

УДК 551

## ПОЗДНЕПАЛЕОЦЕНОВОЕ АНОКСИЧЕСКОЕ СОБЫТИЕ В ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МОРЯХ ПЕРИ-ТЕТИСА И ОБРАЗОВАНИЕ САПРОПЕЛИТОВОГО ГОРИЗОНТА: СЕДИМЕНТОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

© 1997 г. Ю. О. Гаврилов, Л. А. Кодина\*, И. Ю. Лубченко, Н. Г. Музылёв

Геологический институт Российской академии наук  
109017 Москва, Пыжевский пер., 7

\*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского  
117975 ГСП-1, Москва, ул. Косыгина, 19

Поступила в редакцию 05.02.97 г.

Рассмотрены литолого-геохимические следствия позднепалеоценовых флуктуаций уровня моря в обширном водоеме на территории юга бывшего СССР. Показано, что на фоне быстрой эвстатической трансгрессии произошел резкий рост биопродуктивности фитопланктона, приведший к накоплению интенсивно обогащенных органическим веществом осадков – сапропелитового горизонта. Эти отложения содержат повышенные концентрации значительной группы элементов: V, Ni, Cu, Pb, Cr, Zn, Mo, Se, Ag, Au и др., в то же время содержание  $\text{CaCO}_3$  и Mn в них уменьшается; другая группа элементов – Ti, Zr, Nb, Sc, Cs, Hf, Y, РЗЭ слабо реагирует на накопление осадков этого типа. Развивавшееся в бассейне сероводородное заражение вод негативно воздействовало на бентосную фауну, а также влияло на формирование геохимического облика осадков. Установлено параллельное обогащение органического вещества и карбонатов сапропелитового горизонта изотопно легким углеродом; показан преимущественно морской генезис органического вещества. Предложена модель образования сапропелитового горизонта, основанная на взаимодействии трансгрессирующего моря с прибрежными ландшафтами, что приводило к поступлению в водоем биофильных элементов и вспышке биопродуктивности фитопланктона.

В фанерозойской истории Земли неоднократно возникали ситуации, когда в течение сравнительно короткого промежутка времени на чрезвычайно обширных территориях (иногда в глобальных масштабах) происходило накопление осадков, обогащенных органическим веществом (ОВ) – в позднем девоне, раннем тоаре, на границе сеномана и турона и др. При этом на дне водоемов формировались отложения специфического геохимического облика, существенно отличавшиеся от смежных отложений, а в водной толще нередко возникали аноксидные условия, в том числе сероводородное заражение. Эти аномальные обстановки в бассейнах оказывали существенное влияние на биоту, обуславливая зачастую исчезновение одних форм и появление других. Причины возникновения подобных геологических событий, характер их проявления в осадочных разрезах, а также изменения биоты, происходившие при этом, широко обсуждались геологами [Arthur et al., 1990; Jenkyns, 1988 и др.].

К числу геологических событий такого рода можно отнести и позднепалеоценовый эпизод. Следы его в виде небольшого по мощности (несколько дм–первые метры) горизонта глинистых или глинисто-мергелистых пород, обогащенных

ОВ, прослеживаются на огромной территории юга России и сопредельных областей – от Крыма до Средней Азии. В дальнейшем будем называть его сапропелитовым горизонтом (СГ) или пластом. Горизонт не является непрерывным, но при этом некоторые детали его строения совпадают в разрезах, отстоящих друг от друга на тысячи километров. Сапропелелевые осадки накапливались в едином бассейне (рис. 1); вместе с тем из-за его значительной протяженности в разных частях водоема могли существовать различные фациальные обстановки. Для выяснения условий, в которых формировались эти отложения в различных частях бассейна, и для установления возможных механизмов образования такого типа осадков, обогащенных ОВ, нами было проведено литолого-геохимическое изучение серии разрезов верхнего палеоцена (см. рис. 1). В настоящей статье излагаются результаты этих исследований.

Прежде чем приступать к характеристике СГ, остановимся кратко на той ситуации в океане и эпиконтинентальных морях, которая возникла ко времени накопления осадков СГ. В океане в синхронных или субсинхронных осадках позднего палеоцена отмечается резкий негативный сдвиг изотопного состава кислорода в бентосных и

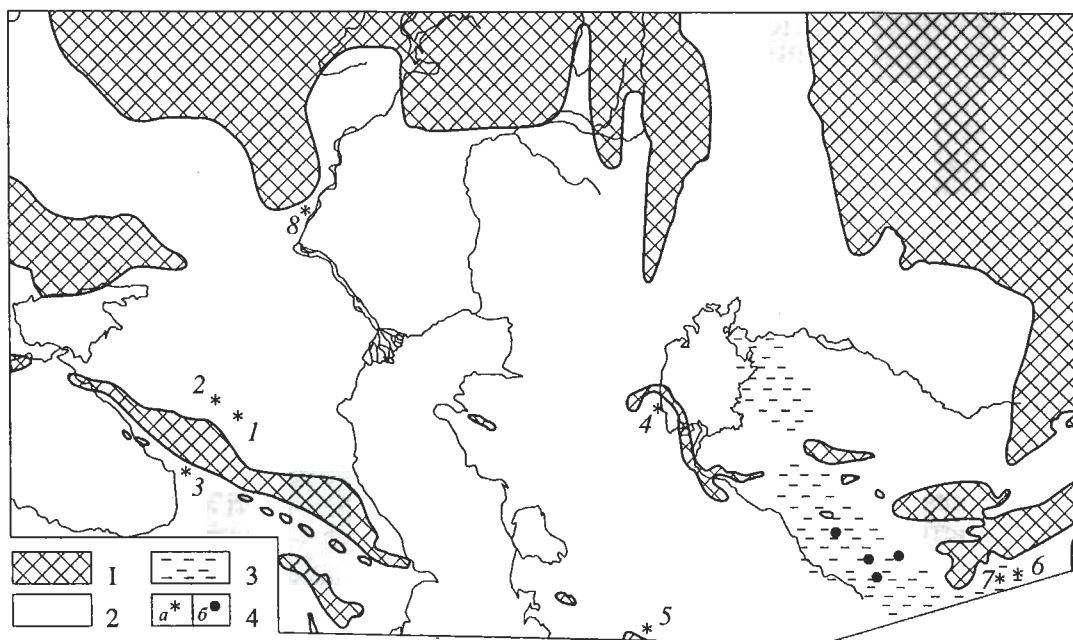


Рис. 1. Палеогеографическая схема для позднепалеоценового времени (по данным [Атлас..., 1966] с добавлениями и изменениями авторов) и расположение изученных разрезов сапропелитового горизонта.

Разрезы: 1 – р. Хуэ, 2 – р. Баксан, 3 – село Медани, 4 – мыс Актумсук, 5 – урочище Торанглы, 6 – урочище Курпай, 7 – урочище Гуру-Фатьма, 8 – Нижнее Поволжье.

1 – суша, 2 – море, 3 – область распространения горючих сланцев, 4а\* – положение изученных разрезов, 4б\* – положение скважин, в которых изучался керн сапропелитового горизонта.

планктонных фораминиферах высоких широт и в бентосных в остальных районах, что многими исследователями связывается с интенсивным, но кратковременным потеплением, которое рассматривается как одно из наиболее драматических событий в геологической истории [Rea et al., 1990; Kennett, Stott, 1991 и др.]. С этим событием связано глобальное массовое вымирание глубоководных фораминифер, среди которых полностью вымерло до 50% всех видов. Это событие сопровождалось также отчетливым изменением в глобальном углеродном цикле, что устанавливается по изотопному составу углерода в карбонатных раковинках бентосных и планктонных фораминифер [Kennett, Stott, 1991; Thomas, 1990]. По мнению Е. Томас [Steineck, Thomas, 1996] видовой состав океанских бентосных фораминифер свидетельствует о значительном увеличении поставки в осадки органического вещества, что могло вызвать понижение концентрации кислорода в водной толще или, по крайней мере, в наддонных водах у поверхности раздела осадок–вода. Вместе с тем ряд исследователей связывают вымирание организмов с изменением места формирования глубинных вод с высокоширотных на субтропические, что обусловило увеличение их температуры, падение концентрации кислорода и, как следствие, массовую гибель фораминифер [Pak, Miller, 1992; Kaiho, 1994 и др.]. Биотический кризис

пережили также остракоды [Steineck, Thomas, 1996]; причем вымирание бентосных организмов происходило не только в глубоководных частях океанов, но и в шельфовых областях [Schmitz et al., 1996].

Данные по литологии и геохимии океанских осадков позволили помимо температурных изменений говорить о росте биопродуктивности в это время [Kennett, Stott, 1990, 1991], вариациях в уровне  $pCO_2$  в океане [Stott, 1992]. Примерно с этим же интервалом времени связана также довольно интенсивная вулканическая деятельность [Morton, Кнох, 1990].

Как видим, поздний палеоцен был этапом существенных перестроек в биосфере, гидросфере и, видимо, литосфере. Уровень океана в конце палеоцена был примерно на 200 м выше современного [Haq et al., 1987], и море покрывало значительную часть суши, образуя обширные эпиконтинентальные бассейны; в конце палеоцена зафиксированы резкие флуктуации уровня океана с амплитудой 50–100 м. Следует отметить, что в пределах континентальных блоков в разрезах палеоцена на этом стратиграфическом уровне встречаются обогащенные ОВ горизонты, похожие на тот, который является предметом нашего рассмотрения. Таким образом, образование СТ по времени совпадало с рядом глобальных событий и являлось их региональным отражением.

## СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА САПРОПЕЛИТОВОГО ГОРИЗОНТА

В работах, посвященных региональной стратиграфии и литологии палеогеновых отложений Средней Азии, Прикаспия, Предкавказья и Закавказья, неоднократно отмечался обогащенный ОВ пласт. Однако эти сведения были разрозненными, а стратиграфическое положение горизонта темных глин или мергелей определялось не всегда правильно.

В результате проведения детальных стратиграфических исследований [Музылёв и др., 1989, 1994] была установлена приуроченность этих обогащенных ОВ прослоев к одному узкому стратиграфическому интервалу. Стратиграфическое положение СГ определяется с высокой точностью, поскольку внутри него проходит граница между подзоной *Chiasmolithus bidens* и подзоной *Campylosphaera eodela* зоны *Discoaster multiradiatus* по наннопланктону; интервал, на котором залегают этот пласт, соответствует по фораминиферам зоне *Acarina acarinata* (слой с *Globorotalia aequa*).

На площади распространения СГ как в широтном, так и в меридиональном направлениях отмечаются определенные изменения в его характере и вмещающих отложениях. Наибольшие различия устанавливаются между южными (Крым–Кавказ–Средняя Азия) и северными (Поволжье) разрезами. В южной зоне развиты преимущественно глинисто-карбонатные отложения без существенной примеси грубого материала, в то время как отложения северных разрезов представлены преимущественно песчано-алевритовыми разностями. В свою очередь в пределах южной зоны палеогеновых отложений выделяются две области: западная – от Крыма до меридиана Арал–Копетдаг, и восточная – среднеазиатская. В западной области обогащенность сапропелитового горизонта ОВ от разреза к разрезу заметно меняется и максимальные содержания  $S_{орг}$  не превышают 8–10%, в то время как в восточной части бассейна накапливались осадки, сильно обогащенные ОВ – вплоть до образования горючих сланцев (сузакские горючие сланцы) с содержанием  $S_{орг}$  до 25% и более.

Одним из наиболее представительных разрезов палеоцена Предкавказья, содержащих СГ, является разрез по р. Хеу (Кабардино-Балкария) [Гаврилов, Музылёв, 1991] см. рис. 1, 1). Здесь этот горизонт (мощность 0.45 м) расположен в верхней части монотонной толщи мергелистых глин мощностью около 50 м [Гаврилов, Музылёв, 1991]. Отложения, слагающие толщу, – зеленовато-серые, неслоистые, с многочисленными и разнообразными по форме и размеру следами биотурбации. Интервал, к которому приурочен СГ, является как бы переходным – над прослоем через 5 м появляются относительно слабокарбонат-

ные ( $CaCO_3 < 10\%$ ) глины, содержащие пласты кремнистых пород. СГ темно-коричневой окраской отчетливо выделяется на фоне вмещающих пород. Под и над ним прослеживаются прослой (8–12 см) менее интенсивно окрашенные, но несколько темнее вмещающих пород. Сам прослой не является однородным: в его пределах интенсивность окраски меняется – наиболее интенсивна она в нижней части пласта, а в нижней части верхней половины прослеживается слой (10 см) довольно светлых карбонатных глин. В СГ на плоскостях напластования встречается рыба чешуя, зубы акул, изредка фрагменты скелетов рыб. В породах отмечаются стяжения сульфидов, редкие мелкие обломочки пиритизированной древесины. В верхней части слоя (вблизи от кровли) – линзовидные пятна (0.3–1 × 0.5–4 см), являющиеся следами зарывавшихся в ил организмов.

Этот же горизонт обнажается в 35 км к северо-западу от разреза р. Хеу – по р. Баксан (см. рис. 1, 2). Здесь он представлен единым пластом (0.25 м). Относительно обогащен ОВ его нижний слой (10 см), выше пласт, хотя и отличается от вмещающих отложений несколько более темной окраской, но содержание  $S_{орг}$  здесь незначительно. Нижняя граница – резкая, верхняя – расплывчатая. Вмещающие отложения представлены зеленовато-серыми алевритистыми глинами с многочисленными следами биотурбации. Интересной особенностью этого пласта здесь является то, что в нем отсутствует его нижняя часть (подзона по наннопланктону CP8a), т.е. без видимого несогласия, но с размывом верхняя часть СГ налегает на подстилающие отложения. В более западных разрезах Северного Кавказа – на Ставрополье положение в значительной мере схоже с разрезом по р. Баксан – горизонт выражен не в полной мере и залегают на подстилающих алевритистых глинах с размывом.

В Закавказье у с. Медани (Западная Грузия, см. рис. 1, 3) разрез вмещающих СГ отложений выглядит следующим образом. Пачка (21 м) чередования прослоев (первые дециметры) плотных белых известняков и неяснослоистых мергелей сменяется по довольно резкой согласной границе пачкой (6 м) светло-серых слабослоистых мергелей с отдельными более плотными прослоями. Выше залегают пачка (3.5 м) относительно мягких неяснослоистых мергелей; на них по резкой границе налегает СГ, представленный темно-коричневыми тонкослоистыми глинисто-карбонатными породами, при выветривании тонколистотаватыми (мощность 2.3 м). Кровля пласта – в отличие от подошвы – менее отчетливая. Выше расположена монотонная толща светлых зеленовато-серых неяснослоистых мергелей.

На Восточном Устье на западном берегу Аральского моря (мыс Актумсух, см. рис. 1, 4) СГ



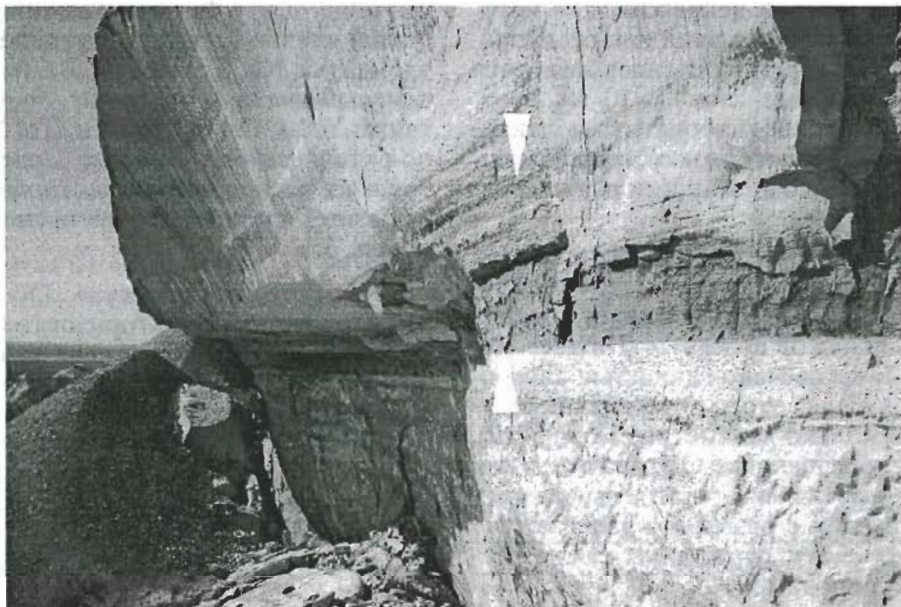


Рис. 2. Сапропелитовый горизонт разреза мыса Актумсук на западном берегу Аральского моря (фото Е.А. Щербиной).

хорошо прослеживается в береговых обрывах, залегая в толще серовато-белых, иногда с красноватым оттенком крепких песчаных известняков (рис. 2). Этот район интересен тем, что на расстоянии 1.5–2 км можно наблюдать по крайней мере 2 разреза СГ. В одном из них (Актумсук-1) СГ представлен маломощным 20–25 см прослоем. В 1 м под ним прослеживается поверхность размыва. Над СГ на протяжении 16 м в известняках фиксируется несколько уровней брекчирования известняков и поверхностей размыва. В другом разрезе (Актумсук-2) мощность СГ возрастает до 1.2 м. Здесь ему присуща более сложная структура: в середине пласта залегают более светлый слой, разделяющий СГ на две части, и в этом отношении он похож на СГ разреза р. Хеу в Предкавказье. Интересно отметить, что в этом разрезе в нижней части пласта прослеживается пологая перекрестная косая слоистость. По простиранию сапропелитового пласта наблюдается его выклинивание. Однако довольно трудно определить, происходит ли это за счет фациальных изменений или в результате конседиментационного размыва сапропелитовых осадков. Такие особенности строения СГ обусловлены тем, что накопление осадков происходило в относительной близости от палеоподнятия, иногда, видимо, в обстановке более или менее активного гидродинамического режима.

