

В. Н. Семененко

ВЕРХНЕМИОЦЕНОВЫЕ МОЛАССЫ АЛЬМИНСКОГО ПРОГИБА

First bandit: Let us first see peace in Athene; there is no time so miserable but a man may be true.

W. Shakespeare. Timon of Athens, Act IV, Scene III.

Первый разбойник: Давайте преждеждежде мира в Афинах. Человек может быть честным в любое, самое скверное время.

*У. Шекспир. Тимон Афинский, акт IV, сцена III, с. 500.
(Полное собрание сочинений. – М., 1960)*

В Равнинном Крыму и Альминской впадине развита толща пород, выделенная М. В. Муратовым в качестве таврской свиты. Ее возраст определялся как среднеплиоценовый – киммерийский (по принятой в те годы границе миоцен – плиоцен по подошве понта). Считалось, что она залегает на известняках нижнего понта и имеет сугубо континентальный генезис. М. Ф. Веклич с его сотрудниками выделили в этих, как они полагали континентальных, осадках в любимовском разрезе Альминской впадины палеопедологическим методом серию этапов числом 13. Это расчленение было предложено в качестве стратиграфической схемы плиоценовых отложений Украины. Один из эпигонов М. Ф. Веклича – В. А. Зубаков использовал это расчленение в своих палеоклиматических построениях на “климатемной” основе, где выделенный им термический оптимум плиоцена, так называемый “суперклиматем” № 21, приходится на верхнюю половину любимовского разреза.

Последующими исследованиями было установлено наличие фаунистически охарактеризованных прослоев известняков нижнего понта в этой свите, содержащей также комплексы раннепонтических остракод, нанопланктона и фауны позвоночных. Автор обосновывает выделение этой толщи в качестве раннепонтической молассы.

У Рівнинному Криму та Альмінській западині розвинута товща порід, що виділена М. В. Муратовим як таврська світа. Її вік визначався як середньопліоценовий – кімерійський (за прийнятою в ті роки границею міоцен – пліоцен по підшві понту). Вважали, що вона залягає на вапняках нижнього понту і має сугубо континентальний генезис. М. Ф. Веклич зі своїми співробітниками виділили в цих, як вони вважали континентальних, осадках в любимівському розрізі Альмінської западини палеопедологічним методом серію етапів числом 13. Це розчленування було запропоновано як стратиграфічна схема пліоценових відкладів України. Один з епігонів М. Ф. Веклича – В. А. Зубаков використав це розчленування в своїх палеокліматичних побудовах на “кліматемній” основі, де виділений ним термічний оптимум, так званий “суперкліматем” № 21, припадає на верхню половину любимівського розрізу.

Подальшими дослідженнями було встановлено наявність фауністично охарактеризованих прошарків вапняків нижнього понту в цій світі, яка містить також комплекси ранньопонтичних остракод, нанопланктону і фауни хребетних. Автор обґрунтував виділення цієї товщі як ранньопонтичної моласи.

The rock series, which was segregated by M. V. Muratov as the Tavr suite, is widespread in the Plain Crimea and Alma depression. Its age was considered to be the Middle Pliocene-Kimmerian (by the customary in those years Miocene-Pliocene boundary in the base of Pont). It was considered this series overlays Pontian limestones and has exceptionally continental origin. Using paleopedological method, M. F. Veklich and his collaborators recognized in these continental, as they supposed, sediments in the Liubimovka section of the Alma depression series of stages, in number of 13. This parting was suggested as a stratigraphic scheme of the Pliocene sediments of Ukraine. One of M. F. Veklich's Epigonus, V. A. Zubakov, used this parting in his paleoclimatic reconstruction on the “climathem” basis, where segregated by him thermic optimum of the Pliocene, so called “superclimathem” № 21, fits into the upper half of the Liubimovka section.

By following studies, a presence of faunally characterized sublayers of the Lower Pontian limestones was recognized in this suite. The latter contents also complexes of Early Pontian Ostracoda, nanoplankton and Vertebrata fauna. The author proves recognition of this series as Early Pontian molassa.

Строго говоря, Крымское горное сооружение не имеет выраженного передового прогиба. Как известно, Битакский прогиб – это структура юрского времени. Поэтому стоит напомнить построения Ю. В. Казанцева [14], согласно которым Горный Крым представляется как серия тектонических пластин, надвинутых с юга на север, сформированных мощным горизонтальным сжатием земной коры. Индольская ветвь тяготеет к Кавказу, а его Индольская ветвь является структурой, обрамляющей с севера Керченский п-ов, и замыкается у начала Арабатской Стрелки. Другими словами, этот прогиб, в статусе поперечного [45], играет роль той мобильной зоны, которая на протяжении всего кайнозоя отделяет Крымское горное сооружение (палеогеографически Крымский о-в) от Кавказского.

Совершенно туманно выглядит западное

окончание мегантиклинория Крыма, погружающееся под воды Черного моря. М. В. Муратов [21] в общем справедливо трассировал его и прилегающую часть Крыма на Добруджу. Здесь находится и Альминская впадина, которая, однако, пока лишена статуса передового прогиба. В. Е. Хаин [45] относит ее (в числе прочих, рис. 1) к “недоразвитым”. М. В. Муратов и Н. И. Черняк [46] считают Альминскую впадину платформенным сооружением.

Как отмечает М. В. Муратов [24, с. 139], “...К западу от Симферопольского выступа и между западной частью Крыма и Тарханкутским валом расположена Альминская впадина, которая ограничивает Тарханкутский вал с юга и представляет собой лишь часть прогиба, расширяющегося и углубляющегося в сторону моря. Заполнена отложениями средней юры, нижнего и верхнего мела, палеогена, майкопской свиты и слав-

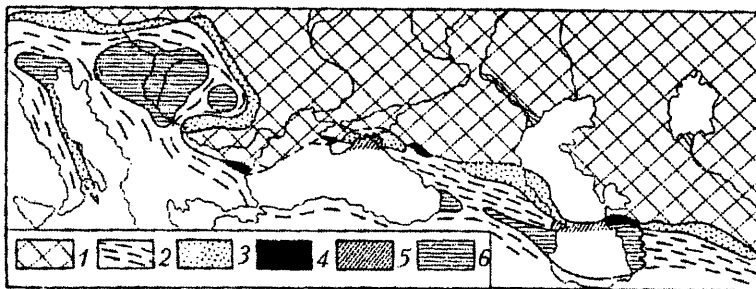


Рис. 1. Передовые прогибы вдоль северного края альпийской геосинклинальной зоны Восточной Европы [45]

1 – платформа; 2 – геосинклинальная область (складчатая зона); 3 – типичные передовые прогибы; 4 – недоразвитые передовые прогибы; 5 – периклиналильные и поперечные прогибы; 6 – межгорные впадины

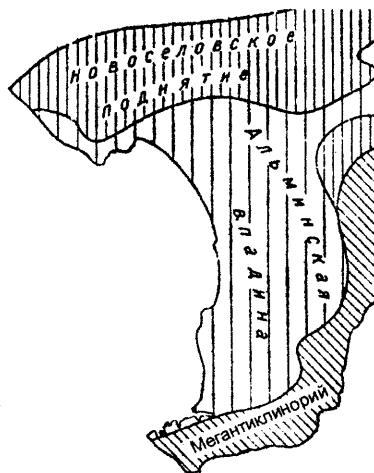


Рис. 2. Тектоническая схема западной части Крыма [24]

нительно маломощными мелководными неогеновыми отложениями, а также в осевой части – красно-бурыми таврскими среднеплиоценовыми глинами и четвертичными отложениями. Значительная юго-западная часть впадины скрыта под водами Евпаторийского залива Черного моря. Осевая часть ее находится в районе устья р. Альмы. На основании буровых данных, впадина разделяется на 2 части небольшим поднятием, расположенным в р-не г. Саки. Складчатое палеозойское основание в Альминской впадине опущено в районе Сак на 1425, а южное погружено близ берега моря на 2,5 тыс. м”.

Позже между Тарханкутским валом и Альминской впадиной М. В. Муратов [25] выделяет Новоселовское поднятие (рис. 2). Он же подчеркивает, что “перед западной оконечностью Крымского мегантиклинория и восточной оконечностью Балканского отсутствует типичный неогеновый краевой прогиб, подобный Индоло-Кубанскому. Альминская впадина в Крыму и Варненская на Балканском побережье не заполнены мощной толщей неогеновых отложений, которые являются обязательной принадлежностью альпийских краевых прогибов и поэтому не могут быть отнесены к числу последних. Отсутствие мощных неогеновых осадков, вероятно, указывает на то, что здесь не было того горного поднятия, перед которым всегда возникают краевые прогибы, и, следовательно, вероятно уже в начале неогена существовала западная часть Черноморской впадины” [25, с. 37].

По последним данным, приведенным в альбоме структурных карт Черноморской впадины под редакцией Д. А. Туголесова [9], Альминская впадина шириной около 25 км прослеживается под акваторией Черного моря от Крымского побережья на расстояние более 100 км на запад, где она открывается в сторону так называемой Краевой ступени. С севера подводное продолжение Альминской впадины (и Краевой ступени) ограничено Каламитским валом. При этом, конечно, следует учитывать как масштаб атласа, так и разрешающую способность сейсмостратиграфических исследований.

Вскрытый скважинами опорный разрез осадков Альминской впадины практически не отличается от такового в Восточно-Кубанском прогибе. Поэтому не совсем понятно, какими мощностями неогеновых осадков следует оперировать, чтобы Альминский прогиб стал передовым, как и убедиться в том, что горное поднятие происходило.

Молассы, как таковые, выделяются нами в Альминской впадине впервые, несмотря на то, что рассматриваемую толщу исследовали такие известные специалисты в области развития альпийских Евropy, как М. В. Муратов [23, 26], В. И.

Славин [36], А. В. Кожевников [17], в трудах которых она фигурирует под названием таврской свиты. Ближе всех к пониманию этих пород с генетической точки зрения подошел Б. А. Федорович [43], остроумно называвший их (вслед за К. К. Фохтом) “пестрыми рухляками” и впервые обнаруживший в них прослой известняков.

В Индоло-Кубанском краевом прогибе молассы выделяются И. П. Жабревым и Н. П. Митиным [10], хотя здесь, по нашему мнению, “чистых” моласс, строго говоря, нет, а развит близкий к платформенному тип осадков (где столь характерные для моласс конгломераты вообще отсутствуют), свойственный всему разрезу олигоцен-неогена Причерноморья.

