

УДК 551.782(477.9)

О МОРСКОМ ГЕНЕЗИСЕ И ПОНТИЧЕСКОМ ВОЗРАСТЕ ОТЛОЖЕНИЙ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА ЛЮБИМОВКА В КРЫМУ

© 2004 г. **М. А. Певзнер***, **В. Н. Семенов***, **Э. А. Вангенгейм***, **Т. А. Садчикова***,
В. А. Коваленко**, **С. А. Люльева****

*Геологический институт РАН, Москва

**Институт геологических наук НАНУ, Киев

Поступила в редакцию 13.05.2003 г.

Проведено комплексное изучение разреза Любимовка (западный берег Крымского п-ва в окрестностях г. Севастополя). Этот разрез принят в качестве стратотипического для шести и гипостратотипического для трех горизонтов нижнего и низов среднего плиоцена стратиграфической схемы континентальных отложений Украины. На основании палеомагнитных, литологических, биостратиграфических и геологических данных обоснован позднемиоценовый (раннепонтический) возраст и лагунно-морской генезис большей части отложений разреза, которые сформировались у подножья Крымского горного сооружения, представляя собой типичную молассу. Полученные результаты свидетельствуют о невалидности горизонтов стратиграфической схемы Украины, выделенных для континентальных отложений нижнего и низов среднего плиоцена.

Ключевые слова. Стратиграфия, неоген, миоцен, понт, литология, биостратиграфия, палеомагнетизм, Крым.

ВВЕДЕНИЕ

На юге Украины и, в частности, в Степном Крыму над отложениями нижнего понта или верхнего сармата выделялась толща пестроцветных отложений. Она изучалась многими исследователями с конца девятнадцатого столетия и описывалась под разными названиями: континентальные красно-бурые глины (Соколов, 1883), пестрые рухляки (Федорович, 1928) и др. К этим отложениям относили и скифские глины, развитые в Северном Приазовье, залегающие над отложениями хапровского аллювия.

М.В. Муратов (1954) более древние отложения, чем скифские глины, выделил в таврскую свиту, представленную, по его мнению, континентальными пролювиально-аллювиальными отложениями с красно-бурыми почвами, и считал ее континентальным аналогом верхнего понта и киммерия (рис. 1).

В.И. Славин (1977, с. 1140) вслед за Б.А. Федоровичем обнаружил “среди красноцветных континентальных пород несколько горизонтов морских отложений, что противоречило признанию исключительно континентального происхождения таврской свиты”. На основании находок нижнепонтических раковин моллюсков (определения Л.А. Невеской и В.Н. Семенова) в песчаниках и известняках всю таврскую свиту он отнес к нижнему понту.

С 1962 г. детальное изучение отложений таврской свиты начали А.В. Кожевников и Н.Н. Найдина (1983) на участке западного берега Крымского полуострова от с. Учкеевка до озера Кизыл-Яр. Эти авторы в отложениях, отнесенных М.В. Муратовым к таврской свите, выделили собственно таврскую свиту в южной части изученного профиля и береговскую свиту севернее, отличающуюся от таврской меньшей красноцветностью. Таврская свита была подразделена на шесть подсвит (рис. 1). Они считали, что каждая последующая подсвита прислонена к предыдущей. Находки солоноватоводных остракод, “обнаруженных практически во всех интервалах весьма протяженного приморского разреза” (Кожевников, Найдина, 1983, с. 118), привели авторов к выводу о преимущественно лиманном генезисе таврских и береговских отложений. Опираясь на находки малакофауны в известняках самой нижней – учкеевской подсвиты, возраст последней они определили как раннепонтический (определения фауны Т.Г. Китовани и Л.А. Невеской). Вышележащие четыре подсвиты отнесены к верхнему понту, самая верхняя – песчановская – к азовскому горизонту киммерия, береговская свита – к остатальной части киммерия и кувальнику. Однако убедительных биостратиграфических данных о возрасте таврской (кроме учкеевской подсвиты) и береговской свит приведено не было. Упоминание о находках остатков *Anancus arvernensis* в отложениях береговской свиты не может служить