В Туркмении в районе **Западного Копетдага** (см. рис. 1, 5) и на Малом Балхане (разрезы урочищ **Торанглы**, **Кизил-Чешме**, **Сумбар** и др.) верхнепалеоценовому СГ соответствует так называемый “первый рыбный пласт” в отложениях данатинской свиты, который представлен темно-коричневыми листоватыми глинами; нижняя и

верхняя границы пласта резкие, мощность около 1.5 м.

В **Среднеазиатском регионе** – в области, расположенной к юго-востоку от Аральского моря, СГ настолько обогащается ОВ, что слагающие его породы можно рассматривать как горючие сланцы. Область распространения горючих сланцев (см. рис. 1) охватывает значительную часть Туранской плиты и ее обрамления – Южные Кызылкумы, Бухаро-Каршинский район, Таджикско-Афганскую депрессию. Следует подчеркнуть, что по мере приближения к зоне развития мелководных отложений СГ фациально замещается фосфоритонасными отложениями. В целом возраст интервал развития фосфоритов несколько больше, чем горючих сланцев, но СГ соответствует вполне определенный так называемый “четвертый” фосфоритовый пласт (гравийно-галечного типа) [Расулов и др., 1990]. В разрезах **Таджикской депрессии** (урочища **Гуру-Фатъма**, **Курпай**, см. рис. 1, 6, 7) в толще светло-серых мергелей (гиварские слои) залегают горизонт черных тонкоплитчатых пород (до 1 м и более) с существенной алевритовой примесью. Подошва горизонта резкая, кровля выражена менее отчетливо. В разрезе Курпай СГ приобретает трехчленное строение, разделяясь в середине прослоем, слабо обогащенным ОВ. В разрезе Гуру-Фатъма ниже СГ фиксируется поверхность размыва. В некоторых районах Таджикской депрессии, там, где осадки накапливались в относительно мелководных обстановках, в отложениях, непосредственно подстилающих этот горизонт, отмечается заметное погрубение осадочного материала, вплоть до

гравелитов. В Ферганской депрессии, для которой был характерен мелководный тип осадконакопления, аналогами горючих сланцев являются так называемые “рыбные слои” ( $\approx 10$  м), представленные серыми слабокарбонатными глинами, в отдельных прослоях желтовато-коричневыми, тонкоплитчатыми, содержащими рыбные остатки.

Сапропелитовому горизонту южных областей России в северной зоне распространения верхнепалеоценовых отложений соответствует нижняя часть нижнекамышенской подсвиты (Нижнее Поволжье, см. рис. 1, 8): песчано-глинистые алевролиты (5–7 м). В пределах этого интервала чередуются прослои (несколько дециметров мощности), более или менее обогащенные ОВ, значительная доля которого представлена растительным детритом. Эти отложения с размывом залегают на нижнесаратовских слоях, сложенных также песчано-глинистыми породами.

Из приведенного описания видно, что везде, где наблюдается СГ, он отчетливо выделяется на фоне вмещающих отложений более темной окраской и зачастую характерной листоватостью пород при их выветривании. Нижняя граница пласта всегда резкая, верхняя обычно более постепенная, хотя фиксируется вполне определенно. Во многих разрезах на некотором расстоянии под пластом отмечается уровень размыва, в других случаях пласт непосредственно сам трансгрессивно с размывом налегает на подстилающие отложения. В направлении зон развития прибрежных осадков происходит уменьшение содержания ОВ в породах; в некоторых местах пласт замещается горизонтами с обильными рыбными остатками; отмечено также его замещение или пространственная ассоциация с фосфоритоносными отложениями.

#### ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА САПРОПЕЛИТОВОГО ГОРИЗОНТА

Целью геохимических исследований было прежде всего по возможности наиболее полно оценить, в какой мере события, повлекшие за собой резкое увеличение биопродуктивности водоема и накопление обогащенных ОВ осадков, изменили геохимический облик отложений. Это касалось как широкого спектра элементов, так и собственно геохимии ОВ, в частности, изотопного состава углерода. В разрезах СГ из разных частей позднепалеоценового бассейна было изучено содержание и распределение следующих компонентов:  $C_{орг}$ ,  $CaCO_3$ , S, P, Fe, Ti (химические методы определения); V, Cr, Ni, Co, Pb, Cu, Ga, Ge, Mo, Ag, Zn, Sn (количественный спектральный анализ); в двух представительных разрезах из западной и восточной частей водоема (р. Хей–Северный Кавказ,

урочище Гуру-Фатма–Таджикская депрессия) дополнительно были определены следующие элементы: Nb, Zr, Rb, Sr, Ba (рентген-флуоресцентный анализ); Sc, Se, Br, Sb, Cs, Hf, Au, Th, а также Y, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu (нейтронно-активационный анализ). Содержания элементов и их распределение в основных разрезах СГ из разных частей бассейна приведены в табл. 1 и на рис. 3.

**Органическое вещество.** Обогащенность пород сапропелитового горизонта ОВ, как это видно из табл. 1 и рис. 3, в разных разрезах существенно различается. В Кавказском регионе наибольшие концентрации  $C_{орг}$  отмечаются в разрезе р. Хей (до 10%); по р. Баксан, где наблюдается только верхняя часть горизонта, не более 1.1%; в Закавказском разрезе у с. Медани –  $C_{орг}$  до 3.3%; в Приаралье (мыс Актумсук) – 3.8%. Содержание  $C_{орг}$  в СГ в изученных разрезах Таджикистана достигает 15–17% (Курпай, Гуру-Фатма), а в области развития Приамударьинских сузакских горючих сланцев может превышать 20%. То есть обогащенность пород ОВ в Среднеазиатском регионе значительно выше, чем в более западных разрезах. В разрезе Поволжья  $C_{орг}$  – не более 1%.

Следует подчеркнуть, что в породах сапропелитового горизонта практически всех разрезов – вне зависимости от их фациальной позиции – прослеживается тонкая слоистость, обусловленная обогащением тонких миллиметровых слоев ОВ. Слойки могут быть непрерывными или образовываться системой линзочек, коричневатобурых, в разных разрезах приобретающих различные оттенки. Как правило, ОВ представлено беструктурной массой – коллоальгинитом, более или менее различимых форменных элементов мало. Скопления раковинки фораминифер в некоторых случаях также образуют слойки, но они в породе занимают свое положение, не будучи связанными со слойками, обогащенными ОВ. Образование тонкой слоистости за счет послойного распределения ОВ, по всей вероятности, было связано с сезонным цветением фитопланктона. Вместе с тем в сапропелитах иногда встречаются мелкие обломки древесины (например, в разрезе р. Хей).

**Карбонат кальция** является одним из основных породообразующих компонентов в палеогеновых отложениях, поэтому его распределение в СГ и вмещающих его отложениях представляет особый интерес. В разных частях бассейна характер распределения  $CaCO_3$  неодинаков. В тех разрезах сапропелитового горизонта Кавказского региона и Приаралья, которые наиболее обогащены ОВ (р. Хей, с. Медани, мыс Актумсук), в целом наблюдается сходная картина: повышение содержания  $C_{орг}$  сопровождается уменьшением  $CaCO_3$  (см. рис. 3). Вместе с тем в областях разви-



Таблица 1. Содержание химических элементов в сапропелиговом горизонте и вмещающих его отложениях

Предкавказье, р. Хеу																				
№ обр.	C <sub>орг</sub>	CaCO <sub>3</sub>	Fe	Mn	Ti	P	S	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo	Zn	Sn	Ag	As
9	<0.1	13.6	3.36	0.26	0.44	0.05	0.78	122	97	140	68	33	26	19	2.0	2.0	60	1.8	0.08	8
10	0.51	1.6	4.19	0.02	0.47	0.07	0.26	150	423	205	120	104	33	32	2.4	5.4	280	2.7	0.09	не опр.
11a	7.90	0.1	5.95	0.16	0.41	0.31	2.73	740	338	1100	172	53	69	21	3.5	23.1	175	2.7	6.5	32
11б	6.30	12.9	5.82	0.14	0.33	0.26	3.99	235	310	1650	106	45	26	16	5.3	63.5	250	2.7	2.70	110
11в	1.01	25.8	3.63	0.07	0.36	0.11	0.73	167	260	247	103	25	36	22	2.0	6.6	280	2.7	0.35	6
11г	6.00	1.1	4.74	0.007	0.38	0.24	0.82	1200	395	338	118	46	48	21	2.8	5.2	360	2.0	7.00	6
12	0.22	26.1	3.46	0.12	0.35	0.1	0.47	145	518	225	77	38	25	20	2.2	4.9	245	3.0	0.54	20
14	0.14	17.8	4.58	0.26	0.41	0.066	0.23	115	150	147	40	21	26	19	2.7	1.6	80	2.1	0.14	6

р. Хеу (продолжение)																					
№ обр.	Nb	Zr	Rb	Sr	Ba	Sc	Se	Br	Cs	Hf	Au	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Y
9	3.2	160	90	920	6300	18	2.3	1.6	5.2	4.1	0.004	10	43	93	42	7.3	1.6	1.3	3.0	0.40	61
10	8.6	120	100	290	440	23	9.8	5.8	9.3	3.4	0.012	9.6	27	48	21	3.9	0.81	0.59	1.8	0.26	19
11a	6.2	110	110	780	6300	18	280	27	7.8	2.7	0.024	7.3	63	93	50	12	2.4	1.6	4.8	0.65	54
11б	6.5	94	76	810	1600	14	190	17	5.8	2.2	0.021	6.2	59	83	51	13	2.1	1.5	4.3	0.72	52
11в	6.6	100	95	840	4200	18	26	10	10	3.1	0.016	8.1	34	51	29	5.9	1.2	0.86	2.5	0.36	24
11г	6.8	120	105	740	6500	18	140	35	8.8	3.2	0.025	8.6	35	57	30	5.6	1.2	0.87	2.6	0.36	37
12.	8.7	90	88	720	8900	15	13	2.8	7.7	2.7	0.016	7.6	31	53	28	5.4	1.2	0.89	2.2	0.35	18
14	7.2	100	120	780	2100	18	2	1.9	9.1	3.0	0.007	8.0	35	64	29	5.6	1.2	0.87	2.4	0.34	18

р. Баксан																				
№ обр.	C <sub>орг</sub>	CaCO <sub>3</sub>	Fe	Mn	Ti	P	S	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo	Zn	Sn	Ag	As
50	0.33	36.43	2.98	0.13	0.32	0.02	не опр.	115	80	120	45	23	16	15	1.5	1.0	80	4.5	0.12	не опр.
51	<0.1	17.37	3.48	0.11	0.32	0.04	»	120	115	115	25	27	11	13	1.5	1.0	60	4.5	0.12	»
52	0.17	17.82	3.37	0.08	0.35	0.04	»	190	165	170	300	55	31	20	1.8	1.0	260	5.4	0.18	»
53	0.1	8.97	2.65	0.06	0.45	0.08	»	95	165	135	43	100	18	10	1.4	0.5	120	2.6	0.30	»
54a	1.07	9.87	2.63	0.05	0.44	0.29	»	385	220	305	110	100	37	18	3.2	1.4	260	5.9	2.25	»
54б	0.3	19.64	3.24	0.11	0.44	0.07	»	125	140	145	24	32	14	10	1.4	0.5	130	3.4	0.20	»
54в	0.12	22.53	2.59	0.12	0.43	0.07	»	70	100	95	15	20	8	6	1.4	0.5	175	2.4	0.25	»
55	<0.1	10.90	4.23	0.05	0.49	0.04	»	130	58	210	27	10	13	13	2.2	0.5	70	3.5	0.30	»
56	<0.1	3.52	4.37	0.03	0.38	0.04	»	250	110	270	60	23	28	22	1.0	1.0	90	6.0	0.16	»

Таблица 1. (Продолжение)

№ обр.	Западная Грузия, с. Медани																	As		
	C <sub>опр</sub>	CaCO <sub>3</sub>	Fe	Mn	Ti	P	S	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo	Zn		Sn	Ag
1	<0.1	66.06	1.79	0.13	0.29	0.028	не опр.	51	43	25	31	14	6	4	1.0	1.0	30	1.2	0.03	не опр.
3	<0.1	61.86	2.29	0.09	0.31	0.044	»	62	63	45	24	30	8	5	1.0	1.5	30	1.2	0.03	»
4	<0.1	43.36	3.13	0.06	0.40	0.049	»	65	150	50	35	58	11	6	1.0	3.5	60	1.2	0.03	»
5	0.48	20.43	3.90	0.04	0.46	0.036	»	70	105	85	55	32	13	13	1.2	1.0	135	1.3	0.06	»
6	0.5	11.24	4.19	0.04	0.41	0.031	»	85	115	90	55	30	9	8	1.2	1.7	125	1.6	0.11	»
8	1.92	49.03	2.78	0.04	0.32	0.15	»	270	90	1200	37	14	7	5	1.0	11.5	105	1.3	0.95	»
10	2.65	40.07	3.89	0.04	0.32	0.19	»	250	80	130	43	10	6	6	1.0	6.1	65	1.3	0.75	»
11	3.30	32.01	3.35	0.03	0.36	0.14	»	340	180	185	65	13	8	10	1.4	5.2	130	1.5	2.30	»
12	3.30	37.46	2.79	0.03	0.33	0.14	»	410	130	180	85	12	9	11	1.5	3.5	165	1.8	2.0	»
13	0.82	53.35	2.79	0.04	0.29	0.081	»	80	105	55	25	14	7	4	1.0	3.5	50	1.2	0.12	»
15	0.29	65.94	2.34	0.04	0.23	0.050	»	80	30	32	20	5	5	3	1.0	3.0	30	1.0	0.18	»
16	1.20	69.80	2.23	0.04	0.28	0.053	»	95	80	70	30	14	6	5	1.0	2.6	40	1.3	0.17	»
17	0.23	56.98	2.89	0.06	0.31	0.058	»	105	65	80	30	16	8	6	1.0	1.7	30	1.3	0.10	»
18	<0.1	67.53	1.67	0.07	0.27	0.026	»	45	28	35	19	7	5	3	1.0	1.0	30	1.0	0.03	»
19	<0.1	71.73	1.78	0.09	0.27	0.027	»	50	40	30	20	16	5	3	1.0	1.0	10-15	1.0	0.05	»
20	<0.1	69.80	1.56	0.09	0.27	0.036	»	35	23	20	16	4	5	3	1.0	1.0	10-15	1.0	0.03	»

Западное Приаралье, м. Актумсук-1																				
54	<0.1	87.17	0.71	1.41	0.17	0.19	0.20	16	54	38	12	23	5	5	1.0	2.4	15	1.1	0.10	7
56	3.80	59.02	5.30	<0.1	0.80	0.54	1.05	415	680	710	130	155	13	4	1.0	6.3	20	1.0	4.30	35
57	2.41	57.09	1.74	0.36	0.21	0.63	0.68	555	560	450	165	130	14	5	1.0	3.7	85	1.0	1.70	8
58	0.62	76.05	1.87	0.88	0.18	0.29	0.65	252	280	400	130	165	25	5	1.0	3.9	65	1.0	0.60	22
59	<0.1	85.13	0.99	1.08	0.18	0.32	0.40	57	36	65	16	18	5	5	1.0	1.7	20	1.0	0.09	1
60	<0.1	92.62	0.69	0.61	0.16	0.06	1.85	12	11	20	12	5	6	5	1.0	1.5	12	1.0	0.07	1

Таблица 1. (Продолжение)

м. Актумсук-2

№ обр.	C <sub>опр</sub>	CaCO <sub>3</sub>	Fe	Mn	Ti	P	S	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo	Zn	Sn	Ag	As
100	<0.1	77.18	1.04	0.07	0.15	0.10	0.62	520	20	45	10	6	5	3	1.0	2.0	40	1.0	0.23	17
101	0.95	56.07	1.36	0.05	0.17	0.47	1.72	400	105	1500	65	11	12	3	1.0	22.0	40	1.0	0.95	34
103	6.50	57.54	1.36	0.05	0.20	0.61	1.00	280	115	615	115	10	11	3	1.0	15.2	40	1.0	0.65	17
104	0.54	89.67	1.23	0.06	0.21	0.66	1.05	45	95	385	80	9	9	3	1.0	12.5	40	1.5	0.60	16
106	3.40	71.51	1.15	0.07	0.15	0.23	1.25	15	75	315	30	9	5	3	1.0	8.8	40	1.0	0.65	17
107	<0.1	85.13	0.50	0.11	0.13	0.27	0.52	100	25	35	25	6	10	3	1.0	2.2	40	1.0	0.33	14
108	<0.1	90.91	1.09	0.18	0.09	0.07	0.72	175	55	15	15	17	5	3	1.0	2.5	40	1.0	0.14	12

