

УДК 574.9:551.78

## КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ НА СЕВЕРНОМ ШЕЛЬФЕ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА В ОЛИГОЦЕНЕ–НЕОГЕНЕ

© 2010 г. С. В. Попов\*, М. П. Антипов\*\*, А. С. Застрожнов\*\*\*,  
Е. Е. Курина\*\*, Т. Н. Пинчук\*\*\*\*

\*Палеонтологический институт РАН, Москва  
e-mail: serg.pop@mail.ru

\*\*Геологический институт РАН, Москва

\*\*\*Всероссийский геологический институт, Санкт-Петербург

\*\*\*\*Кубанский государственный университет, Краснодар

Поступила в редакцию 26.01.2009 г.

Колебания уровня моря в конце эоцена, олигоцене и неогене Восточного Паратетиса оцениваются количественно на основе прослеживания фаций и древних береговых линий на северном платформенном шельфе, врезов речных долин и изучения сейсмопрофилей. Первый массив данных позволяет охарактеризовать и сопоставить трансгрессивные этапы в истории Восточного Паратетиса. Наиболее крупные трансгрессии приходятся на первую половину позднего эоцена, середину раннего олигоцена, начало позднего олигоцена, начало раннего миоцена, начало чокракского, караганского и сарматского времени в среднем миоцене, средний и поздний сармат и ранний понт в позднем миоцене, акчагыл в Каспийской части в плиоцене. Наиболее крупные врезы северных рек, текущих с платформ, напротив, позволяют оценить время и величину основных падений базиса эрозии. Максимальные врезы датируются самым концом эоцена—началом олигоцена, концом соленовского времени в конце рюпеля, концом майкопского времени в раннем миоцене, концом сармата и серединой понта в позднем миоцене, ранним плиоценом в Каспийском бассейне. Крупные регрессии формировали также поверхности несогласия, прослеживаемые на сейсмопрофилях в виде эрозионных границ нескольких порядков. Такие поверхности приурочены к границе эоцена и олигоцена, к середине и концу майкопа, границе сармата и мзотиса, середине понта, концу миоцена—началу плиоцена и прослеживаются даже в наиболее глубоководных впадинах. Синтез этих данных позволяет предложить предварительную версию кривой трансгрессивно-регрессивной цикличности. Сопоставление ее с эвстатической кривой показывает их сходство лишь в нижней части — до начала среднего миоцена, когда Паратетис стал полузамкнутым водоемом. Неогеновые трансгрессии в позднем чокраке, карагане, в сармате и начале понта носили характер тектонического подпруживания бассейна и сопровождались широким расселением резко обедненной полуморской и эндемичной солоноватоводной фауны.

*Ключевые слова:* трансгрессии, регрессии, береговые линии, врезы, сейсмопрофили, эвстатика, Скифская, Туранская плиты, палеоген, миоцен.

### ВВЕДЕНИЕ

К концу палеогена Паратетис состоял из двух крупных окраинных морей — Альпийско-Карпатского и Кавказско-Копетдагского, каждый из которых имел осевую глубоководную часть и северный и южный шельфы (Щерба, 1993; Popov et al., 2004). В олигоцене—миоцене флишевые бассейны Карпат и Кавказа закрылись, образовав Паннонский и Эвксино-Каспийский внутриконтинентальные полузамкнутые или замкнутые водоемы. Последний получил название Восточный Паратетис. Его южный шельф имел сложную и во многом еще неясную палеогеографическую историю, так как находился под постоянным воздействием альпийских тектонических движений и был в значительной степени переработан орогенными процессами. Поэтому ис-

торию колебаний уровня моря легче проследить по данным осадконакопления на северном и восточном шельфах, располагавшихся на более стабильном платформенном основании.

### МАТЕРИАЛ И МЕТОД

Обширный шельф Восточно-Европейской платформы, Скифской и Туранской плит покрывался как мелководными и прибрежными мало-мощными осадками, так и относительно глубоководными фациями (с глубинами до 1000 м), накопившимися в крупных прогибах, таких как Западно-Кубанский и Терско-Каспийский. Осадки внутреннего шельфа интенсивно перебивались прибрежными течениями и прорезались долинами крупных рек. Именно здесь наиболее отчетливо

**Рис. 1.** Палеогеографическая карта Восточного Паратетиса в середине позднего миоцена (мэотиса) (по Ильиной и др. в (Роров et al., 2004)).

1 — конгломераты; 2 — пески; 3 — глины; 4 — известняки; 5 — горы и возвышенности; 6 — озера; 7 — мелкий шельф; 8 — глубокий шельф; 9 — батталь; 10 — направление терригенного сноса; 11 — дельты; 12 — надвиги; 13 — вулканиты; 14 — граница суша—море в раннем мэотисе; 15 — граница суша—море в раннем понте; 16 — вулканы.

прослеживаются этапы колебаний уровня моря. В трансгрессивные периоды береговая линия бассейнов уходила далеко на север и восток, море ингрессировало по долинам рек, перекрывая континентальные осадки. Такие этапы хорошо датированы осадками, заходившими далеко на платформу. Прослеживание прибрежных фаций, береговых линий, интерпретация литологических и фаунистических данных позволили достаточно детально восстановить палеогеографию бассейнов почти для каждого из регионов олигоцена и неогена на время максимального заполнения бассейна (рис. 1; Роров et al., 2004).

Для количественной оценки амплитуды колебаний уровня моря важной информацией являются фациальная оценка глубины палеобассейна, а также абсолютные отметки высот, на которых залегают осадки трансгрессивных серий. Хотя в отдельных структурах они, несомненно, искажены последующими тектоническими процессами, соотношение высотных отметок внутри структур остается довольно постоянным, а усредненные данные без учета крайних значений позволяют сравнивать уровни трансгрессий разного возраста.

Значительно сложнее проследить размеры и характер бассейна в регрессивные этапы его истории. Осадки таких этапов приурочены к депрессиям и часто вскрываются лишь глубокими скважинами. Поэтому данные по ним отрывочны, а береговые линии восстановить не удастся. Важную информацию о регрессивных этапах развития бассейнов несут сейсмические материалы. Оценить время и величину падений уровня базиса эрозии при регрессиях можно по глубине врезов крупных рек, датирующих падения базиса эрозии. Однако использование этого источника информации затруднено из-за сложностей датировки врезов, особенно в континентальных фациях. Наиболее подробно А.С. Застрожновым изучена неогеновая история нижнего течения Палео-Дона.

Основные особенности осадконакопления, взаимоотношения осадков с подстилающими и перекрывающими толщами, врезы в дельтовых фациях, характер налегания осадков, определявшиеся колебаниями уровня моря, прослеживаются на сейсмопрофилях (Кунин и др., 1989, 1990; Gillet et al., 2005; Антипов и др., 2005; Курина и др., 2007 и др.). На профилях, составленных по буровым и сейсмическим данным, видно, что все крупные прогибы имели структуру, названную топодепрессиями (Шлезингер, 1998): их глубоководные части окаймлялись четко выраженными подводными склона-

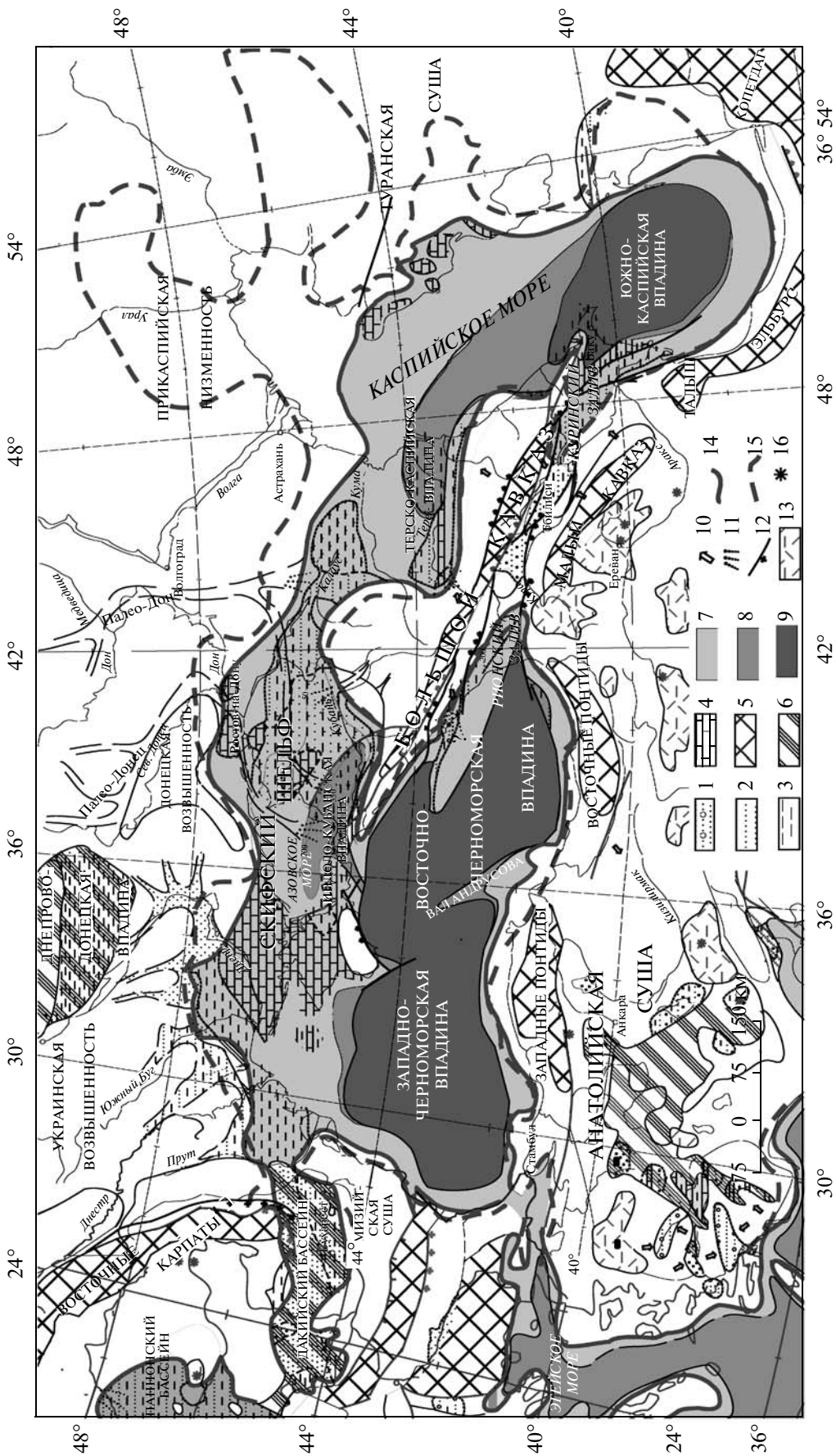
ми. Осадконакопление на склонах происходило путем бокового наращивания, и осадки формировали проградирующие клиноформы, хорошо прослеживаемые на сейсмопрофилях. Для интерпретации этих данных требуется точное датирование прослеживаемых отражающих горизонтов и сопоставление сейсмической информации с результатами по буровым скважинам. По профилю П—П\* через Западно-Кубанский прогиб такое датирование было проведено Т.Н. Пинчук. Интерпретация вдоль данного профиля выполнялась ранее разными исследователями (400 миллионов..., 2005; Афанасенков и др., 2007 и др.). Проведенный нами сейсмостратиграфический анализ имеющегося геолого-геофизического материала позволил построить уточненную модель формирования Западно-Кубанского прогиба в кайнозое, который, начиная с палеоцена, развивался унаследованно на месте юрско-мелового осадочного бассейна окраинно-морского типа.

В настоящей статье делается попытка оценить по всем этим данным амплитуду колебаний уровня моря на северном шельфе Восточного Паратетиса в конце палеогена и неогене.

## ПРОСЛЕЖИВАНИЕ ФАЦИЙ И БЕРЕГОВЫХ ЛИНИЙ

В западной части шельфа обширный белоглинский (харьковский) бассейн, предшествующий олигоценному, имел общий шельф с Альпийско-Карпатским водоемом, а в середине позднего эоцена (зоны NP19—начало NP20, слои с *Globigerapsis index*, время отложения мандриковских слоев) местами перекрывал Украинский щит, далеко заходил в Поволжье и Закаспий (Роров et al., 2004, map 1). Осадки этого водоема во многих местах залегают на высотах до +150 м (рис. 2а). В конце позднего эоцена (слои с *Bolivina*) произошла резкая регрессия и изменение тектонического плана развития всего Альпийско-Кавказского пояса, что было обусловлено быстрым пострифтовым погружением с образованием глубокого осадочного бассейна (400 миллионов..., 2005).

Дальнейшее изложение разбито по хронологии на описание трансгрессивно-регрессивных циклов майкопского (олигоцен-раннемиоценового) времени, историю бассейнов конца раннего и среднего миоцена (тарханского и чокракского) и бассейнов конца среднего миоцена—плиоцена.



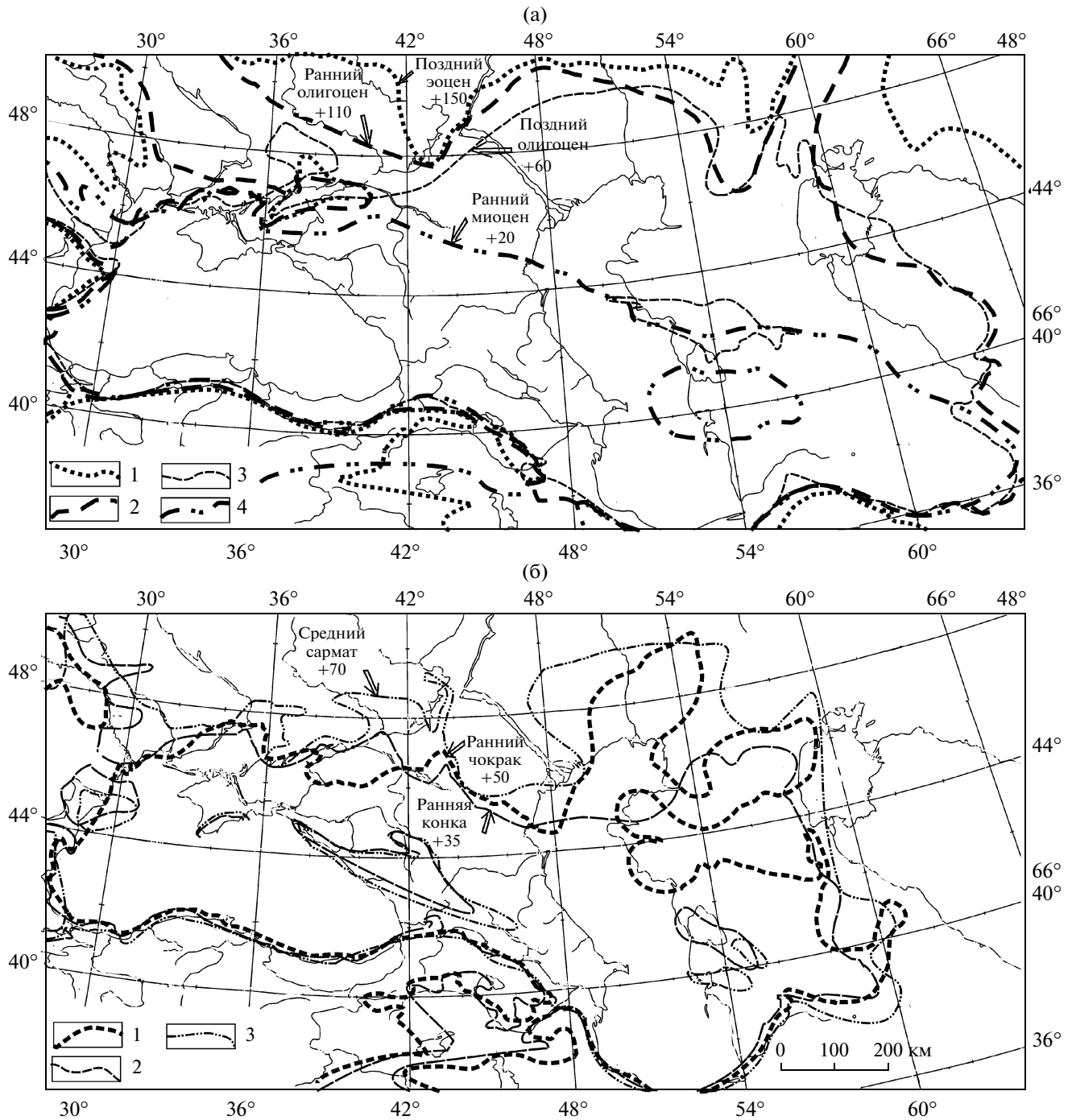


Рис. 2. Схема сопоставления береговых линий трансгрессивных этапов Восточного Паратетиса.

