Украины, Туралии и Скифии, практически вся территория вплоть до южного склона Большого Кавказа стала южной частью стабильной литосферной плиты, именуемой Лавруссией (Лавразией). На ее территории установился платформенный режим, однако он не был везде спокойным и отдельные зоны развивались более активно.

В позднем триасе в результате рифтинга и спрединга в южной части региона сформировался широкий палеоокеан Мезотетис. От Лавразии на 1,5–2 тыс. км были отделены территории Крыма, Мизия и др. На них местами сохранился рифтогенный магматический и осадочный комплексы. При последующей конвергенции, в течение юры-раннего мела, северная часть Мезотетиса была уничтожена [1]. В результате синхронно образовались следующие литодинамические комплексы [1, 2, и др.]:

- 1) Предгорная коллизионная сutura северного наклона с динамометаморфитами и фрагментами офиолитов;
- 2) активноокраинный юрско-меловой магматизм в Равнинном Крыму и на Кавказе;
- 3) задуговой рифтинг, сформировавший Северокрымский раннемеловой прогиб;
- 4) Битакский краевой прогиб, выполненный молассой юры – раннего мела на пассивной окраине террейна Крыма.

Кроме того, в самом Горнокрымском террейне, в течение средней юры формировался сложный комплекс островодужного магматизма, моласс и складчато-надвиговых структур, фиксирующих зону субдукции располагавшуюся южнее.

Восточнее Крыма к концу триаса относится образование мощного вулканоплутонического пояса, прослеживающегося через юг Западного Предкавказья в Восточное Предкавказье (так называемая ногайская серия). Его продолжение вскрыто скважиной в северо-восточном Азербайджане (площадь Агзыбиргала), а по другую сторону Каспия

оно обнаруживается на Красноводском полуострове.

В то же время на участках Скифской плиты, не затронутых этими событиями, в триасе осадконакопление происходило в спокойных условиях мелкого эпиконтинентального морского бассейна с широким развитием карбонатных пород и подчиненном терригенно-пелитовых. Ближе к Большому Кавказу появляются рифовые постройки, а в зоне Передового хребта триас близок по своему типу и фауне к восточно-альпийскому. В конце триаса море на какое-то время покинуло всю рассматриваемую площадь.

Позднеиммерийско-альпийский этап (юра – квартал). Этот этап имел решающее значение для формирования структуры всей южной части региона. Его начало знаменуется продолжением раскрытия глубоководного морского бассейна Мезотетис.

Большекавказский окраинно-морской бассейн Мезотетиса в ранней и средней юре заполнялся мощной темно-сланцевой, частично флишовой (турбидиты) формацией с подчиненными бимодальными вулканитами. В северном борту бассейна на рубеже аалена и байоса проявились деформации сжатия, но в его центральной части осадконакопление продолжалось непрерывно вплоть до эоцена включительно. Однако с переходом от средней к поздней юре формационный тип осадков претерпевает изменение. Темносланцевая формация, нередко именуемая аспидной, сменяется типичным флишем с заметным участием в составе пород карбонатного материала. В оксфорде на северном борту бассейна возникает протяженный барьерный риф, в тылу которого на Скифской плите в пределах будущих краевых прогибов — Восточно- и Западно-Кубанского и Терско-Каспийского — в конце юры обособляются солеродные бассейны. Барьерный риф в оксфорде образовался и на южном краю бассейна Большого Кавказа: на западе его образования обнажаются в Сочинском районе, а на крайнем востоке он прослеживается до каспийского побережья, как и северный риф.

Территория к северу от Мезотетиса в ранней юре развивалась в континентальном режиме. На фоне преобладающей денудации в остаточных прогибах, в частности Ейском и Восточно-Мангычском, накапливались озерно-аллювиальные угленосные обломочные осадки. Суша прорезалась реками, дельты которых находились в северной зоне Большого

Кавказа. Особенно крупная дельта располагалась в Северном Дагестане. Она принадлежала реке, пересекавшей Средний Каспий в направлении от Мангышлака. На северной периферии бассейна проявлялся вулканизм, преимущественно кислый.

В конце лейаса началось затопление южных районов Предкавказья, а в средней юре уже большая часть его площади, а также Туранская плита с Прикаспийской впадиной оказались покрытыми морской трансгрессией. Осадконакопление стало преимущественно глинистым, за исключением келловей. Келловейские отложения залегают трансгрессивно и несогласно на подстилающих и имеют песчано-карбонатный состав. В оксфорде, как отмечалось выше, получают развитие рифы, которые протягиваются вдоль зон продольных и поперечных разломов, а в их тылу в киммеридже-титоне возникают солеродные лагуны. Севернее, на собственно Скифской плите, море приобретает более нормальную соленость, очевидно, благодаря притоку пресных вод с севера, и в составе маломощных осадков преобладают карбонаты.

