

Структура и эволюция верхней части земной коры северо-западного шельфа Черного моря

© М. В. Козленко, Ю. В. Козленко, 2014

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 25 апреля 2013 г.

Представлено членом редколлегии О. М. Русаковым

Виконано густинне моделювання, що дало змогу уточнити будову літосфери центральної частини північно-західного шельфу Чорного моря. В перетині профілю визначено межу між Східноєвропейською платформою і Скифською плитою. Ця межа є порушенням, яке нахилено у південному напрямку і розміщується у верхах розрізу приблизно за 30 км північніше від Голіцинського розлому. На підставі побудованого палеоструктурного розрізу прослідковано еволюцію Скифської плити в перетині профілю, починаючи з палеозою. Фундамент північно-західного шельфу Чорного моря в його центральній частині розбитий численними диз'юнктивами і розломними зонами, багато з яких простежуються в осадовому чохла, а також простягаються в нижні поверхи кристалічної кори.

Ключові слова: густинне моделювання, північно-західний шельф Чорного моря, палео-реконструкція.

Введение. Данная статья является продолжением детального исследования строения земной коры северо-западного шельфа Черного моря по сети сейсмических профилей [Козленко и др., 2009; 2013; Козленко М., Козленко Ю., 2013].

Настоящая статья посвящена плотностному моделированию структуры литосферы, а также изучению эволюции ее осадочного чехла вдоль профиля МОВ ОГТ № 568408, имеющего субмеридиональное простирание и расположенного в центральной части шельфа (рис. 1). Продолжительность надежной полезной сейсмической записи по профилю составила 5,0—5,5 с, что позволило проследить отражающие горизонты до глубины 10—11 км. В пределах осадочного комплекса по устойчивым отраженным волнам повсеместно выделяются кровли майкопской свиты, верхнего эоцена, маастрихта, нижнего мела, а также поверхность домеловых отложений. В пределах Каламитского вала прослеживается волна, принадлежащая подошве средней юры. Кроме того, к югу от Голицынского разлома регистрируется волна, связанная с породами палеозойского возраста [Безверхов, 1988].

Строение литосферы вдоль профиля по результатам плотностного моделирования. Методика применяемого моделирования детально изложена в работе [Козленко М., Козленко Ю., 2013]. Подбор наблюдаемого поля силы тяже-

сти проводился с шагом 5 км. Разность между наблюдаемым и модельным полем (точность расчетов) составила менее ± 5 мГал (рис. 2).

Наблюденное гравитационное поле вдоль профиля подразделяется на два участка. Северная часть характеризуется постепенным понижением уровня Δg с 9,0 (ПК–10) до –8,5 мГал (ПК 60) с незначительными ундуляциями. Юж-



Рис. 1. Схема основных структур района исследований с положением профиля: 1 — суша; 2 — изобаты дна, м; 3 — модельный профиль.

ная представляет собой несимметричную куполообразную аномалию с достаточно широкой вершиной (ПК 130—155) порядка 60 мГал, южное крыло которой практически вдвое круче, чем северное. Конфигурация поля силы тяжести почти не отображает строение осадочного чехла, являющегося в силу своего приповерхностного положения наиболее гравитирующим элементом разреза. Так, суммарная мощность неконсолидированных отложений на ПК 10 составляет 2,7, а на ПК 80 — 9,7 км, тогда как значения Δg для этих точек одинаковы. В то же время глубина залегания кровли фундамента на ПК 65 и 165 одинакова, а величины аномалии отличаются на 46 мГал. Следовательно, основной вклад в формирование аномалий гравитационного поля в свободном воздухе центральной части северо-западного шельфа Черного моря вносят неоднородности среднего и нижнего этажа земной коры.

Участок профиля от ПК -20 до ПК 18 относится к Восточно-Европейской платформе, консолидированная кора которой традиционно представлена двумя этажами с плотностью 2,77 и 2,94 г/см³. На северном краю модели строение верхней части литосферы близко к стандартной структуре краевой области кратона — мощность осадочного чехла менее 2 км, поверхность мантии залегает на глубине 44 км. В южном направлении толщина молодых отложений увеличивается почти до 3 км, а подошва фундамента поднимается до 41,5 км.

Транскоровый разлом, имеющий южное падение, отделяет Восточно-Европейскую платформу от Скифской плиты, которая отличается наличием под мезо-кайнозойским осадочным чехлом байкальско-герцинского складчатого основания переменной мощности.

Южно-Украинская моноклиналь в пределах Скифской плиты (ПК 18—50) характеризуется постепенным увеличением толщины осадков мел-четвертичного возрастного интервала с 2,8 до 4 км. Мощность складчатого основания в данном блоке также увеличивается с севера на юг с 7 до 10 км, тогда как в слоях кристаллического фундамента эта величина уменьшается: для «гранитного» — с 13 до 10 км, а «базальтового» — с 18,5 до 16,5 км. Кровля мантии полого (под углом менее 2,5°) поднимается до 40,5 км. Южной границей указанного участка является зона Голицынского разлома, которая в консолидированной коре проявляется резким перегибом поверхностей всех слоев.

