

ОРГАНИЧЕСКОЕ
ВЕЩЕСТВО
СОВРЕМЕННЫХ
И ИСКОПАЕМЫХ
ОСАДКОВ



« НАУКА »

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО СОВРЕМЕННЫХ И ИСКОПАЕМЫХ ОСАДКОВ

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР
П.П. ТИМОФЕЕВ



МОСКВА "НАУКА" 1985



457

Статьи, авторами которых являются представители различных геологических и геохимических школ, знакомят читателей с закономерностями формирования состава органического вещества в различных фациальных и геологических обстановках и с последующими его преобразованиями. Ряд статей посвящен взаимодействию органического вещества с минеральной составляющей осадков. Значительное внимание уделено оценке роли органического вещества в нефтегазообразовании.

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР П.П. ТИМОФЕЕВ, Ю.К. БУРЛИН,
И.А. НАЗАРЕВИЧ, Е.А. РОМАНКЕВИЧ

Рецензенты:

Ю.Р. МАЗОР, Б.К. ПРОШЛЯКОВ

**РОЛЬ Н.Б. ВАССОЕВИЧА
В ОРГАНИЗАЦИИ И ПРОВЕДЕНИИ ВСЕСОЮЗНЫХ СЕМИНАРОВ
"ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО В СОВРЕМЕННЫХ И ИСКОПАЕМЫХ ОСАДКАХ"**

Решение об организации специального семинара, посвященного органическому веществу (ОВ) современных и ископаемых осадков, было принято Комиссией по осадочным породам Отделения наук о Земле АН СССР в 1964 г. по инициативе Н.Б. Вассоевича. Первый семинар был проведен в Геологическом институте АН СССР в 1966 г., все последующие — в Московском государственном университете при активном участии кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета, которую в течение последних 20 лет (1962—1981 гг.) возглавлял Н.Б. Вассоевич. Эти семинары стали подлинной школой науки, где беспокойно и напряженно работала мысль многих ученых, посвятивших себя проблемам образования нефти, газа, углей и торфа, познанию законов формирования и трансформации рассеянной и концентрированной форм существования ОВ в биосфере.

Н.Б. Вассоевич был неременным председателем всех семинаров, организатором оргкомитетов по их подготовке, ответственным редактором сборников тезисов и трудов семинаров. Благодаря его кипучей энергии и инициативе, удивительно разностороннему владению арсеналом науки, твердому взгляду на проблему генезиса углеводородов, страстному стремлению отстаивать научную истину семинары приобрели огромную популярность в Советском Союзе. Они стали научно-организационным центром, вокруг которого объединился широкий круг исследователей, работающих в области литологии и геохимии горючих ископаемых, органической геохимии и биогеохимии.

С 1970 г. семинары проводятся регулярно каждые два-три года; начиная с пятого семинара они стали всесоюзными, что отразило их ведущую роль в развитии комплекса наук, изучающих ОВ во всех его проявлениях в осадочном процессе. Характерным показателем роста значимости семинаров является увеличение числа их участников. Так, на первом семинаре присутствовало 75 человек из 35 организаций, заслушано 12 докладов; на четвертом — 270 человек, заслушано 62 доклада; на шестом — 350 человек из 75 организаций, заслушано 80 докладов. Число тезисов, представленных на семинарах, постоянно росло — от 38 на втором семинаре (1970 г.) до 247 на шестом семинаре (1979 г.).

Н.Б. Вассоевич разработал следующие основные установки, которыми руководствовались при организации семинаров:

1) продолжительность семинаров три-четыре дня (два дня — на доклады; утро третьего дня — на принятие решений и другие заключительные процедуры; вторая половина третьего дня и четвертый день — на посещение лабораторий московских организаций и на экскурсии);

2) общее число пленарных докладов не должно превышать 13—15; доклады должны готовиться коллективами, представляющими те или иные школы;

3) индивидуальные доклады можно представить на секционные заседания или можно выступить с сообщениями у стенда;

4) в публикации тезисов нужно соблюдать режим "наибольшего благоприятствования" практически для всех приславших заявки.

Участники получали тезисы (а это книги объемом 300–380 с.) в день открытия семинаров. Все они начинались предисловием Н.Б. Вассоевича — по существу, развернутым обращением, отличающимся стройностью построения и глубиной раскрытия основного мотива предстоящего совещания. В то же время как лейтмотив главной темы здесь звучали его любимые направления творческих исканий: понятийно-терминологические вопросы, методология системного подхода, междисциплинарный подход к изученным объектам, требующий привлечения данных и методов геологических, биологических, химических и других наук, классификация знаний, изучение цикличности и ритмичности и т.д.

Актуальность проблем, которым были посвящены семинары, подчеркнута Н.Б. Вассоевичем в статье "Значение изучения органического вещества в современных и ископаемых осадках", открывшей изданный в 1971 г. сборник трудов первого семинара¹. Н.Б. Вассоевич писал, что большое научное и практическое значение изучения ОВ обусловлено не только его широкой распространенностью в осадках и породах, но и его влиянием на процессы осадочного породообразования и возникновения месторождений многих ископаемых, на миграцию химических элементов во внешних геосферах, на возникновение и эволюцию биосферы.

Н.Б. Вассоевич привлекал к участию в семинарах ведущих ученых и специалистов академических и отраслевых институтов, вузов и производственных лабораторий, занимающихся разработкой тех или иных проблем, связанных с ОВ в различных его проявлениях. В предисловии к сборнику тезисов шестого Всесоюзного семинара Н.Б. Вассоевич отмечал, что "если первые семинары собирали в основном литологов, в том числе океанологов, то круг участников последующих семинаров стал быстро расширяться за счет специалистов самого различного профиля, научно-исследовательская, производственная или педагогическая деятельность которых в той или иной мере связана со сбором информации об органическом веществе, с его изучением в тех или иных целях"².