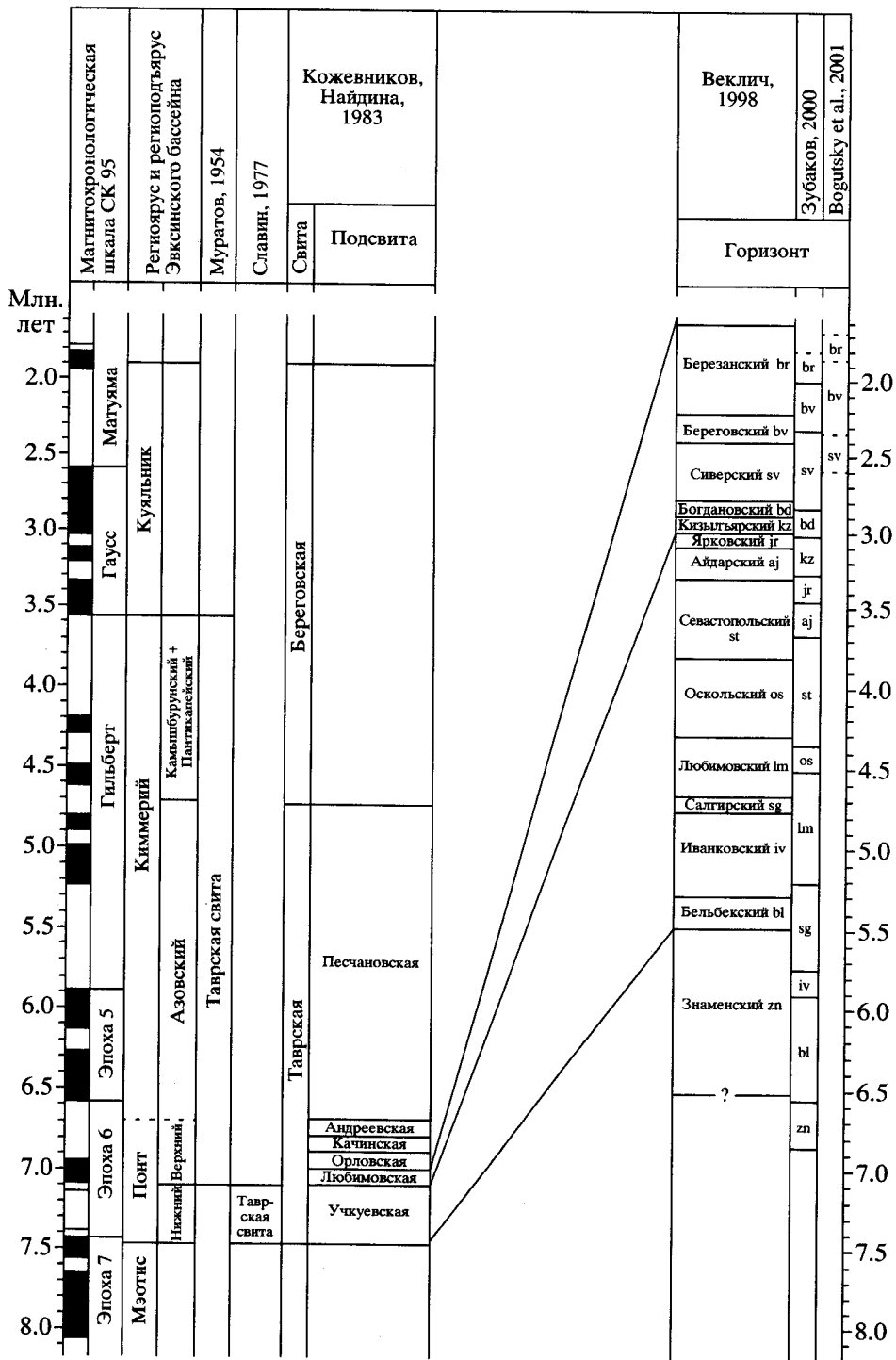


Рис. 1. Возраст и положение в магнитохронологической шкале стратиграфических подразделений таврской свиты и горизонтов “Стратиграфической схемы плиоценовых отложений Украины”.

надежным обоснованием их киммерийско-куяльницкого возраста, так как эта форма имеет значительно большее стратиграфическое распространение.

С 60-х годов XX столетия отложения равнинного Крыма детально изучал М.Ф. Веклич. Рас-

сматриваемые отложения он выделил в качестве континентальной красно-буроцветной формации (Веклич, 1982). По его мнению, эта формация представлена субаэральными и субаквальными фациями. Субаэральные фации сложены ископаемыми почвами, субаквальные – аллювиально-

пролювиальными песками, песчаниками, галечниками, конгломератами, глинами (Веклич, Сиренко, 1976; Веклич, 1982).

На климато-стратиграфической основе по особенностям ископаемых почв, а в некоторых случаях – по данным палинологического анализа, в пределах красно-буроцветной формации западного берега Крыма было выделено 16 стратиграфических горизонтов (рис. 1). К раннему плиоцену (над новороссийским подъярусом понта) отнесены четыре, к среднему плиоцену – шесть, к позднему плиоцену – шесть горизонтов (Веклич, 1982). В работе 1998 г. М.Ф. Веклич привел “вычисленные” возраста в миллионах лет для нижних границ выделенных горизонтов (на рис. 1 горизонты схемы М.Ф. Веклича помещены в соответствии с этими датировками). Эту же схему с несколько измененными возрастными границами горизонтов принял В.А. Зубаков (2000), также посещавший разрез Любимовка (рис. 1).

Из сравнения описаний разреза Любимовка, сделанных А.В. Кожевниковым и М.Ф. Векличем, можно заключить, что учкуевская подсвита таврской свиты схемы А.В. Кожевникова в схеме М.Ф. Веклича соответствует интервалу от бельбекского горизонта до кровли ярковского, а любимовская подсвита – интервалу от кизыльярского до березанского горизонта включительно.

Стратиграфическая схема М.Ф. Веклича была принята МСК Украины в качестве “Стратиграфической схемы плиоценовых и четвертичных отложений Украины для геологических карт нового поколения” (1993; Bogutsky et al., 2001).

При разработке плиоценовой части этой схемы разрез у с. Любимовка М.Ф. Веклич считал главным опорным разрезом, который является стратотипическим для бельбекского, салгирского, любимовского, севастопольского, ярковского и кизыльярского горизонтов, гипостратотипическим – для иванковского, оскольского и айдарского горизонтов, парастратотипическим – для березанского горизонта.

Этот разрез вскрывается в береговых обрывах западного побережья Крыма к югу и северу от устья р. Бельбек. Разрез изучался в разные годы разными исследователями. Однако до последнего времени нет единого мнения среди специалистов о генезисе и возрасте слагающих его отложений, в связи с чем мы еще раз обратились к комплексному изучению этого разреза.

РАЗРЕЗ ЛЮБИМОВКА

В результате обрушения берега в разные годы обнаженность разреза была различна, поэтому описание его строения у разных авторов отличаются в деталях. Однако в целом все описания близки, за исключением одной работы (Третьяк и

др., 1989), в которой приводится детальное описание разреза, не имеющее ничего общего с описаниями других авторов, что не позволяет использовать приведенные в этой работе палеомагнитные данные. Описание разреза, сделанное М.Ф. Векличем (Веклич, Сиренко, 1976; Веклич, 1982), хорошо узнается. Кроме того, при сопоставлении отложений разреза Любимовка со стратиграфическими горизонтами схемы Веклича мы использовали фотографию берегового обрыва, сделанную с моря, на которой Максим Федорович отметил границы выделяемых им горизонтов.

Ниже приводится описание разреза Любимовка к северу от устья р. Бельбек, сделанное нами в 2001 году. При описании использованы полевые наблюдения и результаты изучения структурно-текстурных особенностей пород в шлифах под микроскопом. Разрез к югу от устья р. Бельбек, в котором выделен стратотип бельбекского горизонта, в настоящее время закрыт в результате активной застройки, ведущейся в последние годы. Береговой обрыв к северу от долины р. Бельбек на протяжении около одного километра повышается в северном направлении, достигая максимальной высоты около 37–38 м (рис. 2А). Все отложения в разрезе полого (3° – 4°) падают на северо-запад (340° – 345°), поэтому наиболее молодые отложения обнажаются в его северной части. Бровка обрыва в разных частях разреза находится на разном удалении от моря (рис. 2Б), и в тех местах, где обрыв удален от береговой линии (азимут последней 5° с.в.), низы разреза закрыты оползнями.

Над песками пляжа высотой 2 м (рис. 3) снизу вверх обнажаются (в скобках указаны горизонты стратиграфической схемы Веклича) – мощность в м:

1. Алевро-глина (почва) красно-кирпичная неслоистая, комковатая, с зеркалами скольжения; в нижней части буровато-желтой неоднородной пятнистой окраски с карбонатными конкрециями. В шлифах видно, что основная масса имеет пелитоморфную и вторично колломорфную структуру. На отдельных участках текстуры ячеистые и спутанноволокнистые (результат вторичного преобразования слюд). Наблюдаются включения глинисто-железистых и пелитоморфных карбонатных микростяжений. Верхи слоя интенсивно пропитаны гумусовым веществом (иванковский горизонт – iv). 2.6 (видимая).

2. Глина светло-желтая, однородная, пелитоморфная, в верхней части более алевритистая, микрослоистая, слабо карбонатная. Карбонат присутствует в виде пелитоморфного кальцита в составе цементирующей массы, а также аутигенных кристаллических и пелитоморфных новообразований и включений известковых микроорганизмов (салгирский горизонт – sg). 2.1.

