

УДК. 55.550.470.67(552.57)

О.К. Важенова, Н.П. Фадеева, М.Л. Сент-Жермес, Е.Е. Тихомирова

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ВОСТОЧНОМ ОКЕАНЕ ПАРАТЕТИС В ОЛИГОЦЕНЕ—РАННЕМ МИОЦЕНЕ

Отложения олигоцена—раннего миоцена, выделяющиеся в качестве майкопской серии, широко распространены на юге Восточно-Европейской платформы и на Кавказе. Майкопская серия является уникальным объектом, содержащим месторождения нефти, газа и сульфидно-ураново-редкоземельной формации (Мангышлак, Ергени), а также крупнейшие месторождения марганца (Никополь, Чиатура). Формирование этих полезных ископаемых происходило в майкопском бассейне в крайне различных условиях седименто- и диагенеза, определяемых концентрацией и распределением органического вещества (ОВ) в осадке.

Объект нашего исследования — майкопская серия как нефтематеринская формация. Преимущественно глинистая толща мощностью до 3,5 км, регионально распространенная на громадной территории и обогащенная ОВ морского генезиса, казалось бы, должна быть источником колоссальных масс жидких УВ, по масштабам сравнимых с баженовской свитой Западной Сибири и доманиковым горизонтом Восточно-Европейской платформы. Запасы же нефтяных месторождений кайнозоя в Кавказском регионе несопоставимо ниже, чем в упомянутых выше платформенных бассейнах. Таким образом, отмечается несоответствие масштабов запасов кайнозойских нефтей в бассейнах Предкавказья и объема высокопотенциальной майкопской толщи, рассматривающейся как основная нефтепроизводящая формация в кайнозойском разрезе региона.

В геохимическом плане майкопская серия изучается достаточно давно. Ее исследовали и продолжают изучать многие выдающиеся ученые: И.М. Губкин, Н.М. Страхов, В.А. Гроссгейм, В.Н. Холодов. Весомый вклад в ее изучение внесли и ученые кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых: Н.Б. Вассоевич, А.Н. Гусева, Ю.И. Корчагина, Б.А. Соколов, А.Я. Архипов и др. Задача наших исследований — изучение ОВ майкопской толщи с использованием современных методов органической геохимии: пиролиза, газожидкостной хроматографии, масс-спектрометрии, а также переинтерпретация данных прошлых лет для более точной стратификации с целью обоснования обстановки осадконакопления майкопской толщи и установления, в какие отрезки времени и при каких условиях происходило формирование наиболее высокопотенциальных нефтематеринских (НМ) пачек толщи.

В соответствии со стратиграфической шкалой олигоцена—нижнего миоцена Восточного океана

Паратетис [13] к нижнему—среднему олигоцену относятся горизонты пшехский, полбинский (остракодовый) и морозкиной балки, объединяемые в хадумскую свиту (нижний майкоп), к верхнему олигоцену — баталпашинская, септариная и зеленчукская свиты (средний майкоп). В миоценовой части разреза выделяются караджалгинская, ольгинская и рицевская свиты (верхний майкоп). Преимущественно глинистая майкопская формация формировалась в бассейнах Восточного океана Паратетис, охватывавшего юг евроазиатской части, включая акватории Каспийского, Черного, Азовского, Аральского морей, Кавказ, Закавказье, юг Урала, север Казахстана. Паратетис как самостоятельный бассейн возник с середины кайнозоя — на завершающих этапах развития океана Тетис. Этот крупный внутриконтинентальный мегабассейн субширотного простирания характеризовался сложной морфологией, объединяя обширные шельфовые участки юга платформы и глубоководные впадины Карпатского и Колетдагского бассейнов. Его возникновение обусловлено действием различных факторов: тектонических движений в Альпийском поясе, эвстатического падения уровня Мирового океана, изменений климата и т.д. Основные осадки — бескарбонатные и слабокарбонатные глины с остатками глубоководных рыб, с включениями олистостромовых горизонтов и прочими признаками “глубоководности” — на значительной территории бассейна накапливались на протяжении всего олигоцена и раннего миоцена.

“Резкое углубление майкопского бассейна, равно как и стягивание его вод к центру... обусловлено прежде всего тектоническим прогибанием ложа, сопряженным с началом роста соседних горных сооружений... Последнее особенно усилилось в начале позднего олигоцена (послесолоновское время)” [5]. Тектоническая активизация отразилась и на характере распределения ОВ в разрезе майкопской серии.

Олигоцен—ранний миоцен — эпоха глобального углеродистого накопления. Аналогом майкопской серии в Карпатском регионе является менилитовая серия, накопившаяся в бассейне Западного океана Паратетис. Этому уровню соответствуют высокопотенциальные толщи в бассейнах Тихоокеанского пояса (Сахалин, Камчатка, Япония), бассейны Индо-Пацифики. На периодичность формирования углеродистых толщ в докембрийской и фанерозойской истории и ее тесную связь с тектонической активностью Земли указывали Н.М. Страхов, В.М. Бекетов, С.Г. Неручев, Св.А. Сидоренко, В.А. Теняков, Н.А. Созинов и другие исследователи. Взаимосвязь количества захо-

роненного в осадочных породах ОВ с интенсивностью вулканизма отмечал А.Б. Ронов.

