

УДК 551

## ВЕРХНЕОЛИГОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПРЕДКАВКАЗЬЯ, ВОЛГО-ДОНА И МАНГЫШЛАКА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА). СООБЩЕНИЕ 2. ФАЦИАЛЬНО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

© 2004 г. А. С. Столяров, Е. И. Ивлева\*

Геологический институт РАН  
119017 Москва, Пыжевский пер., 7

\*Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского (ВИМС)  
119017 Москва, Старомонетный пер., 31

Поступила в редакцию 19.12.2002 г.

Бассейны позднего олигоцена являлись весьма неординарными в седиментационном отношении. Наиболее примечательным представляется раннекалмыцкий бассейн, характеризовавшийся резкой морфологической дифференциацией и образованием существенно различных литолого-фациальных типов отложений – от мелководных шельфовых до относительно глубоководных в пределах аноксических прогибов. На склонах последних отлагались мощные (до 1000 м) песчано-алевритоглинистые отложения клиноформного строения, а в зонах некомпенсации – маломощные (100 м) известково-глинистые. Самой экзотичной особенностью бассейна являлось формирование во внешней зоне шельфа, осложненной островами и отмелями, залежей металлоносного костного детрита рыб и сульфидов железа, пока не имеющих генетических аналогов в других формациях Земли. Характеристика позднекалмыцкого бассейна представлена в печати впервые. Она иллюстрируется литолого-фациальной картой, отражающей резко изменившуюся в конце олигоцена палеогеографическую обстановку, определявшуюся общим относительным обмелением и выравниванием дна бассейна. Это привело, с одной стороны, к полному прекращению формирования металлоносных залежей в северной шельфовой области, а с другой – к развитию благоприятных условий для образования костно-сульфидных залежей в южной части бассейна, со стороны Кавказской островной суши.

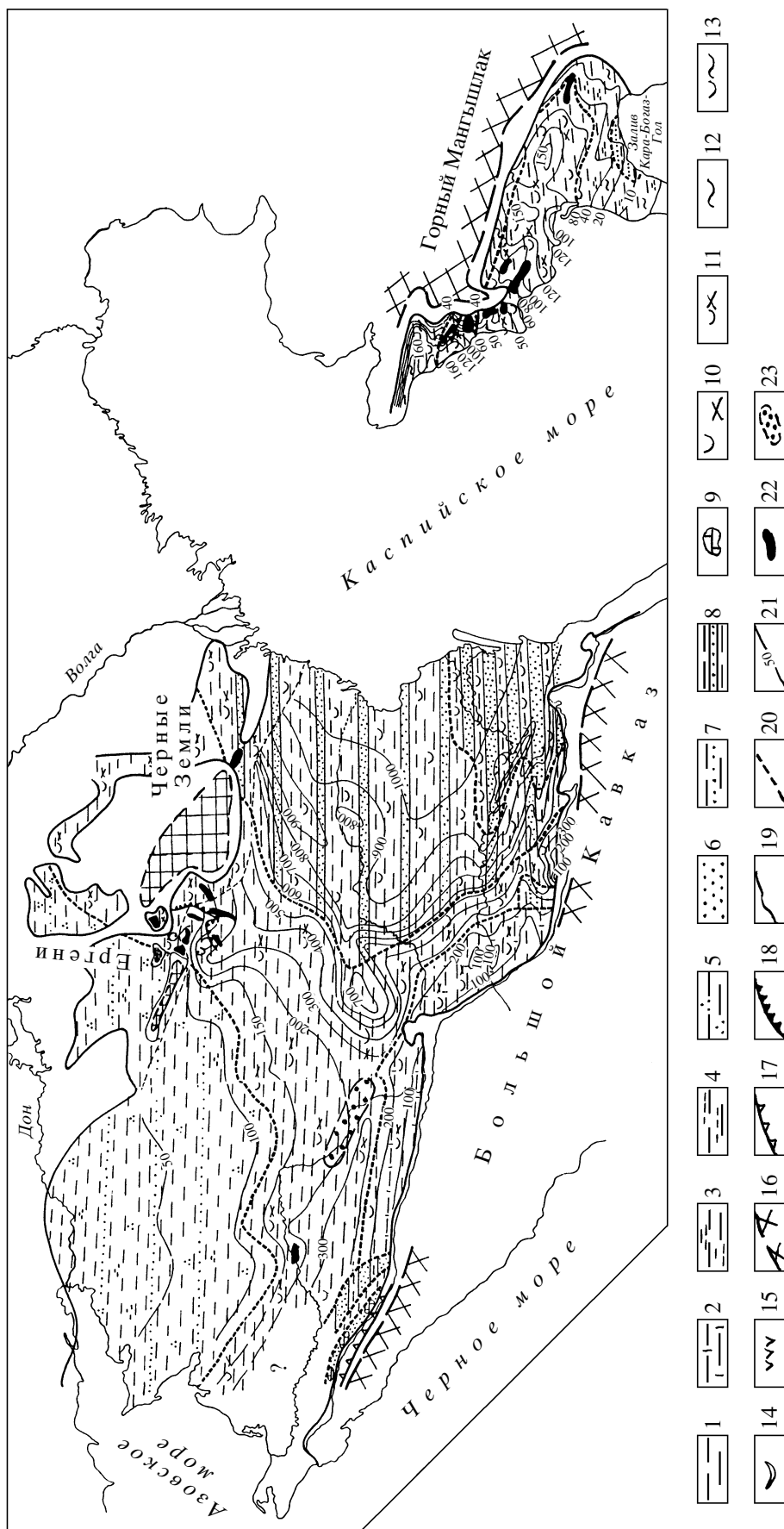
Характеристика верхнеолигоценовых отложений, изложенная в работе [Столяров, Ивлева, 2004], показывает, что они формировались в достаточно неординарном морском бассейне, существенно дифференцированном в фациально-палеогеографическом отношении. Это определяло весьма значительные изменения мощностей и фациальных особенностей отложений, вынос в глубоководные зоны бассейна песчано-алевритового материала с образованием клиноформных тел и, главным образом, формирование экзотических металлоносных залежей костного детрита рыб и сульфидов железа. Очевидно, что указанные седиментационные особенности позднеолигоценового морского бассейна требуют детального анализа фациально-палеогеографических условий осадконакопления.