3. Переслаивание глин и алевро-глин светло-бурых, буровато-желтых, в верхней части тонкогоризонтально-слоистых. Вниз по падению слоев они приобретают более красноватую окраску. Глины тонкие, пелитоморфные, с отчетливо прослеживаемой микрослоисто-

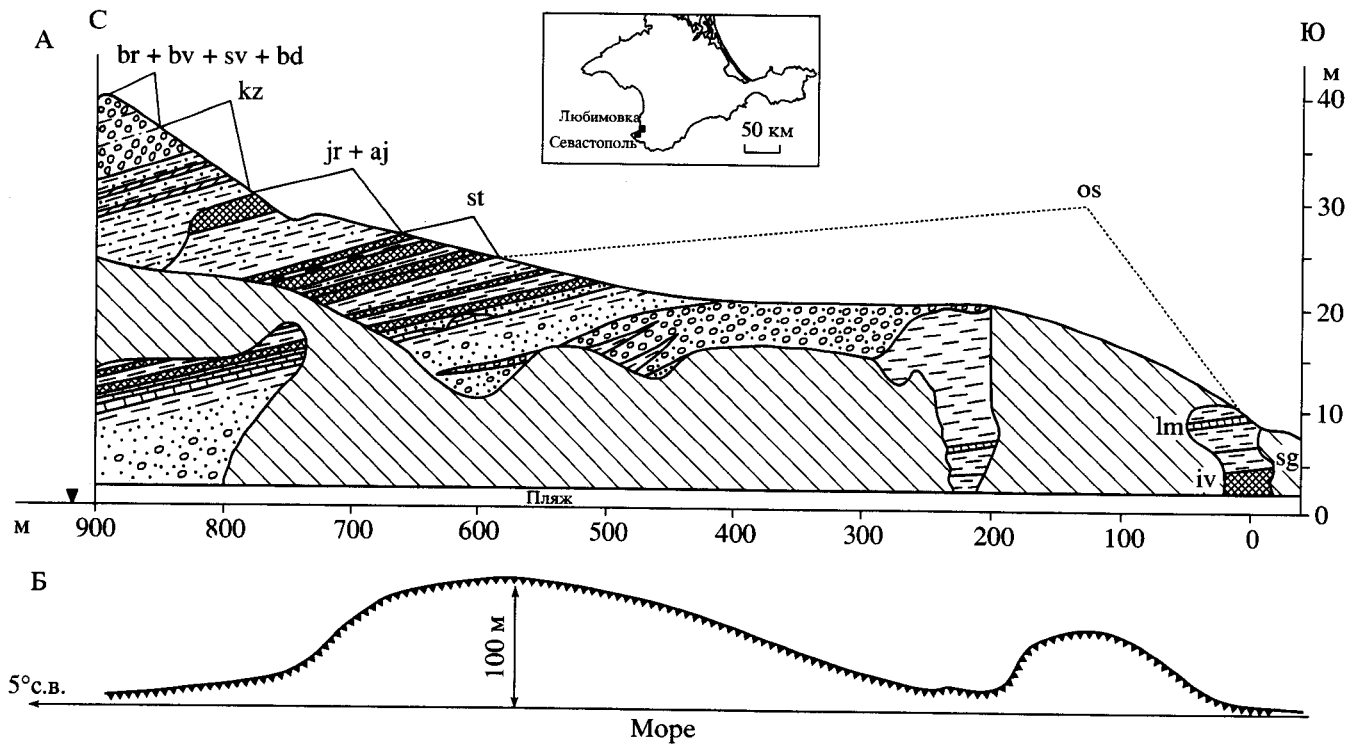


Рис. 2. Схематический геологический разрез у с. Любимовка Крымский п-ов.

А – геологический профиль; Б – положение бровки разреза относительно береговой линии. Индексами обозначены горизонты схемы М.Ф. Веклича. Усл. обозначения см. на рис. 3.

стью на отдельных участках, интенсивно гумусированные, с обилием углистого детрита, следами интенсивных преобразований (отдельные участки имеют колломорфную структуру, слюдистые минералы частично изменены). В верхах слоя встречены микроконкреционные железо-марганцевые образования. Алевро-глины комковатые, неоднородные, с пелитоморфным карбонатно-глинистым цементом, включениями известковых пелитоморфных микростяжений. По всему слою в шлифах наблюдаются остатки известковых микроорганизмов (любимовский горизонт – lm). 2.5.

4. Известняк светлый, буровато-серый, плитчатый, с линзами песка и гравия, содержит раковины нижнепонтических (списки приведены ниже) моллюсков (верхи любимовского горизонта – lm). 0.45–0.50.¹

5. Алевро-глина светло-желтовато-серая, в нижней части более темная, буровато-серая (интенсивно гумусированная), карбонатная. В середине слоя (в 4 м от подошвы) прослеживается тонкий (10 см) прослой коричневатых глин (низы оскольского горизонта – os). 8.7.

6. Галечник с песком и гравием, местами цементирован карбонатным цементом до конгломерата. В северной части обнажения видно, как толща галечника расчленяется на три слоя, а затем полностью замещается гравийно-песчаными и, наконец, песчано-глинистыми отложениями (оскольский горизонт – os). 6.

¹ М.Ф. Веклич (Веклич, Сиренко, 1976) этот известняк считал иллювиальным горизонтом вышележащей, но полностью размытой почвы.

7. Переслаивание гравийников, светло-серых песков, буровато-желтых алевро-глин и зеленовато-серых глин. Вверх по разрезу количество глинистого материала увеличивается. Алевро-глина с пелитоморфной карбонатно-глинистой основной массой и примесью алевритовых зерен кварца до 15%, местами с участками интенсивной железо-гидроокисной и гумусовой пропитки, с железо-марганцевыми микроконкрециями. Глина плотная, слоистая, с колломорфной структурой основной массы, с алевритовой примесью, микроконкрециями железо-марганцевых гидроокислов и карбонатов, растительным детритом. В 3.5–4 м от подошвы прослеживается прослой мергеля (до 0.3 м) кремевой окраски, пелитоморфной структуры, с незначительной примесью алевритовых зерен кварца. В прослоях глин и алевро-глин в шлифах отмечены остатки микроорганизмов (оскольский горизонт – os). 6.5.

8. Известняк желтовато-бурый и красновато-бурый с большим количеством гравия и гальки, раковинами нижнепонтических моллюсков. В северной части обнажения мощность слоя достигает 2 м. Южнее (вверх по воздыманию пласта) он становится все более гравийно-галечниковым, с линзами известняка, и его мощность сокращается до 0.8 м.