Уже первый семинар определил довольно широкий круг рассматриваемых проблем, ставших традиционными на последующих семинарах: это генезис и накопление ОВ в современных и древних отложениях; трансформация его состава на стадиях седименто-, диа-, катагенеза и при метаморфизме; процессы формирования ОВ почв, торфов, горючих сланцев; взаимодействие ОВ и минеральных компонентов в осадочных породах; методы исследования; понятийно-терминологические проблемы. На последних семинарах (четвертом—шестом) значительное внимание было уделено также исследованиям по моделированию процессов преобразования ОВ в катагенезе. Значительное развитие получил комплексный и системно-структурный подход к изучению природных объектов. В решениях четвертого—шестого семинаров отмечалось большое значение биогеохимических аспектов изучения ОВ, а шестой семинар даже определялся как семинар "по геохимии и биохимии ОВ современных и ископаемых осадков"³.

Н.Б. Вассоевич прекрасно понимал, что наука развивается не путем отбрасывания ранее полученных фактов и разработанных теоретических положений, а через их интеграцию с новыми результатами в более общую концепцию. Отсюда его бережное отношение к истории науки, постоянное обращение к В.И. Вернадскому, И.М. Губкину,

¹ Вассоевич И.Б. Значение изучения органического вещества в современных и ископаемых осадках. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1971, с. 5–11.

² Органическое вещество в современных и ископаемых осадках (седиментах): Тез. докл. Всесоюз. семинара. М.: МГУ, 1979, с. 4.

³ Вассоевич Н.Б., Конторович А.Э., Неручев С.Г. и др. Шестой междуведомственный семинар по проблеме "Органическое вещество в современных и ископаемых осадках". — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 8, с. 154–156.

Г. Потонье и другим замечательным ученым. Кроме того, он неоднократно подчеркивал, что исторический анализ дает более ясное понимание существа истории, нежели простое ее изложение. И этот принцип Н.Б. Вассоевич полно раскрыл в цикле своих выдающихся работ, посвященных осадочно-миграционной теории образования нефти и газа.

Огромную работу Н.Б. Вассоевич проводил по редактированию тезисов и трудов семинаров, способствуя улучшению представленных материалов, их точности и выразительности.

Придавая исключительно важное значение правильному использованию терминов, Н.Б. Вассоевич уделял большое внимание вопросам терминологии. Уже при редактировании трудов первого семинара, как отмечал Н.Б. Вассоевич, "пришлось встретиться с терминологическими затруднениями, например с необычным пониманием тех или иных терминов, с перенесением химико-аналитического термина, да еще неточного, в область геохимии и т.д."⁴. Поэтому на каждом семинаре, в каждом сборнике тезисов и трудов семинара Н.Б. Вассоевич считал необходимым говорить и писать о терминологических проблемах.

В трудах первого семинара была опубликована статья Н.Б. Вассоевича, в которой он на основе ряда правил применения терминов (однозначность, ориентировка, системность, краткость, возможность словообразований, интернационализм, нежелательность применения терминов-синонимов) рассмотрел правомочность употребления некоторых терминов в органической геохимии, главным образом терминов "органическое вещество" и "битум". Учитывая многозначность термина "органическое вещество", Н.Б. Вассоевич предлагает его замену системой названий, производных от построенного им названия (акронима) "кахиты". Это "седикахиты" — ОВ современных и ископаемых осадков и др. Статья Н.Б. Вассоевича на эту тему опубликована в трудах второго семинара⁵. Как известно, этот термин был принят многими участниками последующих семинаров.

Подробному анализу терминов, определяющих типы ОВ (гумусовое и сапропелевое ОВ, гуминовые кислоты и сапрокислоты), посвящена работа Н.Б. Вассоевича с соавторами в трудах третьего семинара⁶, в которой был предложен термин "амикаины" для обозначения продуктов преобразования аминокислот и углеводов в условиях седименто- и диагенеза. В настоящее время этот термин завоевал широкое признание и его все чаще используют в работах различного профиля. В этой статье подчеркнута неоднозначность трактовки терминов "липоиды" и "липиды" биохимиками, геохимиками, углепетрографами, что явилось основой для создания новой классификации липидов, липоидов и родственных полимерных соединений — липоидинов и полимерлипоидинов, которая была представлена на четвертом семинаре и опубликована в трудах этого семинара⁷.

Каждый семинар по ОВ завершался обсуждением и принятием решения. В нем подводились итоги достигнутому уровню знаний, намечались перспективные направления и методы изучения ОВ. При этом всякий раз подчеркивалась необходимость всемерно развивать методологию и методику исследования ОВ и проводить изучение

⁴ Вассоевич Н.Б. О некоторых терминах, связанных с изучением органического вещества осадков и осадочных горных пород. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков, с. 218–238.

⁵ Вассоевич Н.Б. Основные закономерности, характеризующие органическое вещество современных и ископаемых осадков. — В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. — В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1973, с. 11–59.

⁶ Вассоевич Н.Б., Гусева А.Н., Заславский Е.М. К изучению рассеянного органического вещества седиментитов (критические замечания). — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М.: Наука, 1974, с. 311–325.