Необходимо отметить, что публиковавшаяся ранее литолого-фациальная (фациально-палеогеографическая) карта позднего олигоцена охватывала не весь объем верхнеолигоценовых отложений, а лишь ту их часть, которая отвечает баталпашинской и миатлинско-муцидакальской

свитам Предкавказья и нижним подсвитам калмыцкой и карагинской свит Волго-Дона и Мангышлака, составляющим нижний подъярус калмыцкого региояруса [Попов и др., 1993; Столяров, Ивлева, 1995]. Кроме данной карты, представленной с некоторыми уточнениями (рис. 1), впервые публикуется фациально-палеогеографическая карта, отражающая обстановку формирования отложений верхнего подъяруса калмыцкого региояруса в объеме зеленчукской и ассинской свит Предкавказья и верхних подсвит указанных выше свит Волго-Дона и Мангышлака (рис. 2).

### СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Рассматриваемая центральная часть Восточного Паратетиса в тектоническом отношении представляет собой молодую (эпигерцинскую) Центрально-Евразийскую платформу, состоящую из Скифской и Туранской плит, которые на севере сочленяются с древней Восточно-Европейской (Русской) платформой. Граница между указанными крупными разновозрастными эле-



**Рис. 1.** Литолого-фациальная карта центральной части Восточного Паратетиса (раннекальмыцкое время).

1–9 – типы пород: 1 – глины, 2 – глины известковые, 3 – глины алевроитовые, 4 – глины с “присыпками” алевроита, 5 – глины песчаные, 6 – пески, алевроиты, 7 – глины с тонкими прослоями песка и алевроита, 8 – глины с пачками песка и алевроита, 9 – глыбовые включения (олистоциты); 10–15 – органические остатки: 10 – рассеянные остатки рыб (чешуя, кости), 11 – скопления остатков рыб на плоскостях наслонения, 12 – ходы илоедов, выполненные сульфидными элементами, 13 – чередование слоев с остатками рыб и ходами илоедов, 14 – раковины моллюсков, 15 – “водорослевидные” остатки; 16–18 – палеогеографические элементы: 16 – предпологаемая суша, 17 – крутые уступы дна значительной амплитуды, 18 – малоамплитудные уступы, контролирующие формирование залежей костного детрита рыб; 19 – контур современного распространения отложений; 20 – границы распространения литологических комплексов (лигофаций); 21 – изолинии мощностей; 22 – залежи костного детрита рыб; 23 – площади развития маломощных прослоев костного детрита рыб (рудопроявления).

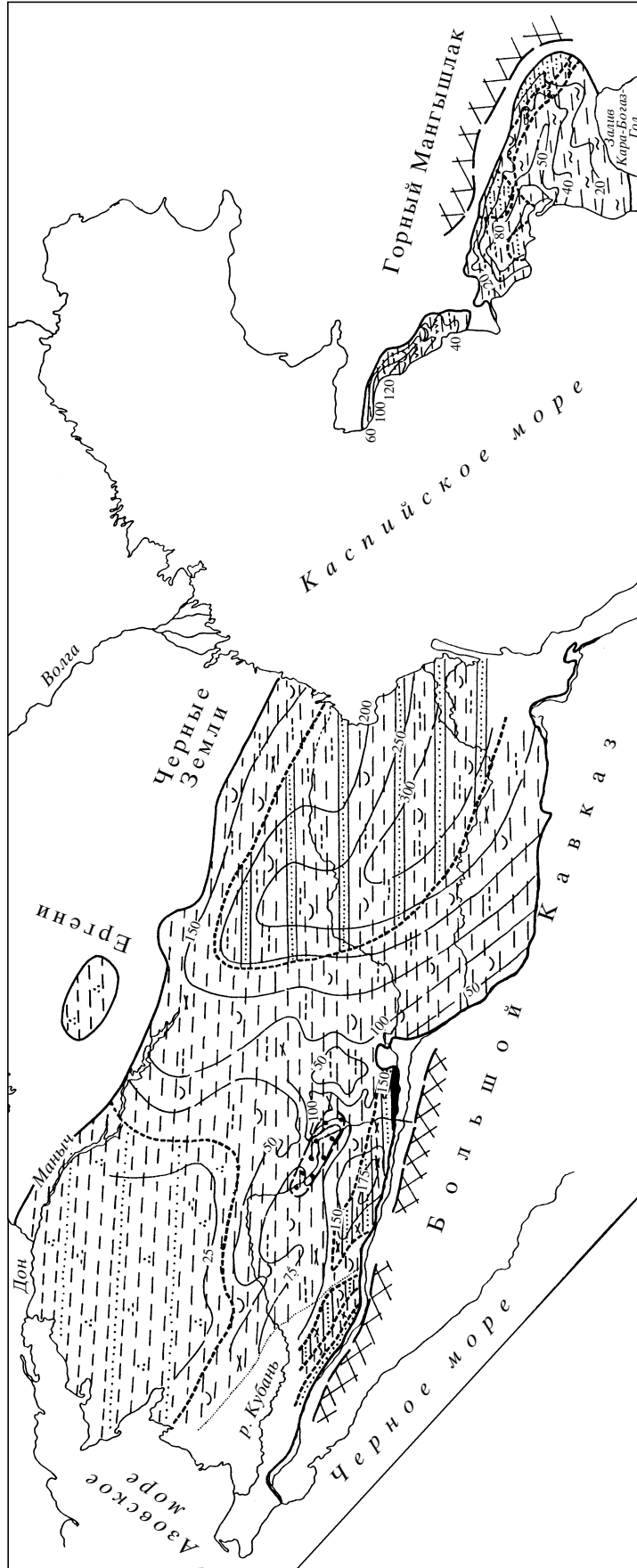


Рис. 2. Литолого-фациальная карта центральной части Восточного Паратетиса (позднекалмыцкое время).  
Условные обозначения см. рис. 1.