На участке профиля от ПК 50 до ПК 98 расположен Каркинитский прогиб, который по

строению осадочного чехла можно разделить на три блока. Северный (ПК 50—63) характеризуется углублением кровли складчатого основания и наличием небольшой линзы домеловых отложений. В сейсмической записи [Безверхов, 1988] ее подошва определяется волной t_{p2} , связанной с породами палеозоя. Поскольку толщина этого пласта составляет всего 0,5 км, можно считать, что он выполнен только отложениями, непосредственно подстилающими нижний мел. Поскольку в пределах Каламитского вала такими породами является средневерхнеюрский осадочно-вулканогенный комплекс, то в гравитационной модели линза была задана с соответствующей плотностью. Центральный блок (ПК 63—89) обладает максимальной в пределах профиля мощностью осадков от мела до голоцена включительно (до 10 км) и ограничен с юга четко выраженным Михайловским разломом, прослеживающимся практически через весь верхний структурный этаж земной коры. Южный блок приподнят относительно центрального на 1,1 км по разлому и отличается от него уменьшением палеоген-майкопских отложений почти в два раза.

Консолидированный фундамент также подразделяется на три разделенные глубинными разломами зоны с различными параметрами. Центральный блок характеризуется куполообразным подъемом поверхностей «гранитного» и «базальтового» слоев, причем гребень поднятия приурочен к центру Каркинитского прогиба. Толщина складчатого основания и верхнего этажа кристаллического фундамента на данном участке уменьшены, тогда как в «базальтовом» слое отмечаются повышенные значения мощности и плотности. Формирование данного блока, параметры которого характерны для рифтогенных структур, несомненно было вызвано подъемом в кору мантийных дериватов, существенно преобразовавшим первоначальную структуру фундамента Скифской плиты. Дизъюнктив глубинного заложения, разделяющий уплотненную центральную и южную зону, расположен на ПК 96, т. е. деление на блоки в нижнем и верхнем структурных этажах не совпадает. Михайловский разлом, пересекая осадочный чехол, затухает в верхах складчатого основания, тогда как Голицынский прослеживается от отложений майкопа вплоть до кровли мантии.

В отличие от центрального блока, где как верхняя, так и нижняя поверхности «гранитного» слоя антиморфны подошве осадочного комплекса, в северной и южной все указан-