В течение поздней юры произошло обособление сначала Минераловодского, а затем и Адыгейского выступов, расчленивших южную часть Предкавказья на будущие Терско-Каспийский, Восточно-Кубанский и Западно-Кубанский прогибы, а еще раньше началось относительное поднятие Ставропольского свода.

На рубеже юры и мела, т.е. в позднекиммерийскую эпоху тектогенеза, на рассматриваемой территории проявились общие поднятия, вызвавшие осушение значительной части Скифии, кроме юго-восточных районов Чечни и Дагестана. Северный борт окраинного моря подвергся значительным деформациям и здесь началось образование олистостромов, известных как на Северо-Западном, так и на Юго-Восточном Кавказе. Причем среди олистолитов преобладают обломки верхнеюрских рифовых известняков, но на западе известны и древние кристаллические породы. Несколько изменился характер осадконакопления во флишевом бассейне — преобладание получили терригенные породы. Восточное Предкавказье, центральное и южное Ставрополье, а также Туран были довольно быстро снова затоплены морем, а в Западном Предкавказье это началось лишь в апте. В альбе трансгрессия стала всеобщей. Тем временем на юго-восточном Кавказе опять же в север-

ном борту окраинноморского бассейна в середине апта произошло шарьирование к югу верхнеюрских рифовых массивов на неоконечноаптские глины.

В Крыму примерно к этому времени закончилось становление его первичной южновергентной надвиго-меланжевой структуры [1, 2]. В результате коллизии по Предгорной сuture на севере, в Равнинном Крыму и по простиранию в акваториях образовался активноподнятый магматический комплекс, датируемый от юры до раннего мела — сеномана. Южнее шва накопилась моласса Битакского краевого прогиба того же, юрско-раннемелового возраста. Сама сутурная зона состоит из мощного динамометаморфического меланжа с кластолитами офиолитовой триады. По последним данным бурения, она полого наклонена к северу и в параавтохтоне содержит абиссальные толщи раннего мела.

Южнее, в конце раннего мела, в результате масштабных экзогенных процессов сформировалась мощная Горнокрымская олистострома. Она сложена многочисленными крупными олистолитами и олистоплаками из верхнеюрских известняков и конгломератов, сползших с юга. Аналогичные образования есть в Турции, но там движение массивов было к югу. Причиной гравигенного процесса было предрифтовое поднятие на месте еще не раскрывшегося задугово-спредингового бассейна Черного моря. Аналогичные олистостромы известны и на Кавказе.

В позднем мелу — палеогене в результате схождения Африканской и Евразийской плит, в тылу этой глобальной зоны конвергенции северного наклона, образовался задугово-спрединговый бассейн Паратетиса. Он представлен субокеаническими впадинами: Западнечерноморской, Восточнечерноморской, Южнокаспийской, а также впадиной, полностью уничтоженной ныне на Малом Кавказе.

На пассивной окраине Паратетиса в Равнинном Крыму, в Предкавказье и вдоль южного борта бассейна Большого Кавказа, повсеместно установилось господство спокойного тектонического режима. Это было время максимальной трансгрессии, приведшей в условиях теплого климата к повсеместному накоплению карбонатных осадков — шельфовых в пределах стабильных территорий, включая северный склон Центрального и Восточного Кавказа, и более глубоководных карбонатно-флишевых с турбидитами в окраинноморском

бассейне. На северном борту Юго-Восточного Кавказа образовались олистостромы. В пределах Скифской плиты продолжался рост некоторых поднятий (Ставрополье, Прикумская зона), а в Прикаспийской впадине в триасе — формирование соляных куполов.

На границе мела и палеогена происходит новая активизация предрифтовых поднятий, а в некоторых северных регионах отмечаются и деформации сжатия. К ним относятся северная окраина Донбасса, испытывающая инверсию зона Доно-Медведицких дислокаций, юго-восточное погружение Большого Кавказа. Здесь самым главным событием явилось начало раскрытия в палеоцене Восточно-Черноморской глубоководной впадины в процессе рифтового растяжения и глубокой деструкции континентальной коры. Остаточным поднятием подводного хребта Андрусова–Архангельского она отделяется от ранее образованной Западно-Черноморской впадины.