В шлифах видно, что известняк органогенный, плотный, алевритистый, комковатый, ожелезненный, сложен перекристаллизованным кальцитом, раковинным детритом и зернами кварца алевритовой размерности, присутствуют известковые микроорганизмы. Цемент кальцитовый кристаллобластический и пелитоморфный. В толще встречены линзы и прослои глин, алеврита серовато-желтого, глинистого, неоднородно-

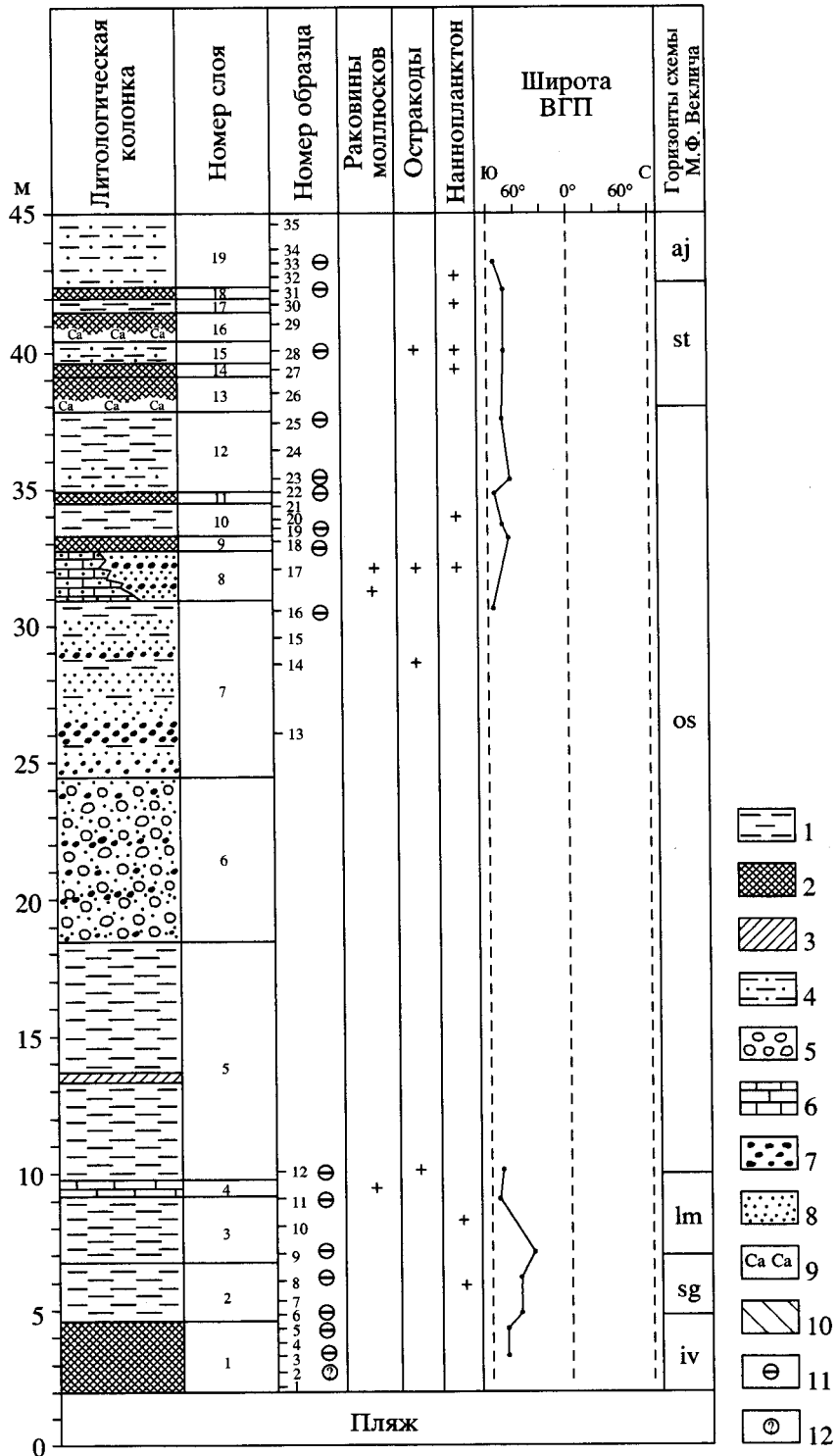


Рис. 3. Литологическая колонка, биостратиграфическая и палеомагнитная характеристики разреза Любимовка.

1–3 – глина и алевро-глина: 1 – светлой окраски, 2 – красно-коричневой окраски, 3 – коричнево-бурой окраски; 4 – алевролит и песчанистая глина; 5 – галечник и конгломерат; 6 – известняк; 7 – гравий; 8 – песок; 9 – карбонатные стяжения; 10 – осыпи и оползни. Намагниченность: 11 – обратная; 12 – неустановленная.

го с пелитоморфным карбонатно-глинистым цементом и несортированными алевро-мелкопесчаными зернами, с обилием известковых включений в виде пятен, комочков, стяжений, трубчатых корневидных об-

разований (полых внутри или заполненных перекристаллизованным кальцитом). Присутствуют обломки раковин моллюсков и известковые микроорганизмы (оскольский горизонт – os). 0.8–2.

9. Алевро-глина (почва) в нижней части красновато-бурая, сверху становится желтовато-коричневой, с преобладающей тонкой пелитоморфной и колломорфной основной массой, с обломками раковин моллюсков, с зернами хорошо окатанного кварца, с участками интенсивной железо-гидроокисной пропитки (оскольский горизонт – os). 0.2–0.3.

10. Глина в нижней части бурая, однородная, пелитоморфно-колломорфного облика с обилием участков, насыщенных железо-гидроокисными соединениями; выше – палеваая, пелитоморфная, еще более однородная, практически не содержит алевритовой примеси, карбонатная, с пятнами ожелезнения и включениями пелитоморфных известковых стяжений, с единичными раковинами фораминифер (оскольский горизонт – os). 1.35–1.40.

11. Алевро-глина (почва) красновато-коричневая, хорошо выделяется на большом протяжении разреза, являясь своеобразным маркером. Текстура основной массы колломорфная ячеистого вида. В слое обилие песчано-алевритовой примеси; наблюдается интенсивное насыщение железо-гидроокисными соединениями; пластинки слюд со следами вторичных преобразований; отмечен сильно ожелезненный измененный глауконит (оскольский горизонт – os). 0.25–0.30.

12. Алеврит буровато-желтый, вверх по разрезу переходящий в буровато-желтую глину.

Алеврит карбонатно-глинистый, основная масса пелитоморфная, встречаются глинисто-карбонатные, железо-гидроокисные и известковые микростяжения, обломки раковин моллюсков. Глина однородная, микрослоистая, пелитоморфная, участками колломорфная (насыщена железо-гидроокисными новообразованиями), с рассеянным пелитоморфным и вторично перекристаллизованным карбонатом, а также включениями известковых микроорганизмов (верхняя часть оскольского горизонта – os). 2.4–2.5.