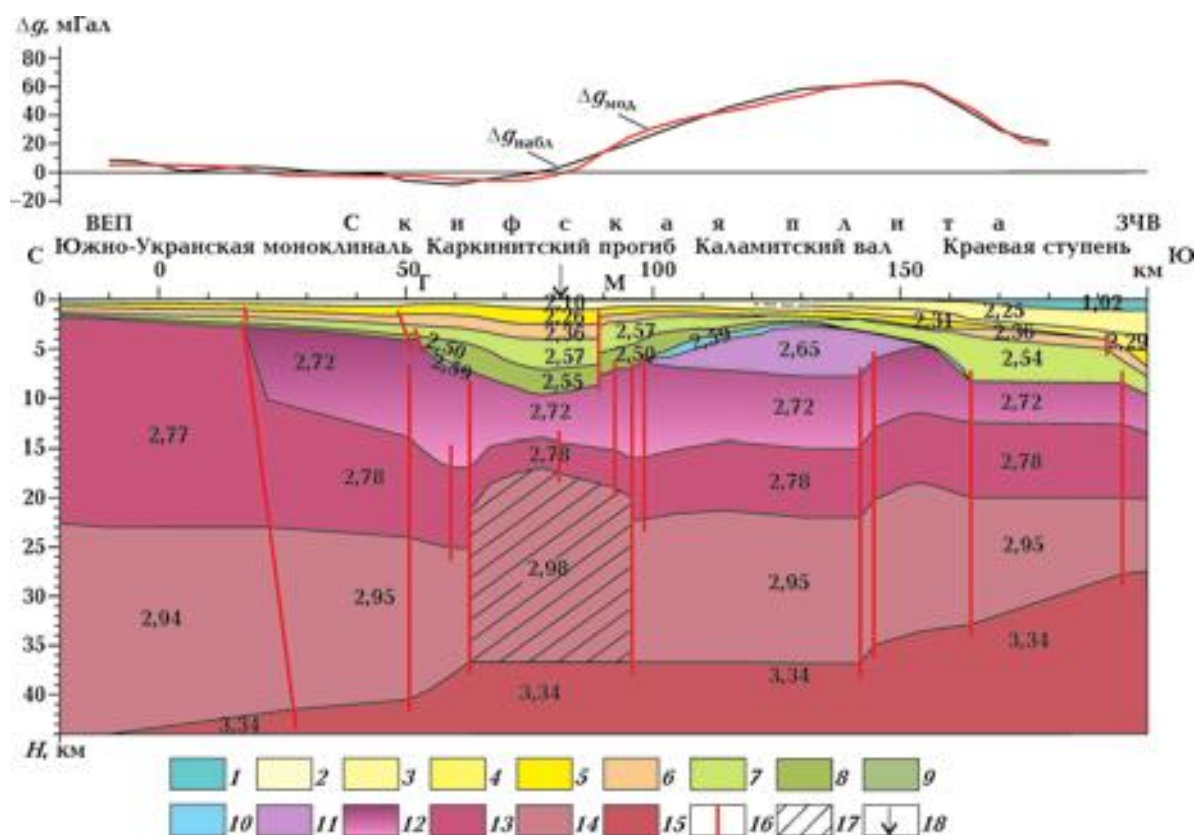


Рис. 2. Двумерная гравитационная модель: 1 — вода; 2 — 11 осадочные слои (2 — средний миоцен—голоцен (N_1^2-Q), 3 — плиоцен—голоцен (N_2-Q), 4 — средний миоцен—плиоцен ($N_1^2-N_2$), 5 — майкопская свита ($P_3-N_1^2$), 6 — палеоцен—оцен (P_{1-2}), 7 — верхний мел (K_2); 8 — нижний мел (K_1); 9 — мел (K); 10 — доггер-мальм (J_{2-3}); 11 — триас—лейас ($T-J_1$); 12 — палеозойское складчатое основание (PZ); 13 — гранитно-метаморфический слой; 14 — «базальтовый» слой; 15 — верхняя мантия; 16 — разломы; 17 — высокоплотностной блок; 18 — пересечение с профилем ГСЗ № 26 (ВЕП — Восточно-Европейская платформа, 3ЧВ — Западно-Черноморская впадина. Разломы: Г — Голицынский, М — Михайловский). Значения плотностей в $г/см^3$.

ные границы конформно погружаются к осевой части прогиба. В то же время структуры двух последних блоков различны: первый из них обладает большей толщиной двух верхних этажей консолидированной коры и наклонным залеганием кровли мантии, которая в южном, так же как и в центральном, залегает горизонтально на глубине 36,7 км.

Южной границей Каркинитского прогиба в сечении данного профиля является подъем подошвы меловых отложений на 300 м по разлому. В пределах Каламитского вала (ПК 98—164) ниже этой поверхности по сейсмическим данным прослеживается вулканогенно-осадочная постлейасовая толща [Безверхов, 1988], которая по результатам гравитационного моделирования подстилается линзовидным телом, сложенным, по всей видимости, флишевой формацией триас-нижнеюрского возраста, поскольку его подобранная плотность являет-

ся характерной для пород таврической серии Крымского полуострова.

Строение осадочной толщи в пределах вала достаточно сложно. Мощности постэоценовых горизонтов увеличиваются с севера на юг в сторону Западно-Черноморской котловины. Толщина ниже-среднепалеогеновых и верхнемеловых отложений уменьшается от периферии к сводовой части вала, над которой горизонт возраста P_{1-2} выклинивается. Нижний мел пропадает в верхней части южного склона на ПК 140, где отмечается и резкое уменьшение мощности образований доггера-мальма. После ПК 157 толщина данного слоя вновь увеличивается, хотя и не достигает величин, зафиксированных на северном склоне вала. К этому ПК приурочено южное замыкание линзы досреднеюрских пород, максимальная мощность которой (около 5 км), в отличие от вышележащих горизонтов, отмечается под сводовой частью вала.