В позднем палеоцене трансгрессия возобновилась и в течение раннего палеогена карбонатный материал продолжал играть существенную роль в составе осадков, но возросла роль глинистой (мергели, известковистые глины на платформе), песчаной компонент (флиш Большого Кавказа).

Альпийский орогенный этап (олигоцен квартал). Конец эоцена – начало олигоцена — важнейший переломный момент в развитии рассматриваемого региона, как и всего Альпийско-Гималайского пояса, ознаменовавший его вступление в орогенный этап развития. В это время в бассейне Большого Кавказа возникает поднятие, первым признаком появления которого служат мощные олистостромы на обоих склонах хребта. На северном склоне олистолиты и олистоплаки в основном представлены верхнемеловыми известняками и нижнепалеогеновыми мергелями, что свидетельствует о том, что нарождавшееся поднятие стало освобождаться от покрывавшего в позднем мелу и раннем палеогене карбонатного чехла. На южном склоне это преимущественно верхнеюрские известняки и среднеюрские порфиристы с ограничивавшей бассейн вулканической дугой.

К северу от Большого Кавказа, в Керченско-Таманском опускании и в Черном море образовался обширный майкопский бассейн, наиболее глубокие части которого были приурочены к зарождавшимся в эту же эпоху Индоло-Кубанскому и Терско-Каспийскому

прогибам. Майкопский бассейн к северу от Большого Кавказа распространялся от Восточного Крыма до Мангышлака, а к югу от Кавказского хребта — вплоть до Малого Кавказа и Талыша, охватывая также почти весь Средний-Южный Каспий и Черное море.

В Черном море майкопские слои отлагались в Туапсинском и Восточно-Черноморском прогибах по обе стороны вала Шатского и в Западно-Черноморской впадине, несогласно прислоняясь к их рифтогенным склонам. В Каспии они заполняли Северо-Апшеронский и лежащий на его западном продолжении Кусаро-Дивичинский прогиб. Другой периклинальный по отношению к Большому Кавказу прогиб вдавался из северной части Южного Каспия вдоль южного склона Большого Кавказа между его осевой зоной и реликтом Северо-Закавказской вулканической дуги.

В майкопском бассейне в течение олигоцена и раннего миоцена в условиях недостатка кислорода накопилась мощная, в основном глинистая, темноцветная толща, обогащенная органическим веществом. В среднем миоцене все эти бассейны обмелели, стали опресняться, временами утрачивая связь со Средиземным морем, а осадконакопление протекало в них уже в нормальных условиях.

В позднем миоцене происходят принципиально новые крупные изменения. Они связаны, в конечном счете, с отколом Аравийской микроплиты от Африканской литосферной плиты и с началом ее самостоятельного продвижения к северу. Под влиянием ее напора Закавказская микроплита стала активно пододвигаться под Евразийскую плиту, а южный край последней — испытывать интенсивные деформации сжатия. Они привели не только к надвиго-покровным южновергентным деформациям, но и к общему воздыманию Большого Кавказа, вступившего в позднеорогенную стадию своего альпийского развития. Это отразилось в смене морских тонкообломочных моласс в краевых прогибах грубыми и, в основном, континентальными. Другим важным следствием произошедшей коллизии явилось образование против выступа Аравийской микроплиты Транскавказского меридионального поднятия, включавшего Минераловодский выступ и Ставропольский свод. Это, в свою очередь, вызвало распад Понто-Каспийского бассейна Паратетиса на самостоятельные Черноморский и Каспийский бассейны и к образованию на их перифе-

рии Азово-Кубанской и Кумско-Терской впадин.

После среднего сармата связь между Черноморским и Каспийским бассейнами периодически осуществлялась через пролив между Ставропольским сводом и Минераловодским выступом.

В начале плиоцена произошло полное осушение Среднего и Северного Каспия; воды отступили в Южно-Каспийскую впадину, где уровень остаточного водоема понизился до полукилометра ниже уровня океана. Вдоль северной части Каспия протянулась долина палео-Волги, дельта которой располагалась на широте Апшеронского полуострова [6, 7]. Вместе с палео-Курой и палео-Аму-Дарьей они заполнили своими отложениями в раннем плиоцене Южно-Каспийскую впадину, образовав многокилометровую толщу, именуемую в Азербайджане продуктивной, а в Туркменистане — красноцветной. Аналогичные отложения заполнили также Кусаро-Дивичинский и Северо-Апшеронский прогибы. Тем временем в Черноморской впадине отлагались мелководные и маломощные киммерийские осадки.