Согласно схеме С.Г. Неручева, накопление доманиковых горизонтов, обогащенных планктоногенным ОВ, радиоактивными, малыми и другими биофильными элементами (U, P, V, Ni, Co, Ag, Mo и др.), происходило в фанерозойской истории с периодичностью примерно в 30—32 млн лет (что отражало общий пульсационный ритм Земли) и непосредственно следовало за эпохами рифтогенеза. В кайнозое эта периодичность нарушилась, а перерывы между эпохами накопления толщ сокращались. Наиболее широко распространены те доманикоидные фации, которые соответствуют эпохам трансгрессий и не совпадают с основными эпохами угленакопления [10]. Накопление осадков с повышенными концентрациями ОВ происходило в отмеченные эпохи синхронно в разных фациальных и палеогеографических условиях: в континентальных озерах, мелководных и относительно глубоководных морях и частях океанов, но при обязательном поступлении биофильных элементов. Периодическому поступлению этих элементов отвечали сначала всплески биопродуктивности, а затем подавление и вымирание одних видов и интенсивный рост — “популяционные взрывы” — других, наиболее резистентных видов. Не случайно, что отличительной чертой большинства высокопотенциальных нефтематеринских свит является ограниченный состав видов и групп исходных организмов; эта особенность отмечена для кукурситовых сланцев Прибалтики, баженовской свиты Западной Сибири, пиленгской и курасийской свит Сахалина. Результатом интенсивного поступления глубинных питательных веществ в бассейн зачастую являются “стрессовые” ситуации (облучение, нарушение солевого обмена, воздействие химических стимуляторов), которые приводят к накоплению липидов в биопродуктах, т.е. увеличивают исходный нефтематеринский потенциал ОВ осадков.

Майкопская серия характеризуется широким разбросом концентраций $C_{орг}$ как по площади, так и по разрезу. На большей части распространения она относится к доманикоидным образованиям ($C_{орг} = 0,4 \pm 2,5\%$). Отдельные участки разреза принадлежат собственно доманикитам ($C_{орг} > 5\%$). Максимальные концентрации $C_{орг}$ (8+18%) отмечаются в разрезах Чернолесской впадины и Прикумской зоны поднятий в Восточном Предкавказье и Северном Азербайджане (Перкешкюль, Сяйки). Невысокие концентрации $C_{орг}$ (< 1%) отмечены для разрезов Терско-Каспийского прогиба.

Доманикоидные литофации и доманикиты майкопской серии обогащены биофильными элементами (U, P, V, редкоземельными); по [8], среднее содержание урана в глинах майкопа составляет $4,7 \cdot 10^{-4}\%$, а предельные концентрации составляют $(0,2 \pm 11,9) \cdot 10^{-4}\%$, что значительно выше кларкового содержания урана в земной коре. Ураново-редкометалльные руды сформированы в узком временном интервале (поздний оли-

гоцен), это так называемые “рыбные слои”, представленные костным детритом, который сцементирован пиритом. Костный фосфат концентрирует уран (до нескольких процентов, в среднем $0,07 \pm 0,35\%$), скандий, иттрий, лантан. Каким образом могли возникнуть такие мощные захоронения рыбного детрита с рудными концентрациями? Эти залежи расположены на границе шельфа, в отдалении от берега, так что предполагать внос с суши экзогенного рудного вещества не представляется возможным. Очевидно, более вероятен эндогенный источник рудных растворов, поставляемых по разломам, которые ограничивают континентальный шельф бассейна. Образование “рыбных кладбищ” А.С. Столяров связывает с периодическими гигантскими заморами, являющимися следствием резкого подъема сероводородных вод из глубины бассейна [16].

Формирование высокоуглеродистых толщ очень часто связывают с аноксичными условиями (*anoxic events*) — сероводородным заражением в водной толще, однако этот вопрос однозначно не решается.

В современных водоемах сероводородное заражение практически всей водной толщи встречается крайне редко: бассейн Кориако, Черное море. Локальные заражения, в том числе и сезонные, известны в разных частях бассейнов Балтийского моря, Норвежских фьордов, ряде озер и даже рек (например, р. Прегаль, г. Калининград).

Главный источник H_2S в современных водоемах — бактериальное восстановление сульфатов. Сульфатредуцирующие бактерии — анаэробы, для их жизнедеятельности необходим низкий Eh, а также pH, близкий к нейтральному, хотя развиваться они могут в средах с pH $4,0 \pm 10$. Энергетический обмен основан на анаэробном окислении низкомолекулярных органических веществ до CO_2 и сопряженном с ним восстановлении сульфатов до H_2S . Большинство сульфатредуцирующих бактерий не способны использовать сложные органические соединения (нефть, уголь), поэтому ОВ вначале подвергается брожению и ферментативному гидролизу за счет первичных анаэробов с образованием низкомолекулярных органических соединений — альдегидов, спиртов, кислот, — которые и усваиваются сульфат-редукторами.

К образованию H_2S способны также гнилостные бактерии, для их развития требуется ОВ, богатое белками. Гнилостные бактерии образуют H_2S за счет сероорганических соединений, при этом образованный H_2S имеет изотопный состав этих соединений (фракционирование изотопов S не происходит). При сульфатредукции наблюдается фракционирование изотопов, причем более легкий изотоп ^{32}S концентрируется в H_2S , а тяжелый изотоп ^{34}S накапливается в остаточном сульфате. Если в H_2S сера обогащена тяжелым изотопом ($\delta^{34}S = +3\text{‰}$), то его источник — сера органическая и/или другого, например эндогенного, генезиса. Легкий изотопный состав серы (например, $\delta^{34}S = -(6 \pm 21)\text{‰}$) — показатель интенсивной сульфатредук-

Таблица 1
Общая продукция H_2S в Черном море, по [6]

Зона моря	Общая продукция H_2S , 10^8 т S/год	Захороняется в осадках, 10^8 т S/год	Поступает в наддонную воду из осадка, 10^8 т S/год
Водная толща: мелководная (менее 200 м) глубоководная (200—2200 м)	— 20,20	— —	— —
Осадки: мелководные глубоководные	7,89 5,53	0,14 0,28	7,75 5,25
Всего в море	33,91	0,42	13,00

ции в водной толще. В осадке также идет процесс сульфатредукции, но большая часть серы связывается в форме сульфидов, если имеется реакционно-способное железо. Интенсивность сульфатредукции и соответственно расход ОВ на этот процесс в водной толще происходят значительно более интенсивно, чем в осадке.