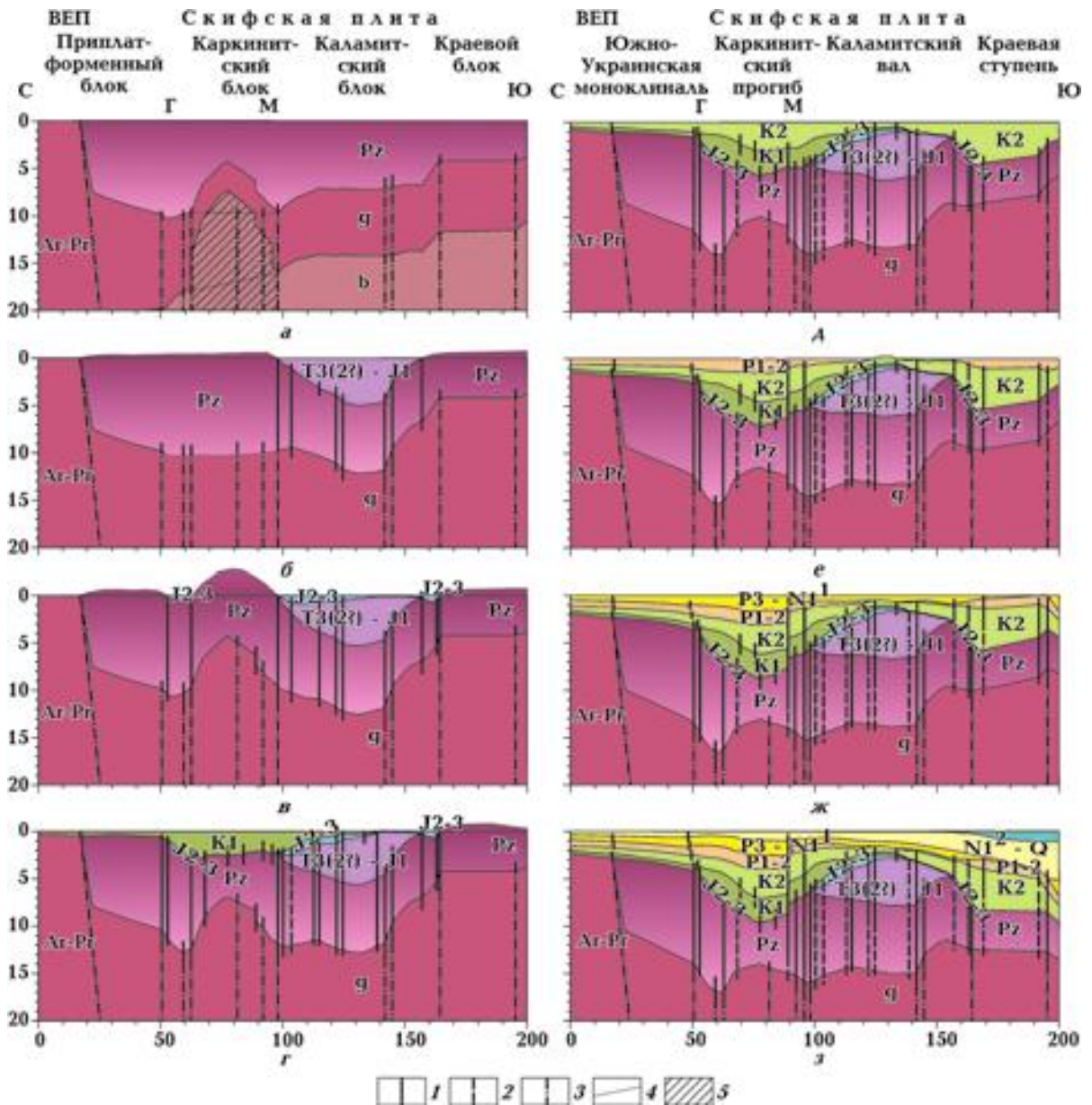


Рис. 3. Палеоструктурный разрез, построенный по данным — МОВ — ОГТ [Туголесов и др., 1985; Безверхов, 1988]: 1—3 — разломы: выраженные в рельефе поверхностей слоев (1); невыраженные («залеченные») (2); трансковровые по результатам плотностного моделирования (рис. 2) (3); 4 — предполагаемые границы слоев; 5 — блок «базальтового» слоя с повышенной плотностью по результатам гравитационного моделирования. Разломы: Г — Голицынский, М — Михайловский (Сулинско-Тарханкутский).

Строение земной коры на момент: а — конец герцинского цикла тектогенеза; б — конец лейаса (J_1); в — конец юры (J_3); г — конец раннего мела (K_1); А — конец позднего мела (K_2); е — конец эоцена (P_2); ж — конец майкопа (N_1^1); з — современная структура (Q).

По глубинному строению Каламитский вал делится, по результатам моделирования, на три неравных блока. Большой из них, охватывающий всю северную половину структуры до ПК 130, характеризуется погружением кровли консолидированной коры и асимметричным подъемом поверхностей «гранитного» и

«базальтового» слоев небольшой амплитуды с точкой перегиба на ПК 115, почти в центре данной части модели. Второй участок расположен в пределах южной приосевой зоны (до ПК 142). Здесь отмечается горизонтальное залегание всех границ в фундаменте. Кровля мантии под этими двумя блоками залегает практически на

одной глубине, общей с Каркинитским прогибом. На интервале профиля 142—145 наблюдается ограниченный транскавказскими разломами мощный (на 2 км) подъем к югу всех границ в консолидированной коре. Южнее него выделяется третий блок Каламитского вала, который проявляется в виде купольной структуры по этим поверхностям. Подошва фундамента в пределах данного блока поднимается с севера на юг с 35 до 33 км с небольшим перегибом в осевой части.

Краевая ступень (ПК 164—195), отделенная от Каламитского вала транскавказским разломом, характеризуется достаточно мощным (порядка 7,5 км) осадочным чехлом, практически половину которого составляют отложения верхнего мела, залегающего непосредственно на складчатом основании. На этом интервале профиля отмечается значительное уменьшение толщины майкопской свиты, вплоть до выклинивания на южном краю. Фундамент отличается субгоризонтальными границами и существенным утонением верхнего этажа консолидированной коры. Кровля мантии поднимается с севера на юг до 28 км. Таким образом, в пределах Краевой ступени континентальная литосфера Скифской плиты переходит к субокеанической Западно-Черноморской котловины.

Палеоструктурный разрез вдоль профиля и эволюция изучаемого района. На рис. 3 представлен палеоструктурный разрез, который отображает историю развития центральной части северо-западного шельфа Черного моря и прилегающих участков Восточно-Европейской платформы и Западно-Черноморской впадины. Разрез получен на основании бэкстрипинга — последовательного вычитания мощностей осадочных слоев от современного до средневерхнеюрского включительно по данным съемок МОВ ОГТ [Туголесов и др., 1985; Безверхов, 1988]. Параметры триасового тела и складчатого основания были заданы по результатам проведенного плотностного моделирования.

Как видно из рис. 3, а, доальпийское складчатое основание Скифской плиты в сечении профиля по данным подбора аномалий гравитационного поля подразделяется на четыре участка различной мощности. Северный (ПК 18—52), в пределах которого толщина данного слоя от края Восточно-Европейской платформы резко увеличивается до 7,6 км на интервале менее 6 км. Дальше к югу градиент значительно уменьшается и мощность достигает более 10 км. Этот блок (Приплатформен-

ный) соответствует южной части современной Южно-Украинской моноклинали и северному борту Каркинитского прогиба. На втором (Каркинитском) участке (ПК 62—98), расположенном под осевой зоной и южным склоном прогиба, наблюдается пикообразный подъем кровли кристаллического фундамента. Данная область приурочена к блоку редуцированной консолидированной коры, который возник в результате альпийского рифтогенеза. Поэтому можно считать, что в палеозое подошва складчатого основания на указанном участке располагалась субгоризонтально на глубине почти 10 км, тогда как кровля «базальтового» слоя сохраняла общий тренд, погружаясь в северном направлении, как показано точечными линиями. Участки третий (ПК 114—157), отвечающий центральной части Каламитского вала, и четвертый (ПК 164—195), охватывающий всю Краевую ступень, четко выделяются по субгоризонтальному залеганию подошвы складчатого основания на глубинах примерно 7 и 4 км соответственно. Однако не исключено, что первоначальная мощность складчатого основания в Краевом блоке была большей, поскольку в середине мезозоя (рис. 3, б) этот участок находился выше уровня моря и, следовательно, подвергался денудации. Все четыре блока разделены переходными зонами различной ширины (от 7 до 15 км). Глубинные разломы, определенные на плотностной модели, лишь частично маркируют границы выделенных палеозойских блоков.