⁷ Гусева А.Н., Лейфман И.Е., Вассоевич Н.Б. К биогеохимии липидов, липоидов и родственных полимерных соединений. — В кн.: Исследования органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1976, с. 25–56.

его на молекулярном и атомном уровнях. Оперативная публикация информации о прошедших семинарах в центральных научных журналах ("Известия АН СССР", "Литология и полезные ископаемые") способствовала ознакомлению широкой научной общественности с тематикой и решениями семинаров, с тенденцией развития теоретических и прикладных исследований в этой области.

Целую серию составили труды прошедших шести семинаров — семь книг общим объемом около 170 учетно-издательских листов. Эти книги, опубликованные в 1971—1982 гг., являются крупными научными обобщениями. Они вносят большой вклад в развитие геологии и геохимии горючих ископаемых, органической геохимии и биогеохимии; служат незаменимыми справочными и учебными пособиями для научных работников, аспирантов и студентов.

Всесоюзные семинары по ОВ современных и ископаемых осадков объединили многих исследователей, работающих по данной проблеме: литологов, нефтяников, угольщиков и сланцевиков, почвоведов и геологов, океанологов, геохимиков и биогеохимиков. Семинары способствовали широкому распространению новейших достижений науки, тесному общению ученых, повышению квалификации работников разных специальностей. Теперь можно уверенно сказать, что они стали междисциплинарными съездами самого высокого уровня и звучания.

И в этом великая заслуга Николая Брониславовича Вассоевича — члена-корреспондента АН СССР, профессора МГУ, известного ученого-энциклопедиста, человека неутомимой энергии, предельной принципиальности и искренности. Честность и бескорыстное служение истине были его девизом, и этот девиз он завещал нам.

*Ю.К. Бурлин, И.Е. Лейфман, Н.В. Лопатин,
И.А. Назаревич, Е.А. Романкевич*

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

УДК 550.42; 550.43; 577.48; 551.464.7; 551.463.8

А.А. Геодекян, Н.В. Лопатин,
Е.А. Романкевич, В.Я. Троцюк

ИССЛЕДОВАНИЕ ЭВОЛЮЦИИ РАССЕЯННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА
КАК ОСНОВА СРАВНИТЕЛЬНОЙ ОЦЕНКИ
ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ АКВАТОРИЙ

Особенностью современного этапа развития наук о Земле является углубление и расширение знаний о Мировом океане, отражающие во многом стремление людей полнее использовать его энергетические, и прежде всего нефтяные и газовые, ресурсы.

Поисково-разведочные работы на нефть и газ в акваториях стоят чрезвычайно дорого. Для повышения их эффективности особенно важно использовать достижения геохимии в изучении эволюции рассеянного органического вещества (РОВ), генерации жидких и газовых углеводородов (УВ) на разных этапах литогенеза. Накопленные в настоящее время данные о подводной стратифере позволяют рассматривать трансформацию РОВ на стадиях седименто-, диа- и катагенеза. Этим вопросам и посвящена настоящая статья.

Стадии седименто- и диагенеза. Установлено, что главной и наиболее выраженной чертой распределения концентраций и абсолютных масс РОВ в осадках от современных до верхнемеловых включительно является циркумконтинентальная зональность, которая выражается в уменьшении процентных содержаний органического углерода ($C_{орг}$) и его абсолютных масс на 1–2 порядка при переходе от подводных окраин континентов к ложу океана. На различных стратиграфических срезах океанической стратиферы (от современного до верхнемелового) ареалы обогащенных РОВ осадков опоясывают все массивы суши. В современную эпоху здесь захороняется около 87% РОВ, в краевой части ложа — около 10%, а в обширных центральных частях океана — всего 3%.

Анализ распределения $C_{орг}$ в подводной стратифере позволяет сделать ряд выводов.

Во-первых, установлено совпадение в глобальном плане картины распределения относительных концентраций $C_{орг}$ и его абсолютных масс.

Во-вторых, доказано, что все или почти все типы осадков подводной окраины континентов и внутриконтинентальных морей (терригенные, кремнистые, карбонатные и вся гамма переходных типов) благоприятны для накопления крупных масс РОВ, но лишь в том случае, если осадки накапливаются со скоростями более 3–4 см/1000 лет в районах с первичной биопродукцией более 100 г $C_{орг}/м^2/год$. Среди этих осадков выделяются фации в районах прибрежных апвеллингов, которые отличаются высокими процентными концентрациями $C_{орг}$ (до 15–20%), алиновым типом РОВ и уникальными значениями абсолютных масс. Установленные закономерности распределения РОВ в океанической стратифере характерны для всех основных классов слагающих его соединений.

В-третьих, циркумконтинентальная локализация масс РОВ и распределение коэффициентов его fossilization свидетельствуют о ведущей роли тектоники, которая определяет главные закономерности накопления РОВ в океане. Климатические изменения на Земле, за последние 135 млн. лет, в частности начало формирования ледового панциря в полярных областях на рубеже между палеогеном и неогеном, также повлияли на процессы аккумуляции РОВ в осадках. Главным результатом эволюции климата явилось увеличение вертикального перемешивания вод, усиление биосинтеза органических соединений и появление высокоширотных зон повышенного содержания C_{org} в осадках миоцена, плиоцена и плейстоцена.