На примере Черного моря (табл. 1) показано, что интенсивность генерации сероводорода в водной толще на глубине 200—2200 м на порядок превышает расход ОВ в осадке [6]. Подавляющая часть сероводорода, согласно изотопным данным, образовалась за счет сульфатредукции. Только для одной станции на северо-западе бассейна было отмечено, что сера в сероводороде имела изотопно тяжелый состав, видимо, за счет глубинного источника (М.В. Иванов, устное сообщение, 1996 г.). Суммарная продукция H_2S в водной толще р. Прегаль в 6—12 раз превышала таковую в верхнем слое осадка [12].

Количество ОВ, израсходованного на процессы сульфатредукции и метаногенеза в современных осадках морей и озер, подсчитано опытным путем по интенсивности генерации H_2S и CH_4 [2]. Масштабы расхода $C_{орг}$ на сульфатредукцию и в слое осадка, и в водной толще настолько велики, что больше чем на порядок (а иногда и на два) превышают его современную концентрацию в осадке и даже диагенетические потери ОВ в аэробной среде. Отсутствие прямой зависимости между интенсивностью сульфатредукции и содержанием $C_{орг}$ в осадках установлено авторами работы [2] для водоемов различного типа. Это хорошо видно на примере осадков Черного моря. Сероводородное заражение появилось в нем 8000—7000 лет назад и продолжается до настоящего времени. Современные осадки содержат ОВ в количестве, редко превышающем 2—3%, а во время накопления черноморских сапропелей ($C_{орг} = 3+14\%$) сероводородное заражение отсутствовало. Таким образом, можно сделать вывод, что высокие и очень высокие концентрации $C_{орг}$ (> 5%) в породе — показатель того, что сероводородное заражение скорее отсутствует, чем присутствует.

Н.М. Страхов [17] определил основной признак сероводородного заражения вод бассейна — исчезно-

вание донной фауны и флоры. Поэтому их отсутствие в значительной части разреза майкопской толщи послужило главным доводом для доказательства сероводородного заражения Майкопского бассейна. В.Н. Холодов и Р.И. Недумов в [18] предложили использовать для определения сероводородного режима палеобассейнов так называемый коэффициент стагнации — Mo/Mn . На примере современных осадков Черного моря эти авторы показали, что в условиях сероводородного заражения Mo и Mn ведут себя как антагонисты: Mn растворяется и осаждается с трудом и только в форме карбонатов, а Mo переходит в осадок. Значения коэффициента стагнации, установленного для многих разрезов Предкавказья, доказывают, что сероводородное заражение было в Хадумском бассейне и на протяжении долгого времени в Майкопском бассейне. По данным [3], в ароматической фракции битумоида из нижнеолигоценового разреза (Ангехаран, Северный Азербайджан) обнаружены производные *изорениератена* — каротиноидного маркера сероводородного заражения фотического слоя. Однако в Хадумском бассейне анооксия существовала не постоянно и охватывала незначительный объем воды (отмечаются следы ходов илоедов, остатки глубоководных рыб [13]). В глубоководных впадинах Предкавказья позднеолигоценового—раннемиоценового бассейна осадки накапливались, очевидно, уже в условиях устойчивого сероводородного заражения столба воды, признаками чего служат тончайшая (ламинированная) слоистость, интенсивная пиритизация пород и ОВ, мелкие фрамбоиды пирита (< 7 мкм [12]), повышенный коэффициент стагнации ($Mo/Mn = 0,01+0,2$), специфический состав зеленых водорослей [1]; в группе алкановых углеводородов отмечается высокое отношение $iC_{20}/nC_{18} = 2+9$. Очевидно, активная бактериальная деградация ОВ в результате жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий стала одной из причин пониженного содержания ОВ в породах среднего и верхнего майкопа по сравнению с хадумской частью разреза. Подтверждает этот механизм отрицательная связь между содержанием $C_{орг}$ и коэффициентом стагнации (рис. 1).

По морфологии и связи с океаном Майкопский бассейн сопоставляется с современным Черным морем, однако большого сходства между ними нет (табл. 2). Майкопское море в течение всего времени существования было связано с Мировым океаном через очень широкий шельф на северо-западе, что не способствовало стратификации вод. Различаются Майкопский и Черноморский бассейны и по составу осадков и вод. Олигоценовые океанические воды были гораздо беднее сульфатами — основным источником серы при возникновении сероводородного заражения. В целом олигоцен — это талассократическая эпоха, соотношение площадей моря и суши было другим, соответственно и привнос минеральных веществ в Майкопское море вряд ли можно сопоставлять с современным.