Многие специалисты называют молассами осадки, сформировавшиеся в морских бассейнах вблизи горных сооружений. Но молассы представляют собой совершенно специфические отложения. Сошлемся на авторитет таких крупных специалистов в этой области, как В. Е. Хаин [44] и А. Л. Яншин [49], а также на последние сводки по молассам альпийцев Ж.-П. Бергера [52]. А. Л. Яншин, в частности, определяет молассы как отложения “мощных грубообломочных формаций, которые образуются в прогибах у подножья гор в результате их размыва и еще в середине прошлого века были названы геологами Швейцарии молассовыми” (с. 82). И далее А. Л. Яншин отметил, что для молассовых же формаций характерны большие мощности грубообломочных пород, невыдержанность пластов конгломератов по простиранию, отсутствие сортировки слагающего их материала и полимиктовый состав галек, отвечающий составу пород размывавшегося горного сооружения. Подчеркивается, что происхождение конгломератов и брекчий молассовых формаций преимущественно пролювиальное даже тогда, когда они залегают среди слоев, содержащих морскую фауну. “Это – отложения, материал из которых выносятся горными речками и временными потоками на предгорную равнину или мелководную часть моря, если его берег подступал близко к подножию гор” (с. 82).

Итак, характерным признаком молассовых комплексов Швейцарии, Германии, Австрии, как впрочем и других, является резкая смена фаций по простиранию, широкое развитие конгломератов и прочих атрибутов сноса с находящегося рядом горного сооружения, чего мы, кстати, и не наблюдаем в Азово-Кубанском прогибе. Здесь нет и признаков наличия пресноводных моласс, столь характерных для Альпийского прогиба (разве что так называемый остракодовый пласт в низах олигоцена).

Исключительно морские фации неогена,

развитые на Керченском п-ове, в частности в Индольской ветви Индоло-Кубанского (Азово-Кубанского) прогиба, прослеживаются в пределах всей Причерноморской моноклинали и южного склона Украинского щита. Весь комплекс пород от нормальноморских до солонатоводных свойственен всему неогену Восточного Паратетиса. По В. И. Самсонову (1990) Индоло-Кубанский прогиб имеет грабенообразный чоколь. Он не может быть крайвым или передовым, потому, что не сопряжен с горноскладчатым сооружением. Поэтому попытку И. П. Жабрева [10] применить классификацию моласс для отложений кайнозоя Индоло-Кубанского прогиба следует признать неудачной. Типичные молассы свойственны другому Крымскому прогибу – а именно Альминскому.

Однако в ряде случаев ошибочно смешивают верхнемиоценовые отложения в Альминской и Индоло-Кубанской впадинах. Так, если в первой верхний неоген – это типичная моласса (о чем речь пойдет ниже), то во второй, как мы уже отмечали, это чисто платформенный тип осадков, характер которых отнюдь не свидетельствует о сносе осадков с воздымающихся горных хребтов. Следует подчеркнуть, что толщи конгломератов в это время свойственны не краевому Предкавказскому прогибу, а межгорному прогибу, приуроченному к черноморскому побережью Кавказа, где на участках Гагра-Пицунда-Мугудзырхва в понте начали отлагаться мощные толщи конгломератов. А в Индоло-Кубанском прогибе развиты фации скорее шлирового типа, нежели молассового, если принять терминологию, принятую в Альпах.

Напомним, что, по определению [6], “Молассы – во Французских Альпах так назывались относительно мягкие, тонко-зернистые, известковистые песчаники. Термин моласса ввел Сосюр. В Швейцарии, в области классического развития моласс, в основании стратиграфического разреза последних залегает нижняя морская моласса – олигоценые мергели, песчаники и конгломераты (нагельфлю); выше – пресноводные нижние молассы (серые глинистые песчаники с тонкой сезонной слоистостью и с растительными остатками); далее – морские молассы (раковинные песчаники и верхние пресноводные молассы). Три последние толщи относятся к миоцену. При приближении к Альпам мергели и песчаники замещаются конгломератами. Мощность моласс до 2500–3000 м и более. Разрез моласс венчается мощными континентальными конгломератами. В Верхней Австрии общая последовательность молассовых толщ та же, что и в Швейцарии, но нижний виндабон представлен мощными глубоководными слюди-

стыми голубыми мергелями, именуемыми шлиром. Молассы чаще образуются в передовых и крайвых прогибах. Типичные молассы известны начиная с венда”.

Альминская впадина по наличию моласс как характерного признака передового прогиба, по-видимому, должна быть к таковому и отнесена. Здесь мы выделяем молассовые формации (геогенерации) по схеме развития геосинклиналей В. Е. Хаина [44]. Отложения моласс в краевой части Альминской впадины, несмотря на их в общем небольшую мощность, представлены в полном объеме, причем развиты как нижнемолассовая, так и верхнемолассовая субформации, что свидетельствует о том, что основная часть разреза скрыта под водами Черного моря. Используя схему В. Е. Хаина, мы исходим из того, что последняя, заключительная стадия геосинклинального процесса на микроуровне включает в себя и элементы всех предыдущих стадий геотектонического развития, понимая под этим, что формирование последней стадии происходит в передовых прогибах у подножия горных хребтов.

Итак, выше известняков позднего сармата залегает упомянутая нижнемолассовая субформация мэотического возраста, накопление которой началось во внешней зоне Альминского прогиба в результате проявления аттической фазы орогенеза, происходившей 9 млн лет назад. Отчетливое несогласие на границе поздний сармат–мэотис отмечается повсеместно и на Кавказе, причем активизация орогенических процессов и фазы вулканизма связаны на Кавказе именно с началом мэотиса, как это отмечает Е. Е. Милановский [20]. Таким образом, у подножья Крымского горного сооружения в морских и лагунных условиях формировалась нижняя моласса, которая выше сменяется верхнемолассовой субформацией (геогенерацией) уже красноцветной. Ей присуще, как и прочим верхнемолассовым комплексам, неправильное наложение, косая слоистость.

Нижняя моласса представлена сероцветными глинами, алевролитами, песчаниками и, как и в схеме В. Е. Хаина [44], подстилается известняковой формацией и перекрывается верхнемолассовой. Он также отмечает, что “в сложении морской (лагунно-морской) субформации верхней молассы значительная роль принадлежит известнякам-ракушечникам. Таковые понтические и акчагыло-апшеронские отложения кавказского побережья Каспия и Юго-Западной Туркмении, плиоцен Ронской впадины и Южной Франции” (с. 187).

В нашем случае типичной верхней молассой является верхняя часть осадков Альмин-

ской впадины – толща песчаников, глин, конгломератов с прослоями известняков раннего понта, залегающая на нижней молассе, представленной толщей мезотических песчаных глин, залегающих на известняках позднего сармата. Собственно разрез южного борта Альминской впадины начинается близ северной окраины г. Севастополь, практически сразу за Севастопольской бухтой. Здесь на Северной стороне города в местности, именуемой Радиогорка, береговой обрыв Черного моря образует своеобразный амфитеатр, где на известняках верхнего сармата залегают горизонтально-слоистая толща в общем палево-желтого цвета с серовато-бурыми разностями, внешне напоминающая суглинки квартера, сложенная алевритами, в которой четко выделяется до пяти пачек (мощностью до 4 м каждая), обусловленных наличием гравийно-галечникового материала. В некоторых пачках замечается и перекрестно-косая слоистость, на фоне согласно-горизонтального залегания со слабым уклоном на север. Чуть-чуть дальше в береговом обрыве начинают наиболее четко проявляться гравийно-галечниковые прослои до 1–1,5 м мощности, которые и обуславливают видимую цикличность, т. е. четыре-пять пачек, о которых речь шла выше. В этой части разреза есть прослой сцементированных конгломератов с галькой 2–3 см и более в диаметре, т. е. типичный горный аллювий. Севернее, в районе турбазы им. Мокроусова, в основании этой толщи у уреза воды местами выступают известняки верхнего сармата с *Maetra bulgarica* Eichw. и *Maetra caspia* Toul a., отмеченные В. И. Славиным [36], которые, среди прочих он нам передал в 1976 г. для определения. Часть берега, примыкающего к левобережью р. Бельбек, покрыта оползнями и большая часть разреза в настоящее время скрыта под бетонированной опорной стеной. Далее следует корытообразная долина р. Бельбек шириной 1 км и разрез правого берега, изображенный на рис. 3.

Отсутствие передового прогиба перед Крымским горным сооружением, этого неперемного атрибута “геосинклинально-антиклинальной” теории горообразования с позиций фиксизма, позволяет отдать предпочтение мобилистской точке зрения. Альминская впадина ограничена с юга предгорной сутурой [48]. По видимому, уместно напомнить, что в современной геодинамике сутура – это тектонический шов от столкновения двух плит, террейнов. На лежащем крыле сутуры обычно расположены молассы одновозрастного краевого прогиба, т. е. в нашем случае верхнемиоценовые молассы Альминского прогиба. На тектонической схеме М. В. Муратова [25, рис. 87], выделенная впо-

следствии сутура – это предполагаемый глубинный разлом, разделяющий мегантиклинорий Горного Крыма и Скифскую плиту.

М. В. Муратов подчеркивал, что [22, с. 409] “...К концу понтического времени на большей части Крымского полуострова наступает новая эпоха регрессии. Море отступает почти из всей области Степного Крыма, за исключением побережья Сиваша (окраина Азово-Кубанской впадины) и синклиналиных депрессий Керченского полуострова.

Однако при этом почти весь Степной Крым становится областью накопления мощных континентальных осадков – красно-бурых глин, суглинков, песков и галечников среднего и верхнего плиоцена. Эти отложения особенно мощной толщей выполняют Альминскую и Индольскую впадины и являются пролювиально-аллювиальными по происхождению. Они формировались за счет сноса материала из области Горного Крыма”.

Теперь мы знаем, что осадки понта относятся не к плиоцену, как полагали ранее, а к миоцену [32, 58]. Однако не следует рассматривать как одновременную историю развития Степного Крыма, Альминской и Индоло-Кубанской впадин, ибо последняя относится к Предкавказскому прогибу, где на протяжении всего неогена существовал морской режим и, в частности, осадки понта, киммерия, куяльника, акчагыла (в объеме таманских слоев, т. е. верхов среднего и верхнего акчагыла Каспия) и “гурия” (апшерон) представлены исключительно в морских фациях, тогда как в Альминской впадине с мзотиса начала накапливаться моласса.

Это утверждение М. В. Муратова [22] повторяет и В. И. Бабак [2, с. 359]: “Наиболее древние в Крыму континентальные отложения таврской свиты, залегающие на нижнепонтических известняках и породах более древнего возраста, представлены чередованием красно-бурых глин и желтых алевритов с включением линз и прослоев песка и гравия. Максимальная мощность таврской свиты наблюдается в пределах Индольской и Альминской впадин, где достигает 60–90 м. Имеющиеся материалы позволяют сопоставить таврские отложения с морскими киммерийскими и куяльницкими и относить их к среднему плиоцену”. Как теперь известно, в Индольской впадине таврская свита отсутствует.

В Альминской впадине развит совсем иной генетический тип осадков. Если оставлять название таврская свита, его, может быть, можно и сохранить для Степного Крыма. В Альминской впадине можно выделять (а нужно ли?), скажем, альминскую свиту.