Типичными процессами изменения химической природы РОВ на стадиях седименто- и диагенеза можно считать:

1) преимущественно ферментативную деполимеризацию с разложением большей части РОВ до конечных продуктов (CO_2 , NH_4 , H_2O) и образованием сравнительно небольшого количества биомономеров (аминокислот, сахаров, жирных кислот, углеводов и др.);

2) неферментативное образование из биополимеров биомономеров, а затем и геополлимеров в результате процессов сорбции, поликонденсации, флокуляции, клатратообразования, старения коллоидов, синтеза органо-минеральных комплексов типа амикагиновых кислот и их ангидридных форм. Последние вследствие поликонденсации и потери кислотных свойств переходят в нерастворимое в щелочах состояние и избегают биодegradации.

Установлено, что в системе планктон—взвесь—современные донные осадки содержание белков уменьшается в 100—200 раз, аминокислот — в 10—20 раз, углеводов — в 1,2—2 раза, липидов — в 2—4 раза, а содержание амикагиновых кислот увеличивается в 10—20 раз.

Образование геополлимеров при седименто- и диагенезе знаменует начало прогрессирующей карбонизации РОВ и потери им гетероатомов. В дальнейшем это приводит к перестройке углеродного скелета и к формированию полициклических систем графитовой решетки.

Характернейшими процессами седименто- и диагенеза являются изменение соотношения между двумя основными геохимическими формами РОВ (детритным и сорбированным) в пользу последнего и образование органо-минеральных комплексов. Эти биогеохимические процессы способствуют сохранению РОВ и устранению (отчасти временно) его из биогеохимического круговорота.

На стадиях седименто- и диагенеза преобразование ОВ не приводит к сколько-нибудь значительному новообразованию жидких УВ. Вместе с тем с диагенезом связано образование больших количеств CH_4 , CO_2 , NH_4 , H_2 и некоторых других газов. Часть этих газов не рассеиваются в атмосферу, а, как показали А.А. Трофимук, Ю.М. Макагон, Н.В. Черский и др., могут сохраняться в осадках в форме кристаллогидратов.

Диагенетическая микронефть является итогом микробиальной утилизации и биохимического ресинтеза ОВ, а также избирательного сохранения УВ в илах. Эти первые порции микронефти отличаются ничтожным содержанием УВ ряда C_3 — C_{14} , доминированием твердых УВ от C_{15} и выше.

Стадия катагенеза. Исходя из системно-структурного историко-генетического исследования процессов катагенеза осадочных пород и ОВ в акваториях, А.А. Геодекян и В.Я. Троцюк разработали несколько количественных моделей, описывающих "судьбу" сидикахитов в зоне катагенеза. В основу расчетов были положены принципы и эмпирические закономерности теории осадочно-миграционного происхождения нефти и газа, которая является сводом достоверно установленных наукой фактов, итогом творческих поисков ряда поколений ученых — от М.В. Ломоносова, С. Ньюберри, Г. Потонье, В.И. Вернадского, И.М. Губкина до наших современников: В.А. Соколова, Н.Б. Вассоевича, В.В. Вебера, А.Э. Конторовича, С.Г. Неручева, К.Ф. Родионовой, А.М. Акрамходжаева, А.А. Трофимука, В.А. Успенского, Б. Тиссо, Дж. Ханта, Д. Вельте, М. Тайхмюль-

лера и многих других. Главные положения этой теории были сформулированы в 1967—1975 гг. Н.Б. Вассоевичем.

Согласно первому нефтеобразование является полистадиальным и полигенным процессом, развивающимся в литогенезе. Н.Б. Вассоевич образно называл нефть "детисцем литогенеза".

Второе положение — что родиной нефти являются осадочно-породные бассейны (ОПБ), которые становятся нефтегазоносными на определенном этапе эволюции. В осадочной оболочке Земли обособляется около 600 нефтегазоносных ОПБ. Тектонический и геодинамический факторы, в первую очередь темпы погружения бассейна, термобарический и литофизические режимы, устанавливающиеся в его недрах, определяют общую направленность эволюции РОВ в сторону нефтегазообразования, а также условия формирования и консервации залежей нефти и газа.

Третье положение теории утверждает, что микронепфь — полигенное и полихронное образование длительно развивающегося процесса. В условиях катагенеза образуется примерно 90% массы всей микронепфи, генерируемой РОВ.

Состав РОВ в зоне протокатагенеза характеризуется постепенным уменьшением доли гуминовых и фульвовых кислот, разрушением гетероатомных связей, потерей карбоксильных групп, высвобождением первых порций микронепфи, обогащенной смолами и асфальтенами.

Главная фаза нефтеобразования (ГФН) отвечает условиям зоны мезокатагенеза. ГФН сопровождается резким усилением, обычно на порядок, генерации низко- и среднемолекулярных углеводородов и их массовой эмиграцией из материнских отложений в коллекторские толщи. В этот период в РОВ уменьшается содержание *n*- и изоалканов и некоторых ароматических соединений, исчезают полициклические и циклоароматические структуры, а к концу ГФН молекулярная структура и состав РОВ, исчерпавшего свой нефтематеринский потенциал, близки к угольным (пластины ароматических слоев собираются в субпараллельные ряды, возрастает регулярность межслоевых порядков). В срединном интервале ГФН происходит генерация основной массы природных углеводородов ряда этан—бутан.

Позднекатагенетические этапы в эволюции РОВ отличаются большей длительностью, чрезвычайной замедленностью и однообразием генерационных процессов. В общем случае ядра керогена теряют сначала боковые цепи, затем исчезают полициклические и циклоароматические компоненты, резко возрастает степень ароматичности ОВ и число структур класса бензола, нафталина и фенантрена. Термодеструкция также приводит к разрушению жидких и твердых УВ нефти залежей. В этих условиях еще формируются скопления легких парафиновых нефтей и газоконденсатов парафинового основания.