13. Алевро-глина (почва) ярко красно-коричневая, преобладающе бесструктурного колломорфного облика, с интенсивной железо-гидроокисной пропиткой цемента, обилием углистого детрита и железо-марганцевых микроконкреций; в отмывах обнаружены редкие трубчатые кальцитовые образования по ходам корневых нитей. В основании слоя выделяется светлый, обогащенный карбонатными стяжениями горизонт (0.3 м) (севастопольский горизонт – st). 1.2.

14. Глина алевритистая красно-бурая, пятнистая, неоднородная, комковатая, с пелитоморфной основной массой, с примесью тонкозернистого песка, с пятнами и конкрециевидными стяжениями пелитоморфного кальцита (севастопольский горизонт-st). 0.4.

15. Алеврит светло-желтый, карбонатно-глинистый, разнозернистый, неоднородный, неяснослоистый, с пелитоморфным известковисто-глинистым цементом, отдельными пятнами железо-гидроокисных соединений, отдельными зернами аутигенного(?) глауконита алевритовой размерности; содержит углистый детрит и карбонатные агрегаты водорослей. В верхней части слоя прослеживается 5-см прослой красноватого алеврита (севастопольский горизонт – st). 0.9.

16. Алевро-глина (почва) ярко-красно-бурая, комковатая, неоднородная, с пелитоморфной и бесструктурной колломорфной основной массой, с обилием карбоната в цементе, а также в виде пелитоморфных стяжений, с интенсивной железо-гидроокисной пропиткой. В

нижней части слой (0.3 м) обогащен карбонатными стяжениями (севастопольский горизонт – st). 1.25.

17. Алевро-глина светло-серая, карбонатная (севастопольский горизонт – st). 0.35–0.40.

18. Алевро-глина (почва) красно-коричневая, аналогичная слою 13 (кровля севастопольского горизонта – st). 0.40.

19. Переслаивание глины светло-бурой, буровато-желтой окраски и алеврита светло-желтого. Глина комковатая, известковистая, пелитоморфная с малой примесью алевритовых частиц, с обилием пелитоморфных карбонатных включений в виде пятен и комочков, а также большим количеством известковых микроорганизмов. Алеврит карбонатно-глинистый, разнозернистый, аналогичный слою 15. По всему слою в шлифах встречены остатки известковых микроорганизмов (айдарский горизонт – aj). 2.

Выше из-за крупного оползня детальное изучение разреза было технически невозможно. На рисунке 2 эта часть разреза показана по описаниям М.Ф. Веклича. Можно отметить, что суммарная мощность айдарского и ярковского (jr) горизонтов составляет около 7–8 м. Самые верхи ярковского горизонта, откуда удалось взять образец 36, представлены красновато-бурой алевро-глиной, комковатой, неслоистой, с пелитоморфной карбонатно-глинистой основной массой, с включениями алевритовых и мелкопесчаных зерен кварца, микростяжений карбонатов и известковых микроорганизмов; на отдельных участках отмечается интенсивная пропитка гидроокислами железа. Со склона обнажения хорошо видно, что кровля ярковского горизонта срезается глинистыми песками (по описанию М.Ф. Веклича) кизыльярского (kz) горизонта. У южного края вреза мощность этих песков до вышележащих конгломератов составляет примерно 5 м, а в северной части их мощность (видимая) более 10 м.

Суммарная мощность кизыльярского, богдановского (bd), сиверского (sv), береговского (bv) и березанского (br) горизонтов, которые М.Ф. Веклич выделяет в этой части разреза над несрезанной частью ярковского горизонта, составляет 13–13.5 м.

Глинистые минералы

Глинистое вещество, как известно, один из наиболее чувствительных индикаторов климатических условий осадконакопления. Поэтому в работе уделено особое внимание его изучению. Минеральный состав глин описываемой толщи в целом унаследован от комплекса пород, подвергавшихся размыву и переотложению. Но почвенные процессы, несомненно, оказали свое действие, в особенности на иллит-сметитовые минералы, как наиболее легкие растворимые.

Фазовый состав глинистых минералов толщи определялся методом рентгеновской дифракции на отечественном дифрактометре ДРОН-2 в ла-

боратории физических методов изучения породообразующих минералов ГИН РАН. Анализ дифрактограмм, проведенный инженером А.Л. Соколовой, показал, что фазовый состав всех образцов однотипен и представлен в основном гидрослюдами с содержанием разбухающих (сметитовых) межслоев от 5 до 20%, гетерогенными тонкодисперсными смешаннослойными минералами – иллит-сметитом и в меньшей степени каолинитом. В образце 36 (верхи ярковского горизонта) очень небольшая примесь хлорита.

Различия иллит-сметитовых фаз определяются степенью биохимической переработки первично сметитовых минералов пород, связанной с развитием на них почвенных процессов (воздействие фульвокислот, почвенных бактерий и т.д.). Во всех без исключения образцах, отобранных из ископаемых почв или осадков, затронутых почвенными процессами, иллит-сметиты отличаются высокой гетерогенностью и неоднородностью. На дифрактограммах воздушно-сухих препаратов они дают нечеткие размытые первые базальные отражения $d(001)$ в области 12–16 Å (часто с трудом регистрируемые) и в области 18–20 Å в препаратах, насыщенных глицерином. К этой разновидности пород относятся изученные образцы 1, 4, 22, 26, 27, 29, 31 (рис. 3). В остальных же слоях, не затронутых почвенными процессами, иллит-сметиты на дифрактограммах диагностируются по четким малоугловым базальным отражениям в области 13.8–14.6 Å (на дифрактограммах воздушно-сухих образцов) и особенно четко выраженных в насыщенных глицерином препаратах в области 17.7–19 Å (образцы 7, 10, 20, 24, 34, 36). Значение 19 Å встречено только в двух образцах (28, 34) и в общем характеризует некоторую степень разрушения иллит-сметита, что может свидетельствовать о переходной стадии данных пород между почвами и не почвами. Степень преобразования иллит-сметита может в некотором роде характеризовать степень развития самой почвы, как, например, в образцах 1 и 4 из нижнего горизонта почвы изученного разреза, где иллит-сметит практически полностью разрушен и на дифрактограммах не фиксируется. Это является косвенным свидетельством высокой влажности климата, развития растительной органики, активизации фульвокислот и бактерий почв, что и привело к растворению и выносу иллит-сметита.

Моллюски

Впервые раковины морских моллюсков в разрезе Любимовка были найдены Б.А. Федоровичем (1928), но, к сожалению, их точного определения сделано не было. Впоследствии большие сборы были произведены В.И. Славиним, А.В. Кожевниковым и авторами настоящей статьи. Матери-

ал определялся Л.А. Невесской, Т.Г. Китовани, И.Г. Тактакишвили и В.Н. Семененко.