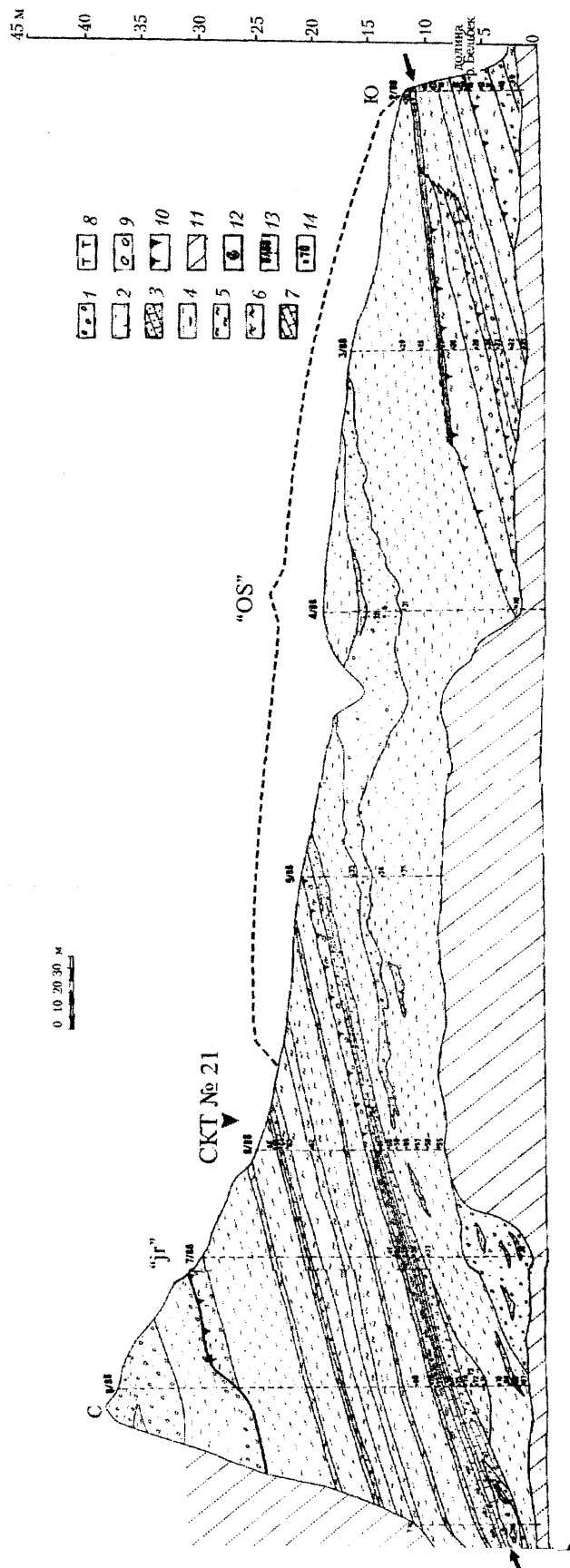


Рис. 3. Геологический разрез раннепалеогеновых отложений с. Любимовка (правый берег р. Бельбек)

1 – гравийно-галечниковые конгломераты с известковым цементом; 2 – пески; 3 – песчанки; 4 – алевроиты; 5 – глины; 6 – глины известковистые; 7 – известняки; 8 – известковистость; 9 – известковистость; 9 – карбонатные конкреции; 10 – почвенные образования; 11 – осыпи, оползани; 12 – места сборов палеонтологических остатков; 13 – оловянные расчистки; 14 – место отбора образца и его номер; “Jr” – ярковский горизонт [4, 5]; SKT № 21 – “позднеазовский термосуперклимат” [11, 12, 13] или севастопольский педокомплекс [4, 5]; “os” – оскольский горизонт [3, 4]; → – верхний горизонт известковистых песчанков и известняков; ← – нижний горизонт

Далее М. В. Муратов [23], рассматривая историю Крыма в плиоцене, отмечал: "Наиболее молодыми плиоценовыми отложениями, развитыми в предгорьях на северном склоне Крымских гор, являются давно описанные Н. А. Соколовым и К. К. Фохтом красно-бурые глины Степного Крыма. Образует довольно мощную толщу, она залегает здесь поверх понтических и сарматских осадков" (с. 8). М. В. Муратов подчеркивал, что "Б. А. Федорович, считал, что эти глины являются частью континентальными (без уточнения генезиса), частью морскими. Длительно изучая многие их разрезы, я нигде не видел среди них морских горизонтов" (с. 10).

Как следует из сказанного, М. В. Муратов не проверил привязки Б. А. Федоровича [43] с точным указанием его находок известняков в толще упомянутых глин и поэтому сделал однозначное заключение: "Исходя из всего сказанного, я полагаю, что есть достаточно много данных для отнесения толщи красно-бурых глин, в основном, к среднему плиоцену" (с. 12). Итак, М. В. Муратов [23] выделил таврскую свиту, дабы отличать красноцветные таврские глины как более древние от скифских глин Украины, Предкавказья как более молодых, залегающих на кюальницких отложениях и аллювиальных песках с хапровским комплексом млекопитающих Приазовья. Он приравнивал таврские глины к красно-бурым глинам Степного Крыма (залегающих на понте) и отнес их к среднему плиоцену, подчеркнув их чисто пролювиальный генезис.

Стратотип таврской свиты М. В. Муратов не выделил. И, таким образом, были смешаны породы, залегающие в Степном (Равнинном) Крыму на понте, и осадки, залегающие в Альминской впадине, выше известняков верхнего сармата.

Но не следует отчленять Равнинный Крым от Причерноморской впадины, поскольку еще В. В. Меннер отмечал, что [19, с. 319] "морфологическим южным краем Степного Крыма является Третья гряда Таврических гор, сложенная верхнетретичными известняками", которые "образуют здесь южное крыло обширного прогиба, известного в литературе под именем Причерноморской предгорной впадины, охватывающей всю область Степного Крыма и района Мелитополя".

В 1977 г. В. И. Славин [36] подтвердил данные Б. А. Федоровича о наличии прослоев с "морской" фауной, а именно, обнаружив два слоя известняков (рис. 3) с фауной моллюсков, передал их для определения Л. А. Невесской и В. Н. Семененко. Известняки содержат типичную солоноватоводную фауну моллюсков нижнего, новороссийского горизонта понта:

Prosodacna cf. littoralis (Eichw.), *Pseudocatillus cf. pseudocatillus* (Barb.), *Limnocardium* sp., *Monodacna* ex gr. *novorossica* Sinz., *Theodoxus* sp., *Viviparus* sp. В. И. Славин отмечает, что нижнепонтические известняки подстилаются отложениями мэотиса и сармата, а покрываются верхнеплиоценовыми и нижнечетвертичными галечниками, песками, иногда с озерными мергелями. Хотя, описывая разрез свиты на правом склоне р. Бельбек, В. И. Славин отмечает, что нижний горизонт морских песчаников и известняков в этом разрезе располагается в 50–70 м от подошвы свиты. То есть В. И. Славин залегающую выше известняков верхнего сармата и ниже нижнего прослоя раннепонтических известняков толщу, по-видимому, мэотиса тоже как будто склонен был относить к таврской свите. И закончил свою статью весьма неожиданным выводом: "Возраст таврской свиты, таким образом, следует понизить и относить ее к новороссийскому подъярису понтического яруса" (с. 1143).

Это полностью противоречит мнению автора термина "таврская свита" – М. В. Муратова, поскольку он отнес к ней красноцветные континентальные отложения, накопившиеся в Степном Крыму после раннепонтической регрессии, т. е. на известняках раннего понта.

Разброс мнений о возрасте и генезисе таврской свиты весьма велик. Так, М. В. Муратов [23, 26], М. Ф. Веклич и Н. А. Сиренко [3] считали ее сугубо континентальной, отмечая пролювиальную форму седиментации. Несомненно, самый существенный вклад в вопрос о генезисе таврских отложений с самого начала внес Б. А. Федорович [43], обнаруживший ряд прослоев известняка и известковистого песчаника с раковинами, как он полагал, принадлежащих родам *Cardium*, *Dreissena* и *Venus*. Сегодня очевидно, что морские моллюски были определены неверно. Прослой несомненно понтического возраста. Молассы Альминского прогиба [34] в целом это бурая, желтовато-бурая и красновато-бурая толща с реликтами первичной серовато-зеленой окраски (особенно под "верхним" мощным – 3,5 м прослоем известняка) вторично измененных, местами облесованных пород (рис. 3).

Итак, в толще моласс известняки не образуют сплошных линейно вытянутых прослоев, как это обычно бывает в других случаях. Здесь есть прослои разной мощности (от 0,5 до 3,5 м), ограниченные двумя плоскостями, в которых и присутствуют породы, отражающие процесс прибрежной гидродинамики. На правобережье р. Бельбек верхний пласт известняка мощностью 3,5 м прослеживается местами до 5–6 м длиной по простиранию, затем в пределах этого слоя быстро замещается глиной, далее глиной с

обильными галечниками, затем вновь по простиранию следует известняк, причем слой хорошо маркирован его верхней и нижней границами-плоскостями, ограничивая этот прослой латерально независимо от состава пород. Этот прослой, сложенный преимущественно гравелитами, прослеживается вдоль берега моря далеко на север вплоть до р. Альма, до с. Песчаное. Но этот прослой, строго говоря, не является верхним. Фрагменты известняка и известковистого песчаника спорадически встречаются и выше, уже над характерным горизонтом красноватых, выделенного М. Ф. Векличем под названием севастопольского. На пляже в Любимовке эти вывалившиеся из берегового обрыва в результате абразии плитчатые глыбы (до 2–3 м длиной) известковистого песчаника, местами переполненные раннепонтическими раковинами, т. е. переходящие в известняки, образуют большие хаотические скопления. Остается загадкой, почему их не отмечали “континентальные стратиграфы”, работавшие здесь. Процесс береговой абразии идет непрерывно, срезая все новые толщи этого разреза, который местами прекрасно обнажен, несмотря на мощные оползневые процессы. При этом следует учитывать, что основные обнажения, не затронутые оползневыми процессами, приурочены к береговым обрывам именно в приустьевых частях рек Бельбек, Кача, Альма.

Далее изучением таврской свиты занимались проф. МГУ А. В. Кожевников и Н. Н. Найдина, которые обработали большой материал, капитально обосновав разрез палеонтологически, доказав его преимущественно морской генезис.