В позднем плиоцене произошел прорыв морских вод в Каспий, и вместе с усилением речного притока в условиях более влажного климата это вызвало акчагыльскую трансгрессию. Ее воды затопили не только собственно Каспийскую впадину, но и вышли далеко за ее пределы на севере, западе и востоке. До сих пор не выяснено, откуда именно они начали проникать в Каспий — либо со стороны Персидского залива через Центральный Иран, либо со стороны Восточного Средиземноморья через Центральную Анатолию.

В Черном море киммерийский бассейн сменился еще более опресненным куяльницким, контуры которых не выходили за пределы их современной береговой линии. Затем, уже в четвертичный период, последовало быстрое, почти катастрофическое опускание дна Черного моря до его современных глубин. В меньшем масштабе то же произошло в Среднем и Южном Каспии; в последнем глубины достигли почти 1 000 м.

В плиоцене-квартере под действием продолжавшегося напора Аравийской микроплиты происходит поддвиг — псевдосубдукция Черноморско-Закавказской и Южно-Каспийской микроплит под Горный Крым, Большой Кавказ и Апшеронский порог. Этот

процесс продолжается и в современную эпоху, проявляя себя значительной сейсмичностью.

В этот же период в Центральном Кавказе и на Минераловодском выступе, т. е. в зоне Транскавказского поднятия, произошла вспышка магматизма, давшего лавово-игнибритовые поля Чегема, неоинтрузии Тырнауза и другие магматические диапир Минераловодского района. В то же время, начиная, вероятно, с миоцена в Керченско-Таманской области и в Южном Каспии и по их периферии стал проявляться глиняный диапиризм и грязевой вулканизм.

На западе региона, в Горном Крыму и Прикрымской структурной зоне, с миоцена также формируются молодые складчато-надвиговые структуры. Они в основном имеют южную vergentность складок. Однако севернее Предгорной сутуры образуются и встречные надвиги южного падения с принадвиговыми складками северной vergentности. Процесс квазисубдукции Черноморской плиты под Крым привел к образованию:

1) тепловых аномалий — предвестников активнookраинного вулканизма в Равнинном Крыму (по аналогии с выше упомянутым магматизмом Минераловодского района);

2) значительной сейсмичности в зоне конвергенции;

3) надвигов и перспективных на углеводороды принадвиговых складок;

4) крупных олистостром (наземной Масандровской и подводных Южнокрымской и Южнокерченской) [8].

Таким образом, в результате длительной тектонической эволюции Крымско-Черноморского региона были созданы литодинамические и структурные комплексы, которые хорошо объясняются с позиций теории актуалистической геодинамики. Новые данные бурения, последние геологические и геофизические исследования показывают, что строение и история формирования структур южного обрамления ВЕП значительно сложнее, чем представлялось ранее на основе концепции фиксизма, и более сложная, чем представляется в настоящее время.

Литература

1. Юдин В. В. Палеогеодинамика Крыма, прилегающих акваторий и территорий // Геологический журнал. 1996. № 3–4. С. 115–119.
2. Юдин В. В. Пассивные окраины юга и востока Европы // Геологія і геохімія горючих копалин. Львів. 2001. № 3. С. 34–43.

3. Юдин В. В. Геодинамика Южного Донбасса. Киев: УкрГГРИ, 2003. 92 с.
4. Юдин В. В. Магматизм Крымско-Черноморского региона с позиций актуалистической геодинамики // Мінеральні ресурси України. 2003. №3. Київ: УкрДГРІ. С. 18–21.
5. Пастухов В. Г., Астахов К. П., Рыбаков В. Н. и др. Геодинамическая карта Украины. М-б 1:1 000 000. Объяснительная записка. Киев, Геопрогноз, 1993. 213 с.
6. Хаин В. Е., Богданов Н. А., Попков В. И., Чехович П. А. Важнейшие геоструктуры и основные черты развития Каспийского нефтегазоносного мегабассейна // Экологический вестник научных центров ЧЭС. 2004. №2. С. 47–56.
7. Попков В. И. Тектоника запада Туранской плиты. М.: ИГ и РГИ, 1992. 148 с.
8. Юдин В. В. Геодинамическая эволюция юга Европы. В кн.: Геодинамика, сейсмичность и нефтегазоносность Черноморско-Каспийского региона. Крым-2005: Тез. докл. VI Междунар. конф. Симферополь, 2005. С. 217–219.

Статья поступила 15 февраля 2006 г.

Геологический институт РАН, г. Москва

Кубанский государственный университет, г. Краснодар

Крымское отделение Украинского государственного геологоразведочного института, г. Симферополь

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова

© Хаин В. Е., Попков В. И., Юдин В. В., Чехович П. А., 2006