ментами земной коры проходит к северу от кряжа Карпинского, а на западе – между последним и структурами Донбасса, и далее южнее Азовского выступа Украинского щита. В Закаспии основополагающими являются мегаструктуры Мангышлакского складчатого сооружения, входящего вместе со структурами кряжа Карпинского в общий тектонический линеамент протяженностью от Тянь-Шаня до Карпат [Резвой, 1993].

Строение эпигерцинской платформы определяется развитием крупных протяженных линейных структур субширотного и субмеридионального направлений. Они имели важное значение в формировании палеогеновых морских бассейнов, влияя как на распределение основных фациальных зон, так и на особенности развития отдельных структурно-фациальных элементов.

Наиболее крупные, диаметрально противоположные структурно-фациальные и палеогеографические зоны располагались, с одной стороны, на северо-западе Предкавказья и в низовьях Дона, а с другой – охватывали обширное пространство Восточного и Южного Предкавказья. Первая из них являлась устойчиво приподнятой, связанной с Азовским выступом и структурами Донбасса Русской платформы, а также северо-западной частью кряжа Карпинского. Обширные территории Восточного и Южного Предкавказья, а также Среднего Каспия представляли собой область устойчивого прогибания.

Указанные структурно-фациальные области разделялись сравнительно узкой (около 100 км) дугообразной зоной, субмеридиональная ветвь которой прослеживается вдоль Волгоградской флексуры (Ергенинская возвышенность), а субширотная – в Западном Предкавказье (Тимашевская ступень) и далее в акватории Азовского моря [Щербаков, 1980]. Сочленение этих ветвей происходило в Центральном Предкавказье, в пределах Ставропольской возвышенности. Протяженная Ергенинско-Ставропольско-Тимашевская зона, изогнутая к юго-востоку, имела важное палеогеографическое значение, обозначая внешнюю часть шельфа, осложненную конседиментационными поднятиями.

Другую важнейшую структурно-фациальную зону представлял субширотный линеамент кряжа Карпинского и Мангышлакской системы дислокаций, разделенный на ряд поднятий и прогибов. Они составляли сложную систему островов и отмелей, контролировавших формирование залежей костного детрита рыб и сульфидов железа [Столяров, Ивлева, 1995].

Итак, в пределах рассматриваемой территории Восточного Паратетиса выделяются следующие основные структурно-фациальные зоны, соответствующие определенным фациально-палеогеографическим (морфологическим) элементам

олигоценового морского бассейна: 1) Азово-Волго-Донская, 2) Ергенинско-Ставропольско-Тимашевская, 3) кряжа Карпинского, 4) Восточного Предкавказья и Мангышлака. К сожалению, пока остаются проблематичными структурно-палеогеографические особенности достаточно обширной области в пределах современной акватории Каспийского моря, о чем будет сказано ниже.

Для более полного восприятия позднеолигоценовой истории рассматриваемой части Восточного Паратетиса отметим основные черты раннеолигоценового периода развития майкопского бассейна, в котором выделяются два существенно различавшихся этапа: ранний – пшехский и поздний – соленовский [Столяров, 1991, 1999; Попов и др., 1993; Столяров и др., 1996 и др.].

### РАННЕОЛИГОЦЕНОВЫЕ БАСЕЙНЫ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА

Раннеолигоценовые морские бассейны, как и позднеэоценовые, охватывали всю рассматриваемую территорию. Общая палеогеографическая обстановка также была унаследована от позднеэоценового этапа развития. Вместе с тем, на рубеже эоцена и олигоцена произошла смена знака тектонических движений – от умеренных восходящих к резким нисходящим значительной амплитуды, приведшим к развитию в пшехское время глубокого (1000 м) некомпенсированного прогиба в пределах Восточного Предкавказья и Среднего Каспия [Столяров, 1991]. Одной из важнейших гидрологических особенностей глубоководной области бассейна в начале олигоцена являлось сероводородное заражение наддонных вод. В ее пределах происходило накопление растворенного марганца, что определяло широкое развитие в Восточном Паратетисе марганцеворудного процесса от Болгарии до Мангышлака [Столяров, 1993, 1996].

Сравнительно интенсивное осадконакопление происходило лишь на юго-западе, в пределах Индоло-Кубанского прогиба, где мощность пшехских отложений достигала 300–400 м, а также на Мангышлаке с клиноформным изменением мощностей от Прикарабогазья к Каспийскому морю от 500 до 37 м [Столяров, 1961, 1991; Столяров и др., 1996].

Северо-западная часть Предкавказья и низовья Дона представляли собой обширную шельфовую область, ограниченную с востока и юга уступами Ергенинско-Ставропольско-Тимашевской зоны. В северной части бассейна более контрастно, чем в эоцене, обозначился один из основных субширотных палеогеографических линеаментов олигоценовых бассейнов, протягивавшийся от Донбасса через кряж Карпинского на Мангышлак и Устюрт. Он представлял собой прерывис-

тую систему низких островов и отмелей (банок), осложнявших внешнюю часть шельфа, где в районе Черных Земель происходило формирование необычных залежей костного детрита рыб и сульфидов железа с большой примесью глауконита и раковин фораминифер [Столяров, Ивлева, 1989].