Западный Коледга, ур. Торанглы

3	<0.1	17.03	4.11	0.12	0.40	0.01	0.10	110	60	135	65	13	19	16	1.0	1.1	100	2.5	0.10	не опр.
6	<0.1	22.70	3.31	0.18	0.37	0.02	0.10	112	65	135	35	10	18	17	2.0	0.8	115	3.5	0.16	»
8	<0.1	19.86	2.43	0.12	0.39	0.01	0.10	132	75	140	35	8	15	20	2.3	0.8	130	4.0	0.28	»
9	<0.1	8.85	5.09	0.10	0.38	0.02	0.94	112	90	160	60	23	18	20	2.3	32.0	215	4.5	0.24	»
10	1.81	5.68	3.29	0.08	0.45	0.11	0.27	275	160	3200	110	10	130	25	3.0	360	850	5.0	2.40	»
11	1.02	1.70	3.90	0.08	0.36	0.08	3.65	325	90	515	35	17	40	21	3.0	24.5	280	5.5	2.10	»
13	1.42	9.65	4.98	0.14	0.37	0.12	0.10	560	90	2300	75	15	65	27	2.3	25.0	1100	6.0	4.50	»
14	0.75	<0.4	4.70	0.10	0.41	0.06	0.10	165	75	375	40	13	43	34	3.0	4.5	330	5.0	0.85	»
15	0.32	8.74	3.73	0.12	0.40	0.05	0.10	192	75	200	35	20	30	29	2.0	0.8	250	5.0	0.45	»
22	<0.1	11.92	3.19	0.11	0.41	0.04	0.10	120	55	155	35	10	16	21	2.3	1.4	130	3.5	0.28	»

Приамударьинские горячие сланцы

29/77	14.40	21.68	2.59	0.04	0.22	0.38	4.73	335	350	3700	115	30	13	7	4.5	700	105	9.0	1.0	не опр.
33/71	3.50	50.85	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	550	110	1420	95	15	19	8	1.0	30	135	4.0	3.8	»
71/73	18.00	14.07	3.91	0.04	0.21	0.21	4.97	215	430	3400	140	30	18	7	7.0	1760	200	14.0	1.0	»
72/74	9.70	85.58	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	165	140	2200	80	25	10	4	1.0	175	65	2.5	0.9	»
80/71	13.90	51.87	4.27	0.04	0.18	0.39	5.72	230	390	3500	105	27	14	5	4.8	650	40	8.0	1.2	»
82/72	9.10	41.31	2.65	0.04	0.17	1.28	3.90	160	180	3000	110	20	13	4	3.5	300	40	4.0	1.1	»
96/76	15.20	30.42	2.38	0.04	0.15	0.35	4.56	215	185	3500	130	23	14	6	2.3	280	80	4.5	1.0	»
Ург-1	22.50	10.78	2.85	0.04	0.19	0.67	6.04	280	490	5400	180	27	14	6	6.5	1260	145	13.0	1.4	»
Ург-2	20.20	17.48	2.47	0.03	0.18	0.75	5.04	300	340	5800	110	27	12	6	3.5	810	145	8.0	1.3	»



Таблица 1. (Продолжение)

м. Актумсук-2

№ обр.	C <sub>орг</sub>	CaCO <sub>3</sub>	Fe	Mn	Ti	P	S	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo	Zn	Sn	Ag	As
100	<0.1	77.18	1.04	0.07	0.15	0.10	0.62	520	20	45	10	6	5	3	1.0	2.0	40	1.0	0.23	17
101	0.95	56.07	1.36	0.05	0.17	0.47	1.72	400	105	1500	65	11	12	3	1.0	22.0	40	1.0	0.95	34
103	6.50	57.54	1.36	0.05	0.20	0.61	1.00	280	115	615	115	10	11	3	1.0	15.2	40	1.0	0.65	17
104	0.54	89.67	1.23	0.06	0.21	0.66	1.05	45	95	385	80	9	9	3	1.0	12.5	40	1.5	0.60	16
106	3.40	71.51	1.15	0.07	0.15	0.23	1.25	15	75	315	30	9	5	3	1.0	8.8	40	1.0	0.65	17
107	<0.1	85.13	0.50	0.11	0.13	0.27	0.52	100	25	35	25	6	10	3	1.0	2.2	40	1.0	0.33	14
108	<0.1	90.91	1.09	0.18	0.09	0.07	0.72	175	55	15	15	17	5	3	1.0	2.5	40	1.0	0.14	12

Западный Копетдаг, ур. Торанглы

3	<0.1	17.03	4.11	0.12	0.40	0.01	0.10	110	60	135	65	13	19	16	1.0	1.1	100	2.5	0.10	не опр.
6	<0.1	22.70	3.31	0.18	0.37	0.02	0.10	112	65	135	35	10	18	17	2.0	0.8	115	3.5	0.16	»
8	<0.1	19.86	2.43	0.12	0.39	0.01	0.10	132	75	140	35	8	15	20	2.3	0.8	130	4.0	0.28	»
9	<0.1	8.85	5.09	0.10	0.38	0.02	0.94	112	90	160	60	23	18	20	2.3	32.0	215	4.5	0.24	»
10	1.81	5.68	3.29	0.08	0.45	0.11	0.27	275	160	3200	110	10	130	25	3.0	360	850	5.0	2.40	»
11	1.02	1.70	3.90	0.08	0.36	0.08	3.65	325	90	515	35	17	40	21	3.0	24.5	280	5.5	2.10	»
13	1.42	9.65	4.98	0.14	0.37	0.12	0.10	560	90	2300	75	15	65	27	2.3	25.0	1100	6.0	4.50	»
14	0.75	<0.4	4.70	0.10	0.41	0.06	0.10	165	75	375	40	13	43	34	3.0	4.5	330	5.0	0.85	»
15	0.32	8.74	3.73	0.12	0.40	0.05	0.10	192	75	200	35	20	30	29	2.0	0.8	250	5.0	0.45	»
22	<0.1	11.92	3.19	0.11	0.41	0.04	0.10	120	55	155	35	10	16	21	2.3	1.4	130	3.5	0.28	»

Приамурские горячие сланцы

29/77	14.40	21.68	2.59	0.04	0.22	0.38	4.73	335	350	3700	115	30	13	7	4.5	700	105	9.0	1.0	не опр.
33/71	3.50	50.85	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	550	110	1420	95	15	19	8	1.0	30	135	4.0	3.8	»
71/73	18.00	14.07	3.91	0.04	0.21	0.21	4.97	215	430	3400	140	30	18	7	7.0	1760	200	14.0	1.0	»
72/74	9.70	85.58	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	165	140	2200	80	25	10	4	1.0	175	65	2.5	0.9	»
80/71	13.90	51.87	4.27	0.04	0.18	0.39	5.72	230	390	3500	105	27	14	5	4.8	650	40	8.0	1.2	»
82/72	9.10	41.31	2.65	0.04	0.17	1.28	3.90	160	180	3000	110	20	13	4	3.5	300	40	4.0	1.1	»
96/76	15.20	30.42	2.38	0.04	0.15	0.35	4.56	215	185	3500	130	23	14	6	2.3	280	80	4.5	1.0	»
Ург-1	22.50	10.78	2.85	0.04	0.19	0.67	6.04	280	490	5400	180	27	14	6	6.5	1260	145	13.0	1.4	»
Ург-2	20.20	17.48	2.47	0.03	0.18	0.75	5.04	300	340	5800	110	27	12	6	3.5	810	145	8.0	1.3	»

Таблица 1. (Окончание)

## Таджикская депрессия, ур. Курпай

№ обр.	C <sub>орг</sub>	CaCO <sub>3</sub>	Fe	Mn	Ti	P	S	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo	Zn	Sn	Ag	As
13	<0.1	5.22	2.85	0.05	0.41	0.01	не опр.	205	62	302	26	18	30	18	1.7	5.0	97	4.3	0.07	не опр.
14	<0.1	2.27	1.52	0.05	0.35	0.01	»	139	58	242	36	13	47	13	1.7	27.0	900	2.8	0.10	»
15	7.45	10.22	2.22	0.07	0.21	0.30	»	114	168	431	98	26	48	9	1.3	110	55	4.6	0.21	»
17	1.16	7.26	4.93	0.12	0.45	0.14	»	122	100	298	54	18	44	23	1.7	15.9	165	5.4	0.10	»
18	13.30	3.86	4.63	0.15	0.16	0.49	»	87	350	900	93	не опр.	78	5	2.7	157	64	4.3	0.30	»
19	17.00	<0.4	6.65	0.14	0.11	1.01	»	68	385	1050	120	»	82	5	2.2	220	190	5.6	0.49	»
20	0.10	31.78	2.71	0.13	0.37	0.07	»	96	59	185	29	»	23	12	2.0	6.7	40	2.4	0.05	»

## ур. Гуру-Фатъма

5	0.11	10.44	3.06	0.12	0.38	0.04	0.97	115	52	228	26	12	14	17	1.2	11.6	72	4.6	0.03	не опр.
6	0.16	11.69	3.90	0.08	0.38	0.09	1.81	248	69	492	30	16	16	17	1.5	29.0	66	4.8	0.05	»
7	15.50	15.10	3.87	0.00	0.20	0.32	3.80	140	220	1550	110	29	9	6	1.5	188	40	4.8	0.57	»
7a	6.40	<0.4	3.90	0.08	0.41	0.15	1.67	125	102	345	80	14	20	19	1.5	62.5	45	4.6	0.35	»
76	2.04	<0.4	3.82	0.02	0.48	0.10	1.02	132	89	232	60	16	16	25	2.2	15.4	70	2.6	0.12	»
8	2.12	3.75	3.69	0.02	0.45	0.13	0.93	60	38	100	26	8	6	10	1.2	5.2	45	2.0	0.30	»

## ур. Гуру-Фатъма (продолжение)

№ обр.	Nb	Zr	Rb	Sr	Ba	Sc	Se	Br	Cs	Hf	Au	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Y
5	11	150	120	150	720	16	3.5	0.3	11	4.1	0.001	10	23	45	19	3.4	0.68	0.61	1.8	0.28	22
6	13	150	130	160	510	15	13	0.8	11	4.3	0.011	9.9	28	57	29	4.1	1.0	0.86	2.3	0.37	28
7	9.7	94	71	360	6100	8.8	81	4.1	6.4	2.5	0.025	6.3	34	56	25	5.4	1.1	0.87	2.7	0.42	39
7a	12	120	150	150	970	18	13	0.8	11	3.2	0.004	9.2	30	55	30	6.7	1.3	1.1	3.0	0.43	28
76	16	150	160	130	750	20	6.0	1.2	14	3.3	0.029	12	33	62	28	6.1	1.2	1.0	3.0	0.48	31
8	14	140	150	190	730	19	6.3	0.7	12	3.9	0.011	11	32	64	30	6.4	1.2	1.0	2.6	0.38	33

Примечание. C<sub>орг</sub>, CaCO<sub>3</sub>, Fe, Mn, Ti, P и S даны в %, все остальные элементы – в ppm.

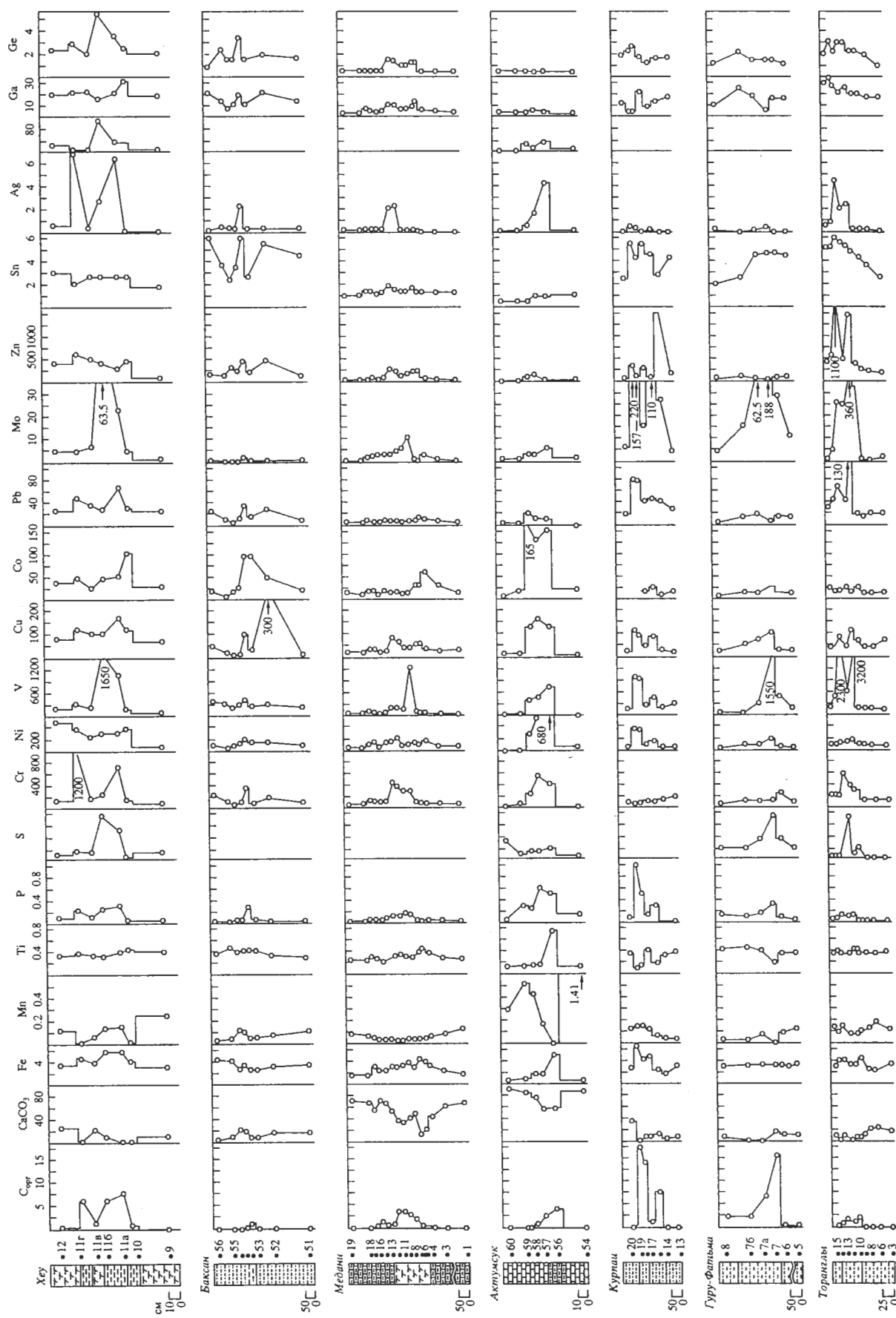


Рис. 3. Распределение химических элементов в разрезах сапропелитового горизонта.

Сорт: CaCO<sub>3</sub>, P, Ti, Fe, Mn, S — в %, остальные элементы в ppm.

1 — глины, 2 — алевроитистые глины, 3 — алевролиты, 4 — мергелистые глины, 5 — мергелистые глины, 6 — известники.

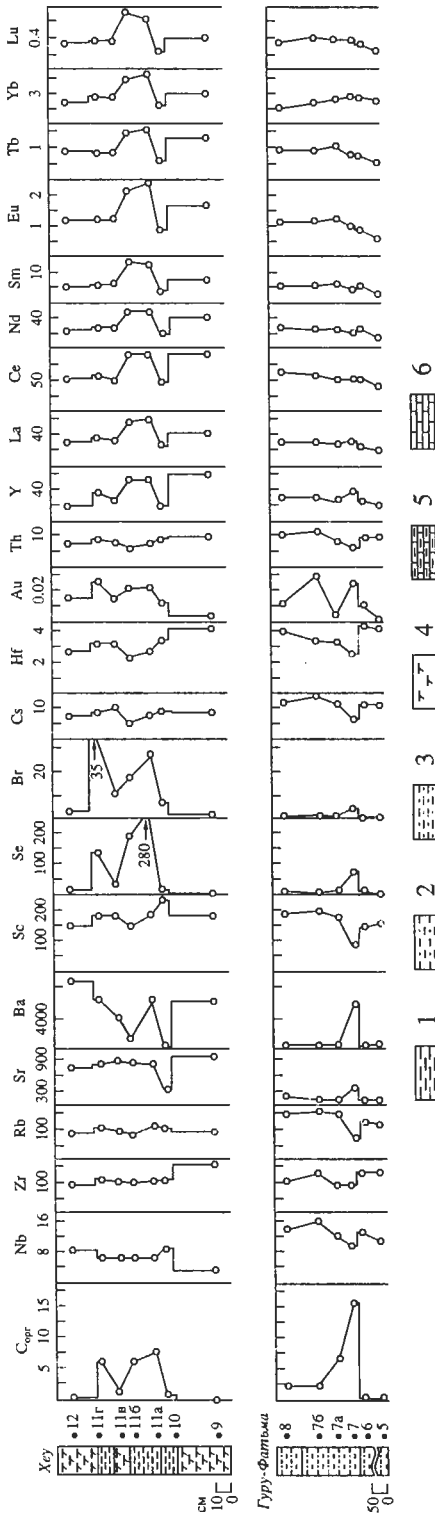


Рис. 3. Окончание.



тия мелководных и относительно приближенных к берегу водоема фаций (р. Кубань, р. М. Зеленчук) на фоне весьма слабого обогащения пород горизонта  $C_{орг}$  (0.5–0.7%) происходит также некоторое увеличение их карбонатности – на 4–8% по сравнению с вмещающими отложениями. В разрезах Средней Азии карбонатность пород СГ в разных районах существенно различна. Как видно из рис. 3, обогащение пород  $C_{орг}$  может сопровождаться ростом, хотя и незначительным, количества  $CaCO_3$  в сапропелитах. Вместе с тем, сопоставляя степень карбонатности сапропелитов и содержания в них  $C_{орг}$  (см. табл. 1, обр. № 29–96, Урт. 1 и 2), видим, что в целом здесь прослеживается та же обратная зависимость между количеством  $C_{орг}$  и  $CaCO_3$ . Микроскопические исследования не обнаружили свидетельств интенсивных процессов растворения карбонатных раковинок организмов (фораминифер, кокколитов), поэтому наблюдаемые вариации в содержании  $CaCO_3$  в палеогеновых отложениях, очевидно, являются отражением изменения биопродуктивности извлекательных породообразующих форм планктона и бентоса.