Как отмечают А. В. Кожевников и Н. Н. Найдина [17, с. 106], “в 1968 г. сразу севернее долины р. Бельбек среди пестроцветов таврской свиты были обнаружены два слоя, содержащие раковины двустворок и гастропод. Из нижнего слоя (известковистый песчаник) Т. Г. Китовани были определены: *Monodacna pseudocatillus* V a r b., *M. cf. pseudocatillus* V a r b., *Prosodacna cf. littoralis* E i c h w., *P. cf. eichwaldi* Andrus.; из верхнего – *Monodacna pseudocatillus* V a r b., *M. cf. pseudocatillus* V a r b., *M. sp.*, *Prosodacna cf. littoralis* E i c h w., *P. sp.*, *Limnocardium* (?) sp., *Congeria subcarinata* D e s h., *Dreissena cf. simplex* Andrus., *Didacna* (?) sp., *Melanopsis* sp., *Micromelania* sp. Это типичный понт, фауна одесского известняка. Повторные сборы из тех же слоев были переданы Л. А. Невесской. Определены *Prosodacna littoralis* (E i c h w.), *Limnocardium cf. odessae* (V a r b.), *Congeria carinata* (D e s h.), *Pseudocatillus pseudocatillus* (V a r b.), *Didacnomya* (?) sp., *Theodoxus* sp. Вероятно, эти

слои на их северном продолжении отмечал в свое время Б. А. Федорович [43]. Сделанные им определения оказались не точными”.

Далее эти авторы отмечают, что “для уточнения генезиса и возраста осадков, составляющих таврскую свиту, определялись обнаруженные в них остатки остракод” (с. 112). Опробование производилось, в частности, по разрезам, расположенным севернее долины р. Бельбека, там, где обнаружены слои с нижнепонтическими моллюсками. Остракоды представлены многочисленными видами родов *Tyrrenocythere*, *Loxococoncha*, *Xestoleberis*, *Leptocythere*, *Caspiolla*, *Cyprideis*, *Candona*. Наиболее многочисленны *Tyrrenocythere pontica*, реже встречаются *Loxococoncha eichwaldi*, *Xestoleberis lutrae* *X. pleriane*, *X. sp.*, *Leptocythere pontica*, *L. fragilis*, *L. dichathomica*, *Cyprideis torosa*, *Candona* sp. (*jun.*), *Caspiolla acronasuta*, *Mediocytherideis praeapatoica*. Несколько отличаются по видовому составу комплексы остракод, выделенных А. В. Кожевниковым под свит, в частности южнее долины р. Кача (*Pontoniella loczyi* и *Darvinula stevensoni*), между с. Андреевка и мысом Тюбек (*Aglaioocypris chutzieva*, *Cyprideis torosa*, *Tyrrenocythere amnicola*), а в 10 м выше, в тех же алевролитах, расслоенных светло-желтыми песками, состав фауны оказался более разнообразным – *Pontoniella loczyi*, *P. sp.*, *Tyrrenocythere amnicola*, *Loxococoncha* sp., *Kovalevskiella turianensis*, *Advenocypris* sp. 2, *Darvinula stevensoni*, *Candona* sp., *Ilyocypris bradyi*, *Cyprideis torosa*, а еще выше к приведенному слою добавляются *Limnocythere alveolata*, *L. seducta*. А. В. Кожевников и Н. Н. Найдина подчеркивают, что [17, с. 114] “выявленные ассоциации остракод во всех случаях содержат виды, указывающие на морские условия среды обитания, иногда отличающиеся значительным опреснением. Это позволяет увеличить количество морских прослоев, зафиксированных в разрезах таврских и береговских пестроцветов до 7–10 вместо 1–2, известных Б. А. Федоровичу [43] и В. И. Славину [36]”. И заключают: “таким образом, морской генезис ряда горизонтов, расслаивающих таврскую свиту, является безусловным”, и в этой связи “позицию Б. А. Федоровича [43] и В. И. Славина [36] следует считать более правильной, нежели представления о чисто континентальном генезисе пестроцветов”. И далее: “Палеопедологический метод при подобной трактовке генезиса таврской свиты утрачивает самостоятельное значение” (с. 115), с чем мы полностью согласны. Достаточно привлекательной (но неправдоподобной) выглядит попытка А. В. Кожевникова [17] в расчленении таврской свиты на отдельные подсвиты. По А. В. Кожевникову, пять подсвит таврской свиты со-

ответствуют трем подъярусам понта (новороссийскому, портаферскому и босфорскому), а самая верхняя, 6-я – азовскому горизонту киммерия. А более молодая, береговская свита соответствует остальной части киммерия и куяльнику.

Далее А. В. Кожевников отмечает [17, с. 111]: “Суммируя мощности каждой из подсвит в береговом откосе между Севастополем и оз. Кызыл-Яр, мы получаем величину равную примерно 200–250 м, что вдвое больше цифры зафиксированной бурением в наиболее прогнута части Альминской впадины (устье р. Альмы)”. Здесь сам автор в ходе своих доказательств приходит к выводу, именуемому в математике как абсурд, так как суммарная мощность подсвит, как минимум, втрое превышает истинную мощность.

Мы принимали участие в геологосъемочных работах по доизучению Западного Крыма, определяя возраст неогеновых отложений и расчленяя керны буровых скважин; в этом районе по данным бурения мощность таврской свиты не превышает 50 м. Непосредственное проследование осадков, вскрытых в береговом обрыве с моря, с катера, на незначительном расстоянии от берега также не дает повода для выделения ряда “прислонений и замещений”. Итак, исследуемая толща залегаёт в целом горизонтально со слабым падением на север и в районе Тарханкута прослои известняков с фауной раннего понта и вмещающая их глинистая толща, содержащая богатый комплекс морских солоноватоводных понтических остракод, целиком замещается толщей типичных раннепонтических известняков, горизонтально залегающих на мэотисе, широко распространенных в Причерноморье, как это и показано на схеме В. И. Славина (рис. 4).

Но коррелируя свои подсвиты со всеми подъярусами понта и низов киммерия, А. В. Кожевников впадает в другую крайность, поскольку в Западном Крыму морских верхнепонтических и киммерийских отложений никогда никем не отмечалось. Здесь явное несоответствие со стратиграфической привязкой. А. В. Кожевников относительно своих свит отмечает, что “...Принцип их выделения существенно отличается от применявшегося М. Ф. Векличем и Н. А. Сиренко [3] и они ни в коей мере не соответствуют горизонтам предложенной ими стратиграфической схемы. Кстати, “почвенных свит” среди таврских и береговских пестроцветов, как минимум, 10–12” [17, с. 109].

На геологическом разрезе понтических отложений правобережья р. Бельбек (рис. 3), составленный нами с В. М. Мацуем, который принимал участие в исследованиях в Альминской впадине [34], представлен полный разрез, послуживший М. Ф. Векличу основанием для вы-

деления стратонов, как он полагал, большей части плиоцена, залегающих на понте. В его описаниях известняки, как таковые, отсутствуют. Под нижнем прослоем известняка (рис. 3) выделены четыре горизонта: бельбекский, иванковский, салгирский и любимовский, причем, по видимому, в составе любимовского присутствует и этот самый нижний прослой известняка. Но М. Ф. Веклич считал все эти образования сугубо континентальными и этот прослой известняка описал как “иллювий”. В этом нижнем прослое по плоскостям напластования присутствует фауна типичной ассоциации моллюсков, свойственных нижнему понту. Ниже этого известняка в ряде образцов был встречен нанопланктон, речь о чем уже шла в нашей статье с палеонтологическим обоснованием любимовского разреза [34].

В 1978 г. мы опубликовали материалы по впервые обнаруженному нами [30] нанопланктону в солоноватоводных осадках мио-плиоцена Черноморского, Каспийского и Дакийского бассейнов, чему предшествовало всестороннее изучение образцов многих разрезов из нашей коллекции (где возраст по фауне моллюсков не вызывал сомнений). Нанопланктон в самом начале был обнаружен нами в таманских слоях Черноморского бассейна и передан С. А. Люльевой для изучения, тогда же были привлечены образцы (кубики для палеомагнитных исследований) М. А. Певзнера по разрезам ачкагыла и апшерона Азербайджана с целью их параллелизации с нашими разрезами. Как тогда удалось установить, в верхах мэотиса присутствует океанический нанопланктон зоны NN10 (*Discoaster neohamatus*, *D. neorectus*), в понте зональные виды обнаружены не были, а в нижнем киммерии встречен нанопланктон зоны NN11 – *Discoaster quinqueramus* и *Ceratolithus tricorniculatus* (встреченные вместе), а чуть выше *Ceratolithus acutus* (зона NN12), что позволило отнести понт к зоне NN11 и таким образом установить, что граница миоцен-плиоцен проходит выше понта. Итак, верхи понта и низы киммерия коррелировались с мессинем, а киммерий с занклием и т. д. Следует отметить, что *Discoaster quinqueramus* весьма редок и в Средиземноморье и пока эта наша находка, обнаруженная в 1978 г. в скважинах Чегерчинской грабен-синклинали Индоло-Кубанского прогиба, остается единственной в плиоцене Черноморского бассейна [30]. Однако и в дальнейшем индекс-виды в понте пока не встречены, несмотря на значительный объем опробованных нами разрезов, включая и образцы М. А. Певзнера, отобранные им на разрезах Тамани, где проводились палеомагнитные исследования. Никакие

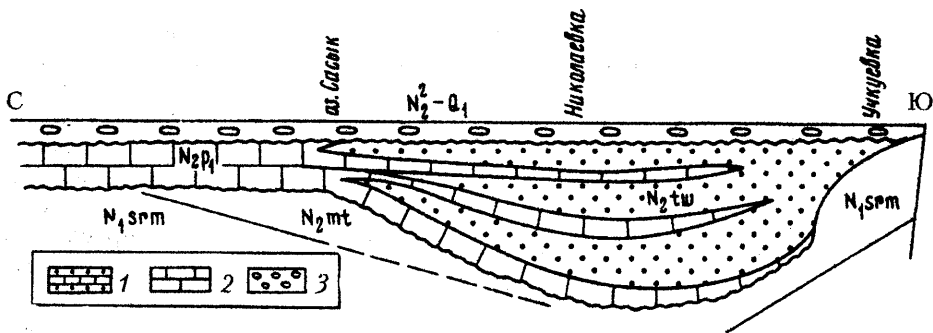


Рис. 4. Схема строения нижнепонтических отложений. Таврская свита [36]

1 – пестрые глины, песчаники, известняки; 2 – нижнепонтические отложения – известняки, мергели; 3 – верхний плиоцен – гравелиты, песчаники, линзы мергелей, глин

другие материалы мы никогда не привлекали. Обзор этих данных по нанопланктону был недавно приведен И. С. Чумаковым [47].

Как уже отмечалось, в разрезах Альминской впадины были отобраны образцы на всем протяжении разреза от с. Учкуевка до с. Песчаное (образцы взяты из всех разновидностей пород). Нанопланктон из этих образцов вначале [34] выявлен исключительно из разреза нижнепонтических образований и прослеживается во всей толще отложений, но концентрируется только в отдельных слоях.