(а): 1 – поздний эоцен, 2 – ранний олигоцен, 3 – поздний олигоцен, 4 – ранний миоцен; (б): 1 – ранний чокрак, 2 – ранняя конка, 3 – средний сармат.

### Майкопский бассейн

**Северное Причерноморье.** Майкопские осадки залегают на белоглинско-харьковских в северной части с перерывом, величина которого увеличивается к краям Причерноморского прогиба. Отложения рубановской свиты (зона NP21, слои с *Cibicides*

*almensis*) известны только по скважинам и соответствуют началу трансгрессии олигоцена, когда море распространилось лишь к востоку от Евпаторийско-Скадовского разлома (Чекунов и др., 1976). Максимум раннеолигоценовой трансгрессии приходится на никопольское время, когда мелководные фации с богатой бентосной фауной доходили

до г. Никополь, где вскрыты карьерами на абсолютных высотах +20 м. К концу этого времени море отступило, и последующая молочанская свита (остракодовые слои соленовского горизонта) местами ложится трансгрессивно, не достигая, однако, границ никопольского бассейна. Эти отложения не выходят на поверхность и выклиниваются на глубинах около –10 м в краевых частях, а возможно, и срезаются в результате последующей регрессии (данные Веселова в (Чекунов и др., 1976, рис. 24)). Осадки вышележащей серогозской свиты отражают условия постепенной регрессии: глины и алевриты вверх сменяются песками с прибрежной фауной. Залегающая выше ожелезненная кора выветривания и остатки растений свидетельствуют о континентальном режиме седиментации.

Вышележащая асканийская свита верхнего олигоцена залегает трансгрессивно у северной границы распространения осадков, выклиниваясь ниже дневной поверхности на глубинах 15–20 м и, так же как вышележащая горностаевская свита (низы нижнего миоцена), представлена глинами и алевритами с бентосной фауной (Чекунов и др., 1976 и др.). Глинистые отложения горностаевской свиты к северу замещаются прибрежными песчаными фациями, которые выклиниваются на глубинах 35–40 м. Следующая чернобаевская свита, сопоставляемая с сакараулом, представлена черными глинами, алевритами и песками, залегающими на абсолютных отметках около –100 м. В условиях регрессивного бассейна на них откладывались глины каржинских слоев и королевской (рицевской) свиты коцахура, к берегу и вверх по разрезу замещавшиеся алевритами и песками. Вся эта последовательность, таким образом, демонстрирует постепенное отступление майкопского моря. Перекрываются эти осадки с перерывом трансгрессивно залегающими маломощными (до 6 м) зелеными песками маячковской свиты с обедненным комплексом бентосных фораминифер и диатомовых. Последняя сопоставляется также с коцахуром (Носовский, Семененко в (Неоеновая..., 1986)) либо уже с тарханом (Чекунов и др., 1976).

**Северная Украина.** Здесь аналоги майкопских отложений в морских фациях развиты в Днепровско-Донецкой впадине. В условиях платформенного прогиба, лишь временами заливаемого морем, откладывались песчаные осадки, отвечающие максимальным трансгрессиям. Межигорская свита нижнего олигоцена (содержащая диноцист *Wezeliella gochtii* и *W. clathrata*, по данным А.Б. Стотланда) представлена глауконитовыми песками и ложится с перерывом на слои обуховской свиты эоцена. Морские осадки свиты в районе Киева залегают на абсолютных высотах около +100 м.

Юго-восточнее, в Северном Донбассе, развиты кварцевые пески сивашской подсвиты берекской свиты, которая, по присутствию диноцист с *Weze-*

*liella gochtii*, *Rhombodinium draco*, датируется поздним олигоценом. Однако в ее верхней части появляются тепловодные морские моллюски, характерные уже для начала миоцена (сборы И.Н. Ремизова (Попов и др., 1993)). В типовом разрезе у с. Сиваши эти осадки вскрыты карьером на высотах +170...+180 м. Песчаные осадки того же позднеолигоцен-раннемиоценового возраста описаны из южной части Днепровско-Донецкой впадины, в карьере у с. Губиниха (Иванова и др., 2007), где они вскрыты на отметках +115...+120 м.

**Волго-Донское междуречье и Предкавказье.** Мелководная зона майкопского бассейна протягивалась в Волго-Донском междуречье субмеридионально от Манычских озер к Волгограду (Семенов, Столяров, 1988). Нижнецимлянская подсвита нижнего олигоцена ложится на солонскую (белоглинскую) с перерывом и представлена алевритовыми глинами с разнообразной бентосной фауной (Воронина и др., 1988; Попов и др., 1993). В районе г. Волгограда она обнажается и вскрывается скважинами на высотах +80...+100 м. Эти осадки протягивались и значительно севернее Волгограда, где сохранились в Балыклейском грабене, но в основном уничтожены эрозией. Прибрежные фации отсутствуют. Верхнецимлянская подсвита имеет меньшее площадное распространение, но также местами поднимается до высот около +100 м.

Соленовская свита часто залегает трансгрессивно, иногда с глубоким размывом (до палеоцена). Краевые фации низов свиты (“остракодовых слоев”) представлены алевритовыми глинами с характерной солоноватоводной фауной и вскрываются у Волго-Донского канала на абсолютных высотах +80...+90 м. Вышележащие икибурульские слои менее распространены, выклиниваются южнее, но примерно на тех же высотах и представлены прибрежными железистыми песками и алевритами.

Там же на Северных Ергенях вскрываются прибрежные осадки низов калмыцкой свиты (низы хатта), где в линзах ожелезненных песчаников встречаются эвригалинные моллюски, свидетельствующие о прибрежных лагунных фациях морского бассейна (Воронина и др., 1988). Распространение вышележащих осадков указывает на регрессию майкопского бассейна: верхняя подсвита калмыцкой свиты на Северных Ергенях вскрывается южнее в скважинах на абсолютных отметках около +70 м, а осадки миоцена (нугринская, арадыкская, цаганхакская свиты) известны только на Южных Ергенях, вскрываются на высотах около +60 м и представлены бассейновыми фациями – песчаными глинами.

Южнее, на Скифской плите, майкопские отложения известны лишь по скважинным данным. В платформенных районах, в отличие от прогибов, глинистый разрез майкопа обогащен песчаными прослоями. Песчаники среднего майкопа, образующие тела мощностью от 5 до 130 м и шириной

100–150 км, регионально прослежены от Ростовского выступа до Березанской площади Западного Предкавказья. Полосы песков и конгломератов присутствуют на этом уровне (слои с *Haplophragmoides kjurendagensis*–*Uvigerinella californica* и *Vulimina tumidula*) и восточнее, что указывает на обмеление и возможный кратковременный перерыв в конце олигоцена либо усиление терригенного сноса с платформ. Верхняя часть верхнемайкопских отложений (аналоги коцахура) на севере платформенной части Западного Предкавказья отсутствуют до широты г. Приморско-Ахтарска.

Далее к востоку, в Прикаспии, осадки майкопского моря полностью уничтожены эрозией. Сохранились они только в Бузачинском прогибе и на Мангышлаке, где представлены фациями внешнего шельфа.

**Северный Устюрт–Северное Приаралье.** На восточной периферии бассейна мелководные фации сохранились лучше всего и доступны для изучения, так как хорошо обнажены в разрезах чинков. Поэтому распространение здесь прибрежных и лагунных фаций, их замещение континентальными осадками, миграцию во времени удалось восстановить наиболее детально на значительной площади (результаты геологических съемок треста “Аэрогеология”, Вознесенский, 1978). Здесь также широко прослеживается трансгрессия середины приабона и регрессия конца эоцена. Отступление морского бассейна с территории Западной Сибири и Тургая началось в середине позднего эоцена (в чегане). К концу эоцена произошло почти полное осушение Приаралья, и к началу олигоцена (ашеайрыка) море оставалось лишь в пределах осевой части Северо-Устюртского прогиба.

Последующая обширная трансгрессия раннего ашеайрыка через Тургай достигла Западно-Сибирской низменности (курганские слои). Затем произошла кратковременная регрессия середины ашеайрыка и новая трансгрессия второй половины ашеайрыка (Вознесенский, 1978, фиг. 28). В конце ашеайрыкского времени отмечается общее погребение отложений, сокращение площади морского бассейна и прибрежной равнины.

Регрессия продолжалась и в начале соленовского времени, после чего наступила новая трансгрессивная фаза, когда море заливало прибрежную равнину в виде крупных ингрессионных заливов. Продолжалось увеличение размерности терригенного материала, свидетельствующее об усилении денудационных процессов и интенсивности речного стока. В дельтовых участках продолжалось интенсивное накопление оолитовых железных руд, имеющих промышленное значение. В конце раннего олигоцена произошла регрессия, эрозии подверглись породы соленовской, а на Чаграйском плато – и ашеайрыкской свит. Таким обра-

зом, падение базиса эрозии в это время можно оценить в первые десятки метров.

В позднем олигоцене (каратомакское время) море стало постепенно восстанавливать свои размеры, преобладали глинисто-алевритовые осадки, окаймленные узкой полосой песчано-алевритовых грунтов мелководья. Вдоль осевой зоны Челкарского прогиба и восточного крыла Куландинской синклинали проходили долины крупных рек, дельты которых постепенно сдвигались к северу (Вознесенский, 1978, фиг. 30). Максимум трансгрессии достигла в первой половине байгубекского времени, когда морские песчаные осадки с *Cerastoderma prigorovskii*, *Corbula helmerseni* заняли значительные пространства в Северном Приаралье (Вознесенский, 1978, фиг. 31), Зааралье и Кызылкумах. К концу байгубекского времени море отступило, осадки в краевых частях сменились на прибрежно-лагунные с пресноводной фауной. Новая небольшая трансгрессия произошла в начале миоцена (кинтыкчинское время, часто его также рассматривают в составе байгубека), которая сменилась значительной регрессией. Морские условия сохранились, возможно, лишь в прогнутах части Северо-Устюртского прогиба, уступив место прибрежной равнине с лагунным и озерным осадконакоплением аральского времени (Вознесенский, 1978, фиг. 33).

#### *Бассейны конца раннего–среднего миоцена (тархан–конка)*

**Северное Причерноморье.** В западной прибрежной части шельфа тарханские отложения в основном были уничтожены последующей неогеновой эрозией. Сохранились лишь два выхода маломощных (0,3–2,5 м) ракушечно-известковых осадков низов тархана – у с. Томаковка и пос. Каменка – с мелководными комплексами разнообразных морских моллюсков, бентосных фораминифер и остракод (абсолютные высоты +100 и +50 м). Те же породы находят в базальном конгломерате чокрака (Носовский, Семенов в (Неоеновая..., 1986)).

Чокракские отложения вскрыты только скважинами в междуречье Дуная и Днестра, бассейне р. Ингулец, у г. Каховка и в Никопольском районе (Носовский, Семенов в (Неоеновая..., 1986)) и представлены песчано-глинистыми и известковыми осадками с бентосной фауной. Даже в глубоководных частях Причерноморского прогиба они залегают с перерывом и конгломератом в основании. Только в наиболее прогнутых его частях в это время еще продолжалось накопление майкоповидных глин (Чекунов и др., 1976).

Караганские осадки распространены очень широко, непрерывно продолжают чокракский трансгрессивный цикл и залегают на породах миоцена, палеогена и докембрия. Они представлены песчаными глинами, на восток замещающимися из-

вестняками мощностью 1–2 м в периферической части. В районе г. Никополь зеленые глины карагана вскрыты глубокими карьерами на отметках +25...+30 м. При этом спаниодонтелловые, эрвилиевые и фоладовые слои имеют сходное распространение, но эрвилиевые слои представляют регрессивную серию.

Конкские слои широко распространены в восточной части Причерноморья, где залегают на карагане и лишь в самой северной части региона – трансгрессивно на палеогене. Сартаганские слои конкского региона слои сложены песчано-глинистыми фациями (0.5–1.5 м) с богатой полигалинной фауной и залегают с перерывом на слоях с *Varnea* (Носовский, Семенов в (Неоеновая..., 1986)). Веселянские слои распространены несколько шире сартаганских и отличаются большей мощностью. На р. Конка они вскрываются на высотах около +80 м. К концу конкского времени приурочена регрессия, континентальный перерыв, во время которого размыв уничтожил большую часть этих осадков.

**Волго-Донское междуречье и Предкавказье.** Северная граница распространения морских тарханских осадков проходит по южной части современной Тимашевской ступени на глубинах от 1100 до 2500 м и в северном борту Восточно-Кубанской впадины на глубинах от 350 до 700 м. В прибортовых частях бассейна в основании тарханского интервала встречен глинистый конгломерат, что указывает на трансгрессивное залегание тарханских образований на майкопских отложениях. Севернее в разрезах некоторых скважин под чокракскими отложениями залегают красочетные глины континентального генезиса (Северо-Ладожская, Успенская и др. площади) с маломощными прослоями микроконгломератов и брекчий в основании, условно относящиеся к тарханским отложениям. В конце верхнего тархана даже на территории прогиба Западного Предкавказья наблюдается региональный перерыв (Богданович, Бурак в (Неоеновая..., 1986)) и размыв осадков в приподнятых участках (Южно-Андреевская площадь).

Чокракские отложения в Центральном и Восточном Приманьчье залегают с перерывом на глинах майкопской серии на высотах +50 м и представлены в основании разнозернистыми песками с кварцевой галькой и прослоями известняков с нижнечокракской фауной, вверх по разрезу переходящими в алевроитовые глины с ярозитом и горизонтами грубых косослоистых песков (Родзянко в (Неоеновая..., 1986)). В песках верхних слоев встречены моллюски *Lutetia intermedia* (Andr.), характерные уже для верхнего чокрака (данные А.С. Застрожного).

В западной части Западно-Кубанского прогиба на многочисленных площадях (Прибрежной, Генеральской, Новой, Чумаковской и др.) вскрыты пес-

чано-алевритовые пачки с включением брекчий и слабоокатанных конгломератов, указывающих на перемещение осадков в депрессионные участки по подводным палеоврезам в периоды кратковременных падений уровня чокракского бассейна.