В слое 4 найдены раковины *Prosodacna* cf. *littoralis* (Eichw.), *P.* cf. *eichwaldi* (Andrus.), *Monodacna pseudocatillus* Barb., *Limnocardium* sp., *Viviparus* sp. Из слоя 8 определены *Monodacna* ex gr. *novorossica* Sinz., *M. pseudocatillus* Barb., *M.* cf. *pseudocatillus* Barb., *Prosodacna* cf. *littoralis* Eichw., *P.* sp., *Congerina subcarinata* Desh., *C.* sp., *Dreisena* cf. *simplex* Andrus., *D.* sp., *Didacna* (?) sp., *Limnocardium* (?) sp., *Theodoxus* sp., *Melanopsis* sp., *Micromelania* sp. Этот комплекс типично нижнепонтический, “фауна одесского известняка”. Именно одесский известняк был принят Н.П. Барботом-де-Марни (1869) в качестве типа при выделении понтического яруса.

Остракоды

По сборам А.В. Кожевникова из слоев 4 и 8 Н.Н. Найдина определила комплекс морских остракод, которые “представлены многочисленными видами родов *Turritenocythere*, *Loxococoncha*, *Xestoleberis*, *Leptocythere*, *Caspiolla*, *Cyprideis*, *Candona*. Наиболее многочисленны *Turritenocythere pontica*, реже встречаются *Loxococoncha eichwaldi*, *Xestoleberis lutrae*, *X. plerique*, *X.* sp., *Leptocythere pontica*, *L. fragilis*, *L. dichathomica*, *Cyprideis torosa*, *Candona* sp. (juv.), *Caspiolla acronasuta*, *Medicytherideis praepatolica*” (Кожевников, Найдина, 1983, с. 112).

По нашим сборам В.А. Коваленко в образце 12 (слой 5) обнаружил всего две и в образце 14 (слой 7) одну пресноводную формы остракод. В образце 17 из известняка слоя 8 найден богатый (19 видов) комплекс остракод, представленный преимущественно морскими формами при единичном участии солоноватоводных (два) и пресноводных (четыре) видов. В линзе глины, включенной в известняк (образец 17а) преобладают пресноводные остракоды (пять видов из восьми) над солоноватоводными. В образце 28 (слой 15) в комплексе из восьми видов присутствуют солоноватоводные и пресноводные формы (таблица).

Исходя из анализа экологической приуроченности остракод, можно заключить, что отложения слоев 4, 8 и 15 формировались в морских или лагунных условиях, чередовавшихся с фазами опреснения. Причем, временами это опреснение было узко локальным. Так, например, в море, когда накапливались прибрежные известняки слоя 8, впадали небольшие ручьи пресной воды, которые приносили мелкозернистый терригенный материал и пресноводных остракод: образцы 17 и 17а, отобранные на одном уровне, практически рядом, но в литологически разных породах (известняк и глинистая линза), резко отличаются по составу комплексов остракод. Важно подчеркнуть находки солоноватоводных остракод внутри севастопольского горизонта М.Ф. Веклича в слое

Состав фауны остракод из отложений разреза Любимовка.
м – морские; с – солоноватоводные; п – пресноводные

Таксоны	Образцы				
	12	14	17	17a	28
<i>Euxinocythere praebosqueti</i> Suz.			м		
<i>E. multituberculata</i> Liv.			м		
<i>E. bosqueti</i> Liv.			м		
<i>Amnicythere propinqua</i> Liv.			м		
<i>A. aff. olivina</i> Liv.			м		
<i>Cyprideis torosa</i> (Jones)			с	с	
<i>Loxoconcha eichwaldi</i> Liv., juv.			м		
<i>L. laevatulula</i> (Liv.)			м		
<i>Loxocorniculina djaffarovi</i> (Schn.)			м		
<i>L. djaffarovi</i> (Schn.) var. <i>kertschinensis</i> Agal.			м		
<i>Hemicytheria pontica</i> Liv.			м		
<i>H. ex gr. aligera</i> St.			м		
<i>H. praeazerbaidjanica</i> Agal.			м		
<i>Aurila truncata</i> Schn.			м		
<i>Camptocypria acronasuta</i> var. <i>gracilis</i> (Liv.)					с
<i>C. acronasuta</i> (Liv.)			с		
<i>C. balcanica</i> (Zal.)				с	
<i>Cypria arma</i> Schn.		п			
<i>C. sinuata</i> Schn.			п		
<i>Caspiocypris ex gr. candida</i> (Liv.)			п		с
<i>C. filona</i> (Liv.)					с
<i>Candona kirgisica</i> Mand.	п				
<i>C. ex gr. candida</i> (O. Muller)	п			п	
<i>C. albicans</i> (Br.)				п	п
<i>C. subellipsoidea</i> (Scharapova)					п
<i>C. suzini</i> Sch.					п
<i>Cypridopsis aff. vassoevichi</i> Schn.			п		
<i>Pyocypris gibba</i> (Rambdhor)				п	п
<i>I. bradyi</i> Sars.				п	п
<i>Potomocypris longisetosa</i> Bronstein			п		
<i>P. aff. plana</i> Schn.				п	
<i>Chartocythere apatoica</i> (Schweyer)				с	

15 между ископаемыми почвами. Это свидетельствует о существовании, возможно, кратковременных лагунных условий в конце севастопольского времени.

Широкий стратиграфический диапазон обнаруженных форм остракод не позволяет использовать их для датировки отложений.

Наннопланктон

По заключению С.А. Люльевой, в образцах 7, 10, 17, 20, 28, 32 и 35 встречен переотложенный верхнемеловой и палеогеновый наннопланктон. Однако в некоторых из них обнаружены *in situ* следующие формы: образец 17 – редкие *Dictyo-*

coccites antarcticus Haq., мелкие *Reticulofenestra* sp., *Calcidiscus macintyreii* (Braml. et Bukry), *Braarudosphaera bigelowi* (Gran. et Braar.); образец 20 – множество *Perfocalcinella ex gr. fusiformis* Bona, редкие *Calcidiscus macintyreii* (Braml. et Bukry), *Dictyococcites antarcticus* Haq.; образец 28 – *Perfocalcinella* sp., *Dictyococcites antarcticus* Haq.; образец 32 – редкие *Perfocalcinella* sp., *Calcidiscus macintyreii* (Braml. et Bukry). В образцах 27, 30 и 36 найдены только редкие *Perfocalcinella* sp.

Образцы, в шлифах которых отмечались микроорганизмы, были отмыты для выделения наннопланктона. В них установлено присутствие переотложенных кокколитов мелового и палеогенового возраста. Ранее при изучении этого разреза (Семе-

ненко и др., 1999) С.А. Люльева определила *Dic-tyosocscites antarcticus* Naq. в отложениях слоев 2 и 3 и *Perfocalcinella ex gr. fusiformis* Bona в верхах слоя 7.

Обнаруженный наннопланктон не позволяет датировать вмещающие отложения, поскольку отсутствуют зональные формы. Однако он может свидетельствовать о морских условиях накопления слоев 2, 3, 7 (верхи слоя), 8, 10, 14, 15, 17, 19 и верхов ярковского горизонта (обр. 36). Многочисленность перфокальцинелл в образце 20 может быть обусловлена фазой понижения солености бассейна.