Возраст образования Скифской плиты является дискуссионным. На основании данных о возрасте пород в прилегающих сухопутных областях (Добруджа, Северное Причерноморье, Крымский полуостров) время возникновения метаморфизованного и дислоцированного основания определяется от байкальского [Гожик та ин., 2007] до герцинского [Гожик та ин., 2006]. Исходя из анализа полученной при моделировании мощности складчатого основания, которая ступенчато уменьшается с севера на юг, можно предложить следующую общую схему формирования Скифской плиты: байкальский этап тектогенеза охватил интервал профиля, занимающий современные южную часть Южно-Украинской моноклинали и Каркинитский прогиб; каледонские преобразования происходили на более обширной территории, включающей в себя также и район Каламитского вала; на герцинском этапе область орогенеза еще больше расширилась, захватив всю Скифскую плиту.

Во второй половине триаса — ранней юре (см. рис. 3, б) по данным гравитационного моделирования в средней части профиля (ПК 98—157) существовал мощный (порядка 5 км) осадочный бассейн асимметричного строения, ограниченный с двух сторон разломами, приуроченными к южным границам Каркинитского и Каламитского блоков, выделенных на рис. 3, а. Северный склон мульды достаточно пологий и протяженный, южный — значительно круче и уже. Самая глубокая уплощенная часть шириной 18 км ограничена с двух сторон разломными зонами, в пределах которых углы наклонов бортов существенно увеличиваются. На северном склоне прослеживаются еще два дизъюнктива, один из которых затрагивает только дно триасовой мульды, а второй пересекает все складчатое основание. Четкая локализация триас-нижнеюрской осадочной линзы в пределах Каламитского палеозойского блока и зоне его перехода к Каркинитскому указывает на то, что киммерийский тектогенез протекал в рамках участков, заложенных на более ранних этапах развития, т. е. структурный план был унаследованным.

Средне-верхнеюрские отложения в сечении профиля представлены двумя линзами — северная (ПК 52—62) имеет мощность 0,5 км (рис. 3, в). Южная подразделяется на две мульды с максимальной глубиной 0,95 км (ПК 98—139) и 0,75 км (ПК 157—164), разделенные участком, где толщина осадочного слоя менее 100 м. Северный и южный прогибы, а также наиболее глубокая часть средней впадины на ПК 98—114, выделяющаяся по прогибанию всех поверхностей земной коры, локализованы в переходных зонах между блоками палеозойского основания (см. рис. 3, а).

Большинство разломов, определенных в триасовой толще, прослеживаются и в юре. Кроме того, появляются нарушения, связанные с северной и южной депрессиями, а также сброс на ПК 89, возникновение которого обусловлено первой фазой рифтогенеза в пределах Каркинитского блока доальпийского складчатого основания. Внедрение мантийного вещества в это время, сопровождавшееся усиленным разломообразованием, привело к установленному гравитационным моделированием (см. рис. 2) редуцированию консолидированного фундамента, подъему поверхности и появлению компенсационных депрессий, к которым можно отнести прогибы на ПК 52—62 и 98—114. Поскольку мульда на ПК 157—164 обладает сходными параметрами и также рас-

положена в переходной зоне, можно предположить, что она имеет аналогичную тектоническую природу. Следовательно, в пределах Краевого блока в течение средней и поздней юры тоже могли происходить восходящие движения, вызванные подъемом мантийного диапира, хотя преобразования кристаллической коры в плотностной модели (см. рис. 2) не отмечаются.

В раннем мелу в пределах Каркинитского блока происходила вторая фаза рифтогенеза, приведшая к появлению обширного грабена, образование которого повлекло за собой опускание и соседних участков (рис. 3, г). Юрские компенсационные депрессии, расположенные в переходных зонах доальпийского основания с двух сторон от Каркинитского блока, сформировали борта трога. Приплатформенный блок Скифской плиты, так же, как и прилегающая часть Восточно-Европейской платформы, испытали незначительное погружение. Южная окраина нижнемелового прогиба, в отличие от северной, состоит из двух субгоризонтальных площадок (ПК 113—122 и 124—133) с перепадом глубин порядка 300 м, которые ограничены разломами, два из которых прослеживаются с триаса. Дно грабена также расчленено многочисленными нарушениями, которые делят его на ряд участков протяженностью от 2 до 10 км. Такое ярко выраженное блочное строение указывает на неравномерность протекания процесса проседания поверхности фундамента в данном районе, вызванного дифференцированной раскристаллизацией внедрившихся в кору магматических выплавов. Отсутствие нижнемеловых отложений в пределах южной части юрского бассейна указывает на восходящие движения данного блока. Поскольку участок на ПК 138—195 находился выше уровня моря, возможно, первоначально здесь отложилось большее количество осадков.