**Фосфор** во всех изученных разрезах обнаруживает устойчивую тенденцию к относительному повышению концентраций в СГ (см. табл. 1, рис. 3). Отчасти фосфор сконцентрирован в многочисленных органических остатках – чешуе рыб, мелком костном детрите, отчасти же находится в рассеянном состоянии. В сапропелитах (горючих сланцах) Средней Азии нередко отмечаются выделения фосфата в виде линзочек, мелких (до 1 см) овальных стяжений светло-серого или кремового цвета. Здесь в породе содержание  $P_2O_5$  достигает 2–3% [Олейник, 1969].

Для понимания причин, приведших к образованию сапропелитового горизонта, важно учитывать характер распределения фосфатов во вмещающих толщах. В палеогеновых отложениях Средней Азии широко развиты фосфориты, встречающиеся на разных стратиграфических уровнях – в среднем и нижнем эоцене, верхнем палеоцене [Расулов и др., 1990], но нас интересует прежде всего верхнепалеоценовый интервал – сузакские отложения, в которых залегает СГ. В Таджикистане фосфоритоносна только нижняя часть сузакского горизонта (10–40 м). Фосфоритовые желваки (1–5, реже до 10 см в длину) сравнительно равномерно рассеяны в глинистых отложениях, но иногда образуют прослои или линзы с быстро меняющейся по простиранию мощностью. Выделяется 1–6 горизонтов мощностью 0.1–0.3 м. Химический состав фосфоритовых желваков довольно однообразен – содержание  $P_2O_5$  – 22–27%. В фосфоритоносных отложениях отмечаются сравнительно высокие содержания  $C_{орг}$  (от 0.1 до 1%) и сульфидов железа [Олейник, 1969]. В Центральном

Кызылкумах под СГ залегает пласт гравийно-галечных фосфоритов [Расулов и др., 1990].

На Русской плите известны палеоценовые фосфориты в районе нижнего течения Дона (месторождение Вешенское). Однако вмещающие их отложения недостаточно хорошо охарактеризованы фаунистически, что не позволяет уверенно соотносить их по возрасту с СГ. Вместе с тем они занимают приблизительно одинаковое стратиграфическое положение.

**Железо** относится к той группе элементов, которые в большей или меньшей степени концентрируются в породах сапропелитового горизонта. Исключением является разрез Гуру-Фатьма, где наблюдается равномерное распределение Fe. В шлифах видны, как правило, достаточно многочисленные выделения пирита, который иногда образует довольно крупные стяжения, часто тяготеющие к нижней части пласта [Гаврилов, Музылёв, 1991].

**Марганец** в большинстве разрезов обнаруживает достаточно отчетливую тенденцию к понижению его концентраций в СГ (Хеу, Медани, Актумсук, Гуру-Фатьма), хотя степень понижения содержаний сравнительно невелика. Одновременное **понижение** в сапропелитах количества  $CaCO_3$  могло позволить предположить, что это сходство обусловлено изоморфным вхождением Mn в структуру кальцита. Однако отсутствие корреляции между Mn и  $CaCO_3$  внутри самого сапропелитового горизонта скорее всего свидетельствует об их относительной независимости друг от друга. В пользу этого предположения свидетельствует также то, что в разрезах, где вообще высока карбонатность пород (Актумсук), при относительно небольшом (около 20%) понижении содержания  $CaCO_3$  Mn практически отсутствует, что вряд ли наблюдалось бы, будь карбонаты основным концентратором Mn. Особое место занимает разрез Курпай, где специфическая картина распределения Mn, видимо, обусловлена диагенетическим перераспределением элемента в системе трехчленного горизонта, сложенного глинистыми алевролитами.

Часто прослеживаемая отрицательная корреляционная зависимость между Mn и  $C_{орг}$ , очевидно, может свидетельствовать о том, что в наиболее интенсивно обогащенных ОВ осадках происходило диагенетическое удаление из них Mn.

**Сера.** Во всех разрезах СГ, в которых определялось содержание S, отмечается рост ее концентраций в несколько раз по сравнению с вмещающими отложениями, достигая, как правило, нескольких процентов. Этот рост вполне закономерен, поскольку в илах СГ протекали интенсивные процессы сульфатредукции и сульфидообразования. Вместе с тем вполне вероятно, что часть S находится в иной, несulfидной форме, поскольку

иногда отсутствует корреляция между содержаниями S и Fe. Наиболее высокие содержания серы в сузакских горючих сланцах – 4–6% при относительно небольших содержаниях Fe; в этом случае можно предполагать присутствие в породах СГ сераорганических соединений.

**Малые элементы**, содержание которых определялось в породах сапропелитового горизонта, можно подразделить на 2 группы. В первую входят элементы, которые, как правило, концентрируются в СГ – V, Cu, Mo, Ni, Ag, Au, Se, Co, Zn, Cr, Sn, Ga, Ge, Вг, видимо Ва, хотя степень концентрации у разных элементов различна. Ко второй группе относятся элементы, которые обнаруживают весьма слабые флуктуации концентраций или даже некоторое уменьшение содержания при переходе от вмещающих отложений к СГ: Ti, Zr, Nb, Rb, Sr, Sc, Cs, Hf. К этой же группе можно, видимо, отнести РЗЭ. Для оценки условий образования СГ наибольший интерес представляет первая группа. В ней, в свою очередь, выделяются элементы, содержание которых в СГ увеличивается повсеместно, и те, которые эту тенденцию проявляют лишь в отдельных регионах.

Стабильный рост концентраций в СГ демонстрирует V, превышая иногда кларковые содержания для глинистых пород более чем на порядок: Хеу – до 1650, Гуру-Фатьма – до 1550, Торанглы – до 3200, в некоторых пробах сузакских горючих сланцев концентрации V превышают 5000 ppm (см. табл. 1). Вместе с тем внутри СГ распределение V не всегда коррелируется с изменением содержания  $C_{орг}$  (см. разрез Хеу, рис. 3).

Другим неизменно концентрирующимся в СГ элементом является Mo. Если в Предкавказье его содержания составляют более 60 ppm, то в Среднеазиатском регионе они еще более высоки: Торанглы – до 360, Гуру-Фатьма – до 188, Курпай – до 220, а в сузакских сланцах – до 1760 ppm (см. табл. 1). Высокую степень концентрации в СГ показывает Se – более чем на порядок относительно вмещающих пород; особенно это ярко проявляется в разрезе р. Хеу, где содержание Se увеличивается от 2.9 в подстилающих СГ отложениях до 280 ppm в основании СГ (см. табл. 1). Для сузакских сланцев других районов значения коэффициентов концентрации Se варьируют от 68 до 110, а величины содержаний – от 17 до 80 ppm [Поплавко и др., 1978]; в литературе имеются также данные по средним концентрациям Se для вмещающих отложений – 4.1 и для сланцев – 60 ppm [Воробьев, 1969]. В некоторых пробах из середины пласта сузакских сланцев содержание элемента достигает 200–400 ppm; при этом селен присутствует в виде самородного селена и ферросилита, часть его заключена в сульфидных конкрециях и значительные количества установлены в различ-

ных фракциях ОВ [Иванов, Юшко-Захарова, 1982].

Устойчивую и отчетливую тенденцию к обогащению СГ показывают Cr, Ag, Au и др. Однако для них в большей степени начинает проявляться региональный фактор в распределении элементов на площади бассейна. Показателен в этом отношении Cr. В разрезе р. Хеу он обнаруживает отчетливую корреляцию с  $C_{орг}$  при весьма высоких концентрациях – 740 и 1200 ppm. В СГ р. Баксан даже сравнительно незначительное обогащение пород  $C_{орг}$  (1.07%) сопровождается повышением содержания Cr до 385 ppm. В то же время в Таджикской депрессии в разрезе Курпай при высокой обогащенности пород сапропелитового горизонта ОВ ( $C_{орг}$  до 17%) содержание Cr даже несколько ниже, чем во вмещающих отложениях. На остальной территории бассейна отмечаются повышенные концентрации Cr в СГ (270–560 ppm), но ниже, чем в разрезе Хеу.

В проанализированных нами сузакских сланцах (см. табл. 1) в образцах с очень высоким содержанием  $C_{орг}$  (более 20%) Cr не превышает 300 ppm, в то время как в обр. 33/71 при  $C_{орг}$  – 3.5% содержание Cr достигает 550 ppm, то есть для хрома здесь уже не прослеживается отчетливая корреляция с  $C_{орг}$ , как это наблюдается в Предкавказье. Таким образом, во время накопления сапропелитовых осадков поведение этого элемента в разных частях бассейна заметно различалось. Вопрос о возможных причинах обогащения СГ хромом нами ранее уже обсуждался [Гаврилов, Музыльев, 1991].

Такая же картина характерна для Ag – во всех разрезах СГ отмечается рост концентраций на один–два порядка по сравнению с вмещающими отложениями, в то время как в обоих таджикских разрезах наблюдается очень слабое повышение концентраций элемента. В этом же аспекте следует отметить поведение Zn. Этот элемент постоянно обогащает СГ, но в разрезе Торанглы достигает наиболее высоких концентраций – 850 и 1100 ppm. Как видно из табл. 1, для вмещающих отложений также характерны достаточно высокие фоновые содержания. Поэтому есть основания считать, что аномально высокие концентрации Zn в СГ Торанглы носят унаследованный характер и типичны прежде всего для этого района. Следует также отметить поведение Co, который, как правило, лишь в незначительной степени концентрируется в СГ, но в одном из разрезов м. Актумсук наблюдается его отчетливое накопление в сапропелитах (см. табл. 1, рис. 3). Причем интересно то, что в расположенном в 2 км от него другом разрезе, как и в большинстве случаев, Co очень слабо обогащает СГ. Такие различия в его поведении связаны, видимо, с местными фациальными особенностями в условиях осадконакопления.

**Вг** по своим геохимическим свойствам заметно отличается от элементов, о которых говорилось выше. В обоих разрезах, где было изучено его распределение, элемент обогащает породы СГ по сравнению с вмещающими отложениями на порядок: 27–35 ppm против фоновых содержаний в 1.6–1.9 ppm в разрезе р. Хеу и 4.1 ppm против 0.3–0.7 ppm в Гуру-Фатьма. Как видим, существует заметная разница между содержаниями Вг в породах разных районов. Имеются многочисленные данные о прижизненной концентрации этого элемента в организмах и, в частности, в фитопланктоне [Селиванов, 1946; Саенко, 1992 и др.]. Г.Н. Саенко отмечала, что важным фактором накопления брома растениями является повышенная его концентрация в окружающей среде, и одни и те же виды растений, но из разных мест, могут резко различаться по его содержанию. По данным Г.К. Барашкова [1972] концентрация брома в морских водорослях изменяется в широких пределах (0.01–3.0%); особенно богаты бромом красные и бурые водоросли. Видимо, эти обстоятельства были причиной различий в содержании элемента в разных разрезах СГ.

Относительно некоторых элементов, которые нами не определялись, но по которым имеются данные других исследователей, следует отметить следующее. Высокая степень концентрации в сапропелитах характерна для **Re**. Имеются многочисленные данные по содержанию этого элемента в сузакских горючих сланцах Среднеазиатского региона [Баситова и др., 1972 и др.]. Так, по данным Е.М. Поплавко и др. [1977, 1978], коэффициент концентрации в сланцах **Re** колеблется от 881 до 4471, а содержания – от 0.24 до 3.2 ppm. По данным Р.Н. Нишанходжаева и др. [1974] среднее содержание **Re** по 39 пробам составляет 1.5 ppm, а в некоторых образцах резко повышается до 18 ppm, что на порядок выше среднего содержания в сланцах и на 4 порядка выше кларка. Другие исследователи указывают на содержание **Re** в сузакских сланцах в пределах 0.2–21 ppm, при содержании по отдельным месторождениям 6–10 ppm [Металлогения..., 1987]. Проводились работы по изучению поведения **Re** на площади распространения сузакских сланцев [Иванов, Поплавко, 1982] и было выяснено, что сланцы центральных частей бассейна отличаются более высокими содержаниями **Re**, чем сланцы краевых участков; в пределах конкретных сланцевых месторождений содержание элемента довольно устойчиво, но зависит от концентрации **OB**. Высокие содержания **Re** характерны также для сланцев Казахстана [Калинин и др., 1985]. Коэффициенты концентрации в сузакских горючих сланцах Средней Азии других элементов по сравнению с вмещающими отложениями следующие: **Te** – от нескольких сотен до 3000, **Tl** – 7.4–35, **Bi** – 20–300, **Sb** – 4.6–5.7, **Cd** – 187–680 [Поплавко и др., 1978].

**Ва** в двух изученных разрезах ведет себя по-разному. В таджикском разрезе его содержания во вмещающих отложениях низкие, при этом в наиболее обогащенном **OB** прослое барий отчетливо коррелирует с  $C_{орг}$ . В разрезе р. Хеу высокие содержания бария характерны для вмещающих СГ отложений, в то время как в СГ наблюдается некоторое уменьшение его содержаний. Это, видимо, отчасти обусловлено диагенетическими процессами перераспределения Ва: здесь встречаются конкреции, сложенные пиритом и баритом. Таким образом, Ва можно относить к числу элементов, накапливающихся в СГ.

Слабо реагируют или почти не реагируют на появление в разрезе сапропелитового пласта **Ti**, **Zr**, **Nb**, **Sc**, **Cs**, **Rb**, **Hf**, **Th**, а также **Sr** и **B**. Большинство из них – типичные литофильные элементы, характер распределения которых в значительной мере обусловлен поведением алюмосиликатных компонентов осадка. Достаточно близок к этой группе элементов характер распределения редкоземельных элементов. В двух изученных разрезах **R3Э** и **У** сравнительно слабо реагировали на накопление обогащенных **OB** осадков (см. рис. 3, табл. 1). В разрезе р. Хеу только в нижней половине СГ происходит некоторое увеличение их концентраций; в верхней же содержания не превышают фоновых. В разрезе Гуру-Фатьма незначительное увеличение концентраций происходит уже в подстилающем СГ слое, а в самом горизонте заметного роста содержаний не происходит. Обращает на себя внимание также отсутствие корреляции с **R**. Поведение **R3Э** в палеоценовых отложениях в целом сходно с их распределением в сапропелях и вмещающих осадках Черного моря [Фомина, Волков, 1970].

Таким образом, помимо  $C_{орг}$  существует большая группа элементов, концентрирующихся в СГ. Однако как внутри пласта, так и на площади не наблюдается строгой корреляции между содержанием  $C_{орг}$  и большинством малых элементов. Для некоторых элементов характерны существенные изменения их содержаний на площади развития СГ, происходящие вне зависимости от количества **OB**. Региональное повышение концентраций элементов в СГ может носить унаследованный характер и быть обусловленным спецификой геологического строения того или иного района, в частности, определяться типом выветривающихся пород в областях прибрежной денудации, а также спецификой условий седиментации.

Очевидно, что концентрирование в осадках СГ различных элементов было процессом многофакторным, на который могли оказывать влияние различные причины: накопление некоторых элементов в тканях живых организмов в процессе метаболизма, сорбция элементов остатками умерших организмов и гидроксидами **Fe** и **Mn** во

**Таблица 2.** Изотопный состав органического и карбонатного углерода в породах палеогеновой толщи р. Хеу

Возраст отложений	№ образца	C <sub>орг</sub> , %	$\delta^{13}C_{орг}$ , ‰	$\delta^{13}C_{карб.}$ , ‰
нижний эоцен	64а	<0.1	-27.9	0.4
»	64в	3.3	-27.8	0.2
»	64д	0.1	-27.8	0.8
»	59а	<0.1	-27.5	0.3
»	59в	3.7	-27.5	0.1
»	59г	0.2	-28.2	0.0
»	55а	<0.1	-27.2	0.3
»	55б	2.0	-27.5	0.5
»	55в	0.3	-27.7	0.1
»	55г	<0.1	-28.8	0.3
верхний палеоцен	14	0.2	-27.4	0.5
»	12	0.3	-27.9	-0.2
»	11г	9.2	-30.8	-1.7
»	11в	1.6	-27.3	-0.6
»	11б	10.6	-30.3	-1.8
»	11а	8.5	-30.5	-1.8
»	9	0.1	-27.2	0.3

время седиментации, диагенетические процессы, которые приводили к накоплению одних и удалению других элементов из осадков, непосредственное осаждение сульфидов некоторых металлов из взвеси в условиях сероводородного заражения вод бассейна, возможно также некоторые другие. Группа элементов, слабо реагировавшая на накопление сапропелевых осадков (Ti, Hf, Sc, Nb, Zr и др.), была, очевидно, связана в основном с терригенным осадочным материалом, и перечисленные факторы не оказывали существенного влияния на их поведение.

Сравнение спектров элементов, интенсивно или слабо концентрирующихся в танетском СГ и в сапропелях Черного [Волков, 1973 и др.] и Средиземного [Calvert, 1983, 1990; Pruysers et al., 1991 и др.] морей, показывает, что в целом они близки, хотя имеются некоторые различия как в поведении отдельных элементов, так и в степени их концентрирования.

### ГЕОХИМИЯ ОВ В РАЗРЕЗАХ САПРОПЕЛИТОВОГО ГОРИЗОНТА

Изотопный анализ углерода в сочетании с характеристикой молекулярной структуры органического вещества может явиться ключевым моментом для соответствующих палеорекострукций. С этой целью были изучены два разреза из разных частей позднепалеогенового водоема: в

Предкавказье – разрез р. Хеу и в Таджикистане – разрез Курпай.