Дальнейшие изменения состава рассеянного ОВ можно рассматривать как консервативный процесс всевозрастающей субпараллельной ориентации ароматических мицелл, отмеченный лишь одним ярким событием — апокатагенетической главной фазой генерации сухих метановых газов. Это явление описано А.М. Акрамходжаевым, С.Г. Неручевым и Г.Э. Прозоровичем.

Теория осадочно-миграционного происхождения нефти и газа генетически обосновывает планетарные закономерности распределения ресурсов УВ в стратифере, в том числе в ее пока слабо изученном океаническом секторе. Анализ распределения в океанической стратифере выявленных на сегодняшний день ресурсов нефти (по категории извлекаемых запасов) и распределение в осадочном разрезе $S_{орг}$ показывают наличие, во-первых, отчетливо выраженных минимумов и максимумов, а во-вторых, симбатный характер изменения обеих характеристик для того интервала фанерозоя, который охвачен процессами катагенеза, т.е. с миоцена и ниже. Стратиграфическое положение максимумов $S_{орг}$ и запасов УВ-газов не совпадает. Такое расхождение отражает иную, чем у нефти, вертикальную зональность образования в стратифере горючих газов, находящуюся в соответствии с теорией осадочно-миграционного происхождения нефти и газа.

Изучение нефтегазоносности акваторий показало, что недра океанической стратиферы нередко отличаются (особенно за пределами мелководных шельфов) необычными соотношениями между изменением состава ОВ, ходом литогенеза осадков и историей теплового режима.

В океанической стратифере термокаталитические преобразования ОВ, характерные для катагенеза, могут протекать в условиях слабого уплотненного осадка, типичных для диагенеза (например, Красное море, глубоководные котловины Норвежского, Охотского и Берингова морей).

Напротив, в других зонах переход осадков в состояние, типичное для катагенеза, может не сопровождаться интенсивной термической деструкцией ОВ и образованием УВ. К таким зонам могут быть причислены мощные дельтовые комплексы рек Замбези, Нигера или компенсированные осадками желоба с нестационарным тепловым потоком.

Этому способствуют: 1) резко меняющийся состав фоссилизирующегося ОВ; 2) значительные изменения теплового потока и теплофизических свойств пород; 3) обогащенность разреза глинистыми и трудно уплотняющимися кремнистыми осадками; 4) формирование в гемипелагической области мощных дельтогенных и турбидитовых толщ и другие особенности.

В итоге наблюдаемое в главной зоне нефтеобразования на континентах соподчинение интервалов интенсивной генерации и эмиграции микронефти достигается в океанической стратифере далеко не всегда, а только при оптимальном стечении благоприятных обстоятельств. Лишь в такой части разреза, названной А.А. Геодекяном и В.Я. Троцюком оптимальной зоной нефтеобразования, могут наиболее полно реализовываться процессы формирования в промышленных масштабах нефтяных УВ. Расхождение во времени генерации и эмиграции микронефти приводит к возрастанию газоматеринского потенциала недр — возникают условия оптимальной зоны газообразования.

Таким образом, сравнительная оценка перспектив нефтегазоносности акваторий требует отдельной характеристики двух важнейших составляющих процесса нефтегазообразования: 1) генерации микронефти и УВ-газов и 2) эмиграции микронефти из материнских отложений в коллекторские.

Современный уровень разработки теории осадочно-миграционного происхождения нефти и газа, существенно пополнившийся в последнее время знаниями в области геохимии РОВ, геологии и геофизики недр Мирового океана, позволяет количественно оценивать обе стороны процесса нефтеобразования [Геодекян и др., 1980; Троцюк, 1982]. Это достигается посредством специальной обработки доступных геолого-геофизических и геохимических данных океанологических экспедиций и материалов глубоководного, а в отдельных случаях и шельфового бурения.

На этой методической основе к настоящему времени Институтом океанологии АН СССР проведены исследования ряда геологически разнотипных ОПБ в периферийных частях Атлантического, Индийского и Тихого океанов, а также акваторий некоторых внутриконтинентальных морей. Разработанный метод позволил получить для этих ОПБ сопоставимые численные значения масштабов образования углеводородов, отдельно нефтяных и газообразных [Геодекян, Троцюк, 1983; Нефтегазогенетические ..., 1984]. В результате в тех регионах, где промышленная продуктивность уже определена бурением, полученные поля распределения численных оценок оказались в полном соответствии с реальной картиной размещения ресурсов. Выявленное соответствие убеждает в надежности прогноза по остальным, пока слабо изученным, акваториям.

Исследования дали возможность генетически более полно и конкретно раскрыть закономерности распределения нефтегазовых ресурсов в океанической стратифере. Приведем некоторые из этих закономерностей.

1. Центральная область океанической стратиферы, отвечающая современной пелагиали, как правило, не содержит очагов нефтегазообразования, включая зоны кристаллогидратов УВ. Основные причины: низкое (около 0,1%) содержание рассеянного ОВ в разрезе; весьма неблагоприятный (в отношении новообразования УВ) состав ОВ; недостаточное и (или) крайне ограниченное во времени и в пространстве (главным

образом наличием контактов с базальтами) проявление в недрах тепловых импульсов; весьма низкие возможности для эмиграции микронепти.

Расчеты показывают, что в пелагической области развитие очагов, в большинстве своем газовых, возможно лишь в зонах:

а) формирования особенно мощных глубоководных конусов выноса (например, Бенгальского);

б) развития современных рифтов (западная часть Лофотенской котловины), там, где мощность осадочного чехла составляет не менее 1 км;

в) молодых котловин активных материковых окраин.