Поздний мел ознаменовался общим погружением всей Скифской плиты и прилегающих структур (рис. 3, д), но при этом каждый из блоков доальпийского основания продолжал развиваться по-своему. На северном краю профиля образовалась Южно-Украинская моноклираль, перекрывшая окраину Восточно-Европейской платформы и Приплатформенный блок, на южном краю которого возник Голицынский горст. Каркинитский блок продолжал интенсивное проседание, в результате чего в его осевой части отложилось 3 км верхнемеловых осадков. Каламитский блок погрузился незначительно и неравномерно — на

северном крыле толщина данного горизонта в два раза меньше, чем на южном. Максимальная мощность отложений возраста K_2 (4,5 км) зафиксирована в пределах Краевого блока, который на данном временном срезе имеет вид асимметричного грабена с достаточно крутыми бортами, северный из которых ранее представлял собой юрскую линзу, представлявшую собой, возможно, компенсационную депрессию. Наличие пород догерра-мальма на южном борту остается под вопросом, поскольку сейсмические данные о домеловых осадках в данном районе отсутствуют. С обеих сторон грабен окаймляется парами дизъюнктивов. В целом эта структура имеет сходство с раннемеловым Каркинитским прогибом, что может подтверждать предположение о рифтовой природе Краевой ступени.

По существу к концу мезозоя Скифская плита в структурном отношении представляла собой два крупных осадочных бассейна, граница между которыми проходила по разлому на ПК 133, унаследованному с раннего мела. Смыкающиеся склоны этих прогибов и образовали Каламитский вал. Разломообразование в верхнем мелу больше затронуло Каркинитскую впадину, причем основная часть нарушений являлась унаследованной. Возникший предположительно в юре в результате внедрения в кору магматических выплавок дизъюнктив (ПК 89) в начале позднего мела активизируется, разделяя Каркинитский прогиб на две неравные субвпадины – крупную центральную и небольшую южную. Начиная с маастрихта, тектоническая обстановка в пределах Скифской плиты изменилась — прогибания поверхности на одних участках сопровождались восходящими движениями на других. Это привело к тому, что наряду с обширными областями, покрытыми морем, стали появляться участки суши (в частности, район Каламитского вала), площадь которых постепенно увеличивалась в течение нижнего и среднего палеогена.

В палеоцен-эоцене (рис. 3, е) выделенные на предыдущем срезе обе субвпадины Каркинитского прогиба за счет разницы в интенсивности процессов, происходящих в консолидированной коре, проседают с различной скоростью. В результате на месте верхнемеловой шарнирной зоны на ПК 89 возникает Михайловский разлом, проявляющийся как сброс северного падения с амплитудой крыльев 550 м. Краевой блок погружается равномерно, вследствие чего формируется структура ступени с субгоризонтальным залеганием толщи отложений возрас-

та P_{1-2} . В интервале профиля ПК 70—89 осадков накопилось в полтора раза больше, чем на ПК 170—195, в отличие от позднего мела, когда данное соотношение было обратным. Это обусловлено тем, что максимальная скорость проседания коры в центральной субвпадине Каркинитского прогиба уменьшилась по отношению к позднему мелу в два раза, тогда как в пределах Краевой ступени — в четыре. Как видно из рис. 3, д, Каламитский вал в тектоническом отношении сформировался как крылья двух соседних крупных впадин. Активное проседание коры в мелу в их пределах повлекло за собой заглужение краев более стабильного блока. После снижения в палеогене интенсивности процессов по обе стороны от вала началось изостатическое «всплывание» данной структуры. Четко зафиксированные сейсмическими исследованиями отсутствие маастрихтского горизонта, а также выклинивание отложений палеоцена и, на более широкой площади, эоцена [Безверхов, 1988] указывают на то, что, начиная с конца мела, Каламитский вал постепенно приподнимался над уровнем моря.

Количество тектонических нарушений, которые можно проследить по подошве нижне-среднепалеогенового горизонта, уменьшилось по сравнению с меловым периодом. Все они являются унаследованными, однако Голицынский разлом оказывается несколько смещенным к северу, а дизъюнктив, отделяющий Скифскую плиту от Восточно-Европейской платформы — к югу. Это можно объяснить тем, что в данный отрезок времени Приплатформенный блок подвергся сжатию под действием давления на Скифскую плиту со стороны Западно-Черноморской впадины [Хрящевская и др., 2007, рис. 9, в] и встречного движения Восточно-Европейской платформы.

В отличие от палеоцен-эоцена, в течение которого в пределах Скифской плиты в условиях глубокого моря отлагался преимущественно известковистый материал, майкопский период ознаменовался осаджением дельтовых и мелководно-морских фаций, в основном глин. Несмотря на обмеление бассейна, погружение плиты продолжалось (рис. 3, ж). В пределах Восточно-Европейской платформы, южного борта Каркинитского прогиба и Каламитского вала отмечается примерно равная толщина (порядка 0,5 км) данного горизонта, что свидетельствует о равномерном проседании поверхности фундамента. Гораздо большей скоростью осадконакопления обладала центральная часть Каркинитского прогиба, где максимальная

мощность олигоцен-нижнемиоценовых отложений превышает 1,5 км. Угол наклона моноклинали, покрывающей Приплатформенный блок, увеличивается по сравнению с предыдущим временным срезом. Краевая ступень характеризуется уменьшением толщины слоя майкопского возраста вплоть до выклинивания на южной оконечности. Этот горизонт отсутствует на интервале профиля, ширина которого составляет всего порядка 3 км. Такие незначительные размеры указывают на то, что осушенный участок не может являться самостоятельной тектонической единицей. Здесь либо существовала геоморфологическая структура типа банки, либо осадки данного возраста были смыты турбидными потоками впоследствии, когда эта область Краевой ступени оказалась в пределах верхней части континентального склона при прогрессирующем погружении Западно-Черноморской котловины.