Падение уровня на границе чокрак–караган было значительным, на что указывают появление грубоботригенных фаций и пресноводных моллюсков в бассейновых фациях (на р. Белая). В северном борту Западно-Кубанского прогиба, на границе с Тимашевской ступенью, скважиной № 8 на Сладковской площади в основании карагана вскрыты крупногалечные отложения (2–5 м), указывающие на следы палеорусл. Грубообломочные отложения на кровле чокрака встречены также на Гривенской площади (скв. 59). Даже в глубоководной части Западно-Кубанского прогиба на границе карагана–чокрака участками прослеживается песчано-алевритовая пачка (I продуктивная пачка по номенклатуре Прибрежного месторождения).

Караганские отложения распространены гораздо шире чокракских. Их северная граница достигает Доно-Сальского междуречья, заходит в Западные Ергени, Приманьчье, а в Прикаспии прослеживается на южном склоне вала Карпинского. На дневной поверхности караган обнажается на Миоценовой гряде на абсолютных высотах около +70 м. В этой толще присутствуют галька, гравий и раковинный детрит, свидетельствующие о близости древней береговой линии. На севере Западного Предкавказья караганские отложения сложены песчаниками с подчиненными прослоями глин и конгломератов и пакушнями со *Spanidontella pulchella* Baily и *Varnea ustrjurtensis* Andrus (Кушевская площадь).

Граница развития морских конкских отложений проходит по Миоценовой гряде Приманьчья, по р. Сал к г. Новочеркаску. На Каменнобалковском поднятии и Сальском валу конкские отложения отсутствуют, и нижний сармат трансгрессивно залегает на карагане. На Миоценовой гряде конкские отложения залегают на размытой поверхности карагана, на отметках 0...+10 м, в Маньчской впадине отмечается резкое погружение подошвы до –100 м и ниже. В основании разрезов прослеживается базальный горизонт из грубозернистых песков с галькой, указывающий на близость береговой линии бассейна.

К западу от Миоценовой гряды, в районе сел Дивное и Приютное, картвел и конка установлены в разрезах скважин на абсолютных отметках +30...+40 м и представлены глинами и песками общей мощностью не более 10 м, содержащими характерную фауну моллюсков: *Varnea ustrjurtensis* Eichw., *V. ujraticum* Andr. (картвел), *Ervilia trigonula* Sok., *Corbula gibba* Oliv., *Dentalium* sp., *Spiratella* sp. и др. (конка).

**Мангышлак, Устюрт, Северное Приаралье.** Тархан на Мангышлаке отсутствует, в разрезах чинка

Устюрта он залегает с размывом на палеогене либо на нижнем миоцене и представлен маломощными известковыми глинами или прибрежными фациями: галечниками и песками с *Crassostrea gryphoides* (Schl.) и др.

Чокракские отложения также залегают с резким несогласием на породах от мела до нижнего миоцена. Прибрежные грубозернистые известковистые песчаники с фауной нижнего чокрака известны на плато Тюб-Караган и в других разрезах Северного Мангышлака (Хондкариан и др. в (Неоеновая..., 1986)). На Устюрте чокракские отложения представлены красноцветными прибрежно-континентальными осадками и сероцветными глинами, накопившимися в условиях морского бассейна мощностью до первых десятков метров.

Караганские отложения распространены на Мангышлаке более широко, чем чокракские, и также залегают резко трансгрессивно, перекрывая породы мела, палеогена, майкопа и среднего миоцена. Представлены они песчано-мергелисто-глинистыми отложениями небольшой мощности. Варнинские (эвилиевые) слои развиты в фации детритового загипсованного известняка, но прослеживаются лишь эпизодически (Хондкариан и др. в (Неоеновая..., 1986)). Картвельские (фоладовые) слои развиты шире нижних и местами трансгрессивно залегают на мелу, эоцене или олигоцене. Сложены они известняками и песчаниками (1–6 м). На Северном Устюрте нижнекараганские (архашенские) слои распространены менее широко, чем чокракские, и представлены переслаиванием глин, песчаников, мергелей и известняков. Мощность отложений караганского горизонта в Закаспии варьирует от 70 до 100 м.

Конкские отложения распространены еще менее широко, чем картвельские, и представлены известковыми глинами с прослоями известняков и песчаников мощностью первые десятки метров (Хондкариан и др. в (Неоеновая..., 1986)).

*Бассейны конца среднего—позднего миоцена и плиоцена (сармат, мэотис, понт, киммерий, акчагыл)*

**Северное Причерноморье.** Сарматские отложения имеют повсеместное распространение на юге Украины, трансгрессивно залегая на среднем миоцене, а вдоль склона Украинского щита — на палеогеновых и докембрийских породах и коре выветривания. Они широко развиты на западе региона, трассируя наиболее свободное соединение с Карпатским бассейном в раннем сармате.

Нижний сармат представлен в краевых фациях в основном песчано-глинистыми осадками мощностью 1–2 м. Местами он, как и средний сармат, трансгрессивно перекрывает Украинский щит, заходя в южную часть Днепровско-Донецкой впади-

ны. В карьере у с. Губиниха, в 50 км к ССВ от г. Днепропетровска, песчано-известковые осадки нижнего и среднего сармата залегают на абсолютных высотах +125...+135 м (Иванова и др., 2007).

Средний сармат имеет менее широкое распространение в Валашском прогибе в Молдавии, но далее к востоку на большей части территории залегает трансгрессивно и переходит через Украинский щит. Вероятно, самые мелководные фации вдоль склона Украинского щита размыты. Однако присутствие маломощных прослоев с растительными остатками и наземными гастроподами свидетельствует о близости береговой линии.

Распространение верхнего подъяруса сармата примерно совпадает со средним, не достигая лишь самых северных границ распространения последнего. Часто херсонский подъярус залегает несогласно с перерывом (Чекунов и др., 1976). В междуречье Дуная и Днестра он представлен авандельфовыми и пресноводными осадками, восточнее сложен известняками с мактрами, гидробиитами и пресноводной фауной. В бассейне р. Южный Буг и далее к востоку эти отложения замещаются пресноводными песками балтской свиты, отвечающей херсонскому подъярису сармата, мэотису и понту (Носовский, Семенов в (Неоеновая..., 1986)).

Мэотические осадки повсеместно залегают с размывом на сармате и распространены менее широко (рис. 1, 2б). В междуречье Дуная и Днестра нижний мэотис представлен глинами, алевролитами, песками с морской фауной, переслаивающимися с солоноватоводными и пресноводными фациями и слоями с наземными моллюсками (Рошка в (Неоеновая..., 1986)). Верхнему мэотису отвечают комковатые зеленовато-серые глины с редкой пресноводной фауной. Восточнее Днестра также преобладают терригенные отложения мощностью 2–3 м в краевых фациях, далее на восток замещающиеся органогенными известняками.

Понтические отложения представлены нижним новороссийским подъярусом и залегают в основном на мэотических осадках. Лишь в Криворожском районе они перекрывают породы докембрия и их кору выветривания (Носовский, Семенов в (Неоеновая..., 1986)). Краевые фации представлены оолитовыми и ракушечными известняками. По данным А.Л. Чепалыги и Т.А. Садчиковой (1982) по шельфу междуречья Дуная и Днестра колебания уровня раннепонтического моря имели периодичность 40–50 тыс. лет и достигали 25–30 м. Уровень поднимался четыре раза, и максимальной была вторая трансгрессия, когда пришли моллюски морского происхождения — *Parvivenus widhalmi* и *Abra tellinoides*. В портаферское время море ушло из Северного Причерноморья и далее оставалось в пределах современной акватории.

Киммерийские отложения установлены в двух районах — на левобережье нижнего Днепра и в Се-



верном Приазовье (Носовский, Семененко в (Неогеновая..., 1986)). Залегают они ниже базиса эрозии и известны только по скважинам, представлены железистыми песчаниками с линзами оолитовых руд и глинами, трансгрессивно перекрывающими породы понта, мэотиса, а иногда и образования складчатого фундамента (в Приазовье). Абсолютная высота кровли киммерия в Мелитопольском районе составляет 2–3 м.

Куяльницкие слои в районе Одессы выполняют плиоценовые врезы, ныне представляющие собой Хаджибейский и Куяльницкий лиманы, где трансгрессивно ложатся на осадки понта и мэотиса. Известны они и по берегам Тилигульского лимана. На левобережье Днепра они вскрываются скважинами на глубинах 70–90 м и перекрывают без видимого перерыва киммерийские осадки (Носовский, Семененко в (Неогеновая..., 1986)). В Северном Приазовье куяльницкие отложения также залегают на киммерии и перекрыты мощным чехлом континентальных осадков (60 м).

**Волго-Донское междуречье и Предкавказье.** Сарматские отложения в основном перекрывают конкские, но местами трансгрессивно лежат на континентальных аналогах конки, карагане и палеогене. Они развиты вдоль южного обрамления Донбасса, в Центральных Ергенях и в зоне вала Карпинского в Прикаспии (Родзянко в (Неогеновая..., 1986)). Нижнесарматские отложения представлены в наиболее мелководных фациях слюдястыми песками, залегают на породах конки и перекрываются среднесарматскими образованиями. В Гашунской впадине нижний сармат залегают с ясно выраженным размывом и угловым несогласием на карагане.

Среднесарматские отложения распространены шире, чем нижнесарматские и все последующие (рис. 2б). В Донбассе они поднимаются до отметок +100...+120 м, в бассейне р. Кагальник – до +140...+150 м. На правобережье р. Дон средне-верхнесарматские отложения развиты в пределах Доно-Кумшацкого водораздела и обнажаются вдоль берегового обрыва Цимлянского водохранилища, где залегают на киевской свите палеогена и перекрываются понтическими, а чаще скифскими образованиями. Представлены они серыми, серо-зелеными карбонатными глинами (до 40 м), серовато-желтыми глауконито-кварцевыми песками (2.5–35 м) с прослоями светло-серых, розоватых известняков общей мощностью от 8 до 42 м (данные А.С. Застрожнова).

Южнее орогенез Большого Кавказа, происшедший во второй половине среднего сармата, сопровождался формированием вокруг него полосы мелководных осадков – песчаников-ракушечников с прослоями конгломератов. По устьям и дельтам палеорек (Пшеха, Убин и др.) отмечены врезы и значительные пласты песков, галечников и конгломератов (до 10 м).

В позднем сармате на территории Западного Предкавказья отмечалось повсеместное падение уровня моря с формированием песчано-карбонатных осадков. На севере платформенной части прослеживается неравномерная мощность осадков и многочисленные врезы небольших размеров, заполненные песчано-ракушечным материалом. На границе с Ростовским выступом часть сарматских отложений представлена болотными фациями с лигнитом и древесным углем (более 7 м), вскрытыми на Зеленой площади. В то же время местами известняковые верхнесарматские осадки заходят здесь даже севернее среднесарматских и найдены в районе г. Морозовска на абсолютных высотах +140 м (балка Ольховая, данные В.Г. Пронина).

На границе сармата–мэотиса на Тимашевской ступени формировались врезы, палеоруслы и авандельты Палео-Донца, которые прослеживаются от Свободненской площади (южнее г. Приморско-Ахтарск) к северному борту Западно-Кубанского прогиба. В разрезах скважин здесь вскрыты песчано-ракушечные отложения с включением крупной гальки белых мергелей эоценового возраста. Скважины Роговские и Днепровские (по профилю П–П\*, между скважинами Казачья 1 и Тимашевская 5) выше кровли сармата вскрыли пески мэотиса разной мощности, датированные фораминиферами, с прослоями гальки и брекчии (до 3–5 см в диаметре). По геологическому профилю и изменению мощностей эти данные интерпретируются как врез в отложения верхнего сармата и заполнение его мэотическими песками (рис. 3). Амплитуда вреза составляла первые десятки метров. Выше по разрезу в тех же скважинах прослеживаются несколько прослоев гальки также внутри песчаной толщи на границе понта и мэотиса. Понтический возраст песков определен по остракодам. По своему генезису эти отложения, вероятно, представляют собой подводную авандельту с морской микрофауной.

Наиболее глубокие врезы, приуроченные к границе сармата и мэотиса, прослежены по буровым и сейсмоданным на Бейсугской площади (данные Л.П. Автономовой, Т.Н. Пинчук). Глубина врез составляет 200–250 м, прорезаны сарматские осадки, а иногда и весь средний миоцен до майкопа.

В мэотисе море значительно отступило к югу по сравнению с сарматом, его северная граница проходила к северу от Ростова. В Донбассе осадки мэотиса поднимаются до абсолютных отметок +80 м. Верхнемэотические осадки известны на левом берегу Дона у г. Батайска. Палеонтологически охарактеризованных мэотических слоев на юге Ергеней не обнаружено. Южнее р. Маныч они встречены в скважинах у с. Дивное и в районе г. Сальска на абсолютных отметках +20...+30 м.

Раннепонтический бассейн вновь продвинулся далеко на север, затопив значительные пространства к северу от Таганрогского залива, правобере-

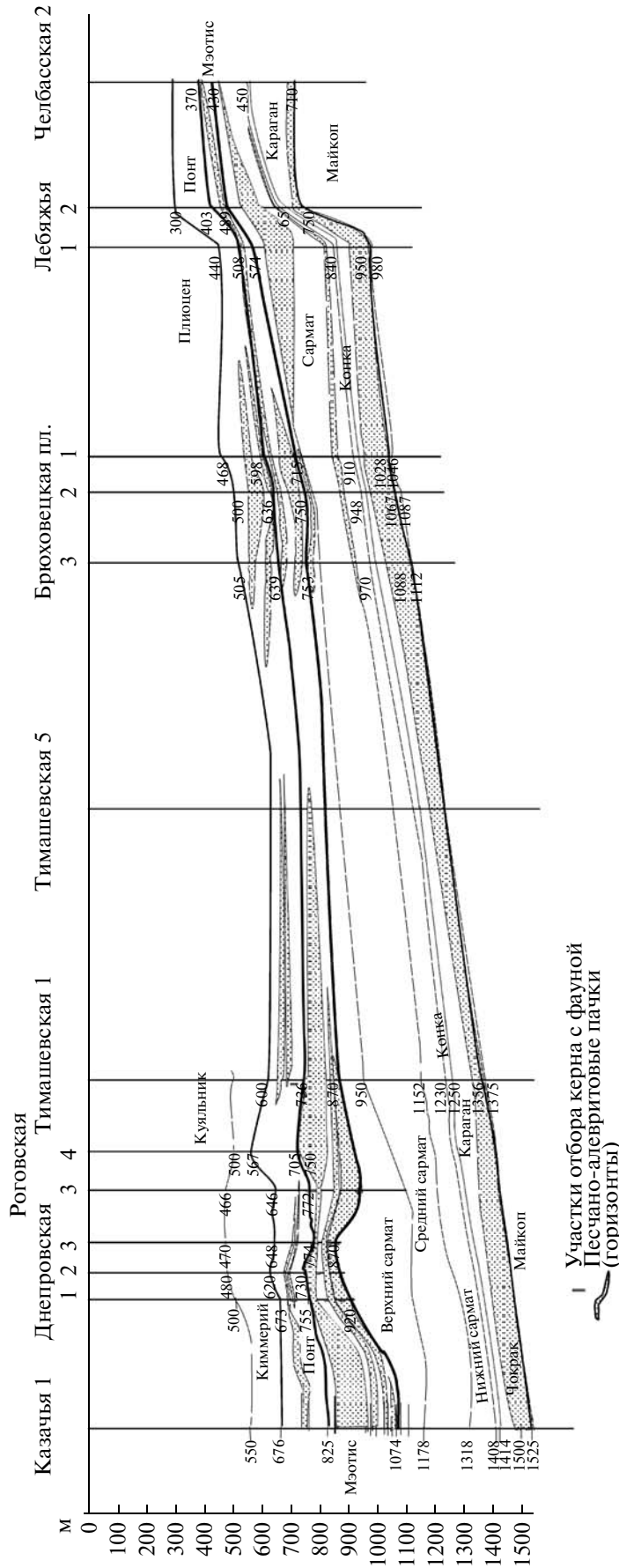


Рис. 3. Геологический разрез миоцен-плиоценовых отложений (по буровым данным) по линии профиля П—П\* в пределах Тимашевской ступени, показывающий распространение песчано-алевритовых пачек в платформенной части Северного Предкавказья (составлен Т.Н. Пинчук).