В двух последних случаях состав ОВ обычно достаточно благоприятен для интенсивной генерации микронепти. Однако из-за несовпадения во времени проявления главных фаз ее генерации и эмиграции в этих разрезах создаются предпосылки для формирования оптимальной зоны газообразования [Геодекян и др., 1980]. В приповерхностных слоях здесь возможно образование также кристаллогидратов УВ.

2. Недра краевых частей стратисферы океанов, где сосредоточена основная масса ОВ, являются глобальным поясом распространения очагов нефтегазообразования. Однако их присутствие здесь далеко не повсеместно.

3. По условиям накопления и эволюции ОВ, контролирующим масштабы образования УВ, в периферийной части океана резко обособляются пассивные и активные материковые окраины. В недрах пассивных окраин, приуроченных к палеорифтогенным ОПБ, захоронена большая часть масс исходного РОВ и соответственно около 7/8 сегодняшних извлекаемых запасов нефти. Глобально нефтематеринскими толщами здесь являются неогеновые и особенно нижнемеловые и верхнеюрские терригенно-карбонатные, терригенные дельтовые и некоторые другие геотерригенные геотерригенные формации.

4. В недрах современных активных окраин, ОПБ которых сопряжены с зонами субдукции литосферных плит, образование УВ и их накопление связаны в основном с более молодыми и относительно неглубоко залегающими осадочными комплексами (мезозой здесь образует складчатый цоколь), чему благоприятствует более напряженный геотермический режим. Эти условия неблагоприятны для формирования надежных флюидоупоров, в результате чего происходит активное рассеивание УВ. Сейсмическими методами в последние годы здесь открыты экзотические по масштабам флюидогазопроявления, вертикальные зоны распространения загазированных осадков, доходящие до дна, что должно способствовать развитию зон кристаллогидратов УВ.

5. Генетические закономерности распределения масштабов нефтегазообразования наблюдаются при сравнительном анализе истории эволюции ОВ отдельных бассейнов в каждом типе окраин.

В недрах пассивных окраин значительные по масштабам очаги нефтегазообразования создаются в тех осадочных бассейнах, в которых толщи мезозой-кайнозой формировались со скоростями 60–100 м/млн. лет. Этому способствуют главным образом два обстоятельства. Во-первых, такие скорости наиболее благоприятны для fossilization максимальных концентраций ОВ. Во-вторых, при таком размахе осадконакопления основные массы ОВ в полной мере могли реализовать свои генерационные и миграционные потенциалы. Особенно благоприятны с точки зрения реализации основных генетических факторов те очаги нефтегазообразования в акваториях, которые отличаются полистадийным развитием при преобладании эпиконтинентально-морских обстановок и оптимальных скоростей седиментогенеза. Геологическую историю этих очагов характеризуют несколько тектонических фаз прогибания, компенсированного осадконакоплением. Подобные условия типичны для недр унаследованных с палеозоя краевых прогибов, сопряженных с мощными зонами субдукции литосферных плит. Примером является ОПБ Персидского залива.

При меньших скоростях седиментации, с которыми связано снижение (при прочих равных условиях) темпа накопления абсолютных масс ОВ, наиболее богатые ОВ толщи мезозоя, а иногда и кайнозой, не претерпевают необходимых катагенетических преобразований. Так, при скоростях менее 60 м/млн. лет катагенезом часто не затро-

нуты обогащенные ОВ верхние горизонты кайнозоя. Кроме того, закономерное снижение в процессе прогибания плотности теплового потока приводит при таких скоростях седиментации в кайнозое (особенно во второй его половине) к стабилизации и даже к снижению геотемператур в нижних горизонтах разреза, что сказывается на вкладе этих последних в общую углеводородную продукцию недр.

Более высокие (> 100 м/млн. лет) скорости осадконакопления в кайнозое обусловили захоронение основных нефтесодержащих толщ мезозоя на глубины более 8—9 км, что в условиях продолжающегося раздвига океанского дна неблагоприятно в отношении консервации ранее сформированных нефтяных скоплений (например, недр дельт рек Нигера, Амазонки). Однако в сверхмощных дельтовых толщах могут создаваться ресурсы УВ за счет их генерации в кайнозойских отложениях.

Этому благоприятствует ускоренная более ранняя реализация ими эмиграционного потенциала, вследствие чего существенно возрастает "нефтеотдача" пластов в достаточно богатых ОВ неогеновых толщах и, возможно, миграция УВ из некоторых подстилающих горизонтов. В связи с частым переслаиванием песков и пелитов в этих молодых толщах формируются надежные флюидогазоупоры, а в самом разрезе находится много коллекторов.

Л и т е р а т у р а

- Геодекян А.А., Троцюк В.Я., Берлин Ю.М., Пиляк В.Л. Генетические закономерности нефтегазоносности акваторий. М.: Недра, 1980. 270 с.
- Геодекян А.А., Троцюк В.Я. Особенности нефтегазообразования в разнотипных осадочных бассейнах Мирового океана. — В кн.: Успехи в развитии осадочно-миграционной теории нефтегазообразования. М.: Наука, 1983, с. 138—148.
- Нефтегазогенетические исследования болгарского сектора Черного моря. София: Изд-во Болгар. АН, 1984. 184 с.
- Троцюк В.Я. Прогноз нефтегазоносности акваторий. М.: Недра, 1982. 200 с.