В общей сложности С. А. Люльева было обнаружено около 20 видов нанопланктона, от 4 до 10 в образцах. Это *Amaurolithus* sp., *Triquetrorhabdulus* Br a m l. et W i l c o x, *Coccolithus pelagicus* (W a l l.), крупные и мелкие формы *Reticulofenestra pseudoumbilica* (G a r t n.), *R. minutula* (G a r t n.), *Dictyococcites perplexus* B u r n s. = *D. antarcticus* H a q., *Calcidicus tropicus* (K p t.) = *C. macintrei* (B r a m l. et B u k r y), отдельные кокколиты и полные коккоферы *Umbilicosphaera cricota* (G a r t n.), *Syracosphaera pulchra* L o h m., *Sphenolithus abies* D e f l., *Sphenolithus* sp., *Sphenaster metula* W i l c o x., *Braarudosphaera bigelowi* (G r a n. et B r a a r.), *Rhabdosphaera styliifera* L o h m., *Perfocalcinella* ex gr. *fusiformis* B o n a, *Micrantholithus* sp., *Gephyrocapsa* sp. Большая часть обнаруженных видов встречается спорадически в единичных экземплярах или составляет доли процента в наноконцентрациях. В большом количестве развиты только два вида: *Dictyococcites perplexus* = *antarcticus* и вид *Perfocalcinella* ex gr. *fusiformis*.

В миоцене различных районов Мирового океана установлен ряд эпизодов [54, 55] относительного потепления и похолодания: потепление в интервалах 22–20 млн лет, 17–16, 12,5–11,5 млн лет и похолодание – 15 млн лет и

в интервале 7,5–5 млн лет. Именно с последним отрезком времени и связано формирование осадков понтического регионаруса. Вид *D. perplexus* = *antarcticus* отмечается в литературе как холодноводный [51, 54, 55]. Впервые был обнаружен в Антарктических водах Южного полушария. Широкое распространение его в Южном полушарии с 16 млн лет связывают с формированием ледяной шапки Антарктиды [54]. В осадках эпиконтинентальных бассейнов *D. perplexus* = *antarcticus* указан для Испании [51] из пограничных отложений позднего миоцена – раннего плиоцена впадины Вера, в которых является ведущим компонентом наноконцентраций наряду с видами *Dictyococcites minutus* и *Coccolithus pelagicus* [51] и для пограничных отложений тортона и мессина впадины Гвадалквивир [53]. Вид *P. ex gr. fusiformis* характерен для прибрежных солоноватоводных комплексов миоцена Паратетиса. Отмечен С. А. Люльева в массовом количестве для понтических отложений с. Виноградовка.

Таким образом, как отмечает С. А. Люльева [34], нанопланктон из понтических отложений в районе юго-западного Крыма не дает возрастной привязки, но отражает, вероятно, термальную структуру водных масс (холодноватоводный наноконцентрация с монодоминантой *D. perplexus* = *antarcticus*, редкость тепловодных представителей нанопланктона), развитие аномальной солености (наноконцентрация с монодоминантой *P. ex gr. fusiformis*) и мелководность или ослабление водообмена с океаном (отсутствие дискоастров, редкость цератолитов). Поскольку вид “холодолобивого” нанопланктона *Dictyococcites perplexus* (или *antarcticus*) был встречен впервые в понтических отложениях, мы полагаем [34], что это обстоятельство связано с тем, что здесь присутствует самая нижняя часть раз-

реза понта, которая отсутствует в таких известных местонахождениях понта, как в стратотипе понта в Одессе или западнее Одессы – в с. Виноградовка. Однако, как показали проведенные нами дальнейшие опробования, этот вид нанопланктона распространен по разрезу довольно широко.

Как уже отмечалось ранее, выше нижнего слоя известняков (рис. 3) следует самый мощный горизонт схемы М. Ф. Веклича, так называемый “оскольский”, стратотип которого, как утверждает М. Ф. Веклич [3], был выделен им в качестве XIV террасы р. Оскол в Днепроовско-Донецкой впадине, и вот теперь идентифицирован им в любимовском разрезе в качестве основного, самого мощного горизонта среднего плиоцена. Вернее, это серия пород, где наряду с глинами, супесями присутствует в средней части и довольно мощный прослой конгломератов. Сюда входят и верхний прослой известняка, и ряд красновато-коричневых глин уже над самим этим известняком. Слой известняка и известковистых песчаников в описаниях М. Ф. Веклича отсутствует. Этот пласт содержит многочисленную фауну моллюсков, включая и такой характерный вид, как *Congeria carinata*, вышеупомянутый *Dictyococcites antarcticus* из нанопланктона, и здесь же в наших образцах В. А. Коваленко определил богатый комплекс раннепонтических остракод: *Leptocythere praebosqueti* S u z., *L. multituberculata* L i v., *L. bosqueti* L i v., *L. propinqua* L i v., *Cyprideis torosa* (J o n e s), *Loxococoncha eichwaldi* L i v., juv; *Loxococoncha djaffarovi* S c h n. var. *kertshinensis* A g a l., *Trachyleberis pontica* L i v., *Tr. ex gr. aligera* S t., *Cypria arma* S c h n., *C. sinuata* S c h n., *Potamocypris longisetosa* B r o n s t e i n., *Cypridopsis* aff. *vassoevichi* S c h n., *Caspiolla acronasuta* (L i v.), а в линзе глин в слое известняка – *Ilyocypris gibba* (R a m b d h o r), *Il. bradyi* S a r s., *Cyprideis torosa* (J o n e s), *Candoniella albicans* (B r.), *Candona* ex gr. *candida* (O. M u l l e r), *Caspiolla balcanica* S c h n., *Mediocytherideis apatoica* (S c h w e u e r), полностью подтвердив материалы Н. П. Найдиной по этой же части разреза.

В принципе любимовский разрез представляет собой нормальный осадочный цикл – известняк, глина, конгломерат, глина, известняк (рис. 3). Причем он даже в молассе повторяется с присущими всему нижнему понту Причерноморья закономерностями, поскольку в известняках есть нижний и верхний прослои, которые выделял в раннепонтических известняках Причерноморья еще Н. А. Соколов [37, 38], разделенные, как мы полагаем, скрытой поверхностью несогласия, которая здесь хорошо выражена, в связи с тем, что существенно увеличивается мощность раннепонтических отложений. И

это несогласие между двумя прослоями известняков (в типично известковых фациях) здесь заполняет слой мощных конгломератов с гальками и валунами юрских известняков на очень твердом сливном цементе, что в общем-то не мешало одному из эпигонов М. Ф. Веклича – В. А. Зубакову [11, 13] именовать эту толщу как “оскольский лесс”.

Нужно сказать, что сохранность фауны моллюсков обычных понтических известняков Причерноморья из-за их сильной перекристаллизации очень плохая. Однако именно в верхнем прослое в описываемом любимовском разрезе присутствуют многочисленные довольно крупные конгерии из группы *carinata*, которые почти не фиксируются в отложениях нижнего понта Причерноморья. Это очень важный маркер. Как мы уже отмечали [34], И. Г. Тактакишвили при совместном посещении разреза у с. Любимовка заметил, что эти конгерии из группы *carinata* фиксируют границу нижнего понта в известном разрезе нижнего понта Грузии в районе антиклинали Мземо-Урта. Можно добавить, что горизонт именно с *Congeria carinata*, как полагает Е. В. Бабак, фиксирует и фазу связей Черноморского и Каспийского бассейнов в конце раннего понта.

Выше присутствует характерный комплекс, состоящий из переслаивания ярко-красных и светлых, зеленоватых глин. Это серия, как полагал М. Ф. Веклич, ископаемых почв, названная “севастопольским педокомплексом”. Так вот в этом “педокомплексе” в прослое зеленых глин из отобранных нами образцов В. А. Коваленко также определил довольно богатый комплекс понтических остракод: *Ilyocypris gibba* (R a m d h o r), *Il. bradyi* S a r s., *Caspiocypris* ex gr. *candida* (L i v.), *Caspiolla acronasuta* (L i v.) var. *gracilis* (L i v.), *Candoniella albicans* (B r.), *C. subellipsoida* (S c h a g r o v a), *C. suzini* S c h n. Здесь С. А. Люльевой отмечен и нанопланктон *Dictyococcites antarcticus* H a q. и *Perfocalcinella* sp. Выше “севастопольского” выделяются маломощные айдарский и ярковский горизонты (последний отмечен на нашем рис. 3 черной жирной линией) с редкими *Perfocalcenella* sp. и с небольшим прослоем галечников. Венчает разрез мощная толща покровных галечников. Итак, можно уверенно утверждать, что вся толща пород, залегающая ниже галечников, представляет собой верхнемиоценовую раннепонтическую молассу.

Следует отметить, что “верхний” прослой, к которому местами приурочены фаунистически охарактеризованные известковистые песчаники и известняки, латерально замещающиеся гравелитами, глинами, отмечен не только в любимовском разрезе. Он прослеживается в береговых

обрывах Черного моря вплоть до с. Песчаное, уже в долине р. Альма. Кроме того, выше этого прослоя, т. е. выше красноцветов, которые были названы севастопольскими, встречаются фрагменты известковистых песчаников и известняков, которые спорадически отмечались прежде в Любимовке и были обнаружены В. М. Мацуем в с. Песчаное, т. е. повторяется ситуация, аналогичная понтическим отложениям юга Украины, Причерноморья. В частности, в разрезах между речья Днепр–Молочная в зеленых глинах, залегающих выше известняков раннего понта, переходящих постепенно в красно-бурые, и уже в самих красно-бурых глинах со времен Н. А. Соколова [38], проводившего здесь трехверстную съемку, отмечаются уже выветрелые прослои известняка и мергеля местами с отпечатками понтических прозодакн.

Какими критериями пользовался М. Ф. Веклич при выделении этих его этапов, сказать трудно. Сам он отмечает, что “принцип выделения стратон палеогеографический: каждому этапу позднекайнозойской природы соответствует определенный стратон” [5, с. 15]. По-видимому, они начинались палеопедологическими комплексами, с которыми работала Н. А. Сиренко [3, 35], а в качестве палеонтологического обоснования использовались данные спорово-пыльцевого анализа, выполненного С. А. Паришкой [27]. Для того, чтобы читатель имел свое представление о том, что представляют собой эти данные, мы приводим их на заимствованной из работы С. А. Паришки спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 5). Вот как резюмирует свои данные С. И. Паришка [27]: “Спорово-пыльцевым методом исследованы плиоценовые отложения Предгорного Крыма у с. Любимовка. В результате полученных данных установлено, что в раннем плиоцене (иванковский горизонт) климат был еще теплый и влажный, в растительном покрове преобладала лесная растительность. В среднем и позднем плиоцене при общей направленности изменения климата в сторону аридизации и похолодания наблюдается чередование более или менее аридных этапов. В одни этапы (севастопольский, богдановский, береговский) преобладали лесостепные и степные ландшафты, в другие (оскольский, кизильярский, березанский) господствовали лишь степные ландшафты”.

Как отмечалось, выше так называемого “яркового” горизонта идет серия галечников. Выше лежащие на конгломератах породы под названием “богдановские” и прочие нами не рассматриваются, поскольку относятся, по-видимому, к куяльницкому времени.