жья Дона и Ергени. Осадки представлены известняками-ракушечниками и песками, иногда с прослоями глин. В Донбассе и бассейне р. Кагальник они вновь достигают отметок +100 м. Самый северный из известных на Ергенях выходов понтических отложений располагается в правом борту балки Яшкуль на отметках от +35 до +75 м.

На Тимашевской ступени внутри понта прослеживаются глубокие врезы. Они подтверждены скважинами на Брюховецкой (Чередеев и др., 1972) и Лебяжьей площадях и хорошо видны как на профиле на рис. 3 (между скважинами Тимашевская 5 и Челбасская 40), так и на сейсмопрофиле (рис. 6г). Врез, по данным сопоставления с ближайшими датированными скважинами, соответствует средней части понта, хотя непосредственное палеонтологическое подтверждение возраста отсутствует. Амплитуда вреза по этим скважинам составляет 100–120 м. На Куцевской площади палеоврезы прослежены вплоть до карагана и заполнены понтическими осадками мощностью от 20 до 102 м (скв. К-27, К-29), сложенными глинами с прослоями песков и ракушнякав.

Резкая кратковременная фациальная перестройка, перерыв в осадконакоплении и появление наземных гастропод в основании портаферских слоев верхнего понта отмечаются в относительно глубоководных разрезах Таманского полуострова.

**Северный Прикаспий и Предуралье.** В Прикаспийской низменности известны осадки всего неогена, однако сохранились они фрагментарно и перекрыты четвертичными отложениями, поэтому береговые линии здесь не прослеживаются вплоть до сармата. Прибрежные средне- и верхнесарматские отложения описаны в среднем течении р. Уил и протягиваются к среднему течению р. Урал (Бертельс-Успенская и др. в (Неоеновая..., 1986)), трассируя заходившийся далеко на север мелководный залив вдоль восточной части Прикаспия до Предуральского плато. Сюда же заходил залив понтического моря в период максимальной трансгрессии (данные С.О. Хондкариана в (Popov et al., 2004)).

В преакчагыльское время в каспийской части бассейна существовал длительный перерыв с глубоким падением уровня, когда сформировался контрастный эрозионный рельеф и накапливались континентальные пестроцветные осадки (подробнее см. ниже). В акчагыльское время воды бассейна ингрессировали далеко на север в долины Палео-Волги, Палео-Урала, заполнили обширные районы Прикаспийской впадины. Севернее Общего Сырта бассейн довольно резко сужался и образовывал Приволжский залив, который заполнялся дельтовыми песчано-глинистыми осадками (Староверов, 2005). Во время максимальной трансгрессии в середине акчагыля бассейн простирался еще значительно дальше на север, заполняя долины рек среднего течения Волги, Камы и Белой.

**Мангышлак, Северный Устюрт.** Нижнесарматские отложения трансгрессивно с размывом залегают на более древних от меловых до конкских. Повсеместно они представлены бассейновыми фациями – раковинными известняками, мергелями и глинами, самые мелководные фации не сохранились. Средний сармат имеет более ограниченное распространение, так как сильнее подвергся размыву. Он также представлен бассейновыми фациями и залегают либо согласно на нижнем сармате, либо с размывом на более древних отложениях (Хондкариан и др. в (Неоеновая..., 1986)). К позднему сармату море ушло с Устюрта, и его осадки известны только в прикаспийской части региона – на п-ове Тюб-Караган и в Южно-Мангышлакском прогибе.

Нижнеэотические отложения распространены лишь в западной части региона вдоль побережья Каспия и представлены известняками (рис. 1). Верхнеэотические осадки развиты шире, доходят до Западного Устюрта и представлены мергелями с прослоями известняков-ракушечников.

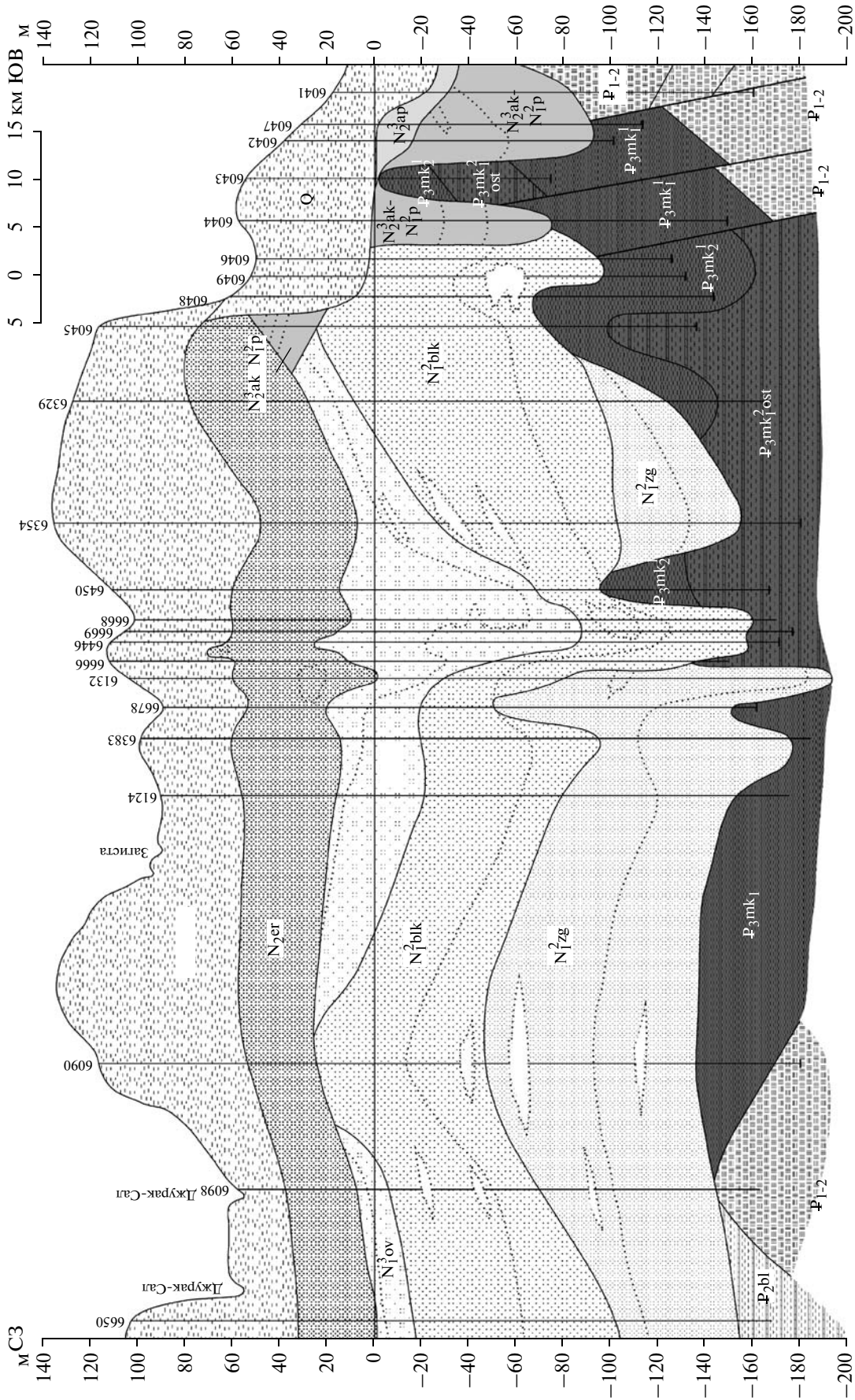
Нижнепонтические отложения широко распространены и доходят до Восточного Устюрта. Нижние, евпаторийские, слои развиты на Мангышлаке, в основном в Южно-Мангышлакском прогибе, и в Западном Устюрте. Одесские слои трансгрессивно перекрывают их либо ложатся на верхнеэотические и сарматские осадки и представлены известняками, мергелями и глинами (Хондкариан и др. в (Неоеновая..., 1986)).

Акчагыльские отложения имеют очень ограниченное распространение и слагают небольшие останцы в береговых обрывах Каспийского моря. Это маломощные (0.5–10 м) мергели и ракушечники с мелкой галькой, вероятно, среднего акчагыля.

## ВРЕЗЫ ДОЛИН СЕВЕРНЫХ РЕК

На Скифской плите и Восточно-Европейской платформе эрозионные долины майкопского возраста неизвестны; вероятно, они были уничтожены последующими размывами в неогене. Врезы речных долин сохранились в Северном Приаралье, где они разбурены и изучены благодаря богатым залежам железных руд, формировавшихся в дельтовых условиях. Наиболее глубокие врезы датируются концом эоцена–началом олигоцена и имеют амплитуду от 20 до 70–80 м относительно поверхности эоцена (Вознесенский, 1978). Следующая фаза дельтового рудонакопления была связана с регрессией конца ашеайрыка–начала соленовского времени, однако эрозионные врезы этого возраста неизвестны, так как осадконакопление происходило в условиях прибрежно-морской равнины.

Долины крупных рек формировались также в конце байгубекского времени на севере Челкарского прогиба и в пределах Чокусинской синклинали



**Рис. 4.** Фациальный профиль осадков Палео-Дона по линии VII-VII\* (составлен А.С. Застрожным). Индексами обозначены: sk – скифская свита, er – ергенинская свита, ов – оватинская свита, блк – балковская свита, zg – загестинская свита, ар – алшерон, ак – акцатыл, р – понт, мк – майкопская серия, мк<sup>1</sup>ost – остракодовые слои нижнего майкопа.

(Вознесенский, 1978) и продолжали функционировать в чокракское время. Однако от них также сохранились лишь южные подводно-дельтовые части, где мощности осадков достигают 15–20 м. По этим данным не удастся судить о глубине врезов долин.

Падение уровня моря во время предчокракской регрессии позволяют оценить данные о врезе Палео-Дона, полученные А.С. Застрожным. Долина, отвечающая загистинской свите, переуглублена относительно домиоценовой поверхности на 150–200 м (рис. 4). Абсолютные отметки русла изменяются от –150 м в среднем течении до –160 м в устьевой части. В дельте палеореки отмечается резкое погружение подошвы осадков, заполнивших врез, до –170...–220 м.

Кровля свиты также наклонена на юг, но гораздо меньше, чем ложе. Так, в основной долине она располагается на абсолютных отметках –75...–80 м, а в дельте всего на 10 м ниже. Это объясняется повышением базиса эрозии при последующей трансгрессии, в результате которой происходит значительное увеличение мощности свиты вниз по течению Палео-Дона.

По палинологическим данным накопление верхней (преимущественно глинистой) части загистинской свиты приходится на караганское время. Наблюдаемая обратная намагниченность глин более характерна для верхней половины карагана (Молостовский, Храмов, 1997). Подстилающий мощный базальный горизонт, вероятно, формировался в раннекараган-чокракское время.

Следующий врез предшествовал накоплению балковской свиты, прослеженной на том же участке палеодолины, что и загистинская свита. Ширина балковской долины изменяется от 10 до 17 км, увеличиваясь в дельтовой зоне до 50–60 км. Абсолютные отметки подошвы свиты в русловой части составляют –80...–90 м, повышаясь к бортам до –20 м. В Яшкульской мульде (участок дельты) отмечается резкое погружение подошвы до –150...–160 м. Кровля свиты на протяжении всей долины располагается примерно на одной абсолютной отметке (около 0 м), что связано со значительным увеличением ее мощности в дельтовых разрезах. По палинологическим данным возраст балковской свиты соответствует конкскому региоарусу.

Предсарматское падение уровня привело к выработке переуглубленных долин Палео-Дона и Палео-Донца, которые заполнялись русловыми песками в сармате. Ширина раннесарматской оватинской долины достигала 12–20 км, увеличиваясь в дельте до 60 км. Подошва вреза располагается на абсолютных отметках –10...–20 м в основной долине, а в дельте резко погружается до отметок –80...–90 м. Гипсометрическое положение кровли оватинской свиты отличается большим постоянством: она фиксируется на абсолютных отметках +35...+45 м. За-

полнение долины по палинологическим и палеомагнитным данным происходило в раннем сармате.

В конце сармата уровень моря упал на 200–300 м и частично осушившийся шельф был прорезан глубокими долинами, в мзотисе заполнившимися аллювиальными осадками. Сохранилась погребенная система русел Палео-Дона (Бурукшунский каньон), которая прослежена более чем на 150 км от Ергенинской возвышенности до долины р. Егорлык (Прошляков, 1999). Этот врез продолжал функционировать в подводных условиях и в раннемзотическое время, пропуская песчаный материал, поступающий в Индоло-Кубанскую впадину (рис. 1). По строению песчаных толщ видно, что снос песчаного материала происходил с трех сторон (с востока – из долины Палео-Дона, с Ростовского выступа и с Кавказа; данные Т.Н. Пинчук). В устьевой части Палео-Дона накапливались лагунно-аллювиальные песчано-глинистые отложения бурукшунской свиты с редкими конгериями. В долине Палео-Донца мзотису отвечают аллювиальные пески яновской свиты (до 30 м). Реки на территории Молдовы и Южной Украины откладывали в это время обширные шлейфы песчаных отложений верхов кагульской и балтской свит.

Следующий врез Палео-Дона произошел в послераннепонтическое время, о чем можно судить по налеганию пород его заполнения (ергенинских песков) на морские осадки нижнего понта. Ширина ергенинской долины составляла от 15 до 100 км. Абсолютные отметки ее подошвы, по данным А.С. Застрожного, показывают широкий разброс значений от –20 до –40 м в Гашунской, Зимовниковской и Яшкульской впадинах до +100...+160 м на Приволжской и Ергенинской возвышенностях и в Волго-Хоперском междуречье, что контролировалось общим планом расположения тектонических структур.

В начале плиоцена, в преадакчагыльское – балаханское – время, по данным сейсмического профилирования глубина вреза Палео-Волги достигала 700–800 м, и он прослеживается под осадками современной акватории Среднего Каспия (Леонов и др., 2005). Такого же порядка были глубины врезов Палео-Амударьи и Палео-Куры. Море оставалось лишь во впадине Южного Каспия с небольшим Куринским заливом.

Центральная и западная части Восточно-Европейской платформы были прорезаны не столь глубокой, но разветвленной речной сетью, положение которой уже было близким к современному. Они выносили огромный объем материала, путь которого прослежен сейсмозондированием и скважинами в авандельтах. Авандельта Палео-Донца находилась в северном борту Западно-Кубанского прогиба.