УДК 550:552.57/58:550.47

А.Н. Гусева, И.Е. Лейфман

О МОЛЕКУЛЯРНЫХ ФОРМАХ ФОССИЛИЗАЦИИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Живое вещество как источник органического вещества (ОВ) осадочных пород претерпевает после отмирания при fossilization сложные преобразования, затрагивающие все уровни его организации в биосфере и формирующие взаимоотношения захороненного ОВ с минеральными компонентами осадочных пород.

Иерархические взаимосвязи свойственны как живым системам биосферы, так и объектам стратисферы. Уровни структурной организации живого охватывают всю биосферу — от молекулярного, клеточного и организменного уровней до надорганизменных уровней, вплоть до экосистемного и биосферного [Лавренко, 1964; Шапошников, 1976; Дубинин, 1977; и др.].

Естественная иерархия осадочных пород охватывает минеральный, породный и надпородный уровни организации вещества [Вассоевич, Меннер, 1978]. Понятия об уровнях организации ОВ как о составной части осадочных пород разработаны применительно к концентрированным формам нахождения ОВ: в углепетрографии традиционно выделяют уровни микрокомпонентов (идентичен уровню минералов), микролитотипов и литотипов [Штах и др., 1978; Еремин и др., 1980]; также выделен надпородный уровень организации ОВ в угленосных толщах [Ягубянец, 1984]. В рассеянном ОВ осадочных пород, как отмечает И.Б. Волкова [1979], петрографически различимы

уровни микрокомпонентов и микролитотипов, к последнему уровню отнесен и микстинит.

Формирование уровней организации ОВ в осадочных породах начинается уже на начальных этапах геохимической истории ОВ — при его fossilization. Fossilization ОВ как биогеохимический процесс, обеспечивающий сохранение ОВ в осадочных отложениях, проявляется на разных уровнях — от молекулярного до биосферного, соответственно уровням организации живых систем. Однако молекулярный аспект fossilization, включающий различные типы взаимодействий захороняющихся биомолекул — материальной основы живых организмов, оказывается ведущим в формировании состава и уровней организации захороненного ОВ.

В предыдущей работе [Лейфман, 1982] основное внимание было уделено рассмотрению уровней проявления и молекулярных механизмов fossilization ОВ. В данной работе исходя из сущности механизмов и специфики захоронения ОВ в разных фациальных условиях (болотные, озерные и морские экосистемы) рассмотрим формы fossilization ОВ как параметры, определяющие морфологию и состав захороненного ОВ.

Смена уровней движения материи при fossilization органического вещества. Fossilization ОВ как процесс перехода ОВ из биосферы в осадочную оболочку является одним из выражений главного противоречия биосферы — взаимодействия диалектических противоположностей синтеза и разрушения ОВ в экосистемах биосферы. При этом и в самом процессе fossilization ОВ заложено диалектическое противоречие: процессы биогенной деструкции некромы, сопровождающие fossilization, необходимы для возврата в биотические круговороты связанных в живом веществе минеральных компонентов, резерв которых ограничен [Одум, 1975] и без которых невозможен синтез новых биосоединений автотрофами. В то же время уход части биосоединений из жизненного цикла посредством захоронения необходим для сохранения уровня кислорода в атмосфере [Вернадский, 1934; Верзилин Н.Н., Верзилин Н.Н., 1976; Добродеев, 1977].

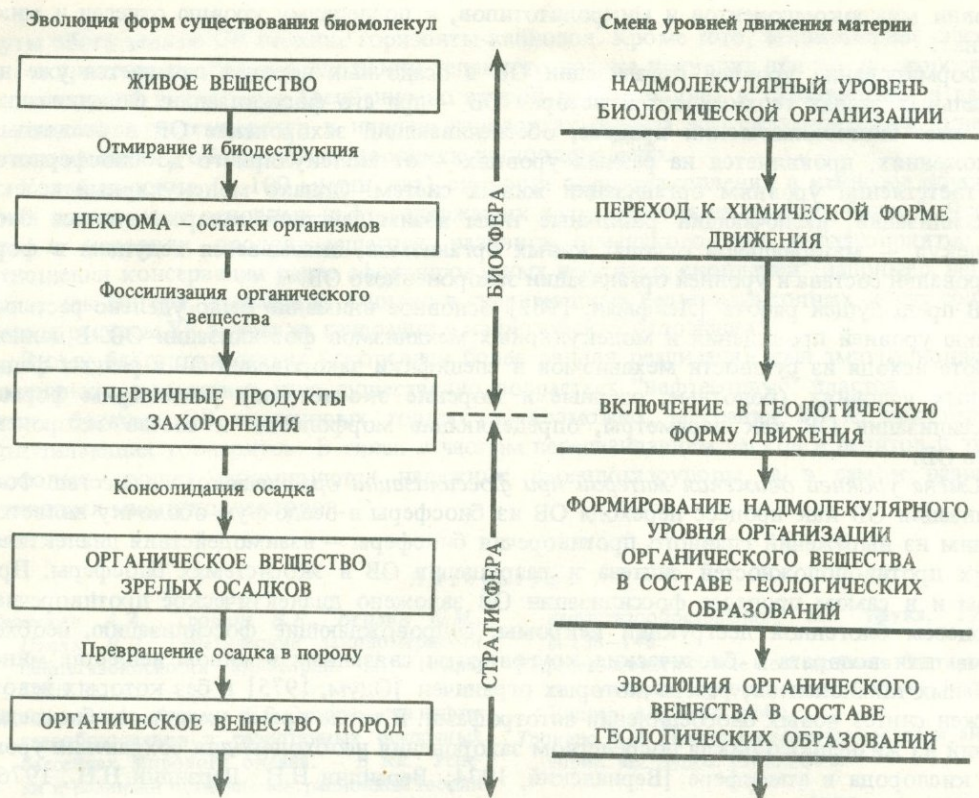
Интенсивная биодеструкция некромы сопровождается накоплением осадков в экосистемах болот [Козловская и др., 1978; Боч, Мазинг, 1979], озер [Кузнецов, 1970; Кузнецов, Романенко, 1979], морей и океанов [Романкевич, 1977].