В разрезе р. Хеу изучен изотопный состав органического и карбонатного углерода в отложениях верхнего палеоцена–нижнего эоцена, получены пиролитические характеристики ОВ. Из образцов пород экстракцией смесью бензол–метанол (9 : 1 v/v) выделен битумоид, и в нем изучено распределение *n*-алканов хроматографическим методом, порфириновых пигментов при помощи спектроскопии в видимой области, получены ИК-спектры и распределение изотопов углерода (изотопный состав) по фракциям битумоида, различающимся по полярности.

#### Изотопный состав углерода

В табл. 2 приведены данные для изученного верхнепалеогенового–нижнеэоценового разреза, включающего помимо СГ сапропелевые прослойки нижнего эоцена, в гораздо меньшей степени обогащенные ОВ. В распределении изотопов углерода (величин  $\delta^{13}C_{орг}$ ) по разрезу отметим следующие особенности. Во-первых, однородность изотопного состава органического углерода по всему изученному временному интервалу: значения  $\delta^{13}C_{орг}$  для всех образцов за исключением палеогенового СГ соответствуют интервалу  $-27...-28‰$ , который характеризует морские осадки мелового возраста [Dean et al., 1986; Кодина, 1987]. Обогащенность легким изотопом углерода морских отложений мела и более ранних геологических периодов относительно отложений позднего кайнозоя, включая современные осадки морей и океанов, связывают с влиянием климатических вариаций в истории Земли на глобальный цикл углерода [Galimov, 1995]. Изотопный состав углерода ОВ свидетельствует о том, что осадконакопление в палеоцене и по крайней мере в нижнем эоцене в рассматриваемом регионе происходило в условиях теплого климата, характерного для первой половины третичного периода (см. табл. 2).

Второй особенностью распределения изотопов в разрезе является обогащение легким изотопом углерода сапропелитового горизонта относительно вмещающих пород. Как видно из табл. 2, СГ с содержанием C<sub>орг</sub> 8–10% имеет изотопный состав углерода  $-30.3...-30.8‰$ .

Третья особенность состоит в том, что СГ с наиболее изотопно легким органическим углеродом содержит карбонаты, также обогащенные легким изотопом углерода (до величин  $\delta^{13}C = -1.8‰$ ). В результате по разрезу намечается параллельный тренд величин изотопного состава органического и карбонатного углерода (рис. 4). Гораздо чаще в природе возникает ситуация, когда в период повышенной биопродуктивности на фоне формирования осадков с высоким содержанием ОВ происходит



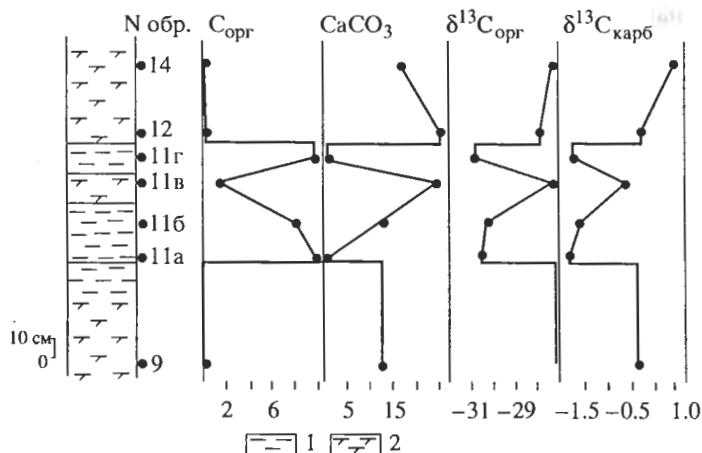


Рис. 4. Распределение  $C_{\text{орг}}$  и  $\text{CaCO}_3$  (%) и  $\delta^{13}\text{C}$  (‰) органического вещества и карбонатов в разрезе сапропелитового горизонта р. Хеу.

1 – глины, 2 – мергелистые глины.

обеднение углеродного пула легким изотопом в результате изотопного фракционирования на стадии биоассимиляции и преимущественного вовлечения в состав органического вещества изотопа  $^{12}\text{C}$ . Как следствие, карбонатный углерод обогащается тяжелым изотопом в соответствующем масштабе. Эта закономерность многократно описана в литературе.

Отмеченная нами закономерность представляется скорее исключением из общей тенденции, причины которой следует искать в особенностях обстановки осадконакопления в рассматриваемом бассейне. Подобная изотопная аномалия была описана в каменноугольных черных сланцах Канзаса и Оклахомы [Wenger, Baker, 1986], в глинистых отложениях нижнего тоара (посидониевые сланцы) южной Германии [Küspert, 1982; Moldovan et al., 1985]. В последнем случае обогащение органического углерода битуминозных сланцев легким изотопом и параллелизм изотопного состава органического углерода и карбонатного углерода рассматривались как результат включения органогенной углекислоты в ассимиляционный цикл в условиях высокопродуктивного стагнированного бассейна и анаэробного диagenеза.

Для адекватной оценки геохимической ситуации, имевшей место в рассматриваемом внутриконтинентальном, относительно мелководном бассейне, ключевое значение приобретает выявление природы органического вещества сапропелевых прослоев с использованием независимых методов исследования. Исходя из современных представлений о неизменности изотопного состава углерода наземной растительности на протяжении геологической истории и принимая изотопную величину для наземной растительности на уровне  $-26\text{‰}$  [Porp et al., 1989; Galimov, 1995],

следует признать, что повышенный вклад наземной биомассы, если он и имел место, не мог явиться единственной причиной отмечаемого изотопного облегчения органического углерода сапропелей до  $-30\text{‰}$ .

Экспрессный метод пиролитического исследования пород на приборе Rock-Eval II в сочетании с изотопным анализом углерода, хроматографией и молекулярной масс-спектрометрией служат дополнительными источниками информации о природе органического вещества, степени его геохимической зрелости и условиях осадконакопления. Некоторые результаты пиролитического исследования суммированы в табл. 3, в которую включены образцы пород с содержанием органического углерода выше 0.2% (ниже этой величины ответ детектора нелинеен).

Водородный индекс HI – функция отношения  $\text{H/C}$  в “керогене” – один из важнейших параметров пиролиза, на основании величины которого выделяют три фашиально-генетических типа органического вещества. Как видно из табл. 3, в разрезе р. Хеу максимальными величинами  $\text{HI} = 275\text{--}289 \text{ мгУВ/г } C_{\text{орг}}$  характеризуется наиболее обогащенный органическим веществом верхнепалеоценовый прослой. Однако следует заметить, что абсолютная величина водородного индекса ниже предела ( $\text{HI} = 300$ ), установленного для отнесения органического вещества к генетическому типу II [Тиссо, Вельте, 1981], источником которого служит биомасса планктона. В данном случае следует говорить о смешанном типе II–III органического вещества с заметным терригенным вкладом. В соответствии с интерпретацией фашиальной принадлежности сланцев, приводимой в работе [Demaison, Mooge, 1980], породы с такой характеристикой относят к категории битуминозных сланцев, отложение которых происходило в

Таблица 3. Пиролитические параметры ОВ разрезов Предкавказья и Таджикистана

№ образца	S <sub>2</sub>	S <sub>3</sub>	ТОС	НІ	ОІ	Место отбора образцов
64в	5.46	1.40	3.28	166	42	Разрез р. Хеу
59в	6.36	1.48	3.51	181	42	»
556	2.68	1.02	1.96	136	52	»
12	0.46	0.42	0.51	90	82	»
11г	25.23	3.31	9.17	275	36	»
11в	2.04	0.72	1.62	125	44	»
116	24.62	2.48	8.49	289	29	»
11а	29.86	3.02	10.65	280	28	»
20	113.37	5.57	21.52	526	25	Разрез Курпай
19	91.54	5.14	17.62	519	28	»
17	2.88	1.12	1.33	216	82	»
15	51.95	3.08	9.37	545	32	»
13	0.43	0.72	0.28	153	257	»

Примечание. S<sub>2</sub> – мг УВ/г породы, S<sub>3</sub> – мг CO<sub>2</sub>/г породы, НІ – водородный индекс, мг УВ/г C<sub>орг</sub>; ОІ – кислородный индекс, мг CO<sub>2</sub>/г C<sub>орг</sub>; ТОС (Total Organic Carbon) – общее содержание C<sub>орг</sub>, %.

условиях бескислородного режима придонных вод при определяющем вкладе биомассы планктона.

Между величинами НІ и ТОС в интервале концентраций 1–8% (отмечается корреляционная связь (рис. 5). При концентрации выше 8% величина НІ остается постоянной. Наличие указанной корреляции свидетельствует о смешанном составе органического вещества – выше концентрации 1% ТОС, складывающейся за счет терригенного компонента с низкими величинами НІ < 100, содержание ТОС в осадке повышается за счет поступления органического вещества, богатого водородом, имеющего планктоногенную природу. Чем ниже концентрация органического вещества в породе, тем выше кислородный индекс (ОІ) и,

следовательно, выше пропорция терригенного (либо рециклизованного) вещества.

ИК-спектры битумоидов и их отдельных фракций, полученные на ИК-спектрометре Specord-75 для тонких пленок вещества, показывают, что ОВ сапропелитов (образцы 11а, 11г, 64в) имеет в основном алифатическую природу, о чем свидетельствуют интенсивные полосы поглощения длинных алифатических цепочек и эфиров во всех малополярных фракциях. Характеристические полосы ароматических структур выражены слабо.

При хроматографическом исследовании углеводородной фракции получены хроматограммы, содержащие *n*-алканы от C<sub>15</sub> до C<sub>34</sub>, причем низкомолекулярные *n*-алканы C<sub>15</sub>–C<sub>19</sub> присутствуют в виде небольших пиков на заметном горбе и, возможно, частично утрачены вследствие биodeградации. В спектре алканов равное содержание четных и нечетных гомологов, максимум концентрации приходится на *n*-C<sub>25</sub>.

Металл-комплексы порфиринов обнаружены в битумоидах всех анализировавшихся проб СГ по характерным спектрам поглощения в видимой области. Присутствие порфириновых пигментов в составе ОВ сапропелей является одним из признаков восстановительного диагенеза планктоногенного ОВ. Положение максимумов поглощения (396, 516, 552, 585 нм) позволяет заключить о присутствии никелевых комплексов двух типов: малополярного ДФЭП – и/или этио-типа и более полярного – родо-типа. Отсутствие ванадил-порфиринов в битумоиде, несмотря на высокие концентрации ванадия в сапропелитах, естественно для пород, не достигших стадии геохимической зрелости. Как известно [Baker, Louda, 1986], ванадил-порфирины инкорпорированы в матрицу керогена и высвобождаются лишь в ходе его термической деструкции.

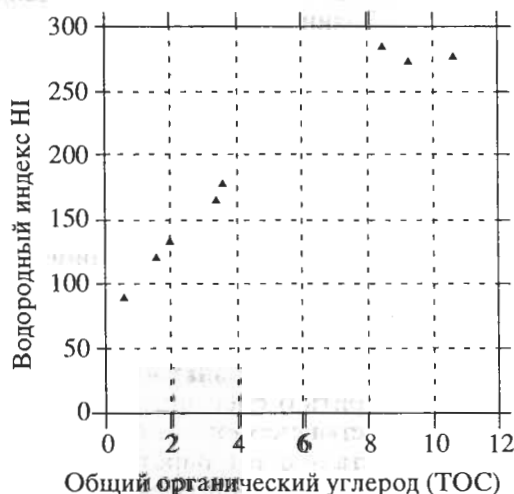


Рис. 5. Корреляция величин водородного индекса и концентрации C<sub>орг</sub> (ТОС, %) в породах разреза р. Хеу.



## Разрез Курпай (Таджикистан)

Органическое вещество СГ этого разреза сохраняет ряд признаков, свойственных сапропелитам Кавказского региона и вместе с тем имеет более четко выраженный планктоногенный характер.

Накопление ОВ в рассматриваемой части бассейна проходило более интенсивно, причем источником его, как вытекает из данных пиролиза (см. табл. 3) и хромато-масс-спектрометрического исследования биомаркеров, служила биомасса планктона. Терригенный вклад минимален: микроскопически в составе аморфного хлопьевидного ОВ определены отдельные зерна спор и пыльцы, редкие включения витринита [Kodina et al., 1995]. В отличие от СГ кавказского разреза, в данном случае величина HI достигает 545 (при низких значениях OI = 25–32), а доля пиролизуемого углерода вдвое более высокая, чем в СГ разреза Хеу. Это вещество уверенно относится к типу II. В обр. 319 и 315 преобладают типичные для планктоногенного ОВ низкомолекулярные *n*-алканы с максимумом C<sub>17</sub>–C<sub>19</sub>, присутствуют Ni-порфирины. ОВ сапропелей обогащено биомаркерами – тритерпанами и стеранами, с преобладанием последних. Стераны типичны для биомассы эукариотов, а C<sub>27</sub> – гомолог-холестан – геохимический маркер биомассы водорослей. По данным масс-спектрометрического исследования [Kodina et al., 1995], в сапропелях Курпай преобладает холестан с биоконфигурацией ααα-20R.

Целый ряд параметров молекулярного состава ОВ свидетельствует о восстановительной обстановке, существовавшей в осадках во время отложения сапропелей, и одновременно о лучшей, чем во вмещающих отложениях, сохранности компонентов биомассы водорослей-продуцентов. Это повышенное отношение фитана к пристану и моретана к гопану, а также менее устойчивого трис-норгопана T<sub>M</sub> к более стабильному трис-норнеогопану T<sub>S</sub>, присутствие гопанов, сохранивших биоконфигурацию 17β(H), 21β(H). Кроме того, в сапропелитах почти полностью отсутствуют диастераны, весьма широко представленные во вмещающих отложениях. Диастераны образуются в ходе диагенетических превращений ОВ при взаимодействии стеранов с глинистыми минералами в окислительных условиях [Moldovan et al., 1985].

В осадочном разрезе Курпай, так же как и в разрезе Хеу, обнаружены характерные изотопные аномалии. На этот раз аномалии выявлены на молекулярном уровне, а именно в изотопном составе индивидуальных *n*-алканов. В сапропелевых прослоях алканы изотопно легче, чем во вмещающих породах. Изотопное облегчение углерода алканов в ряду C<sub>15</sub>–C<sub>29</sub> проявляется в образцах 319 и 315 относительно обр. 313 и 317. Величина

изотопного эффекта колеблется от +0.5 до –4.3‰ без какой-либо связи с числом углеродных атомов в молекуле алкана, составляя в среднем по всему ряду –1.27‰, при усредненных величинах δ<sup>13</sup>C = –30.6‰ для алканов сапропелей и –29.3‰ для вмещающих пород.

Очевидно, что проявление изотопного эффекта на уровне индивидуальных *n*-алканов в данном случае, как и в случае обогащения легким изотопом суммарного органического углерода сапропелей Хеу, связано с ассимиляцией изотопно-легкой углекислоты. Вопрос заключается лишь в том, каков источник изотопно-легкой углекислоты.

Исходя из общих соображений и конкретной палеогеографической ситуации в бассейне в период трансгрессии моря, изотопно-легкая углекислота могла иметь два источника: 1 – поступление из прибрежных почвенно-болотных ландшафтов при наступлении моря и 2 – рециклинг органической углекислоты в условиях возможного развития аноксических условий в морской бассейне.

В кавказской части Пери-тетиса органическое вещество осадков, будучи планктоногенным в своей основе, несет очевидные признаки весьма развитого привноса терригенного вещества. Естественно, что терригенные поступления состояли не только из остатков растительности или гумусовых веществ почвенно-болотного генезиса. Несомненно, что в морской бассейн привносилось много растворенной в водах прибрежных ландшафтов углекислоты. Углекислота наземных экосистем, в отличие от типично морской, обогащена легким изотопом углерода. Почвенная углекислота, по данным Э.М. Галимова [1966], имеет изотопный состав, приближенный к диапазону растительной биомассы (–23...–27‰), надпочвенная CO<sub>2</sub> имеет изотопный состав углерода –8...–11‰, а растворенный в пресных водах бикарбонат обогащен легким изотопом до –14‰ [Галимов, 1981]. Привнос такой углекислоты, а также дополнительная ее генерация за счет минерализации болотной биомассы могли стать фактором, способным оказать заметное влияние как на формирование изотопного состава углерода органического вещества планктона, развивавшегося в условиях массового поступления биогенов во время трансгрессии моря, так и на изотопный состав углерода карбонатов.

Второй вариант получил, по-видимому, преимущественное развитие в среднеазиатской части морского бассейна, что подтверждается обнаружением в составе ароматической фракции ОВ сапропелитов серии триметилбензолов [Kodina et al., 1995]. Присутствие этих биомаркеров в осадках рассматривается в настоящее время как свидетельство развития сероводородного заражения водной массы бассейна, проникающего вплоть до нижней границы фотического слоя [Summons,



Powell, 1986, 1987]. Биопредшественником гомологов алкил-триметилбензола является каротиноид изорениератен – один из компонентов пигментного комплекса фотосинтезирующей водоросли рода *Chlorobium* [Damste et al., 1993, 1995]. Кроме характерной молекулярной структуры эти биомаркеры несут характерную изотопную метку – они имеют тяжелый изотопный состав углерода. *Chlorobium* осуществляет ассимиляцию углекислоты по механизму аноксигенного фотосинтеза, т.е. в отсутствие кислорода и с использованием сероводорода в качестве восстановителя  $\text{CO}_2$ . Экологической нишей для этих бактерий является нижняя граница фотического слоя водной толщи с сероводородным зарядением.

Обнаружение в осадках Курпай специфических биомаркеров – производных изорениератена служит показателем палеообстановки осадконакопления, сопровождавшейся короткопериодной стагнацией водоема с развитием сероводородного заражения водной массы и вытекающими изотопно-геохимическими последствиями.