Конец пшехского времени отмечается импульсом восходящих тектонических движений, приведших к некоторому обмелению и выравниванию морфологии бассейна, который, однако, в целом не претерпел существенных палеогеографических преобразований.

На заключительном этапе раннего олигоцена сформировался иной тип осадочных бассейнов, отвечающих соленовскому времени Восточного Паратетиса. На данном рубеже последний впервые утратил свободное сообщение с Мировым океаном, в результате чего резко изменился гидрологический режим, выразившийся в опреснении вод и восстановлении их нормальной аэрации [Попов и др., 1993].

В общем цикле развития соленовского бассейна выделяются два отчетливо различающихся этапа (или подцикла): а) ранний, солоноватоводный с карбонатной седиментацией и б) поздний, бескарбонатный, глинистый с изменчивым гидрологическим режимом [Столяров, 1999]. Ранний этап характеризовался “регрессивной” направленностью развития бассейна с постепенным уменьшением карбоната накопления и относительным погрубением отложений вверх по разрезу. Позднесоленовский бассейн уже являлся сравнительно глубоководным с сероводородным заражением котловинных зон, где соленость вод была близкой к нормальной, а признаки опреснения проявились лишь в его краевых частях.

Начало позднего олигоцена отмечено формированием характерных карбонатных слоев, получивших название виргулинеелловых [Столяров, 2001]. Они представляют собой отчетливо выраженное аномальное явление как в литологическом, так и в биологическом отношении, отражающее специфический кратковременный этап в развитии олигоценового бассейна. Его становление произошло достаточно быстро на фоне значительного усиления нисходящих тектонических движений. Это привело к развитию глубоководного прогиба с крутыми склонами и подводно-оползневыми явлениями, однако поступление в него терригенного материала еще не происходило и в центральной части накапливался тонкий глинисто-карбонатный материал [Столяров, 2001].

Ниже будут рассмотрены литолого-фациальные и палеогеографические условия формирования надвиргулинеелловых отложений олигоцена отдельно для нижнего и верхнего подъярусов калмыцкого регионаруса.

## РАННЕКАЛМЫЦКИЙ БАССЕЙН

Дифференциальные тектонические движения в начале позднего олигоцена с резкими высокоамплитудными опусканиями в областях прогибов и устойчивым положением зон поднятий в их обрамлении наиболее контрастно обозначили основные структурно-фациальные и палеогеографические (морфологические) элементы морского бассейна (см. рис. 1).

Стабильно приподнятой оставалась Азово-Волго-Донская область, где во внутренней зоне шельфа формировались наиболее мелководные песчано-алеврито-глинистые отложения сравнительно небольшой мощности (50–100 м). С северо-запада она обрамлялась достаточно крупным островным сооружением Донбасса, отделявшим рассматриваемый бассейн от внутршельфовых морей Днепровско-Донецкой впадины [Попов и др., 1993; Столяров, Ивлева, 1995].

Существенные фациальные изменения происходили в пределах дугообразной Ергенинско-Ставропольско-Тимашевской зоны внешнего шельфа. Здесь уже накапливались более глубоководные “рыбные фации” мощностью до 200–300 м, контролировавшие формирование залежей костного детрита рыб и сульфидов железа. Шельфовая область достаточно круто сочленялась с глубоководной котловиной Восточного Предкавказья, где мощность отложений резко возрастала до 500–700 м и более.

Весьма важными в фациально-палеогеографическом отношении представлялись также субширотные структурно-фациальные элементы кряжа Карпинского и Мангышлака, обрамлявшие котловину Восточного Предкавказья – Среднего Каспия с севера и востока. Они составляли систему разобщенных низких островных сооружений и отмелей во внешней части шельфовой зоны, круто сочленявшейся с центральной глубоководной областью. Именно здесь происходило формирование основной массы металлоносных залежей в раннекалмыцкое время.

Наиболее сложным в палеогеографическом отношении является участок сочленения субширотных и субмеридиональных палеоструктурных элементов в районе Южных Ергеней, что определило значительное морфологическое и вещественное разнообразие развитых здесь многочисленных металлоносных залежей и резкие фациальные изменения вмещающих их отложений [Столяров, Ивлева, 1991].

В обстановках морфологически менее расчлененных обычно формировались единичные залежи, либо костный детрит рассеивался на больших площадях. Так, в восточной части кряжа Карпинского, к склону крупного Песчаного островного сооружения приурочена отдельная Черноземельская залежь субширотного простирания разме-

ром  $11 \times 3$  км. Здесь два пласта мощностью 0.1–0.7 м имеют преимущественно глинисто-сульфидный состав ( $S_{\text{пир.}}$  до 12%) с подчиненным количеством костного детрита ( $P_2O_5$  до 2%).

Во внешней зоне шельфа Центрального и Западного Предкавказья наиболее крупной является Некрасовская залежь в Краснодарском крае. Она приурочена к участку шельфа, осложненному субмеридиональным Ейско-Березанским валом, имеет протяженность более 20 км (не оконтурена) и сложена тремя пластами мощностью 0.5–1.3 м, обогащенными костным детритом ( $P_2O_5$  около 9%). Восточнее маломощные (0.1–0.3 м) глинисто-сульфидные прослои ( $S_{\text{пир.}}$  до 19%) развиты на протяжении всего Южно-Ставропольского вала (около 100 км), представлявшего пологое подводное поднятие. Они обычно протягиваются субширотной на 6–8 км при ширине 3–4 км и имеют преимущественно глинисто-сульфидный состав ( $S_{\text{пир.}}$  до 12%) с подчиненным количеством костного детрита ( $P_2O_5$  до 2%) (Ураковско-Богословская залежь).