В данном случае спорово-пыльцевые дан-

ные, как мы полагаем, реально отражают палеогеографические условия, но раннего понта, где смена комплексов свидетельствует о том, что комплекс полиноморф из данного местонахождения является политопным и сформировался вследствие совместного захоронения полиноморф растений различных растительных группировок, занимавших разные высотные уровни рельефа рядом расположенного горного сооружения.

Следует отметить, что мы до сих пор в принципе не знаем континентальных отложений киммерия. Это обстоятельство, возможно, связано с наличием кавказской фазы орогенических движений на границе понт – киммерий [16].

На междуречье Прут–Южный Буг выделяются высокие плиоценовые аллювиальные равнины, среди которых различаются кучурганские, стольниченские и карболийские грубозернистые осадки, относящиеся к киммерию [56]. Имеется киммерийский аллювий и в долине р. Днепр, южнее г. Запорожье по линии Царицын Кут–Васильевка с фауной позвоночных. А в основном киммерий в континентальных фациях сложен толщей красно-бурых глин, представляющих собой элювий залегающих ниже зеленых глин понта. Разрезы осадков раннепонтического бассейна, где нижняя часть разреза сложена известняками, а верхняя глинами (как следов усыхания понтического бассейна во второй половине его существования), известны в пределах практически всей Причерноморской впадины, а особенно на междуречье Днепр–Молочная и в Степном Крыму. В частности, эти зеленые глины в кровле известняков нижнего понта пытались идентифицировать на Никопольщине с верхним босфорским подъярусом понта И. А. Лепикаш [18]. Таким образом, эти зеленые глины по большей своей части приобрели характер красно-бурых во время климатического оптимума, имевшего место в киммерии, когда железо из закисного в форме FeO перешло в окисное – Fe₂O₃ с образованием красноцветов. В результате этого оказались перепутаны толща красно-бурых глин Степного Крыма, выделенная М. В. Муратовым под названием таврской свиты, которые он же сравнивал с такого же рода внешне похожими породами, развитыми в Альминской впадине. Однако это совершенно разные вещи. В Степном Крыму и Северном Причерноморье это элювий ниже лежащих глин раннего понта, а в Альминской впадине – генетически совсем другой тип осадков. Это – молассы, где среди пролювия есть толщи морские, в частности раннепонтических известняков, вторично измененных песков и глин, которые, как мы уже указывали, существенно разнятся по возрасту. Если

красно-бурые глины Степного Крыма сформировались по зеленым глинам понта в киммерии, то внешне схожие породы Альминской впадины образовывались собственно в раннепонтическое время. И это обстоятельство было упущено из виду многими последующими исследователями.

Кроме того, здесь в молассах по р. Кача О. Д. Моськиной и В. М. Мацуем [34] были обнаружены мелкие млекопитающие, которые однозначно свидетельствуют о том, что они принадлежат зоне MN13 и относятся к туролию. Как и породы понта в стратотипических разрезах Керченско-Таманской области [31], разрез Любимовки намагничен обратно [29, 41]. Таким образом, вся эта толща является раннепонтической, вплоть до перекрывающих их так называемых кизилджарских галечников. Эти базальные толщи грубозернистых песков и галечников в полных морских разрезах явно отделяют понтические отложения от перекрывающих их киммерийских и представляют собой перерыв в осадконакоплении, выраженный во всем Черноморском бассейне (рис. 6), соответствуя во времени 5-й палеомагнитной эпохе.

Следует отметить что, после серии публикаций о наличии морских прослоев в любимовском разрезе [17, 36], М. Ф. Веклич – автор схемы верхнекайнозойских отложений Украины, по-видимому, уже не имел возможности отказаться от своих представлений, поскольку это имело далеко идущие последствия: было защищено несколько докторских диссертаций, в частности Н. А. Сиренко, С. И. Паришкой (Турло), выпущен ряд монографий [3–5, 35], в частности В. А. Зубакова [11], где эта схема использована. Схемой М. Ф. Веклича пыталась пользоваться и В. Л. Яхимович при корреляции разрезов Волго-Уральской области [50]. В 1993 г., несмотря на очевидные факты, был издан комплект стратиграфических схем Украины [39] и там эта схема также фигурировала. Хотя совершенно ясно было, что разрезы, в основу которых положена эта схема, в общем-то соответствуют лишь только нижнему понту. Во время посещения этого разреза М. Ф. Веклич, в частности, озвучивал версию (после публикаций о наличии понтических известняков) о том, что да, это какие-то прослои известковистых песчаников с переотложенной фауной и даже отметил в подстрочной ссылке [4, с. 83], что “в конгломератах и песчаниках (вероятно лиманно-озерных) обнаружены в 1980 г. отпечатки *Cardiidae* и *Dreissensidae*”.

В. А. Зубаков [11] на появившиеся материалы о прослоях раннепонтических известняков отреагировал следующим образом: “детритусовые линзы в оскольских глинах представляют

намытый на пляже переотложенный материал из более древней ракуши” (с. 76). А фауну моллюсков раннего понта любимовского разреза определяла независимо друг от друга группа компетентных специалистов-малакологов: Л. А. Невеская, Т. Г. Китовани, И. Г. Тактакишвили, автор и т. д.

Однако ситуация не изменилась из-за нежеланий вникнуть в суть предмета и беспринципной позиции, которую занимало как прошлое (Ю. В. Тесленко), так и нынешнее (П. Ф. Гожик) руководство Национального стратиграфического комитета Украины и научно-редакционного совета (А. С. Дранник), а также руководство отрасли геологической съемки геослужбы Украины того времени (Д. Ф. Володин). Аналогичной позиции придерживается и председатель неогеновой комиссии России Ю. Б. Гладенков [13].

Если стратиграфическая схема М. Ф. Веклича разрабатывалась, как он полагал, на палеопедологической основе для континентальных аналогов плиоцена и представляла собой до определенного времени цепь, скажем так, заблуждений, то уже изыски В. А. Зубакова можно рассматривать как последовательную профанацию по внедрению климатических критериев из ледникового периода в неоген, не имеющих под собой никакой реальной основы. И если вначале это тоже можно расценивать как заблуждение, то в дальнейшем поведение этих авторов вызывает откровенное недоумение: что это – действительное непонимание или ловкие манипуляции, уже граничащие с очковтирательством? Так, в 1998 г., как ни в чем не бывало, М. Ф. Векличем была продемонстрирована эта же схема с 13 горизонтами континентального среднего плиоцена в тезисах всероссийского совещания по изучению четвертичного периода [5] со ссылкой на ранее изданные листы этой схемы. В этих же тезисах в статье “Понто-Каспий как Парастраторегион таксонов общей шкалы плио-плейстоцена” (по-видимому, речь должна идти не о таксонах, а о страгонах) В. А. Зубаков лишь в киммерии Черноморского бассейна выделяет семь горизонтов схемы М. Ф. Веклича по любимовскому разрезу, а именно: бельбекский, иванковский, салгирский, любимовский, оскольский, севастопольский, айдарский. Он подчеркивает [12, с. 28], что “прежде всего отметим, что членами RCMNS* в основу выбора новых ярусных лиминотипов положен принцип совмещения событийно-стратиграфических рубежей с палеомагнитными уровнями, т. е. тот критерий,

* Английская аббревиатура РКССН – Регионального комитета по стратиграфии Средиземноморского неогена.

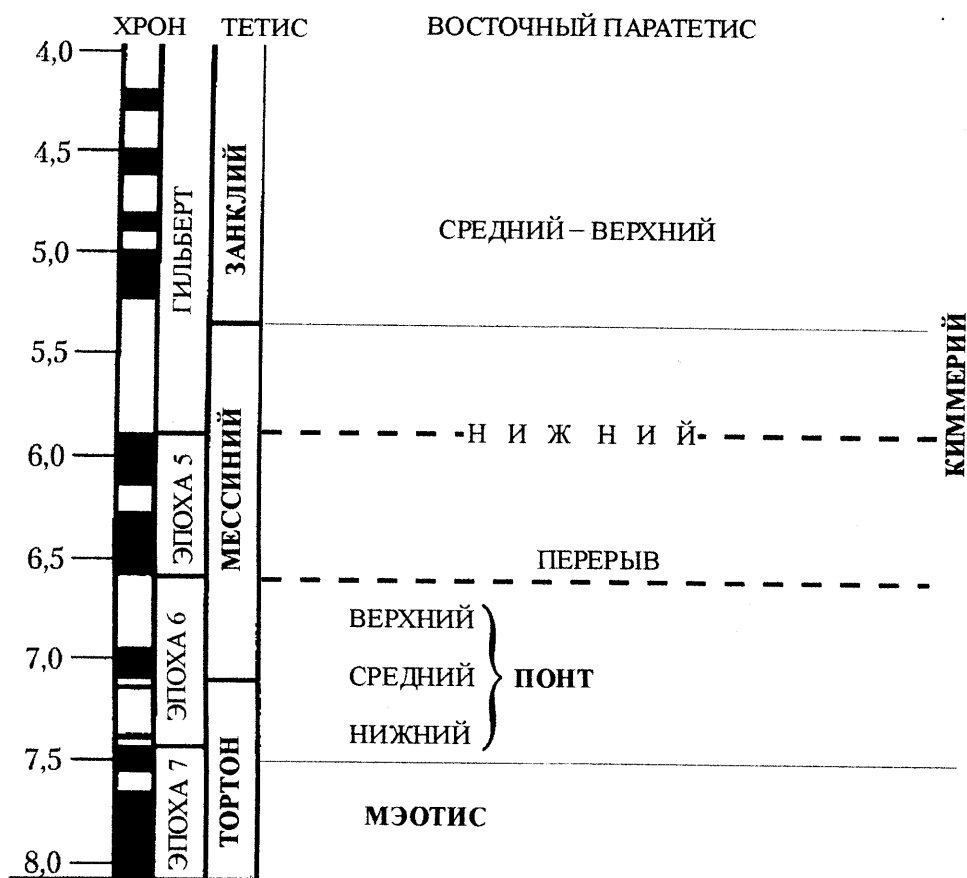


Рис. 6. Схема корреляции мио-плиоцена Тетиса (Средиземноморья) и Восточного Паратетиса [33]

который был предложен автором 24 года назад (Геохронология СССР, т. 3, 1974, с. 285)".

Оказывается, члены РКССН находились все это время в счастливом неведении, используя и такого рода критерии... Узнав о таких новациях, охватывает чувство ирреальности и невольно вспоминаются высказывания классика [7, с. 179]: "Сначала я объявил Мавре, кто я. Когда она услышала, что перед нею испанский король, то всплеснула руками...". Можно лишь напомнить, что Международный проект глубоководного бурения (DSDP) был начат в августе 1968 г., когда были разбурены осадки над полосовыми магнитными аномалиями у срединно-океанических хребтов, а работы по зональному расчленению кайнозойских осадков были начаты значительно раньше самого проекта.