Современным аналогом такой обстановки считается Черное море, где в составе взвеси и осадков обнаружены характерные биомаркеры *Chlorobium* [Damste et al., 1993; Repeta, Simpson, 1991; Repeta et al., 1989], и ОВ осадков голоцена обогащено легким изотопом [Кодина, Богачева, 1990, 1991].

В работах, посвященных характеристике ОВ сузакских горючих сланцев других районов Средней Азии [Бондарь и др., 1991], на основе данных по составу *n*-алканов и жирных кислот сланцев также делается вывод о преимущественно планктоногенной природе ОВ, но с появлением в некоторых местах (Джамское сланцепроявление) заметного вклада в ОВ высших растений с суши. В.В. Олейник и Э.С. Олейник [Олейник, Олейник, 1979] отмечали, что ОВ горючих сланцев Гиссарского хребта и Таджикской депрессии представлено в основном желтой бесструктурной массой – коллоальгинитом, форменные элементы там, где они встречаются, составляют не более 10–15%. В горючих сланцах установлены многочисленные споры, пыльца, микроскопические обрывки растительной ткани, при довольно обильных остатках перидиней; встречаются также остатки акритарх. Авторы делают вывод о преимущественно сапропелевой природе ОВ горючих сланцев, при том, что перидиней были одним из основных продуцентов ОВ в позднепалеоценовом бассейне Средней Азии [Олейник, Олейник, 1979].

Проведенный в последнее время анализ фитопланктона в разрезах СГ Торанглы и Медани [Ахметьев, Запорожец, 1996] также показывает, что сапропелиты весьма насыщены органическим фитопланктоном, хотя его количество обычно заметно уступает аморфному ОВ. Харак-

терно то, что в слоях, подстилающих и перекрывающих СГ, фитопланктона заметно меньше. Особое место в комплексе занимают своеобразные толстостенные цисты, являющиеся либо особыми формами, либо самостоятельными видами и несомненными эндемиками Крымско-Кавказской области и Средней Азии. За пределами СГ толстостенные цисты хотя и встречаются, но их количество становится на порядок меньше, уменьшается их толщина и интенсивность окраски стенок цист. Результаты этих исследований свидетельствуют о том, что фитопланктон, и в частности динофлагелляты, действительно были одним из главных продуцентов ОВ во время накопления сапропелевых осадков, и что водная среда бассейна во время накопления сапропелей характеризовалась экологически экстремальными условиями, что привело к появлению морфологически аномальных цист с резко утолщенными оболочками.

Как видим, результаты различных методов исследования органического вещества сапропелитового горизонта свидетельствуют о том, что ОВ имело преимущественно морское происхождение; в тех местах, где происходил привнос материала с суши, ОВ приобретало смешанный характер. Основным морским источником органического вещества был органикостенный фитопланктон, заметную роль в котором играли динофлагелляты, но преобладающими формами являлись, видимо, зеленые водоросли, цианобактерии, другие виды микрофитопланктона, разложение которых в диagenезе дало обильную коллоальгинитовую массу в сапропелевых осадках.

#### МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕПАЛЕОЦЕНОВОГО САПРОПЕЛИТОВОГО ГОРИЗОНТА

При реконструкции условий формирования СГ в первую очередь встает вопрос о причинах, приведших к всплеску биопродуктивности органикостенного фитопланктона и накоплению значительного количества ОВ в осадках.

Хорошо известным и достаточно детально описанным современным механизмом поставки биофильных элементов в области резко увеличенной биопродуктивности морских организмов является апвеллинг. Его действие проявляется на территориях относительно узких океанских шельфов и обусловлено подъемом в эти области глубинных вод из зон, характеризующихся существенно иными давлением и температурой.

Обширный и относительно мелководный позднепалеоценовый бассейн был удален и отделен системой архипелагов от областей, где можно было бы предполагать существование достаточных глубин для работы механизма апвеллинга.



Поэтому нет оснований для привлечения апвеллинга для объяснения причин образования СГ. Кроме того, крайне сложно представить ситуацию, когда запуск механизма апвеллинга произошел на сравнительно короткое время накопления осадков СГ, а до и после этого эпизода его не было. Встречает значительные трудности привлечение для объяснения образования СГ механизмов, с которыми иногда связывают образование сапропелей Восточного Средиземноморья [Calvert, 1983; Kidd et al., 1978; Sutherland et al., 1984 и др.].

Рассматривая вопрос о происхождении сапропелевых осадков в Черном море (голоценовые древнечерноморские отложения), Н.М. Страхов [1971] предложил модель, суть которой заключалась в том, что в результате прорыва тяжелых соленых средиземноморских вод в относительно распресненный бассейн и растекания их по дну происходило оттеснение кверху богатых биофильными элементами собственно черноморских вод. Их подъем в фотическую зону привел к вспышке биопродуктивности планктона и накоплению обогащенных ОВ осадков. После того как запас биофильных элементов был исчерпан, интенсивное цветение фитопланктона закончилось, и содержание ОВ в осадках уменьшилось. Однако подобная схема для позднепалеоценового бассейна непригодна, поскольку водоем существовал в принципиально иной геологической и палеогеографической ситуации.

Модель образования сапропелитового горизонта должна учитывать следующие обстоятельства, о которых говорилось выше. Накопление сапропелевых осадков происходило в обширном и относительно неглубоком эпиконтинентальном водоеме на фоне быстро развивавшейся трансгрессии, которая являлась отражением эвстатического поднятия уровня моря в конце танета. Трансгрессии предшествовал регрессивный эпизод, существование которого устанавливается в некоторых разрезах по соответствующему хиатусу и налеганию сапропелитового пласта с размывом на подстилающие отложения. СГ протягивается в широтном направлении более чем на 2500 км, но не является непрерывным и на некоторых участках отсутствует. Наибольшей степени обогащения ОВ горизонт достигает в Средней Азии, где он ассоциирует с фосфоритоносными отложениями. Осадки СГ были обогащены многими малыми элементами, однако степень их концентрации на площади не одинакова, и зачастую отсутствовала прямая корреляция с  $S_{орг}$ . Главной причиной обогащения осадков ОВ была интенсивная вспышка биопродуктивности разнообразного органикостенного фитопланктона, т.е. ОВ по происхождению преимущественно бассейнового, но на некоторых участках возрастала доля ОВ, привнесенного с суши. В фаціальном отношении разные части водоема заметно различа-

лись, но тем не менее реакция на трансгрессию была однотипной – образование сапропелевых осадков.

Для рассматриваемого случая наиболее удовлетворительно согласуется с имеющимися фактическим материалом модель накопления осадков, обогащенных ОВ, основанная на механизме поступления в водоем биофильных элементов с прибрежной суши при развитии быстрой эвстатической трансгрессии [Гаврилов, 1992, 1994; Гаврилов, Копаевич, 1996].

В реализации механизма образования СГ важную роль играла не только сама трансгрессия, во время которой накапливались сапропелевые осадки, но и предшествовавший ей регрессивный этап развития водоема, а также характер осадков, накапливавшихся в “предсапропелевое время”, прежде всего по периферии водоема и в областях внутренних поднятий. Регрессия привела к тому, что по периферии относительно неглубокого эпиконтинентального моря и вокруг архипелагов возникли обширные территории, которые преимущественно представляли собой низинную, выровненную морской эрозией и осадконакоплением местность. Уместно заметить, что поздний мел и палеоген были временем существенной пенепленизации рельефа [Герасимов, Мещеряков, 1964; Горелов, 1971; Троицкий, 1974 и др.], из-за чего даже относительно незначительные флуктуации уровня моря приводили к существенному перемещению береговой линии. Освободившаяся от моря местность была покрыта рыхлыми нелитифицированными отложениями, незадолго до этого бывшими морскими осадками. Возникли специфические прибрежные ландшафты. Нелитифицированные осадки, как правило восстановленные, содержавшие сульфидные, а в ряде случаев и фосфатные аутигенные минералы, подвергались субаэральному выветриванию. При этом сульфидные минералы окислялись с образованием серной и сульфоновой кислот, которые активно взаимодействовали с вмещающими отложениями, существенно усиливая интенсивность процессов выветривания. На карбонатных отложениях в ряде случаев в условиях гипергенного выветривания (особенно в условиях теплого климата) могли образовываться скопления фосфатов. В Среднеазиатском регионе в некоторых местах на фоне падения уровня моря в результате размыва подстилающих отложений сформировался горизонт гравийно-галечных фосфоритов. Как отмечалось [Олейник, 1969], нижняя часть сузакских отложений, подстилающих горизонт горючих сланцев, насыщена фосфатными стяжениями, что является свидетельством насыщения фосфором иловых вод осадков, накапливавшихся в предшествовавшее образованию СГ время. Конечно, степень этого насыщения в осадках из разных частей водоема была неодинаковой. Следует



Поэтому нет оснований для привлечения апвеллинга для объяснения причин образования СГ. Кроме того, крайне сложно представить ситуацию, когда запуск механизма апвеллинга произошел на сравнительно короткое время накопления осадков СГ, а до и после этого эпизода его не было. Встречает значительные трудности привлечение для объяснения образования СГ механизмов, с которыми иногда связывают образование сапропелей Восточного Средиземноморья [Calvert, 1983; Kidd et al., 1978; Sutherland et al., 1984 и др.].

Рассматривая вопрос о происхождении сапропелевых осадков в Черном море (голоценовые древнечерноморские отложения), Н.М. Страхов [1971] предложил модель, суть которой заключалась в том, что в результате прорыва тяжелых соленых средиземноморских вод в относительно распресненный бассейн и растекания их по дну происходило оттеснение кверху богатых биофильными элементами собственно черноморских вод. Их подъем в фотическую зону привел к вспышке биопродуктивности планктона и накоплению обогащенных ОВ осадков. После того как запас биофильных элементов был исчерпан, интенсивное цветение фитопланктона закончилось, и содержание ОВ в осадках уменьшилось. Однако подобная схема для позднепалеоценового бассейна непригодна, поскольку водоем существовал в принципиально иной геологической и палеогеографической ситуации.

Модель образования сапропелитового горизонта должна учитывать следующие обстоятельства, о которых говорилось выше. Накопление сапропелевых осадков происходило в обширном и относительно неглубоком эпиконтинентальном водоеме на фоне быстро развивавшейся трансгрессии, которая являлась отражением эвстатического поднятия уровня моря в конце танета. Трансгрессии предшествовал регрессивный эпизод, существование которого устанавливается в некоторых разрезах по соответствующему хиатусу и налеганию сапропелитового пласта с размывом на подстилающие отложения. СГ протягивается в широтном направлении более чем на 2500 км, но не является непрерывным и на некоторых участках отсутствует. Наибольшей степени обогащения ОВ горизонт достигает в Средней Азии, где он ассоциирует с фосфоритоносными отложениями. Осадки СГ были обогащены многими малыми элементами, однако степень их концентрации на площади не одинакова, и зачастую отсутствовала прямая корреляция с  $S_{орг}$ . Главной причиной обогащения осадков ОВ была интенсивная вспышка биопродуктивности разнообразного органикостенного фитопланктона, т.е. ОВ по происхождению преимущественно бассейновое, но на некоторых участках возростала доля ОВ, принесенного с суши. В фациальном отношении разные части водоема заметно различа-

лись, но тем не менее реакция на трансгрессию была однотипной – образование сапропелевых осадков.

Для рассматриваемого случая наиболее удовлетворительно согласуется с имеющимися фактическим материалом модель накопления осадков, обогащенных ОВ, основанная на механизме поступления в водоем биофильных элементов с прибрежной суши при развитии быстрой эвстатической трансгрессии [Гаврилов, 1992, 1994; Гаврилов, Копаевич, 1996].

В реализации механизма образования СГ важную роль играла не только сама трансгрессия, во время которой накапливались сапропелевые осадки, но и предшествовавший ей регрессивный этап развития водоема, а также характер осадков, накапливавшихся в “предсапропелевое время”, прежде всего по периферии водоема и в областях внутренних поднятий. Регрессия привела к тому, что по периферии относительно неглубокого эпиконтинентального моря и вокруг архипелагов возникли обширные территории, которые преимущественно представляли собой низинную, выровненную морской эрозией и осадконакоплением местность. Уместно заметить, что поздний мел и палеоген были временем существенной пенепленизации рельефа [Герасимов, Мещеряков, 1964; Горелов, 1971; Троицкий, 1974 и др.], из-за чего даже относительно незначительные флуктуации уровня моря приводили к существенному перемещению береговой линии. Освободившаяся от моря местность была покрыта рыхлыми нелитифицированными отложениями, незадолго до этого бывшими морскими осадками. Возникли специфические прибрежные ландшафты. Нелитифицированные осадки, как правило восстановленные, содержавшие сульфидные, а в ряде случаев и фосфатные аутигенные минералы, подвергались субаэральному выветриванию. При этом сульфидные минералы окислялись с образованием серной и сульфоновой кислот, которые активно взаимодействовали с вмещающими отложениями, существенно усиливая интенсивность процессов выветривания. На карбонатных отложениях в ряде случаев в условиях теплого климата) могли образовываться скопления фосфатов. В Среднеазиатском регионе в некоторых местах на фоне падения уровня моря в результате размыва подстилающих отложений сформировался горизонт гравийно-галечных фосфоритов. Как отмечалось [Олейник, 1969], нижняя часть сузакских отложений, подстилающих горизонт горючих сланцев, насыщена фосфатными стяжениями, что является свидетельством насыщения фосфором иловых вод осадков, накапливавшихся в предшествовавшее образованию СГ время. Конечно, степень этого насыщения в осадках из разных частей водоема была неодинаковой. Следует



отметить, что процессы гипергенного выветривания в некоторых случаях обуславливают образование скоплений (вплоть до месторождений) фосфатов. Так, в Центральной России фосфатный элювий является одним из распространенных образований на поверхностных выходах меловых карбонатных отложений [Михайлов, 1986].

Другим весьма существенным элементом освободившихся от моря территорий было формирование на новообразованных прибрежных равнинах озер и заболачивающихся участков, т.е. озерно-болотных ландшафтов. Причем торфяники, судя по современным аналогам [Тимофеев, Боголюбова, 1997 и др.], развивались весьма быстро. Анализ минералого-геохимических обстановок в современных болотных системах позволяет заключить, что процесс торфообразования создает условия, способствующие геохимической активности такого важного для биологического цикла элемента, как фосфор; болотный процесс в целом можно рассматривать как один из характерных типов проявления миграции фосфора в зоне гипергенеза [Ковалев, 1985]. Агрессивная среда болотных систем обуславливала переработку поступавшего сюда осадочного материала, а также воздействовала на подстилавшие их отложения. При этом многие терригенные минералы, обычно достаточно устойчивые к выветриванию, в среде торфяников растворялись, обогащая воды многими микроэлементами. Важно отметить, что в заболоченных водоемах помимо ОВ в твердой фазе содержится значительное количество растворенного ОВ, образующегося в результате распада постоянно возобновляемых запасов ОВ. Процесс накопления и перевода части ОВ в растворенное состояние шел постоянно в течение всего времени существования этих ландшафтов. Причем растительное ОВ, накапливавшееся в этих обстановках, характеризовалось относительно легким изотопным составом углерода, что, как известно, вообще характерно для наземной растительности.

Не вызывает также сомнения то, что на значительных территориях прибрежно-морских равнин развивался почвообразовательный процесс. В почвах унаследованно от подстилавших их нелитифицированных или слаболитифицированных отложений происходило накопление разнообразных элементов, в том числе и биофильных.

Таким образом, на низинных прибрежных равнинах, возникших во время регрессии, с большой долей вероятности можно предполагать развитие ландшафтов, где весьма активно протекали разнообразные геохимические преобразования, связанные с элювиальным почвообразующим, болотным процессами, во время которых накапливались, переходили в подвижное, реакционно-способное состояние разнообразные, и прежде всего биофильные, элементы.

Территория позднепалеоценового бассейна была весьма значительной, а соответственно и прибрежные наземные ландшафты в разных районах характеризовались своими особенностями. В-первых, определяющую роль в появлении или отсутствии обширных прибрежных равнин играл геоморфологический фактор – там, где уклон дна моря был достаточно велик, даже существенное падение уровня водоема не могло повлечь за собой осушение достаточно широкой прибрежной полосы, тогда как слабый уклон дна – ситуация наиболее широко распространенная – способствовал ее образованию. Во-вторых, на облик прибрежных ландшафтов оказывали влияние климатические вариации. Однако мы сейчас не располагаем достоверными указаниями на характер этого влияния. Можно только предполагать, что в восточной части бассейна климат мог приобретать черты аридного. В-третьих, прибрежные ландшафты различались по геохимической специализации вследствие различий накапливавшихся перед этим морских осадков, которые в свою очередь несли специфическую геохимическую информацию, унаследованную от более древних пород того или иного района, служивших источником терригенного осадочного материала.

Регрессию сменила стремительно развивавшаяся трансгрессия, на фоне которой происходило накопление обогащенных ОВ осадков. Подъем уровня моря произошел довольно значительный – не менее чем на несколько десятков метров (такая же оценка приводится Б. Хаком с соавторами [Наг et al., 1987]). Несмотря на быстроту трансгрессии, море не сразу “отвоевало” оставленные ранее территории. Так, например, на Северном Кавказе в районе разреза р. Баксан оно перекрыло существовавшее здесь поднятие только к концу развития трансгрессии, в связи с чем здесь с размывом на подстилающие отложения ложится только самая верхняя часть СГ, а нижняя отсутствует [Музылёв и др., 1996].