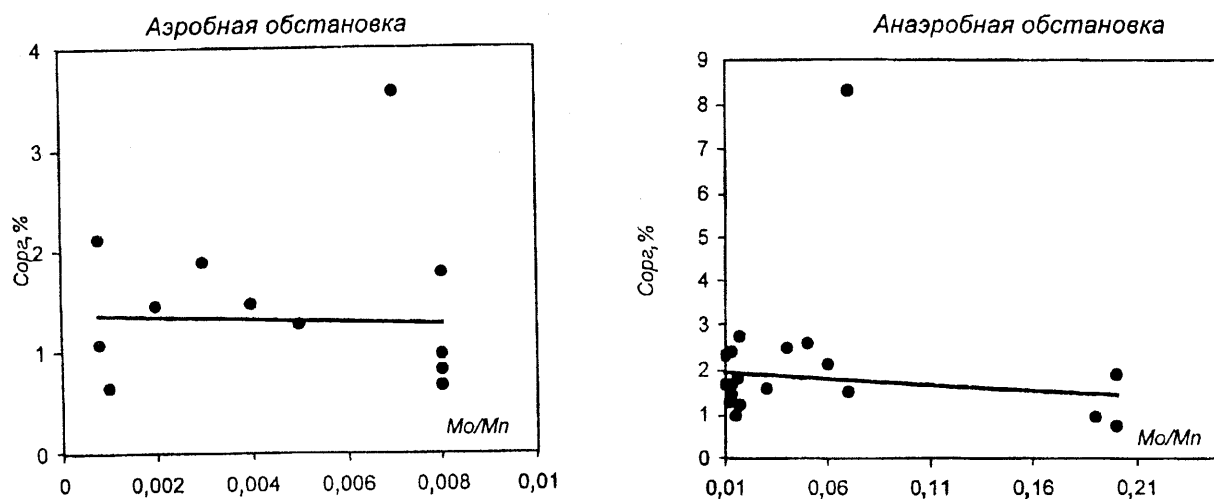


Рис. 1. Изменение содержания $C_{орг}$ в зависимости от коэффициента стагнации (Mo/Mn)

Наиболее важным показателем аномального газового режима, очевидно, является отсутствие донной фауны. При глубине центральных бассейнов более 1000 м газовый режим можно определить по присутствию или отсутствию остатков глубоководных рыб. Именно к таким “безжизненным” участкам приурочены рыбные слои (баталпашинская свита верхнего олигоцена).

Причиной массовой гибели рыб могли быть и “красные приливы” — периоды цветения динофлагеллат [9]. “Красные приливы” ядовиты, приводят к гибели рыб, китов, а также птиц, питающихся рыбой. Они известны в Охотском, Красном морях и в других водоемах. Наши петрографические исследования показали, что в майкопском ОВ (при преобладании аморфных компонентов) среди детритных форм доминируют остатки динофлагеллат. Очевидно, периодическое цветение Майкопского бассейна и вызвало массовую гибель ихтиофауны. Это могло быть причиной сероводородного заражения сначала локальных участков бассейна, видимо, за счет гнилостных бактерий, что в свою очередь могло вызвать стратификацию вод в отдельных впадинах и западинах. Подтверждением такого механизма может служить состав основной массы ОВ майкопских пород.

По данным элементного анализа, в керогене майкопских пород повышено содержание азота (до 3%) и серы (до 25%) [17, 21]. Источником азота наряду с углеводно-белковыми компонентами исходного планктоногенного материала могли, очевидно, служить и белки ихтиофауны и планктонных ракообразных хитиновой природы, остатки которых обнаружены в майкопских породах Северного Кавказа [7, 11]. Продукты их распада и обмена в анаэробных условиях через реакцию меланоидинообразования образуют вторичные конденсированные соединения типа меланоидинов (“сапропелевых” кислот). Наиболее эффективно реакция протекает при температуре 30–100° С, в щелочной среде (рН 6,5–8,5), при высокой влажнос-

ти и наличии высокореакционных аминокислот (например, гликокола, аланина, лейцина, метионина); присутствие глинистых минералов катализирует процессы полимеризации аминокислот и меланоидинообразования. Эта реакция, известная как реакция Майяра, т.е. взаимодействие аминокислот, которые образуются при разложении белка, с углеводами, имеющими свободные карбонильные группы, является основным путем преобразования белково-углеводных компонентов разного происхождения в морских осадках на стадии диагенеза [7]. На базе этих вторичных продуктов синтеза формируется кероген, обладающий относительно повышенным содержанием азота. Такой тип керогена чаще встречается в породах верхнеолигоценовой и нижнемиоценовой частей разреза майкопской серии. Содержание азота в керогене этих пород составляет 2–3%, $H/C_{ат} = 1,1$ (в среднем), в то время как в хадумской свите нижнего майкопа

Таблица 2

Сопоставление современного Черного моря и Майкопского бассейна

Признаки	Черное море	Майкопское море
Опреснение	Значительное	Неравномерное, слабое
Стратификация вод	Значительная	В целом невысокая, в отдельные эпохи стратификация усиливалась
Связь с Мировым океаном	Через узкий короткий пролив	Через очень широкую зону мелководья
Режим	Геократический	Талассократический
Концентрация сульфатов	Высокая	Низкая
Осадки	Широкое развитие карбонатных кокколитофоридовых илов	Терригенные

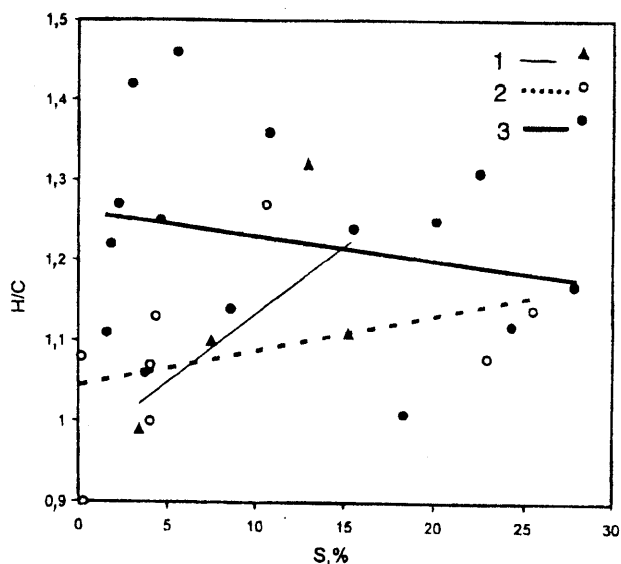


Рис. 2. Связь содержания органической серы с атомным отношением H/C в керогене майкопских пород: 1 — миоцен; 2 — верхний олигоцен; 3 — нижний—средний олигоцен

эти показатели составляют $N = 1,7\%$, $H/C_{ат} = 1,2$. Еще выше содержание азота в нерастворимом ОВ, выделенном из ископаемых костей рыб верхнего олигоцена, где оно достигает $4,6\%$, а в керогене обнаружены относительно устойчивые аминокислоты (глутаминовая, аланин и др.) [4]. Более высокое содержание азота в керогене костных остатков по сравнению с нерастворимым ОВ одновозрастных глин связано, очевидно, с устойчивостью группы мукополисахаридов, слагающих ОВ костей рыб.