В долине Палео-Дона в раннем плиоцене была выработана корытообразная долина, прослеженная по левобережью Хопра и Дона до Цимлянского во-

**Рис. 5.** Схемы палеогеографических обстановок Эвксино-Каспийской области для палеоцен-эоценового (а) и олигоцен-раннемиоценового (майкопского) (б) времени, построенные по материалам сейсморазведки.

1 — области отсутствия осадков, 2 — область альпийских деформаций, 3 — области последующего размыва осадков, 4 — область склоновой эрозии, 5 — область распространения клиноформных фаций, 6 — континентальные и прибрежно-морские фации, 7 — зона внутреннего шельфа, 8 — зона внешнего шельфа, 9 — зона котловин на шельфе, 10 — глубоководные фации, 11 — направления перемещения обломочного материала в глубоководных котловинах, 12 — эрозионные и эрозионно-тектонические уступы, 13 — границы фациальных областей, 14 — положение линии сейсмического профиля и его фрагментов.

дохранилища. Ширина долины составляет 12–45 км. Абсолютные высоты днища основной долины на севере составляют +20...+30 м, понижаясь на юге до –30...–40 м. По комплексу палеонтологических и палеомагнитных данных ее формирование началось в среднем акчагыле и завершилось уже в апшероне. В составе андреевской серии А.С. Застрожновым выделяются нагавская, кривская, хоперская и кумылженская свиты. Первые три свиты образуют нисходящую лестницу террас акчагыльского возраста, а эоплейстоценовая кумылженская свита перекрывает их.

Предкумылженский врез, вероятно, отвечает падению уровня базиса эрозии в конце акчагыла. Ширина кумылженской долины составляет 12–35 км, уровень подошвы располагается на отметках +70 м на севере региона и +10...+20 м на юге.

#### ДАННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ

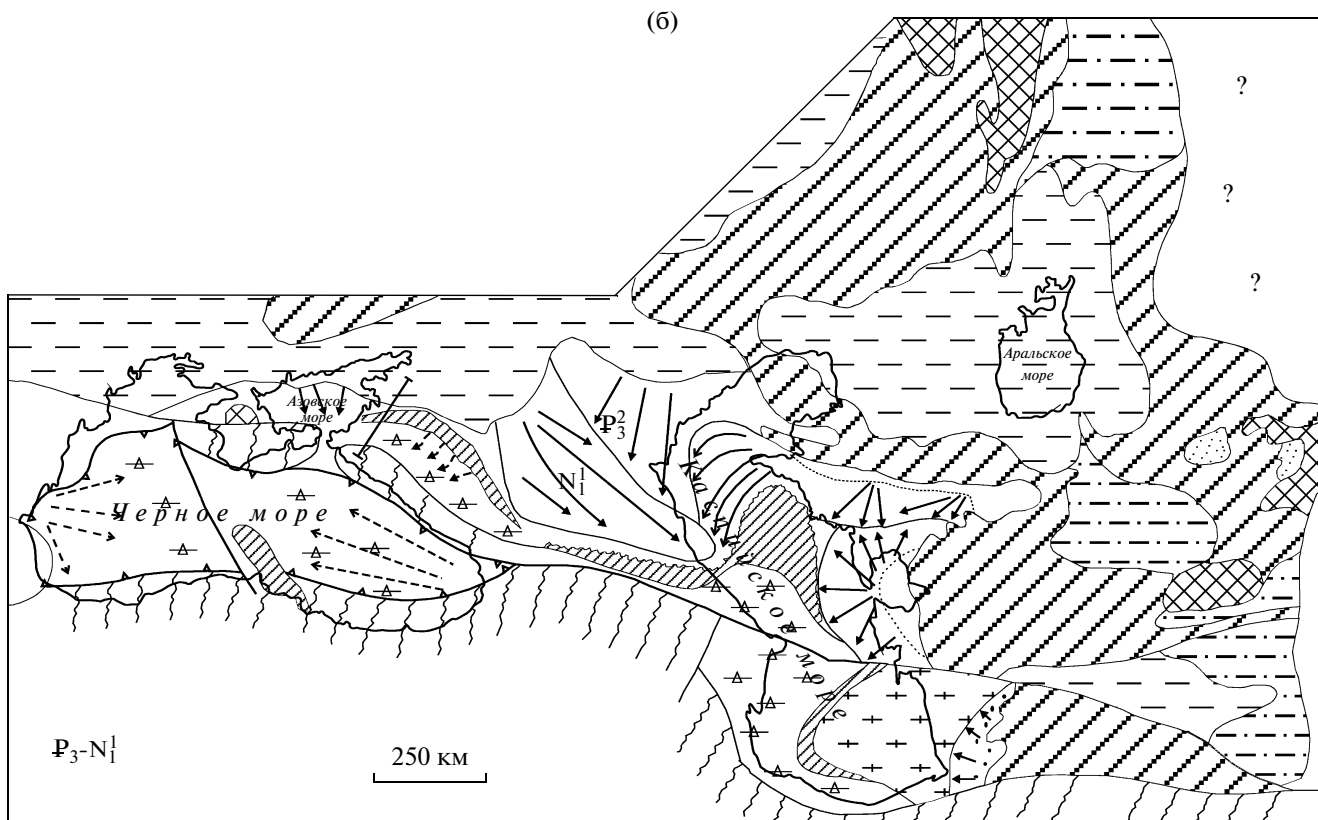
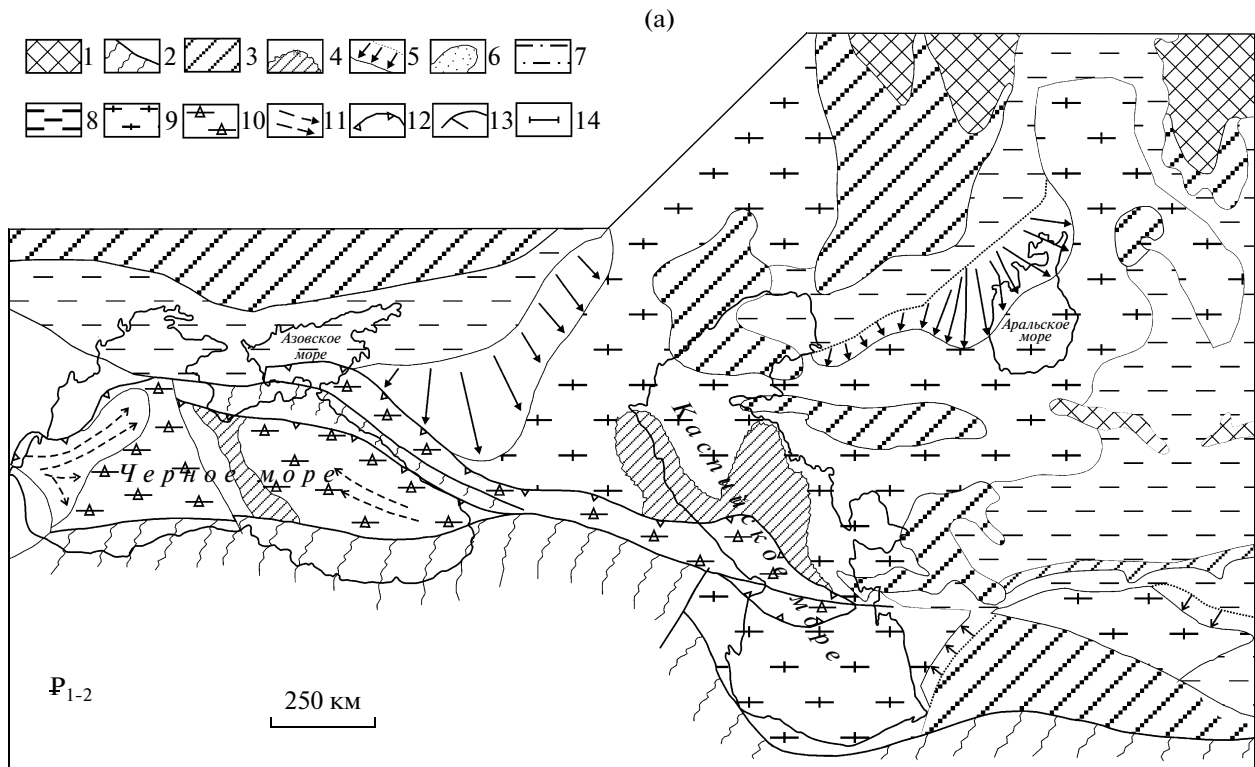
Имеющийся сейсмический материал дает возможность расчленить разрез на несколько сеймо-стратиграфических комплексов, отличающихся друг от друга характером волновой записи, а сопоставление с геологическими и палеонтологическими данными позволяет датировать эти комплексы. Рисунок волновой записи несет информацию об условиях седиментации. Чаще внутриконтинентальные верхнепалеогеновые и неогеновые разрезы характеризуются параллельно-слоистой структурой, но в отдельных комплексах регистрируется клиноформное, косослоистое строение. Косослоистые толщи выявлены в пределах палеоценового, эоценового, майкопского, сарматского, мэотического, киммерийского и четвертичного комплексов. Эти формы волновой записи четко фиксируют области перехода от шельфа к глубоководным частям бассейна, а также указывают основные направления сноса осадочного материала. Результаты колебаний уровня моря на сеймопрофилях отражаются в виде эрозионных границ нескольких порядков, погребенных палеоврезов и специфических клиноформных особенностей налегания в склоновых частях у края шельфа.

Сопоставление и интерпретация геологических и геофизических данных позволили реконструировать геологическую историю региона и показать фациальные обстановки, а также перемещение осадочного материала на двух палеогеографических

схемах Северного Перитетиса для палеоцен-эоценового и олигоцен-раннемиоценового времени (рис. 5), а также на серии палеогеологических профилей, построенных вдоль линии сейсмического разреза (рис. 6, 7).

Эволюция осадочного бассейна в основных чертах прослежена нами начиная с палеоцена. Сеймо-стратиграфический анализ глубоких частей разреза, предшествующих олигоцен-миоценовому этапу развития прогибов Предкавказья, показывает, что в истории осадконакопления палеоцена мы можем выделить по крайней мере три крупных цикла относительного изменения уровня моря, с последовательным продвижением бровки шельфа на юг. В эоценовом сеймо-стратиграфическом комплексе выделяются толщи шельфа и глубоководной котловины, разделенные хорошо выраженным палеосклоном. Глубины водоема этого времени оцениваются в 1000 м. Обширная шельфовая зона с глубинами до 200 м занимала северную и северо-западную периферию бассейна, где накапливались пологие клиноформные осадочные тела, фиксирующие относительные колебания уровня моря. Амплитуду этих колебаний в эоцене количественно оценить затруднительно. Источниками сноса терригенного материала служили Восточно-Европейская платформа, ороген Урала и область современного Кавказа. Причем депоцентр прогиба располагался непосредственно на месте северного склона и подножья Кавказа, где мощности мел-палеогеновых отложений превышают 3 км.

В начале майкопского времени на месте Западно-Кубанского прогиба продолжал конседиментационно развиваться глубоководный осадочный бассейн, у подножья континентального склона накапливались гравитационные осадочные тела, которые быстро перекрывались мощными глубоководными толщами. Нижнемайкопские отложения прислоняются к континентальному склону внутри глубоководной котловины, а шельфовые толщи формируют пологие клиноформы, утоняющиеся в сторону глубоководной котловины. Источниками сноса оставались области Ростовского выступа Восточно-Европейской платформы, другие ее части, территория Южного Урала. Кавказские источники терригенного материала, вероятнее всего, также поставляли материал, но на временных сейсмических разрезах это не наблюдается в связи со сложной





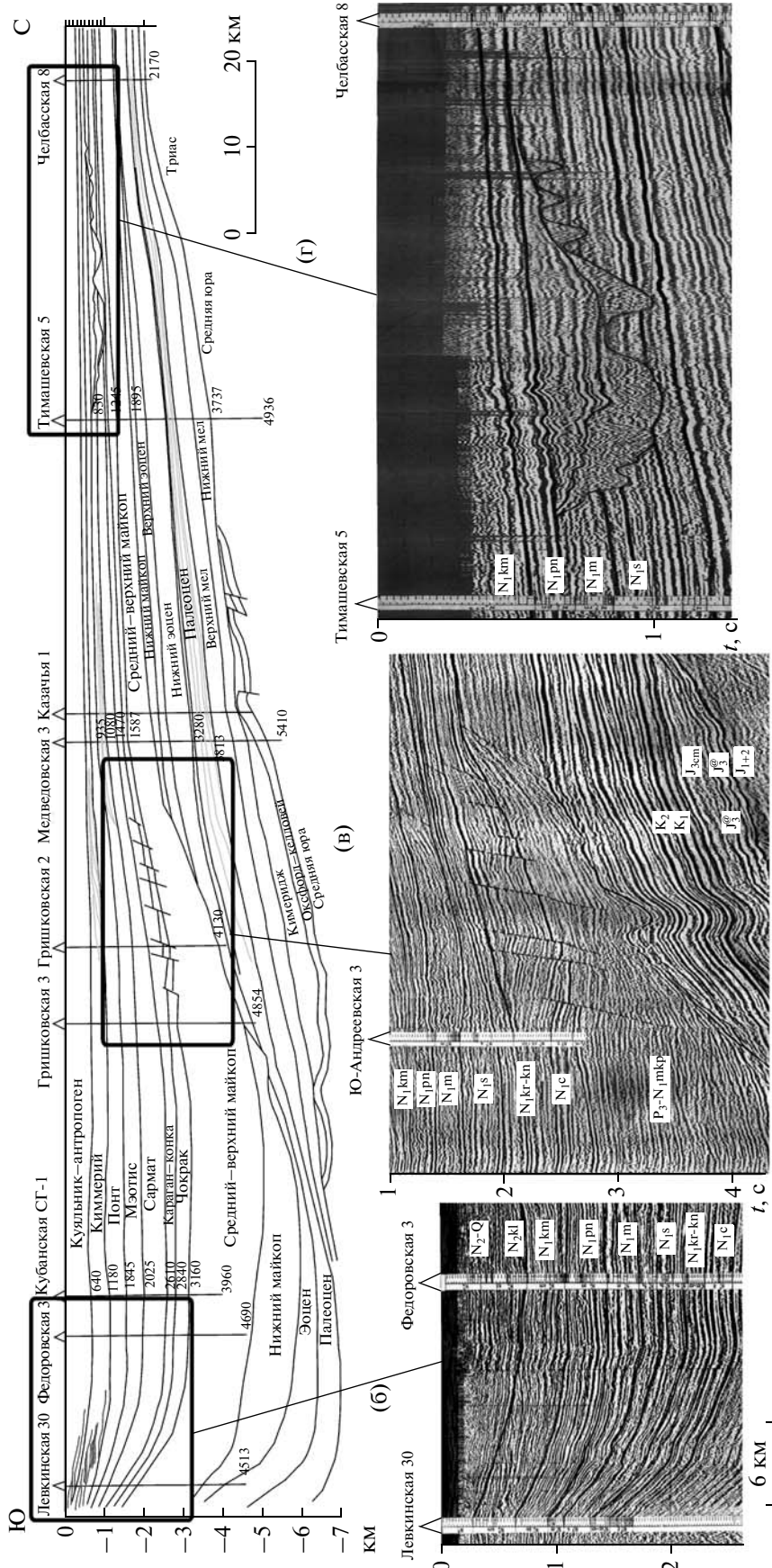


Рис. 6. Сейсмостратиграфический разрез по линии II–II\* регионального профиля через Западно-Кубанский прогиб (а) и фрагменты временных сейсмических разрезов (б–г) по материалам треста Краснодарнефтегеофизика.