Трансгрессировавшее море активно взаимодействовало с прибрежно-морскими ландшафтами. В условиях плоской прибрежной равнины даже относительно небольшой подъем уровня водоема приводил к затоплению значительных территорий. Сконцентрированное в торфяниках и почвах ОВ поступало в море. ОВ в твердой фазе размывалось и переотлагалось в морских илах, внося свою лепту в их обогащение  $C_{орг}$ . Растворенное ОВ, которого в торфяниках было значительное количество, вступало в новый биологический цикл, утилизируясь планктоном и тем самым способствуя увеличению его биопродуктивности. Помимо ОВ из зоны развития прибрежных ландшафтов в водоем поступали биофильные элементы, и прежде всего фосфор. Как было показано выше, в подавляющем большинстве разрезов СГ отмечается увеличенное содержание Р по сравнению с вмещающими отложениями. Поступление

Р в водоем способствовало резкому всплеску биопродуктивности разнообразного органикостенного фитопланктона, который был – как это показано выше – основным источником ОВ в осадках; при этом продуктивность известь выделяющего планктона относительно падала. Роль поступления в позднепалеоценовое море дополнительных количеств фосфора, очевидно, была определяющей в росте биопродуктивности фитопланктона. В пользу этого говорит тот факт, что именно в Среднеазиатской части бассейна, там где СГ находится в тесной ассоциации с фосфатносными отложениями и горизонтами фосфоритов, наблюдается максимальное обогащение осадков ОВ – содержание  $C_{орг}$  в сузакских горючих сланцах достигает 20% и более (см. табл. 1).

В пользу реальности рассматриваемой модели образование СГ говорят также данные наблюдений над искусственными водоемами при их заполнении и которые в этом случае являются как бы миниатюрной моделью развития трансгрессии. Так, было отмечено, что в первые годы заполнения водохранилищ происходят чрезвычайно интенсивные вспышки биопродуктивности фитопланктона, связанные с ростом концентрации биогенных элементов, вымываемых из затопляемых почв [Петрова, 1990 и др.]. По своей сути это явление представляет собой аналог процессов, протекавших при развитии полномасштабных морских трансгрессий.

На существенную роль болот в поставке биофильных веществ в трансгрессирующее море и, соответственно, рост продуктивности морских водорослей указывали Л.М. Венгер и Д.Р. Бакер [Wenger, Baker, 1986] при обсуждении причин образования пенсильванских черных сланцев Канзаса и Оклахомы.

Как видно из рис. 3 и табл. 1, в разрезах часто отмечается некоторое увеличение содержания Fe в СГ. В этой связи отметим следующее. Недавние эксперименты в Тихом океане [Martin et al., 1994; Coale et al., 1996; Frost, 1996] показали, что внесение этого элемента в поверхностный слой водной толщи приводит к увеличению биопродуктивности фитопланктона, что обусловлено участием Fe в структуре хлорофилла. Таким образом, Fe может выступать в определенных случаях в качестве биофильного элемента. В рассматриваемой нами ситуации в позднем палеоцене существование озерно-болотных систем могло быть мощным фактором гипергенной миграции Fe и поступления его в морской водоем [Страхов, 1962 и др.] с последующим вовлечением в биологический цикл, что способствовало увеличению биопродуктивности фитопланктона.

Механизм поступления биофилов в море и рост биопродуктивности фитопланктона действовал сходным образом в пределах разных частей позднепалеоценового водоема, иногда существенно различавшихся по фаціальным обстанов-

кам и преобладающему типу осадков. Но региональная специфика осадконакопления в значительной мере определяла геохимический облик СГ. Так, например, для разрезов Северного Кавказа характерны особенно высокие содержания Сг, для Южной Туркмении – Zn, Pb и т.д. Возможные причины обогащения осадков хромом нами обсуждались ранее [Гаврилов, Музылѐв, 1991]. Отметим только, что геохимическая специфика СГ в разных районах в значительной мере зависела, очевидно, от местных источников осадочного материала. Вместе с тем это не была простая схема: размыв–перенос–отложение. В эту цепь включались, по всей вероятности, дополнительные звенья, которые в значительной мере зависели от биогенных процессов.

### АНОКСИДНЫЕ ОБСТАНОВКИ В ВОДНОЙ ТОЛЩЕ

Накопление в осадках значительного количества ОВ было причиной генерации в них значительных масс  $H_2S$ , который диффундировал в наддонную воду и обусловил развитие в водоеме сероводородного заражения. Поскольку водоем был относительно неглубоким, сероводородное заражение охватывало прежде всего придонные части водной толщи, но иногда поднималось в фотическую зону, о чем свидетельствуют данные по геохимии ОВ [Kodina et al., 1995].

С развитием аноксидных обстановок в водоеме связано отсутствие или угнетенное состояние бентосной фауны, в частности фораминифер [Музылѐв и др., 1996]. Однако так же, как сапропелевые осадки в разных частях моря были в различной степени обогащены ОВ, так и развитие аноксидных обстановок, очевидно, будучи весьма широко развитым явлением в позднетанетском море, все же возникало не повсеместно, а в виде обширных пятен (линз), протягивавшихся на сотни километров, что в значительной мере контролировалось геоморфологией дна бассейна. Степень аноксии могла заметно меняться – при ее ослаблении появлялись некоторые формы бентосных организмов, способные выдерживать неблагоприятные для их существования субоксидные обстановки.

Аноксические обстановки в позднетанетском водоеме оказывали негативное влияние не только на бентосную фауну, но и на планктонные организмы, жизненный цикл которых на определенных этапах их развития требовали погружения в более глубокие части водной толщи. Возможно, с этим обстоятельством связано появление среди динофлагеллят аномальных по морфологии толстостенных форм, встречающихся в отложениях СГ [Ахметѐв, Запорожец, 1996]. Одновременно следует рассматривать как возможную причину появления аномальных планктонных форм – развитие в морях “красных приливов”, в том числе токсичных [Гаврилов, Копачевич, 1996].



Сероводородное заражение вод бассейна было одним из факторов, влиявших на геохимический облик накапливавшихся осадков. Обращает на себя внимание тот факт, что во всех разрезах СГ, где можно предполагать достаточно интенсивное развитие сероводородного заражения наддонных вод, отмечается весьма высокое содержание Мо (Хеу – 63 ppm, Торанглы – до 360, сузакские горючие сланцы – до 300–500, Курпай – до 220, Гуру-Фатма – до 188, приамударьинские горючие сланцы – до 1760). В тех разрезах, где определялось содержание Se, также отмечается рост его концентраций в СГ более чем на порядок относительно вмещающих пород. Особенностью этих элементов является то, что они уже в водной толще бассейна с сероводородным заражением образуют нерастворимые сульфиды и осаждаются на дно наряду с другим осадочным материалом [Волков, Соколова, 1976 и др.], что способствует увеличению их концентраций (этот механизм действовал наряду с другими механизмами обогащения осадков малыми элементами). К этой же группе элементов относится Re, аномально высокие концентрации которого – в сотни и тысячи раз выше, чем во вмещающих породах – отмечаются в сузакских горючих сланцах, а также некоторые другие элементы. В то же время в аноксидных обстановках осаждение Mn было затруднено, с чем можно связывать отмечающееся местами уменьшение его концентраций в СГ по сравнению с вмещающими отложениями. Таким образом, сероводородное заражение морских вод активно влияло на формирование геохимического облика осадков СГ.

Позднетанетская трансгрессия была быстрой, но сравнительно кратковременной. Какова могла быть продолжительность времени накопления сапропелевых осадков? Из-за малой мощности СГ однозначно на этот вопрос ответить сложно, поскольку даже методы зональной стратиграфии не обладают соответствующей “разрешающей способностью”. Произвести приблизительно оценку можно только сравнением с аналогичными образованиями. Сходный в среднем по мощности сапропелевый горизонт в Черном море по оценкам А.П. Виноградова и др. [1962], Е.Т. Дегенса и Д.А. Росса [Degens, Ross, 1972] формировался около 4–5 тысяч лет. Оценка времени формирования средиземноморских сапропелей сходной мощности с помощью радиоуглеродного метода также дает цифры в несколько тысяч лет; причем скорость осадконакопления сапропелей в 3–5 раз выше, чем вмещающих осадков [Sutherland et al., 1984]. Танетский СГ образовывался, видимо, примерно столько же времени, может быть, несколько дольше, но не более 10 тысяч лет.

После завершения трансгрессии и прекращения поступления биофильных элементов в водоем интенсивное цветение разнообразных форм фитопланктона закончилось и, соответственно,

прекратилось обогащение илов ОВ. Из-за присущей водоему консервативности (как системы) и постепенности завершающего этапа трансгрессии окончание накопления осадков СГ было менее резким, чем его начало. Относительная мелководность бассейна, отсутствие плотностной стратификации вод, прекращение генерации значительных масс  $H_2S$  в осадках и его диффузии в наддонные воды – все это обусловило достаточно быстрое окисление содержащегося в морской воде сероводорода и исчезновение аноксидных обстановок. В этом заключается существенная разница между “послесапропелевыми” этапами развития позднепалеоценового водоема и Черногги (водоем котловинного типа) и плотностной стратификации вод, сероводородное заражение не исчезло с прекращением накопления сапропелевых осадков, а продолжало существовать как вследствие генерации  $H_2S$  в современных осадках, так и за счет процессов сульфатредукции, протекающих непосредственно в водной толще.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В позднепалеоценовое время на значительной территории эпиконтинентального моря на юге бывшего СССР на фоне быстрой эвстатической трансгрессии происходило накопление обогащенных ОВ осадков. Значительное увеличение в балансе осадочного материала органического вещества в основном было вызвано резким увеличением биопродуктивности органикостенного фитопланктона (в том числе, видимо, бактериального), о чем свидетельствуют данные по геохимии ОВ и палеомикрофлористическому анализу. Одновременно с накоплением ОВ осадки обогащались значительным спектром элементов, в целом схожим на всей территории бассейна; некоторые из них обнаруживают заметный рост концентраций в разных районах, что, видимо, связано с фациальными особенностями и различными источниками сноса осадочного материала. СГ характеризовался легким изотопным составом углерода ОВ и карбонатов, что связано с появлением в водоеме изотопно легкой  $CO_2$  и вовлечением ее в биоассимиляционный процесс. Источником такой углекислоты могли быть как наземные экосистемы, так и биогеохимические процессы разложения ОВ планктона, сопровождавшие появление  $H_2S$  в водной среде.

Обогащение илов ОВ приводило к возникновению в водоеме аноксидных обстановок, что негативно влияло на биоту водоема и в определенной степени обуславливало повышение концентраций в илах одних элементов (Mo, Se, Re и некоторых иных) и уменьшение других (Mn). После завершения накопления осадков СГ аноксидные обстановки в водоеме прекратили существование.



Причиной резкого увеличения биопродуктивности водоема было поступление в него дополнительного количества биофильных элементов, механизм которого связан с особенностями динамики развития бассейна. Времени накопления СГ предшествовала регрессия, обнажившая значительные площади морского дна, где формировались “геохимически активные” ландшафты – территории с почвенным покровом, озерно-болотные системы, области гипергенного выветривания фосфатсодержащих осадков. На стадии быстро развивавшейся трансгрессии биофильные элементы из этих ландшафтов поступали в море и вовлекались в биологический цикл, что вело к вспышке биопродуктивности фитопланктона. С окончанием трансгрессии и выведением биофильных элементов из водной системы в осадки биопродуктивность органикостенного фитопланктона резко снизилась.

Флуктуации уровня моря проявлялись на всей территории позднепалеоценового бассейна, что создавало предпосылки к накоплению сапропелевых осадков повсеместно; вместе с тем различия в геоморфологии ложа водоема и прибрежной суши, в геохимических особенностях прибрежных ландшафтов, в характере накапливавшихся ранее осадков, в климатических особенностях и др. обуславливали местную специфику осадконакопления и, соответственно, появление различий в составе и строении СГ на площади бассейна, а местами его исчезновение.

Накопление осадков СГ в позднем танете было синхронно или субсинхронно происходившим в это время глобальным существенным биотическим и абиотическим событиям и являлось их региональным отображением.

Авторы выражают благодарность сотрудникам ГЕОХИ, принимавшим участие в анализе органического вещества, М.П. Богачевой (ИК-спектроскопия) и Л.И. Жильцовой (пиролиз), а также сотруднику ТашГУ Р.Н. Нишанходжаеву за предоставленные авторам образцы приамударьинских горючих сланцев.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 97-05-65733) и INTAS (грант № 93-2509).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Том IV / Под ред. Гроссгейма В.А. М.: Глав. упр. геодезии и картографии Мингео СССР, 1967.

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 // Ископаемые микроорганизмы как основа стратиграфии, корреляции и палеогеографии фанерозоя / Под ред.

Кузнецовой К.И., Музылёва Н.Г. М.: ГЕОС, 1996. С. 55–69.

Барашков Г.К. Сравнительная биохимия водорослей. М.: Пищевая пром-ть, 1972. 336 с.

Баситова С.М., Засорина Е.Ф., Азизкулова О.А. Рений в горючих сланцах // Доклады АН ТаджССР. 1972. Т. XV. № 8. С. 41–43.

Бондарь Е.Б., Куузик М.Г., Битюков М.М. Вариации в условиях образования и превращения сузакских горючих сланцев Узбекистана // Бассейны черносланцевой седиментации и связанные с ними полезные ископаемые (Тезисы докладов). Новосибирск: Ротапринт ОИГГиМ СО АН СССР, 1991. Т. 1. С. 28–29.

Виноградов А.П., Гриненко В.А., Устинов В.И. Изотопный состав серы в Черном море // Геохимия. 1962. № 10. С. 851–873.

Волков И.И. Основные закономерности распределения химических элементов в толще глубоководных осадков Черного моря // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 2. С. 3–22.

Волков И.И., Соколова Е.Г. Геохимия селена в осадках Черного моря // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 1. С. 38–56.

Воробьев В.П. О двух условиях образования осадочных концентраций селена // Докл. АН СССР. 1969. Т. 186. № 2. С. 453–457.

Гаврилов Ю.О. К геохимии терригенных отложений в связи с эвстатическими колебаниями уровня моря (нижняя и средняя юра, Северный Кавказ) // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 2. С. 57–70.

Гаврилов Ю.О. О возможных причинах накопления отложений, обогащенных органическим веществом, в связи с эвстатическими колебаниями уровня моря // Проблемы эволюции биосферы. М.: Недра, 1994. С. 305–311.

Гаврилов Ю.О., Музылёв Н.Г. К геохимии сапропелитовых прослоев в палеогеновых отложениях Центрального Кавказа // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 6. С. 84–98.

Гаврилов Ю.О., Конаевич Л.Ф. О геохимических, биохимических и биотических следствиях эвстатических колебаний // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 4. № 4. С. 3–14.

Галимов Э.М. Изотопный состав почвенной  $CO_2$  // Геохимия. 1966. № 9. С. 1110–1118.

Галимов Э.М. Природа биологического фракционирования изотопов. М.: Наука, 1981. 247 с.

Герасимов И.П., Мещеряков Ю.А. Геоморфологический этап развития Земли // Известия АН СССР. Сер. географическая. 1964. № 6. С. 3–12.

Горелов С.К. Основные этапы выравнивания рельефа СССР и проблема их корреляции с древними эпохами выравнивания // Геоморфология. 1971. № 4. С. 9–21.

Иванов В.В., Поплавко Е.М. Рений в месторождениях цветных металлов и горючих ископаемых // Комплексные месторождения халькофильных редких элементов. М.: Недра, 1982. С. 212–242.