Содержание серы в керогене майкопских пород изменяется в широких пределах — от $0,2$ до $25,5\%$, что

свидетельствует о непостоянстве сероводородного заражения наддонных вод майкопского бассейна. Низкое содержание органической серы ($S_{орг} = 0,26 \pm 4,3\%$) показывает отсутствие сероводородного заражения или его незначительное развитие, а сера унаследована от исходного органического материала. В ОВ верхнеолигоценовых и нижнемиоценовых пород содержание органической серы резко возрастает до $10-10,5\%$ (медианные значения). Повышенное содержание серы связано с внедрением ее в структуру ОВ в условиях сероводородного заражения наддонных вод и анаэробного диагенеза. Сероводородное заражение, видимо, способствует сохранению в ОВ как липидных, так и меланоидиновых компонентов, о чем свидетельствует тенденция к возрастанию отношения $H/C_{ат}$ по мере увеличения содержания серы в керогене (рис. 2).

В целом майкопская толща содержит ОВ смешанного состава (рис. 3), при общем сапропелевом облике доля примесей в нем велика, что при прочих равных условиях снижает нефтематеринский потенциал ОВ и пород. Основным биопродуцентом в Майкопском море являлся фитопланктон, и в первую очередь динофлагелляты, реже диатомовые и зеленые водоросли. Гумусовый материал поступал как в детритной форме, так и в растворенном виде, и его роль особенно заметна в прибрежных фациях, а также в верхнеолигоценовой и особенно в миоценовой частях разреза. Петрографическое изучение керогена в шлифах показало, что оно почти нацело состоит из аморфного керогена, который в отдельных случаях диагностируется как коллоальгинит. Аллохтонные витринитовые и лейптинитовые компоненты составляют обычно не более 10% , увеличиваясь до $70-80\%$ в миоценовых

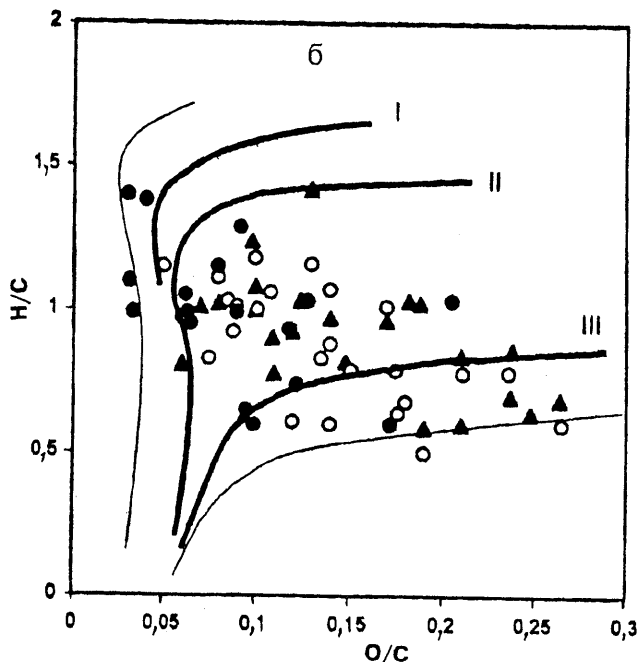
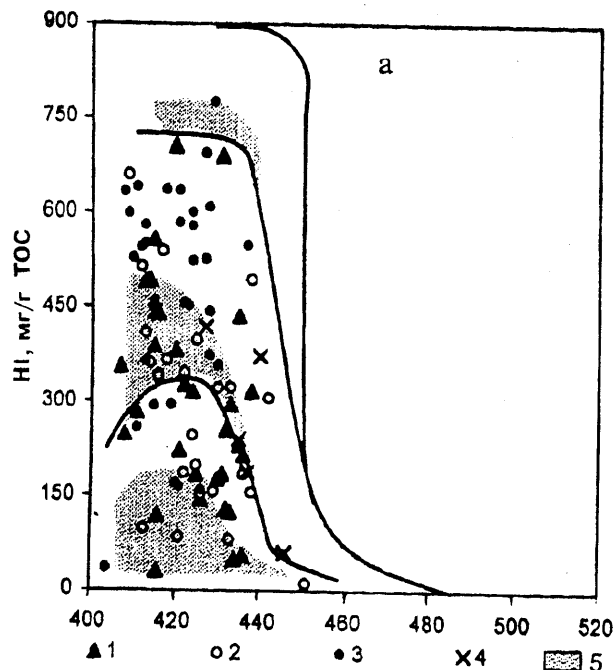


Рис. 3. Типы органического вещества в породах майкопской серии: а — по данным пиролиза; б — по данным элементного состава; 1—3 — см. на рис. 2; 4 — нерасчлененный майкоп; 5 — область адсорбционного эффекта; I—III — см. в тексте

породах Керченского п-ова, на севере Скифской плиты (в Ергенях). Данные по элементному составу керогена и пиролизу позволяют разделить исходное ОВ на два типа: 1) преимущественно фитопланктогенное с высокой концентрацией водорода в керогене (до 7,8%), водородный индекс ($S_2 \cdot 100\% / C_{орг}$) $HI = 300 \div 700$ мг УВ/г $C_{орг}$ (II тип керогена) и 2) смешанное, сформированное за счет углеводно-белковых компонентов исходных организмов и существенного вклада принесенного гумусового материала (III тип керогена), характеризуется низкими значениями концентрации водорода ($H = 3,2 \div 6,7\%$) и отношения $H/C_{ат} = 0,54 \div 1,1$, а также водородного индекса ($HI = 22 \div 199$ мг УВ/г $C_{орг}$).