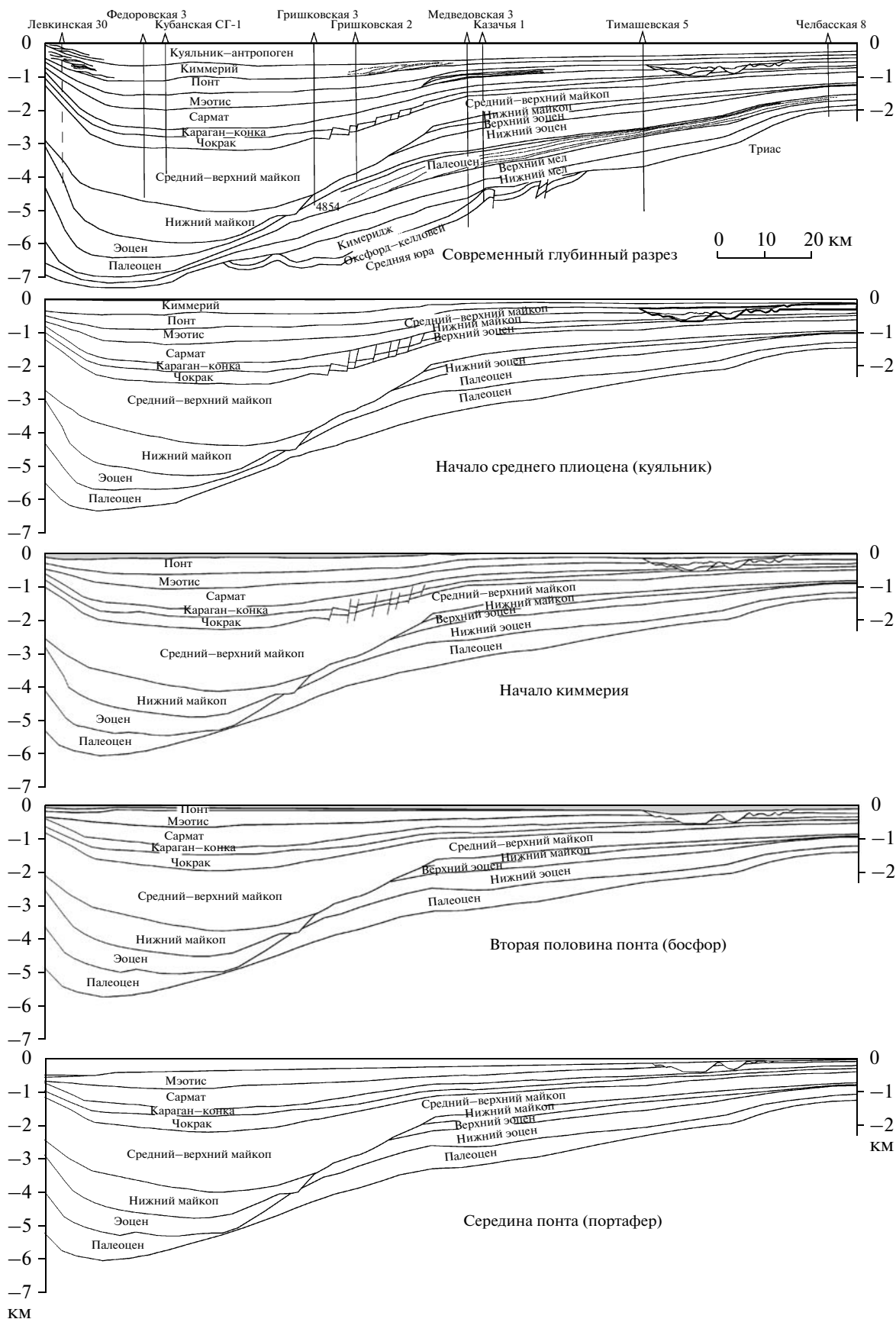


Рис. 7. Серия палеогеологических профилей, иллюстрирующих историю развития Западного Предкавказья в конце палеогена-неогене.

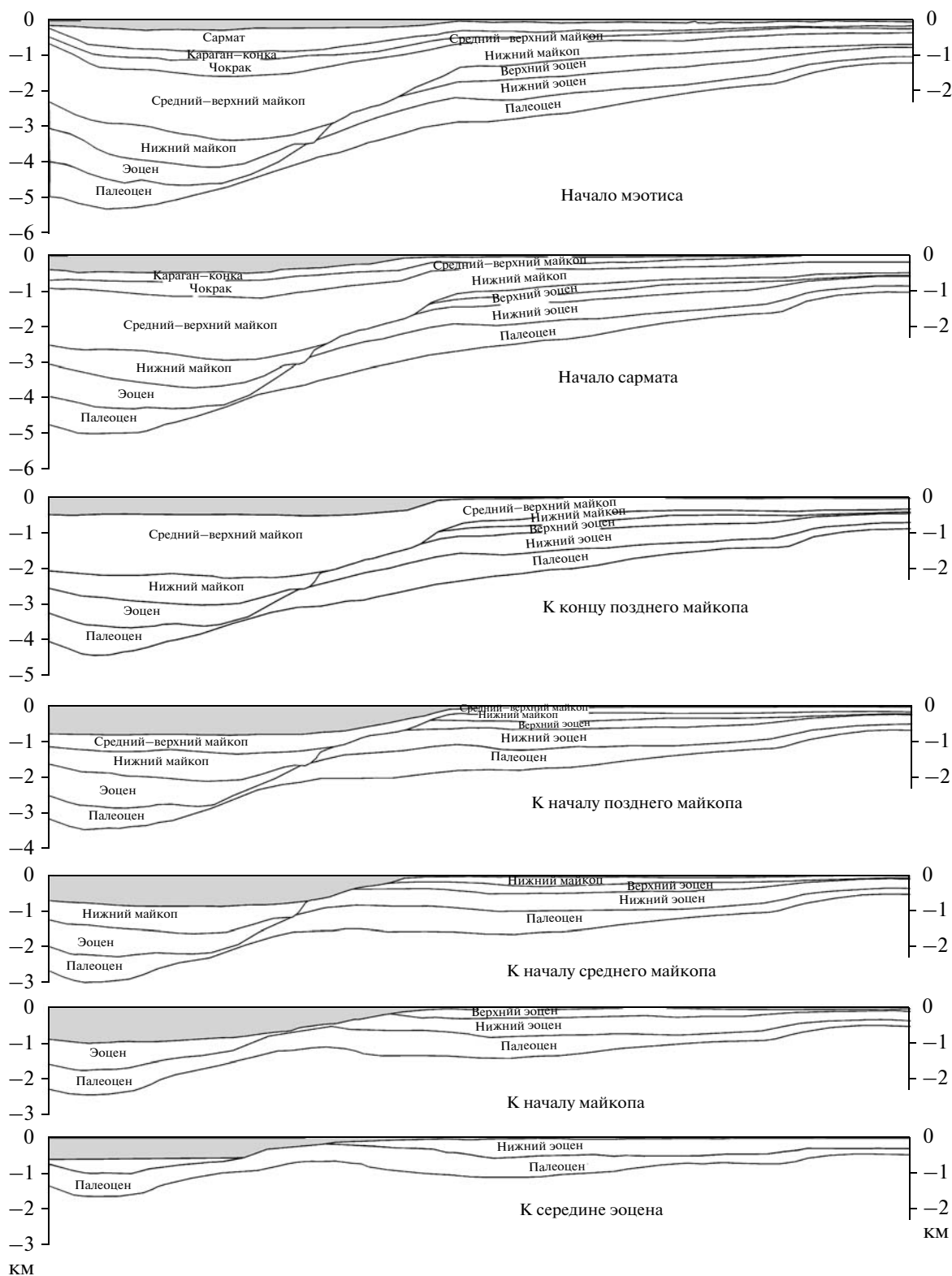


Рис. 7. (Окончание).

волновой картиной на этих разрезах и современной деформированностью этой части разреза. Глубины в осевой части прогиба составляли около 1000 м, и он открывался в обширную Восточно-Черноморскую котловину, возможно отделяясь от нее системой локальных подводных поднятий (Роров et al., 2004).

Профиль II—II\* от мелководного шельфа у Ростовского выступа через Западно-Кубанский прогиб (рис. 6, 7) демонстрирует наиболее крупные рубежи перестроек осадконакопления в подошве и кровле майкопа, в кровле сармата и основании плиоцена. Эрозионная граница в основании майкопа прослеживается вплоть до наиболее глубокой части прогиба. Крупное эрозионное несогласие и выклинивание значительной части толщи в северном борту прогиба видно и внутри майкопа. Клиноформные толщи внутри майкопских отложений, вероятно начинающиеся с границы среднего и верхнего (миоценового) майкопа, скорее всего, отвечают дистальным частям подводных конусов выноса, накапливавшихся у подножья склона глубокой котловины. Глубины этой котловины превышали 1000 м. Амплитуду выклинивания по временному разрезу приблизительно можно оценить в 200–250 м, максимально до 500 м. Снос терригенного материала в это время происходил с севера.

С конца майкопского времени и до начала сармата глубины осадочного бассейна уменьшились и составляли не более 500 м. В миоцене прослеживается серия несогласий, наиболее древнее из которых соответствует подошве либо тархана, либо чокрака и отвечает предчокракскому размыву и врезу в майкопские отложения в краевых частях, прослеживаемым на сейсмопрофиле в районе Маныча и имеющим амплитуду около 200 м.

Самые краевые части бассейна, к сожалению, не представлены на имеющихся профилях. Поэтому вышележащие пачки среднего миоцена до сармата кажутся залегающими согласно.

Несогласие и размыв видны в районе кряжа Карпинского в основании сармата. В течение раннего и среднего сармата существенных падений уровня, вероятно, не было. Нижнесарматские отложения залегают согласно в осевой части прогиба. В северном борту Западно-Кубанского прогиба сарматские отложения конседиментационно прислоняются к кровле среднего миоцена (рис. 6в). Южный борт бассейна характеризовался относительно мелководными условиями седиментации. На юге прослеживаются плохо выраженные клиноформные толщи, указывающие на существование в это время топодепрессии, которая была скомпенсирована позже верхнесарматскими толщами.

Следующее несогласие и врезы прослеживаются в северном борту Западно-Кубанского прогиба в основании верхнего сармата, где врезы имели ампли-

туду 200 м местами прорезали весь сармат. Заполнение врезов многоступенчатое, что свидетельствует об относительно длительных континентальных условиях с меандрирующим руслом.

Отложения мэотиса с несогласием и эрозионным срезом залегают на сарматских толщах в северном борту Западно-Кубанского прогиба. По-видимому, на рубеже сармат—мэотис произошло углубление осадочного бассейна, что вызвало относительное падение уровня моря: в 20 км к северу от скважины Южно-Андреевская-3 фиксируется край шельфа с типичным клиноформным строением. В южном борту этого прогиба ощутимого несогласия не наблюдается (рис. 6б); здесь, вероятнее всего, располагалась относительно глубоко погруженная часть бассейна. В результате последующей седиментации осадочный бассейн был полностью скомпенсирован.

Следующее резкое относительное падение уровня моря привело к формированию глубоких врезов на плоской поверхности Тимашевской ступени, которые были заполнены континентальными и лагунными отложениями, вероятно, позднепонтического возраста. Глубокие долины прорезали отложения миоцена до карагана, достигая глубины 400–500 м. Таким образом, падение уровня моря во время понта могло превышать 500 м, что привело к полному осушению большего пространства Тимашевской ступени и развитию на ней глубокой эрозионной сети. Понтический сейсмостратиграфический комплекс залегают с несогласием на подстилающих отложениях, конседиментационно утоняясь в бортах прогиба. На протяжении понта и мэотиса также происходили колебания уровня моря, что приводило к затоплению врезов и накоплению лагунных отложений. В раннепонтическое время было относительно спокойное конседиментационное прогибание и заполнение эпиконтинентального бассейна морскими мелководными осадками. На Тимашевской ступени образованные ранее врезы не только заполнялись осадками, но и продолжали углубляться в периоды низкого уровня моря. Новые врезы были, вероятно, приурочены к концу раннего понта. Амплитуду падений уровня моря можно оценить в 50 м. К середине понта в результате нового подъема уровня моря осадки полностью нивелировали эрозионный рельеф на Тимашевской ступени, и верхние толщи разреза залегают здесь субгоризонтально.

В конце понтического времени прогибание в центре Западно-Кубанской впадины усилилось, и осадков, сносимых с Восточно-Европейской платформы, стало недостаточно, чтобы его компенсировать. Поэтому к началу киммерийского времени была образована шельфовая котловина глубиной более 100 м, которая стала заполняться осадками, сносимыми как с севера, так и с юга, с Западного Кавказа. На это указывают системы клиноформ в

обоих бортах прогиба. Соотношение системных трактов шельфовых тел указывает на наличие в его развитии нескольких циклов изменения уровня моря — от низкого уровня к более высокому. На сейсмопрофиле видны следы по крайней мере четырех циклов относительного изменения уровня моря. Амплитуда относительных падений уровня моря могла достигать 150 м.

В предакчагыльское (предкуяльницкое) время наблюдается перерыв и размыв осадков, связанные с процессами орогенеза на Большом Кавказе (восточнокавказская фаза складчатости). Эти процессы сопровождалась резким падением уровня моря, после чего в результате последующего погружения Западно-Кубанская впадина стала вновь конседиментационно заполняться осадками.

Куюльницкие отложения на подстилающих толщах нижнего плиоцена залегают с резким несогласием, участками срезая их на значительную величину. Судя по данным сейсмического разреза, величина среза достигала 100–200 м. Это указывает на резкое падение уровня моря и тектонические движения. Последующие подъем уровня и трансгрессия сnivelировали этот рельеф поверхности, а конседиментационное прогибание привело к накоплению достаточно мощной (до 700 м) эпиконтинентальной толщи.

В четвертичное время море ушло из Западно-Кубанского прогиба. В восточной части Предкавказья — в Манычском, Терско-Каспийском прогибах и в каспийской акватории обнаруживаются несколько крупных циклов колебаний уровня Каспия, независимых от Эвксинского бассейна.

Строение кайнозойского разреза Восточного Предкавказья по материалам сейсморазведки хорошо и достаточно подробно описано в работах Н.Я. Кунина, С.С. Косовой и Г.Ю. Блохиной (1989, 1990). В Терско-Каспийском прогибе накапливалась мощная клиноформная толща осадков, в строении которой Косова (1994) выделила до 12 клиноформ, указывающих на неоднократные колебания уровня моря.

Нами анализировались сейсмические разрезы в пределах Северного и Среднего Каспия (Леонов и др., 2005; Kurgina, 2007). Яркой особенностью этих разрезов, в отличие от профилей Эвксинского бассейна, является наличие эрозионно-структурного несогласия между плиоценовыми и нижележащими отложениями миоцена и майкопа (опорный горизонт А). В западной части акчагыл-нижнечетвертичные отложения лежат с несогласием на майкопских, а в восточной они перекрывают осадки мел-эоценового комплекса. Миоценовые породы обнаружены лишь в виде останцов в северной части изученной территории и в акватории Среднего Каспия, где они погребены под более молодыми отложениями, возвышаясь на 150–200 м над уровнем предакчагыльского рельефа. Величина

эрозионного предакчагыльского вреза здесь составляет 400–500 м.