В качестве примера в учебных пособиях приводится схема Н. И. Андрусова по биостратиграфическому расчленению неогеновых отложений юга России и Украины, которая выдержала испытание временем, став классической. В. А. Зубаков [12, 13] в последнем варианте пы-

тался изуверчить и эту схему, подгоняя ее под "итальянские стандарты", "выделив" три новых яруса и присовокупив к ней, как мы уже отмечали, и схему М. Ф. Веклича (где, как мы показали, задействована только верхнемиоценовая раннепонтическая моласса), но которую они продолжают использовать в качестве основы стратиграфического подразделения среднего плиоцена на педологических критериях.

Хочу отметить, что после того, как в середине 70-х годов прошлого века В. И. Славин [36] представил мне для определения несколько образцов известняков с фауной из любимовского разреза, никаких сомнений в том, что это ранний понт, ни у меня, ни у моих коллег не было. И все эти изыски и потуги М. Ф. Веклича и В. А. Зубакова по климатическим построениям всерьез нами не воспринимались, в том числе и с любимовским "стратоталоном", ввиду очевидности вопроса. Поводом к настоящей публикации послужили вышеупомянутые тезисы М. Ф. Веклича [5] и В. А. Зубакова [12] на всероссий-

ском совещании “Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке”.

Попытка придать своим построениям некую теоретическую подоплеку “подвигли” В. А. Зубакова к выделению наряду с био- и хроностратиграфическим подразделениями и особым таксонам для “атмосферы” – климатостратиграфических единиц – климатом [11].

Эти “теоретические” предпосылки основаны на данных Г. Келлер по изучению фаз похолоданий в глубоководных осадках Тихого океана, которые почти совпадают (как полагает В. А. Зубаков) с изменениями эксцентриситета [11]. Подчеркивается [11, с. 49], что “...Волны потепления (Т) и похолодания, выделенные Г. Келлер в глубоководных колонках северной части Тихого океана”, привязаны к магнитохронологической шкале. “Эти волны удовлетворительно соответствуют либо гиперклиматам (ГКТ), либо их частям – суперклиматам (СКТ), что составляет половину 400-тысячелетнего ритма эксцентриситета”, причем “глобальное прослеживание гиперклиматом не столь четко, как суперклиматом” [11, с. 49]. Создав, как он полагает, теоретические предпосылки климатостратиграфических построений в виде отцифрованных равновеликих гиперклиматом для миоцена и суперклиматом для плиоцена и сделав соответствующие виртуально-климатические расчеты “холодно-тепло” (совместно с Н. И. Борзенковой), оставалось конкретно применить их на практике. Стратотипическим для плиоцена регионом, т. е. для суперклиматом, по В. А. Зубакову, является Причерноморье.

Итак, В. А. Зубаков выделил 35 “суперклиматом” (СКТ) для последних 7 млн лет, создав (по аналогии с кварталом) некую умозрительную циклоподобную систему “тепло-холодно” из квартала ниже, в неоген, где СКТ является, по В. А. Зубакову [11], единицей палеоклиматической периодизации. Особую пикантность этим построениям придает то обстоятельство, что СКТ привязаны к “уникальному” любимовскому разрезу и на “севастопольский педокомплекс”, лежащий на “осколе” [11, с. 68, рис. 5.1–1; 13, с. 72, рис. 3], приходится СКТ от № 23 до № 17, причем подчеркивается, что [11, с. 78] “позднеазовский термо СКТ 21, является бесспорным термическим оптимумом всего плиоцена. Он соответствует максимуму занклийской трансгрессии”. Но СКТ № 21 располагается чуть выше “верхнего” прослоя известняка (рис. 3), т. е. близко к кровле новороссийского подъяруса понта, а не верхов киммерия, как полагал В. А. Зубаков. Следует отметить (во избежание

дальнейших инсинуаций), что в литературе имеется и такой вариант, когда понт будет соответствовать занклию, (а понтическая фауна в верхах мессина окажется под занклием), но лишь в случае применения константы [8] радиоактивного распада (в отличие от общепринятой), используемой А. Л. Чепалыгой и В. И. Трубиным [42] в их варианте палеомагнитной шкалы “короткого” понта в низах палеомагнитной эпохи Гильберт, с возрастом основания последнего по этой шкале 5,8 млн лет. Эту шкалу не отвергает все тот же В. А. Зубаков, так и не поняв, что суть разницы между “коротким” и “длинным” понтом [11, с. 66] и заключена в “фокусе” с применением разных констант, что, конечно, недопустимо [28].

Следует подчеркнуть, что свои “достижения” в области теоретической и практической климатостратиграфии В. А. Зубаков широко рекламировал не только в бывшем СССР, но и за рубежом, в частности, рассматривая палеоклиматы плиоцена как возможные аналоги климата середины XXI в. Возможно, что климатологи и учитывали эти прогнозы, не подозревая, какой подвох подкладывают эти авторы, выдавая климатический оптимум киммерия, т. е. плиоцена на разрезе раннего понта – позднего миоцена, в очередной раз дискредитируя в общем-то рациональную идею о климатических сценариях.

Как мы уже отмечали выше, северо-западнее и восточнее любимовского разреза моласса постепенно замещается известняками и уже на Тарханкутском плато подавляющая часть разреза раннего понта представлена известняками (рис. 4). Здесь на известняках раннего понта на высоких отметках местами лежат сохранившиеся красные глины так называемого “севастопольского” горизонта. Таким образом, “красноцветная” часть любимовского разреза, выделяемого М. Ф. Векличем под названием севастопольского педокомплекса, представляет собой красноцветный элювий, широко развитый в Причерноморской впадине и сформированный, как уже отмечалось, на зеленых глинах раннего понта, в частности на междуречье Днепр-Молочная, т. е. в глинах, образовавшихся во вторую половину существования раннепонтического бассейна.

Во всей этой истории есть и положительный момент, поскольку стратоталон континентального среднего плиоцена (т. е. киммерия, по М. Ф. Векличу) в результате проведенных исследований превратился в один из наиболее хорошо изученных разрезов раннего понта. Здесь по сравнению с другими разрезами (представленными целиком известняками) местами хоро-

шо сохранилась фауна моллюсков. По сравнению с разрезами нижнего (новороссийского) подъяруса понта Северного Причерноморья (где его общая мощность не превышает первого десятка метров) этот разрез имеет относительно большую мощность и здесь отмечены многочисленные комплексы остракод, нанофоссилии, фауна позвоночных, проведены палеомагнитные исследования.

По аналогии с разрезами Керченско-Таманского стратотипического региона нижняя, мезотическая сероцветная моласса, должна соответствовать 7-й (C4n) и 8-й (C4r–C4an) палеомагнитным эпохам (рис. 6), а верхняя, обратно намагниченная красноцветная понтическая – 6-й (C3Br–C3Ar) палеомагнитной эпохе [31]. Спорово-пыльцевая диаграмма раннепонтической верхнемиоценовой молассы, составленная С. И. Паришкой (на мощность около 45 м), в принципе может служить для сравнения спорово-пыльцевых комплексов раннепонтических отложений юга.

Кроме того, как отмечалось выше, во многих разрезах понта Северного Причерноморья выделяется два горизонта известняков, наметенных Н. А. Соколовым и несколько различающихся между собой литологически и фаунистически, где в нижнем обычно преобладают дрейсениды, а в верхнем – кардииды, а на Тарханкуте – соответственно оолитовый и ракушечный [15]. Теперь в результате таких “растяжек” в мощности о перерыве можно говорить совершенно уверенно, поскольку эти два прослоя известняка в любимовском разрезе разделены четким прослоем конгломератов (рис. 3). Но какова была длительность этого перерыва, еще предстоит выяснить.

Я не ставил здесь задачу разбора схемы М. Ф. Веклича, этому посвящена специальная работа [29]. Однако думаю, что один из его, с позволения сказать, “стратонов”, в частности “оскольский лесс sensu Зубаков” (так как М. Ф. Веклич термин “лесс” не применял), может быть в наизидание и следует сохранить, поскольку в Крыму традиционно проходят практику студенты-геологи из разных вузов СНГ.

При разработке неогеновой шкалы Западного и Центрального Паратетиса в Международной рабочей группе по неогену Паратетиса при РКССН, в работе которой долгие годы нам довелось участвовать, широко применялось такое неформальное понятие, как фациостратотип (термин Сигаля) [59]. К примеру на окраине г. Братислава известен фациостратотип бадена, хотя, как известно, сам стратотип находится в Австрии. Введение такого неформального термина, по-видимому, необходимо и у нас, по-

скольку мы знаем понт в фации фален на Керченском п-ове, одесского известняка, валенсиеннезийских глин (или глин с *Paradasna abichi*) на Керчи и Тамани. Для молассовых фаций понта следовало выделить любимовский разрез в качестве фациостратотипа моласс раннего понта.

Н. И. Андрусов [1], опираясь на материалы И. Ф. Синцова и Н. А. Соколова, отметивших наличие прослоев, содержащих валуны кристаллических пород, в том числе криворожских железистых кварцитов в известняках понта в Одессе, пришел к выводу о возможности замерзания понтического моря в прибрежных частях и в устьевых частях рек в зимний период. Хотя в общем-то этому противоречат находки в понтических же отложениях немного западнее Одессы прослоев с бурями углями. В нашем регионе в низах понта на Тарханкуте, которые фациально переходят в понтические молассы Альминской впадины, отмечено широкое развитие в нижней части разреза оолитовых известняков, что служит в общем-то надежным критерием потепления, поскольку оолиты образуются в теплой воде; эти материалы подтверждаются данными изотопии по этим оолитам, которые проводил А. И. Суладзе из евпаторийского горизонта в этом регионе [40]. Кроме того, ранний понт – это сложно построенная толща, в которой не исключается наличие волн похолодания, о которых мы упоминали выше. Как известно, мессинский “кризис солености” [57] как будто обусловлен гляциоэвстатическим понижением уровня Мирового океана, а на конец раннего понта и приходится граница тортон-мессиний (рис. 6). Но обсуждение этой проблемы не входит в настоящее сообщение.

Выражаю свою глубокую признательность В. М. Мацулю, О. Д. Моськиной, с которыми проводились совместные полевые исследования [34], и С. А. Люльевой и В. А. Коваленко, проводившими микропалеонтологические исследования по нашим образцам.

1. Андрусов Н. И. Понтический ярус // Геология России. Тр. Геол. ком. – 1917. – Т. 4, ч. 2, вып. 2. – 41 с.
2. Бабак В. И. Стратиграфия новейших континентальных отложений и основные черты неотектоники Крыма // Материалы всесоюз. совещ. по изучению четвертич. периода. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – Т. 2. – С. 358–366.
3. Веклич М. Ф., Сиренко Н. А. Плиоцен и плейстоцен левобережья Нижнего Днепра и Равнинного Крыма. – Киев: Наук. думка, 1976. – 187 с.
4. Веклич М. Ф. Палеоэтанность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя. – Киев: Наук. думка, 1982. – 205 с.