Тектоническая активность в течение олигоцена и раннего миоцена снижается. Количество ярко выраженных нарушений уменьшается вдвое. Тем не менее интенсивность подвижек по Михайловскому и, особенно, Голицынскому разломам возрастает. Голицынский разлом продолжает смещаться к северу, в этом же направлении начинает наклоняться и нарушение на северном краю Приплатформенного блока. Данную ситуацию можно проинтерпретировать как продолжающееся давление Западно-Черноморской впадины на Скифскую плиту при прекращении движения Восточно-Европейской платформы в южном направлении.

На рис. 3, з показано современное строение осадочного чехла и верхней части консолидированной коры в сечении профиля. Мощность послемайкопских отложений в общем увеличивается с севера на юг от 0,3 до 4,0 км. Южно-Украинская моноклинали и Каркинитский прогиб продолжают существовать, но замедляют свое развитие. Значительное углубление Западно-Черноморской впадины вызывает наклоненное к югу погружение Краевой ступени и, в меньшей степени, Каламитского вала. Выделяемые нарушения теряют активность — перепады крыльев по подошве среднемиоцен-четвертичных отложений практически незаметны. Начавшееся в палеогене сжатие Скифской плиты привело к возникновению инверсионных структур на бортах Каркинитского прогиба.

Построенный палеоструктурный разрез позволил расширить представление о разломно-

блоковой тектонике Скифской плиты в сечении профиля, полученные при плотностном моделировании. Современное строение литосферы во многом наследует структуру, возникшую после окончания герцинского цикла тектогенеза. Однако киммерийская и альпийская фазы привели к некоторому переформатированию земной коры. В частности, выделяемый на модели по трансформальным разломам и уплотнению нижнего этажа кристаллической коры Каркинитский блок на 2,5 км уже, чем одноименный участок палеозойского основания на палеоструктурном разрезе. Кроме того, в палеогене Михайловским разломом он разделился на два подблока с различным характером развития. В области Каламитского вала отмеченная на рис. 2 трансформальная зона нарушений на ПК 142—145 имеет триасовое заложение, а докиммерийские границы полностью сnivelированы.

Поэтапное изучение строения Скифской плиты позволило выделить в земной коре многочисленные нарушения, не определяемые при гравитационном моделировании. Почти все разломы являются долгоживущими и имеют глубинное заложение. Большинство выделенных на палеоструктурном разрезе дислокаций группируются в пары, образуя разломные зоны шириной порядка 3 км. Наиболее густая сеть дизъюнктивов, возникших в позднем мелу, приурочена к южному подблоку Каркинитского прогиба. Это, скорее всего, связано с тем, что здесь происходила разгрузка тектонических напряжений, поскольку данный участок расположен на стыке активно погружающейся центральной области рифта с севера и пассивного, о чем свидетельствуют «залеченные» разломы, блока Каламитского вала с юга.

Сравнение местоположения выделенных в результате проведенной работы дизъюнктивов с разломами, полученными на основе анализа потенциальных полей [Старостенко и др., 2005], в целом показало хорошее совпадение локализации тектонических нарушений, определенных разными методами. Однако следует отметить, что на рис. 11 работы [Старостенко и др., 2005] наиболее мощные в пределах изучаемого района Голицынский и Михайловский разломы показаны примерно в 15 км южнее, чем в сейсмических записях [Безверхов, 1988], на основании которых строился палеоструктурный разрез.

Выводы. Проведенное плотностное моделирование позволило уточнить строение литосферы центральной части северо-западного

шельфа Черного моря. Показано, что Южно-Украинская моноклиналь перекрывает структуры с различным строением фундамента: двухслойной консолидированной корой Восточно-Европейской платформы и трехслойной Скифской плиты. Граница между ними в сечении профиля представляет собой наклоненное в южном направлении нарушение, расположенное в верхах разреза примерно в 30 км севернее Голицынского разлома. В основании Каркинитского прогиба залегает блок редуцированной субконтинентальной коры. Под юрскими отложениями Каламитского вала определяется линза, сложенная, предположительно, породами таврической серии.