В результате падения уровня моря была сформирована густая сеть глубоких подводных и наземных каньонов, по которым перемещалось огромное количество терригенного материала во внутренние части Каспийского осадочного бассейна. Мощные клиноформные толщи конусов выноса накапливались в пределах подножия континентального склона, образуя подводные части дельты пра-Волги к северу от Апшеронского полуострова, пра-Аму-Дарьи — на восточной окраине Южно-Каспийской котловины. Нижнеплиоценовые бассейновые отложения распространены лишь в пределах Южного и Среднего Каспия и Нижнекуринской депрессии. Их мощность превышает 5000 м. На сейсмических разрезах рисунок волнового поля для этих отложений характеризуется динамически хорошо выраженной тонкослоистой структурой. Внутренние границы залегают согласно по отношению друг к другу и конформны по отношению к верхней границе. Выше по разрезу залегают толщи акчагыльского возраста. От нижележащей продуктивной толщи она отделяется несогласием, проходящим по отражающему горизонту А<sub>2</sub>. На сейсмических разрезах рисунок волнового поля для этой толщи косослоистый, клиноформный.

В пределах Северного Каспия отложения раннеплиоценового возраста отсутствуют и средне-верхнеплиоценовые (акчагыльские) отложения ложатся на породы миоцена, сармата, майкопа, палеогена и даже на верхнемеловые образования. Их мощность составляет 50–200 м. В Среднем Каспии акчагыльские отложения распространены повсеместно. Они перекрывают преимущественно породы продуктивной толщи, но иногда залегают на отложениях сармата и майкопа. Мощность акчагыльских отложений изменяется от 100 м в глубоководной части до 500–600 м в прибрежной зоне Каспийского моря. Установлено, что в период формирования акчагыльской толщи было несколько фаз подъема и падения уровня моря, которые маркируются уступами и появлением на сейсмических разрезах комплексов низкого стояния уровня моря. Верхней границей акчагыльской толщи является граница А<sub>3</sub>, которая фиксирует максимальное падение уровня моря. Уровень акчагыльского бассейна изменялся от 0 до 150 м (Антипов и др., 2005).

## ОБСУЖДЕНИЕ

Изложенные данные еще слишком фрагментарны и неполны для того, чтобы корректно оценить колебания уровня Восточного Паратетиса количественно. Тем не менее сам подход, когда фиксируются относительное положение и абсолютные высоты, на которых залегают осадки трансгрессивных серий, учитываются данные по амплитуде врезок рек со стороны платформы, анализируются особен-

ности строения толщ, видимые на сейсмопрофилях, кажется нам наиболее адекватным поставленной задаче. Все рассмотренные выше данные позволяют предложить хотя бы приблизительную оценку величины трансгрессий и амплитуды колебаний уровня моря в позднеэоцен-неогеновых бассейнах Паратетиса (рис. 8).

В разрезах северной пассивной окраины Перитетиса фиксируются две трансгрессивных фазы позднеэоценового (белоглинского) бассейна, когда морские фации вклиниваются в континентальные (Крашенинников, Ахметьев, 1998, с. 197). По наннопланктону первая датируется зоной NP18, а вторая – NP19-20. На границе между ними произошло кратковременное понижение уровня моря (на 50 м и более), сопровождавшееся похолоданиями и аноксическими событиями, маркируемыми всплесками численности *Uvigerina* (Марзук, 1992). Более высоким было второе стояние моря, осадки которого залегают трансгрессивно на более древних отложениях (на Украинском щите – мандриковские слои, в Поволжье – балыклейские, в Фергане и Таджикистане – сумсарские) и перекрывают значительную часть тектонически стабильного Украинского щита с современными высотами 150–190 м над уровнем моря, далеко заходят на Волго-Донском междуречье, в Поволжье, Западной Сибири. В период максимума трансгрессии высоту стояния позднеэоценового моря можно оценить как не менее +150...+160 м. Эти трансгрессии и последующая регрессия были, несомненно, вызваны эвстатическими причинами, так как бассейн до начала рюпеля был еще достаточно открытым.

Регрессию конца приабона–начала рюпеля можно сопоставить с основанием цикла третьего порядка **ТА 4.4.4** эвстатической кривой с падением уровня около 50 м (Наq et al., 1987). Однако в Восточном Паратетисе это событие было значительно более масштабным. По отступанию береговой линии и врезам в Северном Приаралье падение уровня в Паратетисе можно оценить минимум в 80–100 м. Величина денудационного среза в Кызылкумах оценивается в 100–150 м (Крашенинников, Ахметьев, 1996, 1998). Регрессия и изменение палеогеографических связей сопровождалась коренными изменениями характера осадконакопления, проявившимися даже в наиболее глубоководных впадинах (Туголесов и др., 1985; Robinson, 1995; Gillet et al., 2005), что было связано с тектонической перестройкой, изменением циркуляции воды, подводными размывами и перераспределением осадков.

Четко проявилась и последующая эвстатическая трансгрессия начала рюпеля, когда море вновь залило Днепровско-Донецкую впадину, Западно-Сибирскую низменность (курганские слои), далеко ингрессировало в Поволжье, дошло до Таджикской депрессии (рис. 2а; Popov et al., 2004, map 2). По высотным отметкам, на которых залегают эти отложе-

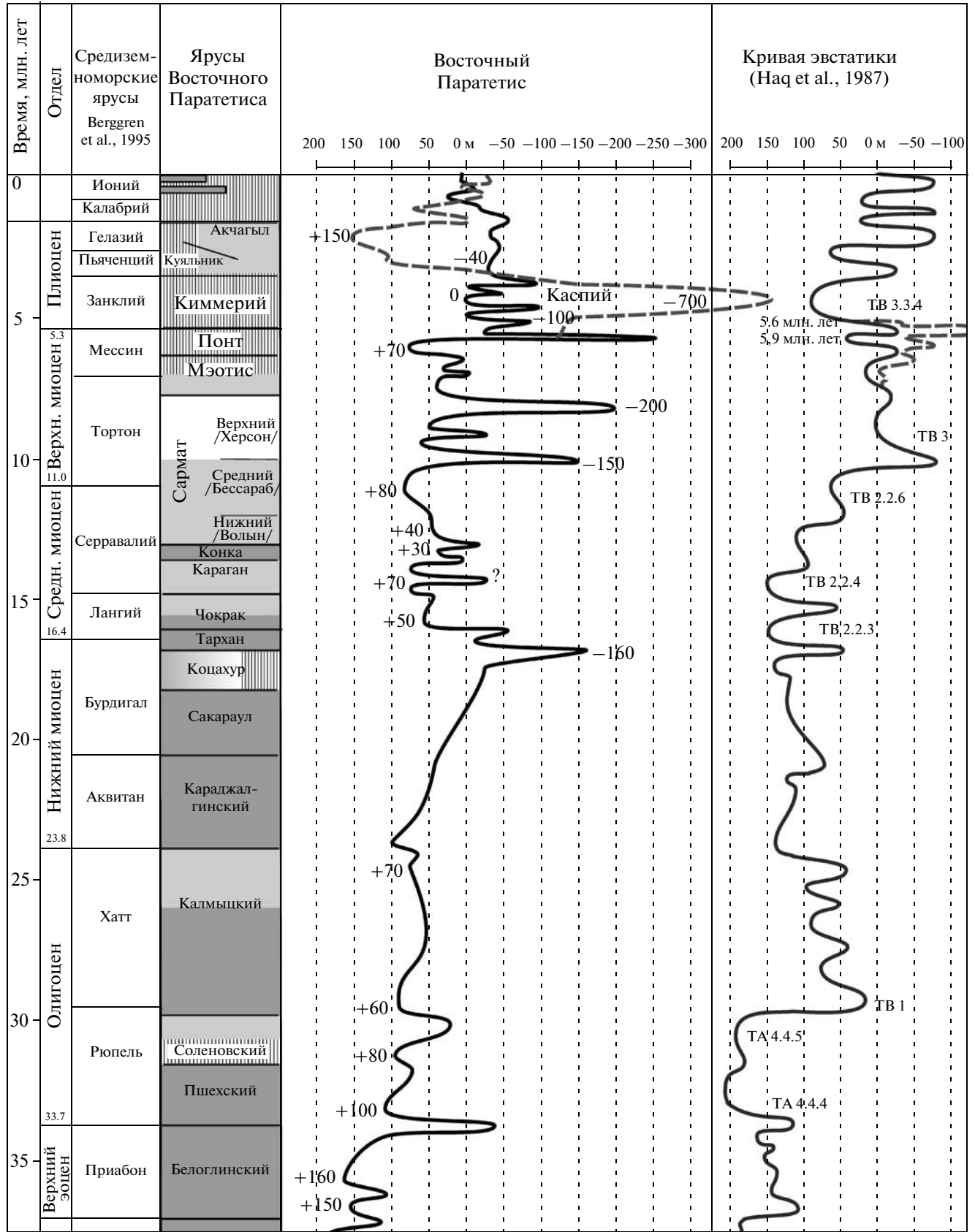
ния, можно судить, что высота трансгрессии превышала +100 м относительно современного уровня моря. Однако, в отличие от глобальной, рюпельская трансгрессия в Восточном Паратетисе значительно уступала предшествующей трансгрессии приабона.

Отложения максимума соленовской трансгрессии с характерной солоноватоводной фауной вскрываются у Волго-Донского канала на абсолютных высотах +80...+90 м. Первое, соленовское, опреснение Паратетиса, обмеление бассейна и последующую регрессию, вероятно, по времени еще можно сопоставлять с началом следующего цикла **ТА 4.4.5**. Однако следующая наиболее крупная глобальная регрессия начала хатта (начало суперцикла **ТВ 1**), датируемая 30 млн. лет, слабо проявилась в истории Паратетиса. Согласно датировкам по наннопланктону и диноцистам граница основания хатта в Предкавказье проходит внутри свиты Морозкиной балки (данные Я. Крховского, Н.И. Запорожца по разрезу р. Белой в (Akhmetiev et al., 1995)) и стратиграфически отчетливо не проявлена. Палеогеографически на это время приходится регрессия конца соленовского времени, однако ее амплитуду можно оценить лишь в первые десятки метров, так как в платформенных условиях размыты подверглись лишь отложения майкопа, подстилающие пшехские.

Начало хатта, датированное в мелководной зоне северного побережья по присутствию *Chlamys bifida* – зональной формы хатта А, является трансгрессивным в Восточном Паратетисе. Подъем вод по распространению осадков можно оценить в 60–70 м, считая более высокие и более низкие отметки искаженными последующими тектоническими процессами. На Туранской плите трансгрессия достигла максимума во второй половине хатта – в начале байгубекского времени, когда морские песчаные осадки с *Cerastoderma prigorovskii*, *Corbula helmertseni* заняли значительные пространства в Северном Приаралье, Зааралье и Кызылкумах, вновь проникли в Днепровско-Донецкую впадину. К концу байгубекского времени море отступило, осадки в краевых частях сменились на прибрежно-лагунные с пресноводной фауной.

Регрессию конца хатта трудно оценить количественно. Судя по отступанию береговой линии, но отсутствию врезов, мы предполагаем отметки, близкие к нулевым.

Новая кратковременная трансгрессия произошла в начале миоцена (позднесивашское, караджалгинское, кинтыкчинское время), когда море залило южную часть Днепровско-Донецкой впадины, проникло в восточную часть Предкопетдагского прогиба и в Алайский прогиб. После короткого и мощного импульса трансгрессии самого начала миоцена, последующий раннемиоценовый бассейн был уже резко регрессивным, хотя по гидрологии оставался нормально морским и по времени отве-



**Рис. 8.** Кривая количественной оценки основных колебаний уровня Эвксино-Каспийского бассейна в олигоцене–неогене и сопоставление ее с эвстатической кривой.

Пунктиром показаны: в колонке “Восточный Паратетис” — кривая колебаний уровня в Каспийском бассейне после его отделения; в колонке “Кривая эвстатики” — падение уровня моря в Средиземноморье во время мессинского кризиса. Амплитуда падения на уровне 5.6 млн. лет составляла более 1500 м. Цифры вдоль кривой — оценки абсолютных высот стояния уровня моря.

чал трансгрессивному бурдигальскому. По сопоставлению высотных отметок осадков можно предположить падение уровня на 50–60 м к сакараульскому времени относительно трансгрессии хатта и дальнейшее падение в коцахуре. Так как вне ныне приподнятых зон прогибов эти осадки не выходят на дневную поверхность, абсолютные высоты, на которых они откладывались, надо считать уже отрицательными.

Падение уровня моря в терминальном майкопе можно оценить по данным о врезе Палео-Дона, долина которого переуглублена относительно домиоценовой поверхности на 150–200 м, при абсолютных высотах до –160 м в устьевой части. Хотя осадки загистинской свиты, заполнившие долину, датируются А.С. Застрожновым чокраком, сам врез, вероятно, отвечает более масштабному несогласию конца майкопа. Вероятно, в тархане он продолжал функционировать как эрозионная структура. Не исключено, что это падение уровня в конце майкопа можно сопоставить с эвстатической регрессией конца бурдигала (ТВ 2.2.3), а последующую трансгрессию ланга — с трансгрессией тархана либо чокрака. Однако точные датировки этих событий в Паратетисе вызывают жаркие споры: сопоставлять ли низы тархана с бурдигалом или датировать уже началом ланга.

Данные о высоте подъема вод во время тарханской трансгрессии практически отсутствуют, если не считать явно завышенных высот залегания томаковских слоев. Судя по крайней редкости этих отложений на северном шельфе, абсолютные высоты этой трансгрессии вряд ли были положительными с последующим их падением к концу тархана, также не определимом в абсолютных высотах. Нижнечокракские осадки в Приманычье залегают на высотах около +50 м, что, вероятно, и можно принимать за уровень подъема этих вод с сохранением его и в позднечокракское время.

По распространению осадков карагана очевидно, что трансгрессия карагана была лишь немного меньше сарматской и имела два пика: в собственно карагане s.s. (архашене) и в картвеле, разделенных падением уровня в варненское время. Имеющиеся данные об абсолютных высотах, куда заходят эти осадки (около +70 м в Волго-Донском междуречье), кажутся достаточно реальными.

Трансгрессия карагана по времени может отвечать высокому стоянию уровня океана ТВ 2.2.4. Но она сопровождалась резким изменением гидроло-

гии и, вероятно, являлась трансгрессией подпруживания, обусловленной региональными тектоническими причинами. Более вероятно, что с эвстатическим подъемом уровня был связан приход морской фауны в середине карагана (варненские или туркменские слои), когда на короткое время весь бассейн от Болгарии до подножий Копетдага и Устюрта заселился немногими видами морского происхождения, совершенно чуждыми эндемичной караганской фауне.

Наличие предконкского (балковского) вреза Палео-Дона свидетельствует о падении уровня до –80...–90 м и его последующем подъеме до 0...+30 м (уровень кровли балковской свиты). Точная датировка этой регрессии неясна: было ли оно в варненское время, либо на границе картвела и сартагана. Более вероятным кажется первый вариант, так как варненские слои на платформе известны лишь по скважинам и в прогнутах предкопетдагской части Туранской плиты.