На рис. 4 приведен опорный литолого-геохимический разрез майкопских пород по р. Белой, он характеризуется однородным глинистым составом, повышенной концентрацией ОВ ($C_{орг} = 1 \div 5\%$) и соответствует относительно глубоководной фации. Максимальная концентрация $C_{орг}$ (4-5%) приурочена к низам свиты морозкиной балки, т.е. следует сразу же за соленовским уровнем ("остракодовым горизонтом"), для которого установлено самое низкое содержание ОВ ($C_{орг} < 1\%$).

Последнее связано с изменением условий осадконакопления — уменьшением глубины соленовского бассейна, перестройкой гидрогеологического режима и опреснением моря, что привело к снижению таксономических видов нанопланктона и их биопродуктивности. Сероводородного заражения во время накопления глин свиты морозкиной балки еще не было, о чем свидетельствуют остатки ходов илоедов, которые выполнены сульфидами и оксидами железа [13]. "Безжизненные" участки в разрезе майкопских отложений характеризуются крайне высокими значениями коэффициента фитан/ $nC_{18} = 2 \div 9$, отвечающими резко восстановительным условиям не только в осадке, но, возможно, и в водной

толще (рис. 5); они отмечаются в пшехской, баталпашинской, септариевой и караджалгинской свитах. Этим временным отрезкам соответствует сероводородное заражение как осадков, так и наддонных вод. В породах отмечается высокое содержание сульфидов Fe ($FeS_2 > 1\%$), отсутствие бентосной фауны и флоры, повышенное ($C_{орг} = 2 \div 3\%$) содержание ОВ, однако оно ниже, чем в низах свиты морозкиной балки. Именно к этим осадочным породам и приурочены "рыбные кладбища". Обстановка сероводородного заражения сказалась на УВ составе битумоидов, это выразилось в повышенных концентрациях фитана. Следовательно, этот параметр — фитан/ nC_{18} — можно

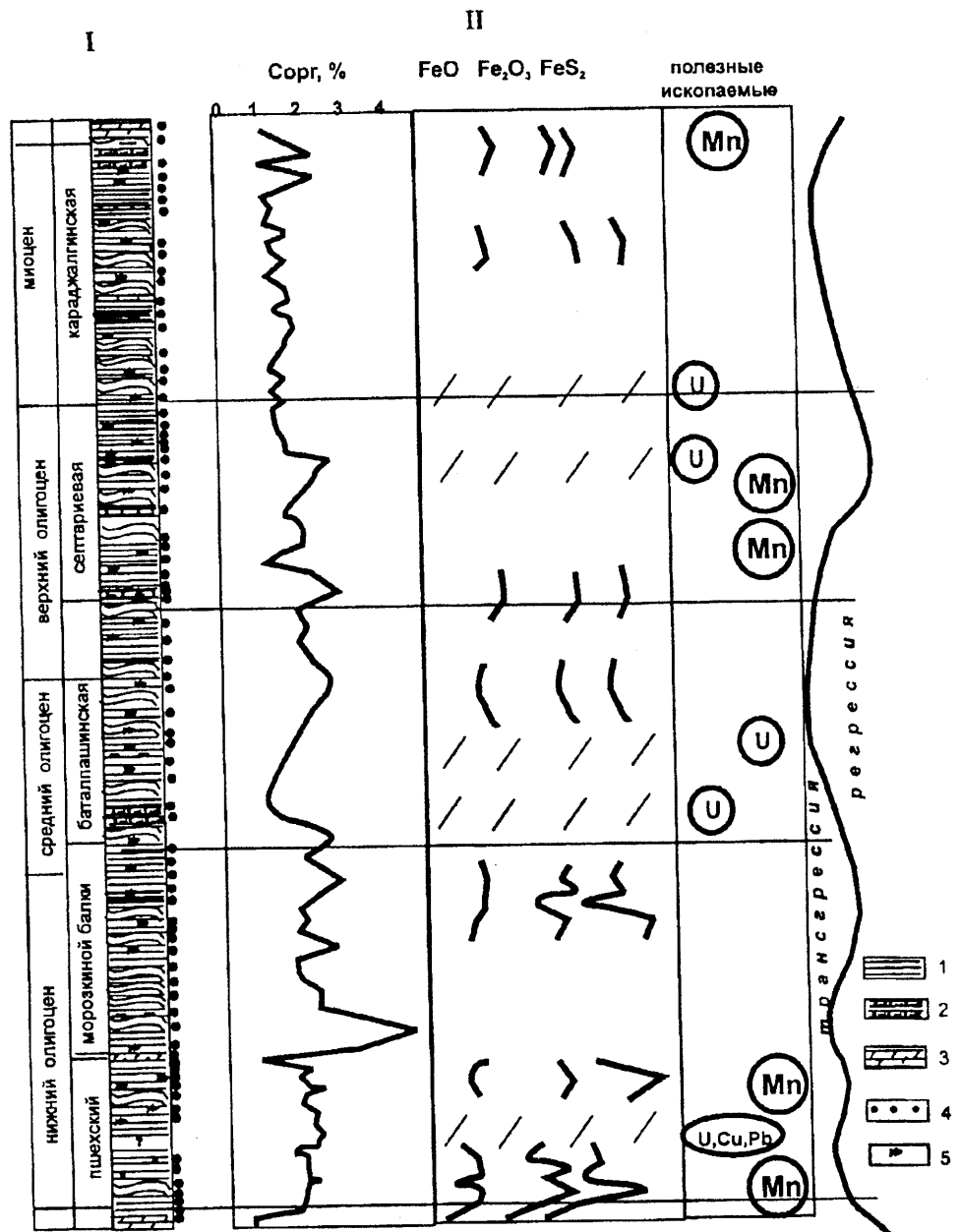


Рис. 4. Разрез по р. Белой: I — возраст, II — свита; 1 — аргиллит, 2 — алевролит, 3 — мергель, 4 — песчаник, 5 — остатки рыб