Список литературы

- Безверхов Б. Д. Тектоника мезокайнозойского осадочного чехла на северо-западе Черного моря, как основа прогнозирования нефтегазопроисхождения работ (по материалам сейсморазведки): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Одесса, 1988. 205 с.
- Гожик П. Ф., Маслун Н. В., Плотникова Л. Ф., Іванік М. М., Якушин Л. М., Іщенко І. І. Стратиграфія мезокайнозойських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря. Київ: Логос, 2006. 170 с.
- Гожик П. Ф., Чебаненко І. І., Євдошук М. І., Крупський Б. А., Глазун В. В., Галко Т. М., Маєвський Б. Й., Максимчук П. Я., Полухтович Б. М., Федішин В. О., Гаврилко В. М., Захарчук С. М., Клочко В. П., Колодій І. В., Мельничук П. М., Туркевич Є. В., Ткаченко А. І., Смирнов І. В., Федун О. М., Колодій Є. О., Пахолок О. В. Нафтогазоперспективні об'єкти України. Наукові і практичні основи пошуків родовищ вуглеводнів у північно-західному шельфі Чорного моря. Київ: ЕКМО, 2007. 232 с.
- Козленко М. В., Козленко Ю. В. Строение и развитие восточной части северо-западного шельфа Черного моря (по результатам интерпретации геофизических данных вдоль профиля П КМПВ). *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 4. С. 63—75.
- Козленко М. В., Козленко Ю. В., Лысыничук Д. В. Глубинное строение земной коры западной части Черного моря по результатам комплексной переинтерпретации геофизических данных по профилю ГСЗ № 25. *Геофиз. журн.* 2009. Т. 31. № 6. С. 77—91.
- Козленко М. В., Козленко Ю. В., Лысыничук Д. В. Структура земной коры северо-западного шельфа Черного моря вдоль профиля ГСЗ № 26. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 1. С. 142—153.
- Старостенко В. И., Пашкевич И. К., Макаренко И. Б., Русаков О. М., Кутас Р. И., Легостаева О. В. Разломная тектоника консолидированной коры северо-западного шельфа Черного моря. *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. № 2. С. 195—207.
- Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б., Соловьев В. В., Хахалев Е. М. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. Москва: Недра, 1985. 215 с.
- Хрящевская О. И., Стомба С. Н., Стифенсон Р. А. Одномерное моделирование истории тектонического погружения Черного (северо-западный шельф) и Азовского морей в мезо-неогене. *Геофиз. журн.* 2007. Т. 29. № 5. С. 28—49.

The structure and evolution of lithosphere of the central part of the northwestern shelf of the Black Sea

© M. V. Kozlenko, Yu. V. Kozlenko, 2014

Density modeling has been conducted that made possible to specify the structure of lithosphere of the central part of northwestern shelf of the Black Sea. In the section of the profile the boundary between the East European platform and the Scythian plate has been identified, which is the fault inclined southward and located in the upper part of the section about 30 km northward of the Golitsyn

fault. On the base of the plotted paleostructural section evolution of Scythian plate in the cross-section of the profile since Paleozoic has been traced. The basement of northwestern shelf of the Black Sea and its central part was broken by numerous disjunctives and fault zones, many of them can be traced within sedimentary cover and stretch to the lower levels of crystal crust.

Key words: density modeling, northwestern shelf of the Black Sea, paleoreconstruction.

References

- Bezverhov B. D.*, 1988. Meso-Cenozoic tectonics of the sedimentary cover in the northwest of the Black Sea as a basis for prediction of oil and gas exploration (based on seismic). Cand. geol. and mineral. sci. diss. Odessa, 205 p. (in Russian).
- Gozhik P. F., Maslun N. V., Plotnikova L. F., Ivanik M. M., Jakushin L. M., Ishhenko I. I.*, 2006. Meso-Cenozoic stratigraphy of deposits of north-western Black Sea shelf. Kiev: Logos, 170 p. (in Ukrainian).
- Gozhik P. F., Chebanenko I. I., Evdoshuk M. I., Krups'kij B. L., Gladun V. V., Galko T. M., Maevs'kij B. J., Maksimchuk P. Ja., Poluhtovich B. M., Fedishin V. O., Gavrillo V. M., Zaharchuk S. M., Klochko V. P., Kolodij I. V., Mel'nichuk P. M., Turkevich E. V., Tkachenko A. I., Smirnov I. V., Fedun O. M., Kolodij C. O., Paholok O. V.*, 2007. Oil and gas facilities in Ukraine. Scientific and practical bases prospecting of hydrocarbons in the northwestern Black Sea shelf. Kiev: ECMO, 232 p. (in Ukrainian).
- Kozlenko M. V., Kozlenko Ju. V.*, 2013. Structure and development of the eastern part of the north-western Black Sea shelf (based on interpretation of geophysical data along the line II GPR). *Geofizicheskij zhurnal* 35(4), 63—75 (in Russian).
- Kozlenko M. V., Kozlenko Ju. V., Lysynchuk D. V.*, 2009. Deep crustal structure of the Western Black Sea on the results of a comprehensive re-interpretation of geophysical data on the profile of the NHS № 25. *Geofizicheskij zhurnal* 31(6), 77—91 (in Russian).
- Kozlenko M. V., Kozlenko Ju. V., Lysynchuk D. V.*, 2013. The structure of the Earth crust of the northwestern shelf of the Black Sea along the DSS profile № 25. *Geofizicheskij zhurnal* 35(1), 142—153 (in Russian).
- Starostenko V. I., Pashkevich I. K., Makarenko I. B., Rusakov O. M., Kutas R. I., Legostaeva O. V.*, 2005. Fault tectonics crust northwestern Black Sea shelf. *Geofizicheskij zhurnal* 27(2), 195—207 (in Russian).
- Tugolesov D. A., Gorshkov A. S., Mejsner L. B., Solov'ev V. V., Hahalev E. M.*, 1985. Meso-Cenozoic tectonics of the Black Sea basin sediments. Moscow: Nedra, 215 p. (in Russian).
- Hrjashhevskaja O. I., Stovba S. N., Stifenson R. A.*, 2007. Dimensional modeling of subsidence history of the Black (north-western shelf) and the Sea of Azov in the Cretaceous-Neogene. *Geofizicheskij zhurnal* 29(5), 28—49 (in Russian).