Итак, в пределах внешней части шельфовой области Предкавказья и Волго-Дона, осложненной низкими островами и отмелями, в краевой зоне развития “рыбных фаций” формирование металлоносных залежей происходило на протяжении более 700 км – от района Черных Земель до Приазовья. При этом, в относительно глубоководной обстановке в составе залежей преобладают сульфиды железа, а в более мелководных условиях они сложены в основном костным детритом, обогащенным за счет его многократного волнового перемыва [Столяров, Ивлева, 1991].

В заметно иной структурно-фациальной и палеогеографической обстановке формировались многочисленные крупные залежи костного детрита рыб и сульфидов железа в Закаспийском регионе. Последний также представлял собой в целом относительно приподнятую морфологически дифференцированную зону бассейна, обрамляющую с востока котловину Среднего Каспия.

В этом регионе главенствующими являлись: на севере структуры Мангышлакской системы дислокаций, а на юге – Карабогазский свод. Между ними простирался субширотный Южномангышлакский прогиб, осложненный поперечными поднятиями (седловинами) более высокого порядка – Карагиинским на западе и Карынжарыкским на востоке [Столяров, 1961; Столяров, Шлезингер, 1962]. Они имели определяющее палеогеографическое значение в формировании залежей.

Мангышлакское горное сооружение в рассматриваемое время представляло собой крупное островное поднятие во внешней зоне шельфовой области Приаралья и Устюрта, северная граница

которого остается проблематичной в связи с размывом отложений.

С юга островная суша осложнялась полуостровами, сменявшимися в акватории бассейна отмелями (банками). Наиболее крупная из них определялась контурами Карагиинской седловины, сочленявшейся на юге с поднятием мыса Песчаного, расположенным преимущественно в акватории Каспийского моря. Именно данная приподнятая область бассейна контролировала формирование основных залежей костного детрита Мангышлака [Столяров, Ивлева, 1995; Столяров, Коченов, 1995; Шарков, 2000 и др.].

Как и в районе Южных Ергеней, залежи являются разнофациальными, различаясь по составу и морфологии. В сводовой части отмели они характеризуются признаками относительной мелководности с накоплением сравнительно грубого костного материала при изменчивом, зачастую пониженном содержании сульфидов и имеют пластово-линзовидную форму. В более глубоких частях склонов залежи выделяются сравнительно меньшей концентрацией в пластах тонкого костного детрита; морфология их также существенно иная – с расщеплением в сторону прогибов по типу “рыбьего хвоста”.

На востоке, в зоне Карынжарыкской седловины верхнеолигоценые отложения размывы. Можно предполагать, что она представляла собой крупную отмель, где также происходила генерация костного детрита. Судить об этом позволяет наличие на ее западном склоне сравнительно небольших залежей, вытянутых вдоль склона на 5–12 км при ширине в первые километры. В их составе преобладает костный детрит (25–40%), а сульфидов сравнительно мало (до 12%); встречаются углефицированные растительные остатки, зерна глауконита и кварца.

К сожалению, далее к востоку, в пределах Устюрта верхнеолигоценые отложения отсутствуют (размыты), что не позволяет судить о характере рассматриваемого морского бассейна в этом районе.

Итак, металлоносные залежи костного детрита рыб и сульфидов железа в раннекальмыцкое время позднего олигоцена были распространены в пределах северного обрамления глубоководной котловины Предкавказья – Среднего Каспия на протяжении около 1500 км от Устюрта до Приазовья. Их фациально-палеогеографическое положение вполне определено. Все залежи приурочены к внешней зоне обширной шельфовой области, осложненной прерывистой системой островов и отмелей, являвшейся генератором и концентратором костного детрита рыб.

Наиболее проблематичной в этой палеогеографической системе представляется область, скрытая водами Каспийского моря, между струк-

турами кряжа Карпинского и Мангышлака. Именно через нее в позднем олигоцене произошло поступление основной массы терригенного материала, клиноформно выполнявшего самую опущенную зону прогиба Восточного Предкавказья – Среднего Каспия. Можно предполагать, что интенсивный привнос глинистого и песчано-алевритового материала происходил со стороны Урала и Русской платформы.

Необходимо подчеркнуть, что огромная масса привносимого материала не компенсировала прогибание бассейна. Об этом прежде всего свидетельствует отсутствие признаков мелководности в области клиноформного осадконакопления Восточного Предкавказья, где преобладают относительно глубоководные “рыбные фации”, строение которых существенно осложнялось периодическим поступлением песчано-алевритового материала. Можно полагать, что эти сложно построенные отложения с постепенным смещением клиноформных тел в юго-западном направлении формировались на достаточно крутом склоне, в пределах области сероводородного заражения наддонных вод с глубинами в сотни метров.

Подобный не полностью компенсированный характер развития мощного седиментационного процесса подчеркивается общим “выклиниванием” клиноформной толщи с резким уменьшением мощностей от 700–1000 м до 200–300 м, и дальнейшим ее замещением в южной части Центрального и Западного Предкавказья наиболее глубоководными известково-глинистыми отложениями “рыбных фаций” мощностью до 100 м с пелагическим комплексом фораминифер (баталпашинская свита).