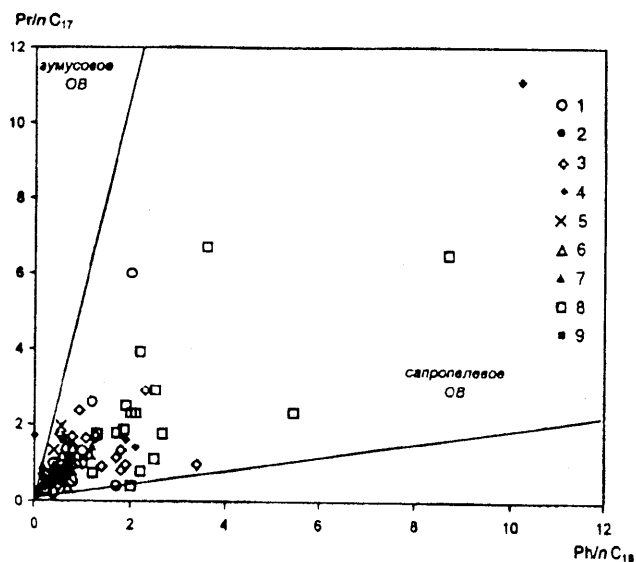


Рис. 5. Распределение Pr/nC_{17} и Ph/nC_{18} (диаграмма Кенна—Гассоу): 1 — ОБ; 2 — нефть (Керчь); 3 — ОБ; 4 — нефть (Индоло-Кубанский прогиб); 5 — ОБ (Терско-Каспийский прогиб, складчатый борг); 6 — ОБ; 7 — нефть (Прикумская зона поднятий); 8 — ОБ; 9 — нефть (Северный Азербайджан)

рассматривать как фациальный признак сероводородного заражения.

В целом между содержанием $C_{орг}$ и генерационным (генетическим) потенциалом ($S_1 + S_2$) наблюдается прямая связь: бедные нефтематеринские породы ($C_{орг} < 1\%$, $S_1 + S_2 < 1$ кг УВ/т породы); средние и богатые ($C_{орг} = 1,5\div 3\%$ и $S_1 + S_2 = 2\div 16$ кг УВ/т породы); превосходные ($C_{орг} = 5\div 18\%$ и $S_1 + S_2 = 28\div 124$ кг УВ/т породы). Однако встречаются и явные несоответствия для некоторых типов разрезов, например средняя и верхняя части майкопской серии Керченского п-ова — карлеутский и батисфоновый горизонты. При высокой концентрации $C_{орг}$ ($4\div 7\%$) и большом значении генетического потенциала ($S_1 + S_2 = 7\div 12$ кг УВ/т породы) значения водородного индекса в них очень низки ($6\div 80$ мг УВ/г $C_{орг}$), что связано с присутствием в этих отложениях керогена III типа. Следовательно, эти породы можно рассматривать в первую очередь как высокопотенциальные газоматеринские. Преимущественно нефтематеринским потенциалом обладают карбонатно-глинистые породы хадума, что обусловлено развитием в них керогена II типа: генетический потенциал, по данным пиролиза, составляет 24 кг/т породы. Перекрывающие их породы верхнего олигоцена и миоцена имеют значительно более низкий генетический нефтематеринский потенциал ($S_1 + S_2 = 2,7$ кг УВ/т породы), но достаточно высокий газоматеринский.

Степень битуминизации ОБ майкопских отложений относительно высока: битумоидный коэффициент β^{XB} составляет $6\div 12\%$, в отдельных случаях достигает $25\div 30\%$, причем повышенная битуминизация отмечается и на невысоких грациях катагенеза ($R < 0,5\%$).

Хроматографический анализ показал, что битумоиды из различных районов Предкавказья сходны

между собой. Они характеризуются преобладанием изопреноидов над n-алканами, высокими значениями $K_i = 1,5\div 3,7$; $Pr/Ph = 1$, повышенным нефтенным фоном и двумодальным распределением n-алканов с максимумом на $C_{15}-C_{17}$, $C_{22}-C_{23}$ и C_{29} . Отмечена также несколько повышенная концентрация нечетных n-алканов и высокая стеранов и гопанов. Для стеранов характерно равномерное распределение $C_{27}:C_{28}:C_{29}$; стеран C_{28} незначительно преобладает: $C_{28}/C_{29} = 1\div 1,3$; $C_{27}/C_{28} < 1$. Подобная характеристика битумоидов — свидетельство смешанного типа ОБ, не претерпевшего существенных катагенных изменений. По данным пиролиза $T_{max} = 400\div 460^\circ C$, т.е. породы майкопа находятся в условиях созревания и главной фазы нефтеобразования ($R < 0,5\div 1,07\%$).

Таким образом, проведенные исследования выявили резкую неоднородность майкопской нефтематеринской толщи с точки зрения концентрации ОБ и его типов. На формировании состава осадков и ОБ в первую очередь сказалась тектоническая активность региона в альпийское время. Она определила источники сноса, морфологию дна бассейна, его глубину, гидрологический режим и обеспечила дополнительные глубинные потоки питательных веществ для автотрофов, сероводорода, а также примесь наземного материала в ОБ. Поступление биофильных элементов приводило к расцвету фитопланктона, особенно динофлагеллят, цветение которых вызывало массовую гибель ихтиофауны, а их остатки послужили материалом для формирования амикагиновой примеси в ОБ майкопской серии. Наличие в водах майкопского бассейна огромного количества белкового материала в свою очередь могло быть причиной интенсивной сульфатредукции и сероводородного заражения вод, что привело к значительному расходу ОБ еще на стадии седиментогенеза и как следствие — к невысокой концентрации $C_{орг}$ в глинах майкопской серии (менее 1%). Сероводородное заражение существовало в отдельные периоды майкопского времени (свиты пшехская, баталпашинская, септариювая, караджалгинская), это не были эпохи максимального накопления ОБ. В разрезе они фиксируются очень высокими значениями отношения фитан/ $nC_{18} = (2\div 9)$ в УВ составе ОБ. Наиболее благоприятная обстановка для накопления повышенных концентраций ОБ существовала в хадумское время, когда сероводородного заражения вод не было. Глины этого возраста характеризуются самым высоким содержанием ОБ ($C_{орг}$ до $8\div 8\%$), а кероген II типа обладает высоким нефтематеринским потенциалом ($HI = 400\div 700$ мг УВ/г $C_{орг}$), который на большей части территории региона еще полностью не реализован (T_{max} не выше $460^\circ C$).