Генезис осадков

В качестве литологических критериев реконструкции условий образования осадочных пород разреза использованы степень сортировки и окатанности терригенного материала, характер слоистости, структурно-текстурные особенности осадков, наличие карбоната кальция в глинистом цементе (пелитоморфный, кристаллобластический), агрегатные формы железо-марганцевых гидроокисных соединений, степень измененности иллит-сметтитового минерала. По этим признакам выделены три типа образований: субаквальные бассейновые, прибрежно-мелководные баровые (субпляжевые) и почвенные.

Субаквальные бассейновые осадки – слои 2, 3, 5, 12, 15, 17 и 19 – характеризуются хорошей сортировкой и окатанностью материала, тонкой горизонтальной слоистостью и микрослоистостью, часто различной только в шлифах под микроскопом по ориентированному однонаправленному расположению пластинок слюды. Присутствие пелитоморфного кальцита в цементирующей глинистой массе свидетельствует о его осаждении из воды осолоненного бассейна. Иллит-сметтит слабо затронут вторичными изменениями, сохраняя в целом кристаллографические диагностические признаки. Встречены единичные зерна (пластинки, корочки) аутигенного глауконита.

Прибрежно-мелководные баровые (субпляжевые) образования – слои 4, 6 и 8 – характеризуются грубым песчано-гравийно-галечным материалом, сцементированным кальцитовым кристаллобластическим и пелитоморфным цементом. Как галечники, так и известняки (местами ракушняки) невыдержаны по простиранию и замещаются гравийно-песчанистыми и глинистыми отложениями. При выходе на дневную поверхность они подверглись почвообразовательным процессам, о чем свидетельствует появление трубчатых кальцитовых корневидных футляров и корочек в кровле слоя 8.

Выводы о генезисе осадков, полученные по литологическим критериям для двух первых типов образований, хорошо согласуются с находка-

ми морских и солоноватоводных видов моллюсков, остракод и наннопланктона, которые могли обитать в лиманно-морских условиях. Присутствие пресноводных остракод и обилие в некоторых слоях перфокальцинелл – свидетельство периодического опреснения бассейна.

Почвы – слои 1, 9, 11, 13, 16 и 18 – характеризуются коллоидной основной массой; сортировка и окатанность терригенной составляющей зависит от пород субстрата; отмечено интенсивное насыщение коллоидно-дисперсными железо-марганцевыми гидроокисными образованиями, являющимися результатом раскристаллизации почвенных коллоидов. Карбонат присутствует, главным образом, в виде пятен и стяжений, образовавшихся при перераспределении кальцитового компонента в почвенном горизонте при растворении органическими кислотами, а также в виде трубчатых корневидных футляров. Иллит-сметтит почти полностью разрушен под воздействием почвенных бактерий и кислот.

Особо следует остановиться на слоях 7, 10, 14 и осадках ярковского горизонта (обр. 36), в значительной степени отличающихся по своему строению от описанных выше образований. Так, слой 7 и верхи ярковского горизонта характеризуются песчано-алевритовыми осадками, по всей вероятности, обмелевшего опресненного водоема (что подтверждается находкой *Perfocalcinella*), затронутые почвообразовательными процессами, о чем свидетельствует появление коллоидных структур, интенсивная железо-гидроокисная и гумусовая пропитка пород кровли. В слое 10, очевидно, представлен обратный процесс: типичная почва бурого цвета с пелитоморфно-коллоидной структурой основной массы (слой 9) подверглась обводнению, затоплению. На ее поверхности отложились тонкие однородные глины палео-буровато-желтой окраски с отчетливой микрослоистостью, наблюдаемой в шлифах по однонаправленной ориентировке слюдистых пластинок. Глина слоя 14 неоднородной красно-бурой пятнистой окраски, с обилием карбонатных стяжений, с почти полностью разрушенным иллит-сметтитом, в то же время является характерной для субаквальных осадков тонкой сортировкой и пелитоморфной микрослоистой структурой, возможно, является продуктом перетложения нижележащей почвы. Формирование почв на известняках можно объяснить образованием их в условиях мелководного периодически осушавшегося бассейна, в связи со сносом пролювия с расположенного рядом Крымского горного сооружения, т.е. эти осадки представляют собой типичную молассу (Семенов, 2003).

Палеомагнитные исследования

По образцам, отобранным М.Ф. Векlichem и Н.А. Сиренко из разреза Любимовка, начиная с

1962 г. А.Н. Третьяк, а с 70-х годов и И.Е. Волок изучали остаточную намагниченность пород этого разреза. М.Ф. Веклич (1982) приводит результаты палеомагнитных исследований для всех горизонтов разреза. Однако в разных местах работы для отложений низов иванковского и севастопольского горизонтов указываются различающиеся данные о знаке намагниченности пород. Учитывая неоднозначность палеомагнитных данных по отдельным горизонтам, приводимых М.Ф. Векlichem, мы отобрали образцы для палеомагнитного анализа из нижней и верхней частей разреза для уточнения палеомагнитной характеристики этих отложений (рис. 3).

Слои 4 и 8 по присутствию раковин моллюсков заведомо относятся к нижнему понту. Как известно, отложения понта имеют преимущественно обратную намагниченность и только самые низы – нормальную. В этой связи мы ставили себе целью попытаться найти инверсию палеомагнитного поля в низах разреза и тем самым определить, насколько полно представлена в Любимовке нижняя часть нижнего понта.

Образцы для палеомагнитного анализа отбирались из свежезачищенной стенки обнажения. Из каждого штуфа изготовлялись по 3–6 кубиков с ребром 2 см. Образцы измерялись на магнитометре JR-4 с пороговой чувствительностью 1×10^{-5} А/м. Поскольку образцы были отобраны из литологически различных пород, то величины их естественной остаточной намагниченности (I_n^0) были различны. Они составляли $(0.85–78) \times 10^{-3}$ А/м, причем наибольшими величинами I_n^0 обладали образцы, отобранные из красноцветных отложений. По два кубика из каждого штуфа были подвергнуты ступенчатому терморазмагничиванию в немагнитном пространстве от комнатной температуры до 700°C с шагом 100°C . Следует отметить, что все образцы обладали вторичной нестабильной намагниченностью, которая практически полностью разрушалась при температуре 200°C .

В результате компонентного анализа было установлено, что все образцы, за исключением образца 2, обладали обратной по направлению намагниченностью. Поскольку по двум кубикам из образца 2 не удалось определить знак намагниченности, то дополнительно были исследованы по полной программе еще два кубика из этого образца. Однако и это не привело к положительному результату – все четыре кубика обладали различной по направлению намагниченностью и этот образец был отбракован. На рисунке 3 показана широта виртуального геомагнитного полюса (ВГП), средняя по двум кубикам, для интервала температур $300^\circ–500^\circ\text{C}$.