Данная зона сравнительно маломощных тонкоотмученных известково-глинистых отложений прослеживается на сотни километров в виде узкой (40–50 км) полосы вдоль моноклинали Северного Кавказа, свидетельствуя о существовании здесь в раннекалмыцкое время линейно вытянутого глубоководного прогиба, ширина которого могла достигать порядка 100 км. На юге он (прогиб), видимо, круто сочленялся с островными или подводными сооружениями Главного Кавказского хребта. К сожалению, более конкретно судить о палеогеографии этого района не представляется возможным в связи с размывом пород.

Итак, в пределах современного контура распространения нижнекалмыцких отложений шельфовая область бассейна фиксируется лишь в его северной части, тогда как на юге Предкавказья развиты в основном наиболее глубоководные осадки.

Залежи металлоносного костного детрита рыб и сульфидов железа целиком приурочены к внешней зоне северной шельфовой области, положение которой определялось палеогеографи-

ческими элементами дугообразной Ергенинско-Ставропольско-Тимашевской структурно-фациальной зоны и субширотной – кряжа Карпинского и Мангышлака. Осложненные палеоструктурами более высоких порядков, эти зоны в палеогеографическом отношении представляли собой дифференцированные в пространстве архипелаги низких островов и отмелей, видимо, благоприятные как для прижизненного обитания огромной биомассы рыб, так и для переработки и захоронения костного детрита после их гибели.

Неизбежно встает вопрос о причинах массовой гибели рыб, происходившей в определенной зоне бассейна в течение достаточно длительного геологического времени. Наиболее вероятным является предположение о связи заморозов с колебаниями уровня границы сероводородного заражения, поскольку залежи располагаются в краевой зоне развития “рыбных фаций”, где наиболее вероятно возможность попадания сероводородных вод в обитаемую часть шельфа. Вместе с тем, длительный устойчивый в пространстве характер развития этого процесса не исключает также варианта о естественном отмирании большой массы рыб, причины которого пока не ясны.

Как следует из изложенного, раннекалмыцкий бассейн характеризовался весьма неординарными фациально-палеогеографическими обстановками, что привело к развитию во внешней зоне шельфа крупномасштабного процесса формирования металлоносных костно-сульфидных залежей. Он происходил на фоне интенсивного осадконакопления в центральной, наиболее глубоководной области бассейна с образованием многочисленных клиноформных тел на склоне прогиба. При этом наиболее крупные районы распространения металлоносных залежей, расположенные в пределах кряжа Карпинского и Мангышлака, разделялись достаточно широкой (около 300 км) опущенной зоной, через которую происходила транспортировка с севера огромного количества терригенного материала. Однако пока не представляется возможным судить о каком-либо влиянии этих мощных седиментационных процессов на одновременное формирование сульфидно-костных образований.

### ПОЗДНЕКАЛМЫЦКИЙ БАССЕЙН

Состав и строение отложений верхнего подъяруса калмыцкого региона существенно отличаются от таковых нижнекалмыцкого подъяруса. Для них характерно почти повсеместное наличие в глинах примеси алевритового материала (типа “присыпок”), “водорослевидных остатков”, прослоев с ходами илоедов при значительном сокращении площадей развития типичных “рыбных фаций”. Все это отражает во многом изменившуюся фациально-палеогеографическую обстановку осадконакопления (см. рис. 2).

В Азово-Волго-Донской шельфовой области продолжали формироваться маломощные (до 30 м) песчано-алевритовые глины без остатков рыб, а в прогибе Восточного Предкавказья сравнительно мощные (300 м и более) глинистые отложения с песчано-алевритовыми прослоями. Однако переход между этими крайними зонами осадконакопления стал более сглаженным, без резкого уступа, окаймлявшего внешнюю зону шельфа, особенно в северной части бассейна на сопряжении со структурами кряжа Карпинского. По-видимому, с данным обстоятельством следует связывать полное прекращение формирования залежей костного детрита в районах их предшествующего развития.

В дугообразной Ергенинско-Ставропольско-Тимашевской структурно-фациальной зоне, определявшей в начале позднего олигоцена формирование достаточно контрастных морфологических элементов во внешней зоне шельфа, в рассматриваемое время сравнительно отчетливо была выражена лишь субширотная (Тимашевско-Ставропольская) ветвь, осложненная палеовыступами в пределах Южно-Ставропольского вала. Они, по-видимому, представляли собой участки отмелей (банок), с которыми было связано формирование маломощных (0.1–0.3 м) костно-сульфидных прослоев Ураковско-Богословской многорусной залежи.

Существенно изменилась фациально-палеогеографическая обстановка также в южной области морского бассейна, в центральной части моноклинали Северного Кавказа, к западу от Кавказских Минеральных Вод (КМВ). Здесь на месте раннекалмыцкого глубоководного прогиба стали формироваться относительно более мелководные песчано-алеврито-глинистые отложения, свидетельствующие о появлении нового близко расположенного источника относительно грубого материала, иногда вплоть до гравийного. Подобные образования ранее накапливались лишь в крайней западной части бассейна, в Нефтегорском районе (см. рис. 1), где они развиты и в рассматриваемое время.

Разрастание Центрально-Кавказского островного сооружения в позднекалмыцкое время было сравнительно ограниченным. Оно не затронуло районы к востоку от КМВ, где сохранился глубоководный прогиб с минимальными (50 м) мощностями “рыбных фаций”.

Влияние Кавказской островной суши отразилось не только в “лавинном” привносе песчано-алевритового материала, который резко контрастирует с вмещающими их тонкими глинами “рыбных фаций”. Приостровная шельфовая ступень оказалась также благоприятной для формирования наиболее протяженной (54 км) костно-сульфидной залежи (Черкесской). Она распола-

гается в нижней части разреза зеленчукской свиты, еще слабо обогащенной песчано-алевритовым материалом. Однако быстрое нарастание тектонических воздыманий определило относительную кратковременность развития рудного процесса, прерванного лавинным поступлением в бассейн песчано-алевритового материала.