5. *Веклич М. Ф.* Стратиграфическая схема верхнекайнозойских отложений Украины // Главнейшие итоги в изучении четвертич. периода и основ. направления исслед. в XXI в.: Тез. докл. – Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 1998. – С. 15.
6. *Геологический словарь:* В 2 т. – М.: Недра, 1973. – Т. 1. – С. 478.
7. *Гоголь Н. В.* Собрание сочинений: В 6 т. – М.: Гослитиздат, 1949. – Т. 3: Повести. – С. 179.
8. *Головина Л. А., Музылев Н. Г., Трубихин В. М.* Нанопланктон и палеомагнитная стратиграфия неогеновых отложений Туркмении и Азербайджана // *Вопр. микропалеонтологии.* – 1989. – Вып. 30. – С. 79–82.
9. *Горшков А. С., Мейснер Л. Б., Соловьев В. В. и др.* Пояснительная записка к альбому структурных карт и карт мощностей кайнозойских отложений Черноморской впадины. – 1:1 500 000 / Ред. Туголесов Д. А. – Геленджик: ГПНИ ПИ Океангеофизика, 1993. – 71 с.
10. *Жабров И. П., Митин Н. Е.* Молассовые формации Азово-Кубанской впадины // *Тр. Краснодар. фил. ВНИИнефти.* – 1965. – Вып. 16. – С. 482–492.
11. *Зубаков В. А.* Глобальные климатические события неогена. – Л.: Гидрометиздат, 1990. – 225 с.
12. *Зубаков В. А.* Понто-Каспий как парастаторегион таксонов общей шкалы плио-плейстоцена // Главнейшие итоги в изучении четвертич. периода и основ. направления исслед. в XXI в.: Тез. докл. – Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 1998. – С. 28–29.
13. *Зубаков В. А.* Плиоцен Понто-Каспия и его корреляция // *Стратиграфия. Геол. корреляция.* – 2000. – Т. 8, № 1. – С. 66–82.
14. *Казанцев Ю. В.* Тектоника Крыма. – М.: Наука, 1982. – 112 с.
15. *Каменецкий А. Е., Молякко Г. И.* Неогеновая система. Морские отложения // *Геология СССР.* – М.: Недра, 1969. – Т. 8: Крым. – С. 233–264.
16. *Кожевников А. В.* Антропоген гор и предгорий юга СССР: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. – М., 1979. – 66 с.
17. *Кожевников А. В., Найдина Н. Н.* Таврская свита юго-западного Крыма // *Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол.* – 1983. – Т. 58, вып. 6. – С. 105–120.
18. *Лепикаш И. А.* К геологии Никопольского марганцевого района // Там же. – 1937. – Т. 15, вып. 1.
19. *Меннер В. В.* Тектоника Степного Крыма // *Геология СССР.* – М.; Л.: Гос. изд-во геол. лит. Мингео СССР, 1947. – Т. 8: Крым. – С. 318.
20. *Милановский Е. Е.* Основные черты истории плиоценового и антропогенового вулканизма Кавказа // *Материалы всесоюз. совещ. по изучению четвертич. периода.* – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – Т. 2. – С. 438–451.
21. *Муратов М. В.* Основные структурные элементы Крымского полуострова // *Геология СССР.* – М.; Л.: Гос. изд-во геол. лит. Мингео СССР, 1947. – Т. 8: Крым. – С. 236.
22. *Муратов М. В.* История геологического развития Крымского полуострова // Там же. – С. 398–416.
23. *Муратов М. В.* О миоценовой и плиоценовой истории развития Крымского полуострова // *Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол.* – 1954. – Т. 29 (1). – С. 3–20.
24. *Муратов М. В.* Основные этапы истории геологического изучения Крыма // *Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова.* – М.: Гостеолтехиздат, 1960. – С. 10–14.
25. *Муратов М. В.* Основные тектонические элементы // *Геология СССР.* – М.: Недра, 1969. – Т. 8: Крым. – С. 397.
26. *Муратов М. В.* Неогеновая система. Континентальные отложения // *Геология СССР.* – М.: Недра, 1969. – Т. 8: Крым. – С. 264–271.
27. *Паришкура С. И.* Палеогеографические условия формирования плиоценовых отложений предгорного Крыма по спорово-пыльцевым данным // *Физическая география и геоморфология.* – Киев: Высш. шк. при Киев. ун-те, 1978. – Вып. 20. – С. 79–86.
28. *Певзнер М. А., Семенов В. Н., Вангенгейм Э. А.* Положение понта Восточного Паратетиса в магнитохронологической шкале // *Стратиграфия. Геол. корреляция.* – 2003. – Т. 11, № 5.
29. *Певзнер М. А., Семенов В. Н., Вангенгейм Э. А. и др.* О морском генезисе и понтическом возрасте отложений опорного разреза Любимовка в Крыму // Там же. (В печати).
30. *Семенов В. Н., Люльева С. А.* Опыт прямой корреляции мио-плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса // *Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма.* – Днепропетровск, 1978. – Вып. 2. – С. 95–105.
31. *Семенов В. Н., Певзнер М. А.* Корреляция верхнего миоцена и плиоцена Понто-Каспия по био-стратиграфическим и палеомагнитным данным // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* – 1979. – № 1. – С. 5–15.
32. *Семенов В. Н.* Корреляция мио-плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса // *Международ. геол. конгр. 26-я сес.: Докл. сов. геологов: Стратиграфия, палеонтология.* – М.: Наука, 1980. – С. 201–207.
33. *Семенов В. Н., Рамский С. Я., Белецкий С. В.* О новой геохимической провинции киммерия в Равнинном Крыму (киммерийский палео-Сиваш) // *Доп. НАН України.* – 1996. – № 5. – С. 99–103.
34. *Семенов В. Н., Люльева С. А., Моськина О. Д., Мацуй В. М.* Новые данные о понтических отложениях юго-западного Крыма // Там же. – 1999. – № 1. – С. 132–138.
35. *Сиренко Н. А., Турло С. И.* Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене. – Киев: Наук. думка, 1986. – 188 с.

36. *Славин В. И.* Новые данные о возрасте таврской свиты в Крыму // Докл. АН СССР. – 1977. – Т. 235, № 5. – С. 1140–1143.
37. *Соколов Н. А.* Гидрогеологические исследования в Херсонской губернии // Тр. Геол. ком. – 1896. – Т. 14, № 2.
38. *Соколов Н. А.* Общая геологическая карта России. Лист 48-й // Там же. – 1889. – Т. 9, № 1. – 261 с.
39. *Стратиграфическая* схема плиоценовых и четвертичных отложений Украины для геологических карт нового поколения / Сост. под науч. рук. и ред. М. Ф. Веклича. – Киев, 1993.
40. *Суладзе А. И.* К вопросу об условиях седиментации раннеплиоценовых отложений района г. Евпатория / Сообщ. АН ГССР. – 1976. – Т. 83, № 3. – С. 745–748.
41. *Третьяк А. Н., Вигилянская Л. И., Макаренко В. Н., Дубкин В. П.* Тонкая структура геомагнитного поля в позднем кайнозое. – Киев: Наук. думка, 1989. – 156 с.
42. *Трубихин В. М., Чепалыга А. Л., Бабак Е. В.* Возраст киммерия, понта, и мэотиса по палеомагнитным данным // Первая Всесоюз. шк. “Стратиграфия и литология мезозойско-кайнозойского чехла Мирового океана”: Тез. докл. – М., 1984. – Т. 1. – С. 175.
43. *Федорович Б. А.* О пестрых рудяках Крыма // Докл. АН СССР. – 1928. – № 2. – С. 17–22.
44. *Хаин В. Е.* Геотектонические основы поисков нефти. – Баку: Азнефтеиздат, 1954. – 692 с.
45. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. – М.: Недра, 1964. – 477 с.
46. *Черняк Н. И.* Альминская впадина // Геология СССР. – М.: Недра, 1969. – Т. 8: Крым. – С. 424–426.
47. *Чумаков И. С.* К проблеме границы миоцена-плиоцена в Эвксине // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2000. – Т. 8, № 4. – С. 84–89.
48. *Юдин В. В.* Геологическое строение Крыма на основе актуалистической динамики // Приложение к научно-практическому дискуссионно-аналитическому сборнику “Вопросы развития Крыма”. – Симферополь, 2001. – 47 с.
49. *Яншин А. Л.* Вероятная эволюция геофизических полей в истории Земли // Эволюция геологических процессов в истории Земли. – М.: Наука, 1993. – С. 81–88.
50. *Яхимович В. Л.* Корреляция плиоценовых и плейстоценовых отложений Волго-Уральской области // Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. – М.: Наука, 1981. – С. 153–159.
51. *Backman J.* Late Miocene-Early Pliocene nannofossil biochronology and biogeography in the Vera Basin, SE Spain – Stockholm Contr. In geol. – Stockholm, 1978/1979. – 32. – P. 93–114.
52. *Berger J.-P.* La transgression de la molasse marine superieure (OMM) en Suisse occidentale // Munchner Geowiss. Abh. (A), 5. – Munchen, September 1985. – P. 1–208.
53. *Flores I., Sierro F.* Calcareous plankton in the Tortonian-Messinian Transition Series of the Northwestern-Messin Edge of the Guadalquivir Basin // Abh. Geol. B.-A. – 1987. – B. 39. – S. 67–84.
54. *Haq B. U.* Biogeographic history of Miocene calcareous nanoplankton and paleoceanography of the Atlantic Ocean // Micropaleontology. – 1980. – Vol. 26, № 4. – P. 414–443.
55. *Haq B. U., Malmgren B. A.* Potential of calcareous nanoplankton in paleoenvironmental interpretation – a case study of Miocene of Atlantic Ocean // Acta Univ. Stockholm geol. – 1982. – Vol. 37, № 7. – P. 79–98.
56. *Pevezner M. A., Vangengeim E. A., Vislobokova I. A. et al.* Ruscianian of the territory of the former Soviet Union // Newsl. Stratigr. – 33 (2). – Berlin; Stuttgart, 8.02.1996. – P. 77–97.
57. *Ryan W. B. E., Cita M. B., Rawson D. M. et al.* Paleomagnetic assignment of Neogene stage boundaries and the development of isochronous planes between the Mediterranean, the Pacific and Indian oceans in order to investigate the respons of the Mediterranean “Salinity Crisis” // Riv. Ital. Paleont. – 1974. – Vol. 80, № 4. – P. 631–688.
58. *Semenenko V. N.* Correlation of the mio-pliocene Eastern Paratethys and Tethys // Ann. Geol. Pays Hellen. Tome hors serie. – 1979. – P. 1101–1111. – (VII Intern. Congr. Mediterran. Neogene. Athens, 1979).
59. *Sigal J.* Une therapeutique homeopathique en chronostratigraphie: les parastratotypes (ou pretendus tels): BRCM France, Serv. Inform. Geol. Bull. Trimest. – 1964 / – № .64. – P. 1–8.

Ин-т геол. наук НАН Украины,
Киев

Статья поступила
04.01.03