Из анализа палеомагнитных данных следует, что в изученном разрезе отсутствуют самые низы понта (не обнаружена прямая намагниченность). Породы слоя 1 обладают обратной намагниченностью и могут относиться к нижнему понту или нижнему мэотису. В последнем случае между слоями 1 и 2 следует допустить значительный стратиграфический перерыв (не менее 0.5 млн. лет), а такой крупный перерыв геологически не проявляется. Поэтому слой 1 нами относится также к нижнему понту.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ литологических особенностей отложений, присутствие морских и солоноватоводных остракод, моллюсков и наннопланктона позволяет сделать вывод о том, что отложения, вскрывающиеся в разрезе Любимовка, формировались в мелком солоноватоводном, периодически опреснявшемся бассейне, который временами осушался и на морских осадках, вышедших на поверхность, развивались почвенные горизонты. Следует отметить два крупных события, связанных со значительным понижением базиса эрозии. Первый отмечается в разрезе мощным галечником (слой 6), второй – существенным размывом отложений ярковского горизонта.

Из приведенного материала можно сделать следующие выводы о возрасте отложений разреза Любимовка. О принадлежности нижней части разреза к нижнему понту свидетельствуют находки раковин раннепонтических моллюсков в слоях 4 и 8. Причем, судя по палеомагнитным данным (только обратная намагниченность отложений), самые низы понта в изученном разрезе отсутствуют. Для датировки вышележащих отложений у нас нет биостратиграфических данных. Однако формирование слоев 12, 15, 17, 19 и отложений ярковского горизонта в солоноватоводном бассейне (а также присутствие солоноватоводных остракод в слое 15) позволяет и эту часть разреза отнести к нижнему понту. Это заключение совпадает с выводом А.В. Кожевникова и Н.Н. Найденой (1983) о раннепонтическом возрасте и лиманно-морском генезисе большей части учкуевской подсвиты таврской свиты. В магнитохронологической шкале изученные отложения соответствуют хрону СЗВг ($7.432–7.09$ млн.лет) шкалы СК95 (Певзнер и др., 2003).

Известно, что в позднепонтическое время в результате очень крупной регрессии произошло резкое сокращение площади понтического бассейна. Именно с этой регрессией можно связать значительное понижение базиса эрозии, приведшее к существенному эрозионному размыву ярковского горизонта и вложению вышележащих отложений. Для суждения о возрасте отложений,

залегающих выше ярковских, какие-либо серьезные данные пока отсутствуют.

Мощная толща галечников, залегающих между двумя горизонтами известняков (внутри оскольского горизонта Веклича), может отвечать регрессии в середине нижнего понта, которая отмечается в ряде разрезов Украины и Молдавии (Билинкис и др., 1979).

Раннепонтический возраст отложений от иванковского до ярковского горизонтов схемы М.Ф. Веклича в разрезе Любимовка, который, по мнению этого автора, является “главным опорным разрезом”, свидетельствует о том, что эти горизонты не характеризуют континентальный плиоцен Украины, а относятся к миоцену. Они древнее 7.1 млн. лет (граница между нижним и верхним понтом), в то время, как М.Ф. Веклич (1998) оценивает их возраст в интервале времени от 3 до 5.3 млн. лет. В разрезе преобладают лиманно-морские отложения. А это значит, что для континентальных отложений нижнего плиоцена Украины горизонты не выделены. К сожалению, указанные горизонты не могут быть использованы и для более подробного расчленения нижнего понта, поскольку они не имеют четких критериев и не узнаются даже в соседних разрезах. Об этом, в частности, свидетельствует различная магнитная полярность отложений, относимых к одному и тому же горизонту в разных обнажениях (Веклич, 1982, рис. 53). С другой стороны, следы регрессии (мощные галечники слоя б) могут иметь стратиграфическое значение для подразделения нижнего понта в местной стратиграфической схеме на две части.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты №№ 02-05-64126, 02-05-64428, 03-05-64840.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барбот-де-Марни Н.П.* Геологический очерк Херсонской губернии. СПб. 1869. 165 с.
- Билинкис Г.М., Бобринский В.М., Болотин О.А., Садчикова Т.А.* Сравнительная геолого-литологическая характеристика плиоценовых отложений юга Молдавии // Геологическая структура и рельеф Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1979. С. 14–33.
- Веклич М.Ф.* Палеоэтапность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя. Киев: Наукова думка, 1982. 202 с.
- Веклич М.Ф.* Стратиграфическая схема верхнекайнозойских отложений Украины // Всероссийское совеща-

ние “Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке”. Тез. докл. СПб.: ВСЕГЕИ. 1998. С. 15.

Веклич М.Ф., Сиренко Н.А. Плиоцен и плейстоцен левобережья Нижнего Днепра и равнинного Крыма. Киев: Наукова думка, 1976. 185 с.

Зубаков В.А. Плиоцен Понто-Каспия и его корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 1. С. 66–82.

Кожевников А.В., Найдина Н.Н. Таврская свита Юго-Западного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58. Вып. 6. С. 105–120.

Муратов М.В. О миоценовой и плиоценовой истории развития Крымского полуострова // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1954. Т. XXIX. Вып. 1. С. 3–20.

Певзнер М.А., Семенов В.Н., Вангенгейм Э.А. Положение понта Восточного Паратетиса в магнитохронологической шкале // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 5. С. 72–81.

Семенов В.Н. Верхне миоценовые молассы Альминского прогиба // Геол. журн. 2003. № 2. С. 31–58.

Семенов В.Н., Люльева С.А., Моськина О.Д., Мазуц В.М. Новые данные о понтических отложениях юго-западного Крыма // Допов. нац. Акад. Наук України. 1999. № 1. С. 132–138.

Славин В.И. Новые данные о возрасте таврской свиты в Крыму // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235. № 5. С. 1140–1143.

Соколов Н.А. Mastodon arvernensis и Hipparion gracile из третичных образований Крыма // Тр. СПб. общ-ва естествоиспыт. 1883. Т. 14. № 1. С. 119–132.

Стратиграфическая схема плиоценовых и четвертичных отложений Украины для геологических карт нового поколения. Киев: Госкомгеология Украины. 1993.

Третьяк А.Н., Вигилянская Л.И., Макаренко В.Н., Дудкин В.П. Тонкая структура геомагнитного поля в позднем кайнозое. Киев: Наукова думка, 1989. 156 с.

Федорович Б.А. О пестрых рухляках Крыма // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1928. № 3. С. 6–11.

Bogutsky A., Gozhik P., Lindner L. et al. Tentative correlation of the main stratigraphic units of the Pleistocene in Poland and Ukraine // Volume of abstracts. “The Ukraine Quaternary Explored: the Middle and Upper Pleistocene of the Middle Dnieper Area and its importance for the East-West European correlation”. Kyiv: Inst. Geol. Sci. 2001. P. 13–14.

Рецензенты М.А. Ахметьев, С.М. Шик