Конкская трансгрессия была небольшой и достигла максимума во второй половине конки — в веселянское время. Имеющиеся данные о залегании этих осадков на высотах +30...+40 м к западу от Миоценовой гряды кажутся достаточно реальными.

Предсарматское падение уровня привело к выработке долин Палео-Дона и Палео-Донца, подошва которых располагается на абсолютных отметках –10...–20 м в основной долине, а в дельте резко погружается до отметок –80...–90 м. Гипсометрическое положение кровли заполнения (оватинская свита) отличается большим постоянством: она фиксируется на абсолютных отметках +35...+45 м, что можно принять за высоту начальной стадии раннесарматской трансгрессии. Подъем среднесарматских вод по широкому распространению осадков этого возраста можно оценить в +60...+80 м, считая более высокие отметки залегания искаженными последующим тектоническим воздыманием.

По сейсмическим и буровым данным несогласие и врезы с амплитудой до 200–250 м приурочены к границе среднего–верхнего сармата. В позднем сармате (херсоне) уровень восстановился, но оставался нестабильным, врезы на шельфе продолжали формироваться. Бассейн стал замкнутым, значительно опреснился, размеры его оставались обширными, но в большинстве случаев не достигали границ распространения среднесарматского моря.

Высокая сарматская трансгрессия центрально-европейскими коллегами сопоставляется с циклом

**ТВ 2.2.6.** Затем следует глубокая эвстатическая регрессия (начало цикла **ТВ 3**), проявившаяся в конце сармата *senu str.* (в понимании Э. Зюсса) или в середине среднего сармата *s. lato* (в понимании Барботтаде-Марни (Неогеновая..., 1986)), когда море ушло из Паннонской и карпатских депрессий. Однако в Восточном Паратетисе этому времени (10 млн. лет назад) отвечает поглубение фаций на фоне продолжавшейся трансгрессии среднего сармата, а значительное падение уровня (на 200–250 м в северном борту Западно-Кубанского прогиба) отмечается позже, на границе среднего и верхнего сармата.

В начале мэотиса, в результате крупного падения уровня, на северной ступени была сформирована сеть эрозионных врезов. На Бейсугской площади они достигали амплитуды 200–250 м и прорезали отложения вплоть до майкопа. Врезы позже были заполнены прибрежно-морскими и континентальными осадками с морской мэотической фауной (Прошляков, 1999; данные Т.Н. Пинчук). Повсеместно от Болгарии и Румынии до Восточного Предкавказья, даже в фациях прогибов (Таманский прогиб), на границе сармата и мэотиса были распространены континентальные фации с наземными и пресноводными моллюсками. Предмэотическое падение уровня в акватории Черного моря по сейсмостратиграфическим данным также оценивается в 200–300 м (Туголесов и др., 1985; Robinson, 1995).

Последующий подъем вод в мэотисе можно оценить в первые десятки метров над современным уровнем, так как эти осадки имели очень ограниченное распространение на платформе. Ранне- и позднемэотический бассейны, вероятно, существенно не различались по уровню и распространению, и конец мэотиса не отмечен заметной регрессией. Крупная регрессия в конце сармата *sensu lato* и относительно небольшая трансгрессия начала мэотиса, при всей спорности их датировок, не имеют аналогов в эвстатической кривой.

Граница мэотиса и понта в прогибах кажется чисто фаунистической и проводится по первому появлению высокоэндемичной солоноватоводной фауны бентоса. Раннепонтический бассейн стал резко трансгрессивным (Андрусов, 1961, 1963, 1964; Роров et al., 2004, *map 9*) несколько позже, на уровне одесских слоев нижнего понта. Максимальное распространение осадков раннего понта уступало лишь сарматскому бассейну, и высоту его стояния можно оценить по высоте залегания этих осадков на Ергенях в +50...+60 м. Так как по нашим представлениям понт отвечает только времени мессинского кризиса (подробнее см. (Попов и др., 2007)), эту трансгрессию можно объяснить лишь внутренними причинами — тектоническими (выравниванием дна и подпором в проливной части водоема) и/или климатическими (положительным водным балансом).

Резкая регрессия и очень глубокие врезы (амплитудой до 500 м по сейсмоданным) произошли в середине понта (вероятно, в начале позднего понта, в портаферское время, по данным таманских и керченских разрезов). Буровые и сейсмоданные свидетельствуют о формировании новых врезов на шельфе Скифской плиты выше Тимашевской ступени (рис. 3, бг) и в акватории Черного моря (до –300 м (Туголесов и др., 1985; Gillet et al., 2005)). Континентальный перерыв в осадконакоплении, появление наземных гастропод фиксируются даже в Таманском прогибе. Однако падение уровня было достаточно кратковременным и не успело привести к формированию глубокого рельефа на суше. Врез Палео-Дона для понта оценивается лишь в –20...–40 м. После этого события Черноморская впадина навсегда потеряла свободную двустороннюю связь с Каспием.

Позднепонтические и плиоценовые осадки Эвксинского бассейна приурочены к зонам прогибов и на северном шельфе известны в основном по скважинам вблизи современной акватории Черного и Азовского морей. Абсолютные отметки киммерийских отложений здесь близки к 0, а куяльницких –40...–50 м. В киммерии по сейсмоданным происходили резкие колебания уровня — не менее четырех циклов с амплитудой до 150 м. В предкуяльницкое время по сейсмоданным падение уровня моря оценивается в 100–200 м (см. выше).

Глобальной трансгрессии начала плиоцена (**ТВ 3.3.4**), резко проявившейся во всем Средиземноморье, в Восточном Паратетисе соответствовал небольшой замкнутый солоноватоводный киммерийский водоем в Эвксинской части Паратетиса и глубокая балаханская (предакчагыльская) регрессия в Каспии. По сейсмоданным падение уровня в это время оценивается в 700–800 м. Уровень подъема вод акчагыльского моря изменялся от 0 до +150 м с максимумом во второй половине акчагыла (Антипов и др., 2005). Оценки колебаний уровня моря в плейстоцене Каспия на основе данных сейсмического профилирования недавно были опубликованы в (Леонов и др., 2005), и в рис. 8 использованы эти материалы.

## ВЫВОДЫ

На основе приведенных данных по площадному распространению осадков, анализу фаций, береговых линий, врезов речных долин при падении базиса эрозии и особенностей осадконакопления, прослеженных на сейсмопрофилях, построена кривая колебаний уровня моря в Восточном Паратетисе (рис. 8). Ее сопоставление с эвстатической кривой Хака, Харденбола, Вейла (Наq et al., 1987) и с колебаниями уровня в Средиземноморье для мессина показывает сходство этих кривых лишь для времени наиболее открытых палеогеографических связей Восточного Паратетиса до первой половины олиго-



цена и затем конца олигоцена—самого начала миоцена. Основные трансгрессивные этапы приходятся на первую половину и середину позднего эоцена, середину раннего олигоцена (две трансгрессии — пшехская и соленовская), начало и вторую половину позднего олигоцена, начало раннего миоцена, начало чокракского, караганского и сарматского времени в среднем миоцене, средний и поздний сармат и ранний понт в позднем миоцене, ачкагыль в Каспийской части в плиоцене. Из них обе эоценовые трансгрессии, первая рюпельская, возможно, первая хаттская и раннемиоценовая имели эвстатическую природу. Вторая раннеолигоценовая (соленовская), позднеолигоценовая (байгубекская) и миоценовые трансгрессии в чокраке, карагане, сармате и начале понта сопровождалась опреснением водоема по сравнению с предшествующим, широким расселением полуморской и солоноватоводной фауны и, вероятно, носили характер тектонического подпруживания бассейна в зоне альпийской складчатости, где проходили проливы, соединявшие Паратетис с открытыми водоемами.

Основные перестройки характера осадконакопления и эрозионные несогласия в Восточном Паратетисе были приурочены к наиболее значительным регрессиям. Они фиксируются по врезам северных рек с платформы и данным сейсмического профилирования на границе эоцена—олигоцена, в середине и конце майкопского времени, в середине и конце среднего миоцена, в конце среднего и позднего сармата и внутри понта. Эти эрозионные поверхности прослеживаются не только на шельфе, но и в глубоководных впадинах по данным сейсмического профилирования.

В плиоцене история Эвксинского и Каспийского бассейнов резко различались. В первом в раннем плиоцене (киммерии) происходили многочисленные колебания уровня с амплитудой до 150 м, а в среднем и позднем плиоцене существовал кюльницкий бассейн низкого стояния (ниже современного уровня). В Каспии балаханское (предачкагыльское) падение уровня достигало 700—800 м, а уровень ачкагыльской трансгрессии доходил до +150 м.

Статья написана по программе фундаментальных исследований Президиума РАН “Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем” (подпрограмма 2), гранту РФФИ 05-07-00795, а также по программе научной школы Ю.Г. Леонова (НШ-5508.2008.5)

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андрусов Н.И.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, Т. I. 1961; Т. II. 1963; Т. III. 1964.
- Антипов М.П., Бобылова Е.Е., Варшавская И.Е.* Роль секвенсной стратиграфии в решении вопросов палеогеографии // Биосфера—экосистема—биота в прошлом Земли. Палеобиогеографические аспекты. М.: Наука, 2005. С. 467—489 (Тр. ГИН РАН. Вып. 516).
- Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н.* Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир, 2007. 172 с.
- Вознесенский А.И.* Седименто- и литогенез олигоценовых отложений Приаралья. М.: Наука, 1978. 132 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 325).
- Воронина А.А., Кургалимова Г.Г., Попов С.В. и др.* Биостратиграфия и фациальные особенности майкопских отложений Волго-Донского региона // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 9. С. 39—50.
- Иванова Т.А., Барз И.М., Богданович Е.М. и др.* Опорный разрез миоценовых отложений юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины (пгт Губиниха) // Палеонтологические исследования на Украине: история, современное состояние и перспективы. Киев: ИГН НАН Украины, 2007. С. 306—314.
- Косова С.С.* Условия формирования кайнозойских комплексов Восточного Предкавказья // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. Материалы Междунар. совещ. по проекту Европроба, Москва, май 1993 г. М.: КМК, 1994. С. 94—104.
- Крашенинников В.А., Ахметьев М.А.* (ред.). Геологические и биотические события позднего эоцена—раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Часть I. Региональная геология верхнего эоцена и нижнего олигоцена М.: ГЕОС, 1996. 314 с.
- Крашенинников В.А., Ахметьев М.А.* (ред.). Геологические и биотические события позднего эоцена—раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Часть 2. М.: ГЕОС, 1998. 249 с.
- Кунин Н.Я., Косова С.С., Блохина Г.Ю.* Сейсмостратиграфический анализ осадочного чехла Восточного Предкавказья // Литология и полезн. ископаемые. 1989. № 6. С. 54—68.
- Кунин Н.Я., Косова С.С., Блохина Г.Ю.* Расчленение кайнозойских отложений Восточного Предкавказья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 3. С. 71—81.
- Курина Е.Е., Волож Ю.А., Антипов М.П.* Секвенная стратиграфия и колебания уровня моря в плиоцен-четвертичных осадочных бассейнах Северного Перитетиса // Геологические события неогена и четвертичного периода России: современное состояние стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции. Материалы Всероссийского научного совещ. М.: ГЕОС, 2007. С. 56—59.
- Леонов Ю.Г., Антипов М.П., Бобылова Е.Е. и др.* Карта четвертичных (неоплейстоценовых) отложений Каспийского региона с элементами палеогеографии, масштаб 1 : 2500000 и геологическая история четвертичных осадочных бассейнов за последние 700 000 лет. М.: Научный мир, 2005. 34 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 568).
- Марзук А.М.* Фораминиферы и эволюция морской палеосреды в позднем эоцене на территории Крыма // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1992. 24 с.

- Молостовский Э.А., Храмов А.Н.* Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1997. 180 с.
- Неогеновая система. (Стратиграфия СССР). М.: Недра, 1986. Полутом 1. 420 с.
- Попов С.В., Воронина А.А., Гончарова И.А.* Стратиграфия и двустворчатые моллюски олигоцена—нижнего миоцена Восточного Паратетиса. М.: Наука, 1993. 207 с. (Тр. ПИН РАН. Т. 256).
- Попов С.В., Невеская Л.А., Пинчук Т.Н.* Мессинские события в Средиземноморье и Восточном Паратетисе // Палеонтологические исследования на Украине: история, современное состояние и перспективы. Киев: ИГН НАН Украины, 2007. С. 36—41.
- Прошляков С.Л.* Формирование линзовидных песчаных тел в среднемиоценовых отложениях Западно-Кубанского прогиба и особенности их выявления сейсмическими методами // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Краснодар, 1999. 21 с.
- Семенов Г.И., Столяров А.С.* Вопросы стратиграфии майкопских отложений Волго-Донского региона // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 2. С. 70—83.
- Староверов В.Н.* Ачкагыльский этап седиментации на юго-востоке Русской плиты. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005. 106 с.
- Столяров А.С.* Палеогеография Предкавказья, Волго-Дона и Южного Мангышлака в позднем эоцене и раннем олигоцене // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66. Вып. 4. С. 64—80.
- Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др.* Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.
- Чекунов А.В., Веселов А.А., Гилькман А.И.* Геологическое строение и история развития Причерноморского прогиба. Киев: Наукова думка, 1976. 263 с.
- Чепальга А.Л., Садчикова Т.А.* Колебания уровня Черного моря в плиоцене // Изменения уровня моря. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 175—188.
- Чередеев И.В. и др.* О результатах поискового бурения на Брюховецкой площади Краснодарского края. Краснодар: Фонды Краснодарнефтегаз, 1972.
- Шлезингер А.Е.* Региональная сейсмостратиграфия. М.: Научный мир, 1998. 144 с.
- Щерба И.Г.* Этапы и фазы кайнозойского развития Альпийской области. М.: Наука, 1993. 231 с.
- 400 миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы. М.: ГЕОС, 2005. 388 с.
- Akhmetiev M.A., Popov S.V., Krhovsky J. et al.* Excursion guidebook. Paleontology and stratigraphy of the Eocene—Miocene sections of the Western Pre-Caucasia. Moscow, Krasnodar, Majkop: PIN RAS, 1995. 18 p.
- Berggren W.A., Kent D.V., Swicher C.C., Aubry M.-P.* A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // Geochronology, time scales and global stratigraphic correlations. SEPM Spec. Publ. 1995. № 54. P. 129—212.
- Gillet H., Laricolais G., Rehault J.-P., Dinu C.* La stratigraphie oligo-miocène et la surface d'érosion messinienne en mer Noire, stratigraphie sismique haute résolution // R.C. Geoscience. 2005. V. 335. S. 907—916.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. V. 235. P. 1156—1167.
- Kurina E.E.* Seismic stratigraphic interpretation of Pliocene and Quaternary sediments in Middle Caspian Basin // EAGE 69th Conference & Exhibition. London, June 11—14, 2007. Extended abstracts on CD-ROM. P. 135.
- Popov S.V., Ilyina L.B., Paramonova N.P. et al.* Lithological-paleogeographic maps of Paratethys // Courier Forschungsinstitut Senckenberg. 2004. Bd. 250. P. 1—46. 10 maps.
- Robinson A.G.* Black Sea // Marine Petrol. Geol. 1995. V. 12. № 8. P. 821—835.

Рецензенты В.Н. Беньямовский,  
Ю.Б. Гладенков