К западу от Каспийского моря позднекалмыцкий бассейн был морфологически расчлененным только в южной, прикавказской части, что привело к формированию отдельных костно-сульфидных залежей. Однако относительно слабое развитие последних на юге определялось поступлением песчано-алевритового материала с Кавказской суши, а во внешней зоне северного (Азовского) шельфа – его недостаточной морфологической расчлененностью.

На Мангышлаке позднекалмыцкий бассейн также существенно отличался от раннекалмыцкого сравнительно сглаженной морфологией (мощности отложений 20–100 м), полным отсутствием “рыбных фаций” и появлением бентосных организмов. Последние, однако, указывают на сравнительно глубоководные условия открытой части бассейна, прилегавшей к котловине Среднего Каспия [Мерклин и др., 1960].

Как следует из изложенного, формирование позднекалмыцких отложений происходило на фоне восходящих тектонических движений, приведших в целом к существенному выравниванию дна бассейна и некоторому общему обмелению. В результате значительно сократилась площадь развития “рыбных фаций”, что привело к сокращению формирования залежей костного детрита практически во всей северной полосе их распространения в раннекалмыцкое время. В то же время впервые в истории олигоценового бассейна получили развитие фациально-палеогеографические обстановки, благоприятные для образования костно-сульфидной залежи со стороны Кавказского островного сооружения. Однако этот процесс был весьма кратковременным, прерванным лавинным поступлением в бассейн более грубого песчаного материала.

Итак, заключительные этапы позднеолигоценовой истории центральной части Восточного Паратетиса характеризовались тенденциями воздымания и выравнивания дна морского бассейна, частично проявившееся и в его наиболее глубоководной зоне с некомпенсированным осадконакоплением. В результате в Кавказской части бассейна впервые появились условия, благоприятные для формирования Черкесской костно-сульфидной залежи.

Следует, однако, сказать, что при этом остаются недостаточно определенными обстановки в центральной части бассейна с клиноформным осадконакоплением в раннекалмыцкое время.



Это прежде всего связано с имеющими место трудностями в выделении стратиграфических аналогов верхнекалмыцких отложений, тем более с позиций сейсмостратиграфического расчленения толщи. Можно полагать, что региональные тенденции воздымания и морфологического выравнивания дна бассейна были свойственны в какой-то степени и его центральной области, однако они, видимо, не приводили к существенному изменению общей палеогеографической обстановки в данном районе. Об этом может свидетельствовать также сохранившаяся к востоку от КМВ глубоководная впадина. Поэтому можно предполагать, что развитие клиноформных осадочных образований имело место и в самом конце олигоцена, тем более, что этот процесс продолжался и в раннем миоцене [Косова, 1994 и др.].

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Позднеолигоценовый бассейн центральной части Восточного Паратетиса был во многом своеобразным, ряд особенностей которого еще остаются недостаточно понятными. Его развитие началось с мощного импульса нисходящих тектонических движений, приведших к образованию глубоководного прогиба в пределах Восточного Предкавказья и моноклинали Северного Кавказа.

Строение этой обширной опущенной области было асимметричным, с широким относительно пологим северным крылом и резким уступом с узкой шельфовой ступенью в обрамлении Кавказских островных сооружений. Эта ступень в сохранившихся контурах отложений, однако, фиксируется лишь для самого конца позднего олигоцена, когда в ее пределах формировалась Черкесская костно-сульфидная залежь.

В геологически “мгновенно” образовавшейся глубоководной области первоначально накапливались маломощные глинисто-карбонатные отложения (“виргулинелловые” слои), а со стороны Кавказских уступов происходили масштабные подводно-оползневые процессы [Столяров, 2001]. В последующее раннекалмыцкое время темпы седиментации резко возрастали за счет привноса с северо-востока огромной массы глинистого и песчано-алевритового материала с образованием сложной системы клиноформных тел, последовательно распространявшихся в юго-западном направлении. Эта мощная (более 1000 м) толща, однако, не полностью компенсировала амплитуды прогибания, и на юге, в пределах узкого трога к северу от островных сооружений Большого Кавказа продолжали формироваться наиболее глубоководные карбонатно-глинистые отложения баталпашинской свиты мощностью всего около 100 м.

Резкие нисходящие движения в начале позднего олигоцена не затронули северную внешнюю

зону шельфа. Здесь более отчетливо, чем в раннем олигоцене, была выражена система низких островов и отмелей, отделявшая глубоководную область от внутришельфовых морей Приазовья, Днепровско-Донецкой впадины, Прикаспия и Приаралья. Именно данная прерывистая система подводных и надводных поднятий во внешней зоне обширного северного шельфа контролировала формирование уникальных по геологической природе, грандиозных по масштабам металлоносных залежей костного детрита рыб и сульфидов железа.

Общая протяженность полосы развития металлоносных залежей в сохранившемся контуре верхнеолигоценовых отложений от Приазовья до Закаспия составляет порядка 1500 км. Можно полагать, что эта область представляла собой устойчивую зону бассейна, благоприятную для длительного прижизненного обитания и концентрации рыб, среди которых преобладали сельдевые, образующие большие косяки. К сожалению, судить о биологических предпосылках массовых скоплений рыб именно в данной зоне бассейна пока затруднительно, поскольку она соседствовала с обширной глубоководной областью сероводородного заражения наддонных вод бассейна, которая, видимо, не могла служить поставщиком питательных биогенных элементов, как это свойственно районам современной концентрации рыб в местах подъема восходящих вод из глубинных аэрируемых областей океанических и морских бассейнов [Коченов и др., 1970]. Наоборот, вынос сероводородных вод в обитаемую часть шельфа мог являться одной из причин периодической массовой гибели рыб.