Иванов В.В., Юшко-Захарова О.Е. Селен в месторождениях цветных металлов, урана и золота // Комплексные месторождения халькофильных редких элемен-

- тов / Под ред. Овчинникова Л.Н., Иванова В.В. М.: Недра, 1982. С. 144–182.
- Калинин С.К., Чакабаев С.Е., Ким Е.Х., Файн Э.Е. О содержании рения в горючих сланцах Байхожинского месторождения // Изв. АН КазССР. Серия геологическая. 1985. № 6. С. 35–39.
- Ковалев В.А. Болотные минералого-геохимические системы. Минск: Наука и техника, 1985. 327 с.
- Кодина Л.А. Изотопный состав углерода органического вещества осадочной толщи Ангольского бассейна Атлантического океана // Геохимия. 1987. № 12. С. 1781–1791.
- Кодина Л.А., Богачева М.П. Первичное обогащение легким изотопом органического углерода голоценовых осадков Черного моря // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 1. С. 158–164.
- Кодина Л.А., Богачева М.П. Изотопно-геохимическое исследование органического вещества голоценовых осадков Черного моря в связи с вопросом о природе сапропеля // Геохимия. 1991. № 9. С. 1284–1295.
- Металлогения и геохимия угленосных и сланцесодержащих толщ СССР. Геохимия элементов / Под ред. Созинова Н.М. М.: Наука, 1987. 239 с.
- Михайлов Б.М. Рудоносные коры выветривания. Л.: Недра, 1986. 238 с.
- Музыльев Н.Г., Беньямовский В.Н., Табачникова И.П. Сапропелевые прослои в нижнепалеоценовых отложениях юга СССР // Изв. АН СССР. Сер. геологическая. 1989. № 11. С. 117–119.
- Музыльев Н.Г., Беньямовский В.Н., Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Ступин С.И. Палеонтологическая и геохимическая характеристика верхнепалеоценового сапропеля Центрального Предкавказья // Ископаемые микроорганизмы как основа стратиграфии, корреляции и палеобиогеографии фанерозоя / Под ред. Кузнецовой К.И., Музыльева Н.Г. М.: ГЕОС, 1996. С. 117–126.
- Музыльев Н.Г., Нишанходжаев Р.Н., Расулов У.М., Салибаев Г.Х., Ибрагимов Р.Н. Верхнепалеоценовые горючие сланцы Средней Азии // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 1. С. 131–135.
- Нишанходжаев Р.Н., Семашева И.Н., Капустянский И.Д. К геохимии рения в туранских горючих сланцах // Проблемы геологии. Минералогия, петрография, литология. Ташкент: Изд-во Ташгосуниверситета, 1974. С. 141–148.
- Олейник В.В. Условия формирования сузакских (нижний эоцен) фосфоритов Таджикской депрессии // Литология и полез. ископаемые. 1969. № 3. С. 50–59.
- Олейник В.В., Олейник Э.С. О роли фитопланктона в образовании нижнеэоценовых горючих сланцев Таджикской депрессии и Гиссарского хребта // Планктон и органический мир пелагиали в истории Земли. Л.: Наука, 1979. С. 52–57.
- Петрова Н.А. Сукцессии фитопланктона при антропогенном эвтрофировании больших озер. Л.: Наука, 1990. 199 с.
- Поплавко Е.М., Иванов В.В., Логинова Л.Г., Орехов В.С., Миллер А.Д. и др. Некоторые особенности проявления рения и других металлов в горючих сланцах Средней Азии // Геохимия. 1977. № 2. С. 273–282.
- Поплавко Е.М., Иванов В.В., Орехов В.С., Тархов Ю.А. Особенности металлоносности горючих сланцев и некоторые предположения об их генезисе // Геохимия. 1978. № 9. С. 1411–1418.
- Расулов У.М., Фатхуллаев Г., Музыльев Н.Г., Морозов С.Д. О возрасте фосфоритовых горизонтов палеогена в Центральном Кызылкумах // Узбекский геологический журнал. 1990. № 6. С. 3–7.
- Саенко Г.Н. Металлы и галогены в морских организмах. М.: Наука, 1992. 200 с.
- Селиванов Л.С. Геохимия рассеянного брома // Труды биогеохимической лаборатории. Том VIII. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1946. С. 5–72.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 574 с.
- Страхов Н.М. Геохимическая эволюция Черного моря в голоцене // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 3. С. 3–17.
- Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Седиментогенез и ранний литогенез в областях приморского голоценового торфонакопления (Колхида, Южная Прибалтика, Западная Куба, Флорида). М.: Наука, 1997. 360 с.
- Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти. М.: Мир, 1981. 501 с.
- Троицкий В.И. Этапы развития рельефа и поверхности выравнивания мезозоя и палеогена Средней и Центральной Азии // Проблемы геологии. Минералогия, петрография, литология. Ташкент: Изд-во Ташгосуниверситета, 1974. С. 103–122.
- Фомина Л.С., Волков И.И. Редкоземельные элементы в осадках Черного моря // Литология и полез. ископаемые. 1970. № 2. С. 148–160.
- Arthur M.A., Brumsack H.-J., Jenkyns H.C., Schlanger S.O. Stratigraphy, geochemistry and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences // Cretaceous resources, events and rhythms background and plans for research / Ginsburg R.N., Beaudoin B. Eds. NATO ASI Series. Series C: Mathematical and physical sciences. V. 304. Dordrecht–Boston–London: Kluwer Academic Publishers, 1990. P. 75–119.
- Baker E.W., Louda J.W. Porphyrines in the geological record // Biological markers in the sedimentary record / Johns R.B. Ed. Amsterdam: Elsevier, 1986. P. 147–196.
- Calvert S.E. Geochemistry of Pleistocene sapropels and associated sediments from the Eastern Mediterranean // Oceanologica acta. 1983. V. 6. № 3. P. 255–267.
- Calvert S.E. Geochemistry and origin of the Holocene sapropel in the Black Sea // Facets of modern Biogeochemistry / Ittekkot V., Kempe S., Michaelis W., Spitzky A. Eds. Berlin et al.: Springer Verlag, 1990. P. 326–352.
- Coale K., Johnson K.S., Fitzwater S.E., Gordon R.M., Tanner S. et al. A massive phytoplankton bloom induced by an ecosystem-scale iron fertilization experiment in the equatorial Pacific Ocean // Nature. 1996. V. 383. № 6600. P. 495–501.
- Damste J.S.S., Wakeham S.G., Kohnen M.E.L., Hayes J.M., de Leeuw J.W. A 6000-year sedimentary molecular record of chemocline excursions in the Black Sea // Nature. 1993. V. 362. P. 827–829.
- Damste J.S.S., Köster J., Baas M., Koopmans M.P., van Kaam-Peters H.M.E. et al. Cyclisation and aromatisation of carotenoids during sediment diagenesis // J. Chem. Soc., Chem. Commun. 1995. № 2. P. 187–188.



- тов / Под ред. Овчинникова Л.Н., Иванова В.В. М.: Недра, 1982. С. 144–182.
- Калинин С.К., Чакабаев С.Е., Ким Е.Х., Файн Э.Е. О содержании рения в горючих сланцах Байхожинского месторождения // Изв. АН КазССР. Серия геологическая. 1985. № 6. С. 35–39.
- Ковалев В.А. Болотные минералого-геохимические системы. Минск: Наука и техника, 1985. 327 с.
- Кодина Л.А. Изотопный состав углерода органического вещества осадочной толщи Ангольского бассейна Атлантического океана // Геохимия. 1987. № 12. С. 1781–1791.
- Кодина Л.А., Богачева М.П. Первичное обогащение легким изотопом органического углерода голоценовых осадков Черного моря // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 1. С. 158–164.
- Кодина Л.А., Богачева М.П. Изотопно-геохимическое исследование органического вещества голоценовых осадков Черного моря в связи с вопросом о природе сапропеля // Геохимия. 1991. № 9. С. 1284–1295.
- Металлогения и геохимия угленосных и сланцесодержащих толщ СССР. Геохимия элементов / Под ред. Созинова Н.М. М.: Наука, 1987. 239 с.
- Михайлов Б.М. Рудоносные коры выветривания. Л.: Недра, 1986. 238 с.
- Музылёв Н.Г., Беньямовский В.Н., Табачникова И.П. Сапропелевые прослои в нижнепалеоценовых отложениях юга СССР // Изв. АН СССР. Сер. геологическая. 1989. № 11. С. 117–119.
- Музылёв Н.Г., Беньямовский В.Н., Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Ступин С.И. Палеонтологическая и геохимическая характеристика верхнепалеоценового сапропеля Центрального Предкавказья // Ископаемые микроорганизмы как основа стратиграфии, корреляции и палеобиогеографии фанерозоя / Под ред. Кузнецовой К.И., Музылёва Н.Г. М.: ГЕОС, 1996. С. 117–126.
- Музылёв Н.Г., Нишанходжаев Р.Н., Расулов У.М., Салибаев Г.Х., Ибрагимов Р.Н. Верхнепалеоценовые горючие сланцы Средней Азии // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 1. С. 131–135.
- Нишанходжаев Р.Н., Семашева И.Н., Капустянский И.Д. К геохимии рения в туранских горючих сланцах // Проблемы геологии. Минералогия, петрография, литология. Ташкент: Изд-во Ташгосуниверситета, 1974. С. 141–148.
- Олейник В.В. Условия формирования сузакских (нижний эоцен) фосфоритов Таджикской депрессии // Литология и полез. ископаемые. 1969. № 3. С. 50–59.
- Олейник В.В., Олейник Э.С. О роли фитопланктона в образовании нижнеэоценовых горючих сланцев Таджикской депрессии и Гиссарского хребта // Планктон и органический мир пелагиали в истории Земли. Л.: Наука, 1979. С. 52–57.
- Петрова Н.А. Сукцессии фитопланктона при антропогенном эвтрофировании больших озер. Л.: Наука, 1990. 199 с.
- Поплавко Е.М., Иванов В.В., Логинова Л.Г., Орехов В.С., Миллер А.Д. и др. Некоторые особенности проявления рения и других металлов в горючих сланцах Средней Азии // Геохимия. 1977. № 2. С. 273–282.
- Поплавко Е.М., Иванов В.В., Орехов В.С., Тархов Ю.А. Особенности металлоносности горючих сланцев и некоторые предположения об их генезисе // Геохимия. 1978. № 9. С. 1411–1418.
- Расулов У.М., Фатхуллаев Г., Музылёв Н.Г., Морозов С.Д. О возрасте фосфоритовых горизонтов палеогена в Центральном Кзылкумах // Узбекский геологический журнал. 1990. № 6. С. 3–7.
- Саенко Г.Н. Металлы и галогены в морских организмах. М.: Наука, 1992. 200 с.
- Селиванов Л.С. Геохимия рассеянного брома // Труды биохимической лаборатории. Том VIII. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1946. С. 5–72.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 574 с.
- Страхов Н.М. Геохимическая эволюция Черного моря в голоцене // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 3. С. 3–17.
- Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Седиментогенез и ранний литогенез в областях приморского голоценового торфонакопления (Колхида, Южная Прибалтика, Западная Куба, Флорида). М.: Наука, 1997. 360 с.
- Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти. М.: Мир, 1981. 501 с.
- Троицкий В.И. Этапы развития рельефа и поверхности выравнивания мезозоя и палеогена Средней и Центральной Азии // Проблемы геологии. Минералогия, петрография, литология. Ташкент: Изд-во Ташгосуниверситета, 1974. С. 103–122.
- Фомина Л.С., Волков И.И. Редкоземельные элементы в осадках Черного моря // Литология и полез. ископаемые. 1970. № 2. С. 148–160.
- Arthur M.A., Brumsack H.-J., Jenkyns H.C., Schlanger S.O. Stratigraphy, geochemistry and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences // Cretaceous resources, events and rhythms background and plans for research / Ginsburg R.N., Beaudoin B. Eds. NATO ASI Series. Series C: Mathematical and physical sciences. V. 304. Dordrecht–Boston–London: Kluwer Academic Publishers, 1990. P. 75–119.
- Baker E.W., Louda J.W. Porphyrines in the geological record // Biological markers in the sedimentary record / Johns R.B. Ed. Amsterdam: Elsevier, 1986. P. 147–196.
- Calvert S.E. Geochemistry of Pleistocene sapropels and associated sediments from the Eastern Mediterranean // Oceanologica acta. 1983. V. 6. № 3. P. 255–267.
- Calvert S.E. Geochemistry and origin of the Holocene sapropel in the Black Sea // Facets of modern Biogeochemistry / Ittekkot V., Kempe S., Michaelis W., Spitzky A. Eds. Berlin et al.: Springer Verlag, 1990. P. 326–352.
- Coale K., Johnson K.S., Fitzwater S.E., Gordon R.M., Tanner S. et al. A massive phytoplankton bloom induced by an ecosystem-scale iron fertilization experiment in the equatorial Pacific Ocean // Nature. 1996. V. 383. № 6600. P. 495–501.
- Damste J.S.S., Wakeham S.G., Kohnen M.E.L., Hayes J.M., de Leeuw J.W. A 6000-year sedimentary molecular record of chemocline excursions in the Black Sea // Nature. 1993. V. 362. P. 827–829.
- Damste J.S.S., Köster J., Baas M., Koopmans M.P., van Kaam-Peters H.M.E. et al. Cyclisation and aromatisation of carotenoids during sediment diagenesis // J. Chem. Soc., Chem. Commun. 1995. № 2. P. 187–188.

- Dean W.E., Arthur M.A., Claypol G.E. Depletion of  $^{13}\text{C}$  in Cretaceous marine organic matter: source, diagenetic, or environmental signal? // *Marine Geology*, 1986. V. 70. P. 119–157.
- Degens E.T., Ross D.A. Chronology of the Black sea over the last 25000 years // *Chem. Geol.* 1972. V. 10. № 1. P. 1–10.
- Demaison G., Moore G.T. Anoxic environment of oil source bed genesis // *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.* 1980. V. 64. P. 1179–1209.
- Frost B.W. Phytoplankton bloom on iron rations // *Nature*. 1996. V. 383. № 6600. P. 475–476.
- Galimov E.M. Fractionation of carbon isotopes on the way from living to fossil organic matter // *Stable isotopes in the Biosphere* / Wada E. et al. Eds. Kyoto: Kyoto Univ. Press, 1995. P. 133–170.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since Triassic // *Science*. 1987. № 4793. P. 1156–1167.
- Jenkyns H.C. The early toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence // *Amer. J. Sci.* 1988. V. 288. P. 101–151.
- Kaiho K. Planktonic and benthic foraminiferal extinction events during the last 100 my // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1994. V. III. P. 45–71.
- Kennett J.P., Stott L.D. Proteus and proto-oceanus: Ancestral paleogene oceans as revealed from Antarctic stable isotopic results // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results*. V. 113. College Station, Texas, Ocean Drilling Program. 1990. P. 865–880.
- Kennett J.P., Stott L.D. Abrupt deep sea warming, paleoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Paleocene // *Nature*. 1991. V. 353. P. 225–229.
- Kidd R.B., Cita M.B., Ryan W.B.F. Stratigraphy of Eastern Mediterranean sapropel sequences recovered during DSDP Leg 42A and their paleoenvironmental significance. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, D.C.: U.S. Govt. Printing Office, 1978. P. 421–443.
- Kodina L.A., Huang Y., Gavrilov Yu.O., Jones M., Eglinton G. Environment of Upper Paleocene black shale deposition in Southern Russia and adjacent regions as revealed by isotope and biomarker study // *Organic Geochemistry: Developments and Applications to Energy, Climate, Environment and Human History*. Selected papers from the 17<sup>th</sup> International Meeting on Organic Geochemistry. Donostia-San Sebastian, The Basque Country. 4<sup>th</sup>–8<sup>th</sup> September 1995 / Grimalt J.O., Dorronsoro C. Eds. 195. P. 192–194.
- Küspert W. Environmental changes during oil shale deposition as deduced from stable isotopes ratios // *Cyclic and event stratification* / Einsele G., Sellacher A. Eds. Berlin-Heidelberg-N.Y.: Springer-Verlag, 1982. P. 482–501.
- Martin J.H., Coale K.H., Johnson K.S., Fitzwater S.E., Gordon R.M. et al. Testing the iron hypothesis in ecosystems of the equatorial Pacific ocean // *Nature*. 1994. V. 371. P. 123–129.
- Morton A.C., Knox R.W.O'B. Geochemistry of late Palaeocene and early Eocene tephra from the North Sea Basin // *J. Geol. Soc. London*, 1990. V. 147. P. 425–437.
- Moldovan J.M., Sundraraman P., Schoell M. Sensitivity of biomarker parameters to depositional environment and/or source input in the Lower Toarcian of SW Germany // *Org. Geochem.* 1985. V. 10. P. 915–926.
- Pak D.K., Miller K.G. Late Paleocene to early Eocene benthic foraminiferal stable isotopes and assemblages: implications for deep-water circulation // *Paleoceanography*. 1992. V. 7. P. 405–422.
- Popp B.N., Takigiki R., Hayes J.M., Louda J.W., Baker E.W. The post-paleozoic chronology and mechanism of  $^{13}\text{C}$ -depletion in primary marine organic matter // *Amer. J. Sci.* 1989. V. 289. № 4. P. 436–454.
- Pruyters P.A., Lange de G.J., Middelburg J.J. Geochemistry of eastern Mediterranean sediment composition and diagenetic alterations // *Marine Geology*. 1991. V. 100. P. 137–154.
- Rea D.K., Zachos J.C., Owen R.M., Ginderich P.D. Global change at the Paleocene-Eocene boundary: Climatic and evolutionary consequences of tectonic events // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1990. V. 79. P. 117–120.
- Repeta D.J., Simpson D.J., Jorgensen B.B., Jannasch H.W. Evidence for anoxygenic photosynthesis from the distribution of bacteriochlorophylls in the Black Sea // *Nature*. 1989. V. 342. P. 69–72.
- Repeta D.J., Simpson D.J. The distribution and recycling of chlorophyll, bacteriochlorophyll and carotenoids in the Black Sea // *Deep-Sea Res.* 1991. V. 38. Suppl. 2. P. 969–984.
- Schmitz B., Speijer R.P., Aubry M.-P. Latest Paleocene benthic extinction event on the southern Tethyan shelf (Egypt): foraminiferal stable isotopic ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) records // *Geology*. 1996. V. 24. P. 347–350.
- Steineck P.L., Thomas E. The latest Paleocene crisis in the deep sea: Ostracode succession at Maud Rise, Southern Ocean // *Geology*. 1996. V. 24. P. 583–586.
- Stott L.D. Higher temperatures and lower oceanic  $\text{pCO}_2$ : a climate enigma at the end of the Paleocene epoch // *Paleoceanography*. 1992. V. 7. P. 395–404.
- Summons R.E., Powell T. Chlorobiaceae in Paleozoic seas revealed by biological markers, isotopes and geology // *Nature*. 1986. V. 319. P. 763–765.
- Summons R.E., Powell T. Identification of aryl isoprenoids in source rocks and crude oils: biological markers for the green sulphur bacteria // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1987. V. 51. P. 557–566.
- Sutherland H.E., Calvert S.E., Morris R.J. Geochemical studies of the recent sapropel and associated sediment from the Hellenic Outer ridge, Eastern Mediterranean sea. 1: mineralogy and chemical composition // *Marine Geology*. 1984. V. 56. № 1–4. P. 79–92.
- Thomas E. Late Cretaceous trough Neogene deep-sea benthic foraminifera, Maud rise, Weddell sea, Antarctica // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results*. V. 113. College Station, Texas, Ocean Drilling Program. 1990. P. 571–594.
- Wenger L.M., Baker D.R. Variation in organic geochemistry of anoxic-oxic black shale-carbonate sequences in the Pennsylvanian of the Midcontinent, U.S.A. // *Organic Geochemistry*. 1986. V. 10. № 1–3. P. 85–92.



Номер 5

ISSN 0024-497X

Сентябрь - Октябрь 1997

*РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК*

# ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Главный редактор  
В.Н. Холодов

МАИК "НАУКА"



"НАУКА"