Очевидно, эти генетические причины привели к формированию неоднородной по нефтематеринскому потенциалу мощной майкопской толщи и являются объяснением относительно невысокого масштаба генерации жидких УВ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ахметьев М.А., Запорожец Н.И.* Смена диноцист в разрезах палеогена и нижнего миоцена Русской платформы, Крымско-Кавказской области и Туранской плиты как отражение экосистемных перестроек // Вопросы микропалеонтологии. 1996. Вып. 31. С. 55—69.
2. *Белая С.С., Леин А.Ю., Иванов М.В.* Роль метанообразующих и сульфатредуцирующих бактерий в процессах деструкции органического вещества // Геохимия. 1981. № 3. С. 437—444.
3. *Бушнев Д.А., Бурдельная Н.С.* Свободные и серосвязанные биомаркеры в составе битумоида майкопской толщи Азербайджана // Нефтехимия. 2001. Т. 41, № 4. С. 264—270.
4. *Дроздова Т.В., Коченов А.В.* Об органическом веществе ископаемых костей рыб // Геохимия. 1960. № 8. С. 748—750.
5. *Копп М.Л., Щерба И.Г.* Соотношение тектонического и эвстатического факторов развития кайнозойских бассейнов севера Средиземноморского пояса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 6. С. 15—26.
6. *Леин А.Ю., Иванов М.В.* Продукция сероводорода в осадках шельфа и баланс сероводорода в Черном море // Микробиология. 1990. Т. 59, вып. 5. С. 921—928.
7. *Манская С.М., Дроздова Т.В.* Геохимия органического вещества. М., 1964.
8. *Митюшин Н.В., Филонов В.А.* Геохимическая связь урана с компонентами рассеянного органического вещества в глинах майкопской толщи (Западно-Кубанский прогиб) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1975. № 2. С. 110—113.
9. *Мстиславский М.М., Коченов А.В.* Майкопские костные брекчии и гибель рыб в "красных водах" // Докл. АН СССР. 1960. Т. 134, № 5. С. 1169—1172.
10. *Неручев С.Г.* Уран и жизнь. Л., 1982.
11. *Парпарова Г.М., Неручев С.Г., Жукова А.В., Лопатин Н.В.* Новые данные о биопродуктах сапропелевого органического вещества "черносланцевых" отложений (в связи с формированием их нефтематеринского потенциала) // Горючие сланцы. 1988. № 5/4. С. 356—364.
12. *Пименов Н.В., Савичев А.С., Опекунов А.Ю., Барт М.Е.* Микробиальные процессы сероводородного заражения водоемов // Природа. 1994. № 8. С. 44—47.
13. *Попов С.В., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И.* и др. История Восточного Паратетиса в позднем эоцене—раннем олигоцене // Стратигр., геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 6. С. 10—38.
14. *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—80.
15. *Столяров А.С., Ивлева Е.И.* Ураново-редкометалльные месторождения, связанные с пластовыми концентрациями костного детрита рыб // Редкометалльно-урановое рудообразование в осадочных породах. М., 1995. С. 220—222.
16. *Страхов Н.М., Бродская Н.Г., Князева Л.М.* и др. Образование осадков в современных водоемах. М., 1954.
17. *Фадеева Н.П.* Рассеянное органическое вещество кайнозойских отложений Западно-Кубанского прогиба: Автореф. канд. дис. М., 1973.
18. *Холодов В.Н., Недумов Р.И.* К вопросу о геохимических критериях сероводородного заражения вод древних водоемов // Изв. АН СССР. 1991. № 12. С. 74—82.
19. *Холодов В.Н., Недумов Р.И.* К проблеме существования Кавказской суши в олигоцен-миоценовое время // Стратигр., геол. корреляция. 1994. Т. 4, № 2. С. 80—90.
20. *Saint-Germes M., Baudin F., Bazhenova O.* et al. Origine et processus de preservation de la matiere organique amorphe dans la Serie de Maykop (Oligocene-Miocene inferieur) du Precaucase et de l' Azerbaidjan // Bull. soc. geol. France. 2002. Т. 173, N 5. P. 423—436.
21. *Wilkin R.T., Artur M.A., Dean W.E.* History of water-column anoxia in the Black Sea indicated by pyrite framboid size distributions // Earth and Planet. Sci. Lett. 1998. N 148. P. 517—525.

Поступила в редакцию
18.02.2003

УДК 553.98.061.4(571.1)

Е.Е. Карнюшина

КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ НЕФТЕНОСНОЙ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ КРАСНОЛЕНИНСКОГО СВОДА (Западная Сибирь)

Нефтеносная баженовская свита Западно-Сибирского бассейна относится к одноименному горизонту, фаунистически обоснованный возрастной диапазоном которого варьирует от волжского до волжско-готеривского [6]. Мощность горизонта изменяется от 10—15 м

в центральной части нефтегазоносного бассейна до 600 м на его периферии [4]. Более чем 30-летняя история активного изучения баженовского горизонта многими научно-исследовательскими коллективами свидетельствует о большом разнообразии слагающих его