Палеогеографическое положение залежей во внешней зоне шельфовой области, осложненной палеоподнятиями и круто сочлененной с глубоководными сероводородными котловинами, представляется достаточно очевидным, что подчеркивается также рассмотренными историко-геологическими особенностями развития бассейна. Так, в конце олигоцена (позднекалмыцкое время) в условиях его относительного выравнивания и сокращения области сероводородного заражения произошло практически полное прекращение формирования металлоносных залежей в северной шельфовой области. В то же время на юге бассейна, где сохранилась глубоководная сероводородная зона, на примыкавшей к ней шельфовой ступени впервые были созданы условия, благоприятные для формирования костно-сульфидных залежей.

Следует также отметить, что позднеолигоценовый бассейн выделяется и еще одной особенностью – мощным развитием седиментационных клиноформных тел. Пока остается неясным, связана ли эта особенность с процессом формирова-

ния костно-сульфидных залежей и их широкой металлоносностью, поскольку они (залежи) развивались как в сравнительной близости от клиноформных тел, так и на значительном удалении от них. Поэтому сопряженность во времени и частично в пространстве разнотипных специфических процессов может иметь и независимый друг от друга характер.

В заключение еще раз отметим, что проблема формирования металлоносных костно-сульфидных залежей требует более детального целенаправленного рассматривания, поскольку на фоне грандиозных биологических и биохимических процессов, протекавших в геологической истории Земли, другие примеры захоронения остатков организмов, ставших металлоносными залежами промышленного значения, практически отсутствуют.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Косова С.С.* Условия формирования кайнозойских комплексов Восточного Предкавказья // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М.: Фонд "Наука России", Гео-инвэкс, 1994. С. 94–104.
- Коченов А.В., Мстиславский М.М., Столяров А.С.* Ископаемые металлоносные залежи костного детрита рыб // Состояние и задачи советской геологии. М.: Наука, 1970. С. 165–171.
- Мерклин Р.Л., Морозова В.Г., Столяров А.С.* О биостратиграфии майкопских отложений Южного Мангышлака // Докл. АН СССР. 1960. Т. 133. № 3. С. 653–656.
- Попов С.В., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., Воронина А.А., Столяров А.С.* История Восточного Паратетиса в позднем эоцене–раннем миоцене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 6. С. 10–39.
- Резвой Д.П.* Линеаменты и блоковая динамика земной коры от Тянь-Шаня до Карпат // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 5. С. 25–35.
- Столяров А.С.* Случай некомпенсированного прогибания в условиях молодой платформы в олигоцене Южного Мангышлака // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1961. Т. XXXVI (5). С. 55–78.
- Столяров А.С.* Палеогеография Предкавказья, Волго-Дона и Южного Мангышлака в позднем эоцене и раннем олигоцене // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66. Вып. 4. С. 64–79.
- Столяров А.С.* О генезисе крупнейших фанерозойских осадочных концентраций марганца и прогнозе их генетических аналогов в России // Отечеств. геология. 1993. № 5. С. 28–33.
- Столяров А.С.* Проблемы формирования крупномасштабных концентраций марганца в сероводородных бассейнах и перспективы их выявления в России // Руды и металлы. 1996. № 1. С. 32–38.
- Столяров А.С.* Соленовские отложения нижнего олигоцена Предкавказья, Волго-Дона и Мангышлака (Центральная часть Восточного Паратетиса). Сообщение 2. Фациально-палеогеографические условия осадконакопления // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 4. С. 420–431.
- Столяров А.С.* Виргулинелловые слои верхнего олигоцена Предкавказья, Волго-Дона и Мангышлака (Центральная часть Восточного Паратетиса) // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 2. С. 164–181.
- Столяров А.С., Шлезингер А.Е.* Тектоника и основные черты развития структурного плана Южномангышлакского плато // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1962. Т. 37. Вып. 3. С. 3–26.
- Столяров А.С., Ивлева Е.И.* О необычной разновидности ископаемых металлоносных залежей костного детрита рыб в майкопских отложениях // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 1. С. 52–65.
- Столяров А.С., Ивлева Е.И.* Металлоносные залежи костного детрита рыб в майкопских отложениях Ергенинского рудного района // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 6. С. 70–83.
- Столяров А.С., Ивлева Е.И.* Ураново-редкометалльные месторождения, связанные с пластовыми концентрациями костного детрита рыб // Редкометаллоурановое рудообразование в осадочных породах. М.: Наука, 1995. С. 200–222.
- Столяров А.С., Ивлева Е.И.* Верхнеолигоценые отложения Предкавказья, Волго-Дона и Мангышлака (Центральная часть Восточного Паратетиса). Сообщение 1. Основные особенности состава и строения // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 3.
- Столяров А.С., Коченов А.В.* Металлоносность майкопских отложений Мангышлака // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 2. С. 161–172.
- Столяров А.С., Никифоров Б.М., Алексеенко Ю.И.* Регион VII. Предкавказье и Низовье Дона // Геологические и биотические события позднего эоцена–раннего олигоцена. Часть 1. М.: ГЕОС, 1996. С. 61–79.
- Шарков А.А.* Особенности строения и условия формирования органогенно-фосфатных месторождений урана и редких земель Южного Мангышлака // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 3. С. 290–307.
- Щербаков В.В.* Зона повышенных перспектив нефтегазосности в майкопских отложениях Азовского моря // Газовая промышленность. Геология и разведка морских нефтяных и газовых месторождений. Реферативный сборник. М.: ВНИИЭ-газпром, 1980. С. 1–7.