Биодеструкция, активно протекающая в торфяном слое торфяника и в аэробной зоне водной толщи и осадка при накоплении донных отложений, способствует диспергированию отмершей биомассы путем разрушения надклеточных и клеточных уровней остатков организмов (распад тканей и клеток) и субклеточных структур (деструкция надмолекулярных комплексов и агрегатов биополимеров).

Интенсивная биодеструкция некромы как характерная особенность биохимических процессов в аэробных условиях может быть названа биохимической дезинтеграцией (термин "дезинтеграция" использован Э. Штахом и соавторами [1978] для обозначения процессов разложения органического материала при неограниченном количестве кислорода в воздухе или проточной воде). Биохимическая дезинтеграция некромы в торфяниках, а также в водной толще и верхних слоях пресноводных и морских осадков направлена на разрушение всего надмолекулярного уровня организации биомолекул, свойственного биологической форме движения материи.

Происходящая в аэробной и далее в анаэробной зонах разреза осадков ферментативная деструкция биополимеров до структурных блоков и мономерных звеньев (например, белков до полипептидов и аминокислот, высших углеводов — целлюлозы, гемицеллюлоз до олиго- и моносахаридов, лигнина до олиголигнолов и фенилпропановых фрагментов) завершает разрушение материальных носителей биологической формы движения — организмов (и клетки как элементарной единицы живого) до микрочастиц материи — надмолекулярных комплексов и молекул.

Этим заканчивается переход биомолекул от биологической к химической форме движения, т.е. к их существованию в виде самостоятельных тел — молекул органических соединений разной степени сложности.



Р и с. 1. Эволюционный ряд форм существования ОВ

Молекулярные механизмы фоссилизации ОВ, ограничивая биогенную деструкцию, способствуют консервации захороняющихся биомолекул и их вхождению в состав образующихся осадков [Лейфман, 1982]. Включение в осадок отражает "усвоение" органических соединений материальными носителями геологической формы движения материи (осадочный процесс – одно из выражений геологической формы движения материи [Куражковская, 1970]).

Таким образом, химическая форма движения выступает как обязательная при выводе ОВ из биосферы в стратисферу, т.е. как связующая при переходе биомолекул от биологической к геологической форме движения (рис. 1).

Включение в геологическую форму движения происходит путем формирования первичных продуктов захоронения ОВ, представляющих собой совокупность разных форм фоссилизации.

Основные формы фоссилизации органического вещества. Под формами фоссилизации ОВ понимают взаимоотношения фоссилизированных остатков организмов или органических соединений как между собой, так и с минеральной частью осадка/породы [Гусева, Лейфман, 1982].

Формы фоссилизации отражают уровни перехода ОВ в ископаемое состояние – тафономический¹ (надмолекулярный) и молекулярный.

Тафономический уровень – это переход в субкальвые осадки морфологически различных остатков организмов, не разрушенных при биодеструкции в силу своей биохимической устойчивости (например, захороненные споры, обрыв-

¹Тафономия – раздел палеонтологии, изучающий переход органических остатков из биосферы в литосферу [Ефремов, 1940].

ки кутикулы и пробковой ткани высших растений) или в результате прекращения деструкционных процессов при неблагоприятных условиях среды (например, остатки древесины и корней растений в анаэробной зоне торфяника; остатки фито- и зоопланктона в анаэробных обстановках зон апвеллинга). Следовательно, тафономический уровень фоссилизации сохраняет надмолекулярную организацию захороняющихся биомолекул.

Морфологически обособленной является детритная форма ОВ, способная перейти в осадок с сохранением надмолекулярного уровня. Детрит определяется как мертвое ОВ экосистемы, исключая то, которое находится в растворе [Уиттекер, 1980], причем детрит наземных и водных экосистем различен по происхождению, морфологии, составу и способности к разложению.

В водных экосистемах детрит, образованный остатками фитопланктона и других организмов, а также частицами, сформированными из продуктов физической и биохимической трансформации остатков жизнедеятельности организмов, способен достаточно легко разлагаться и потребляться в пищевых цепях экосистем [Одум, 1975].

Напротив, большая (сравнительно с фитопланктоном) ферментативная устойчивость детрита макрофитов повышает вероятность их захоронения в прибрежных морских экосистемах "в количестве, не пропорциональном соотношению продукции фитопланктона и фитобентоса" [Романкевич, 1977, с. 17].

Волокнистый детрит в наземных экосистемах, образованный остатками высших растений (листовой опад, древесные остатки, корни и др.), разлагается грибами и может измельчаться детритофагами, что способствует последующему разложению целлюлозы и лигнина бактериями-деструкторами. Однако прекращение аэробной биодеструкции ниже торфяного слоя способствует захоронению детрита в болотных осадках.

Поэтому находящиеся в торфе морфологически различные остатки высших растений включают: 1) в форменных элементах (споры и пыльца, обрывки кутикулы и пробковой ткани) — биохимически устойчивые биополимеры (спорополленины, кутины, суберины), 2) в остатках вегетативных органов растений, особенно защищенных фенолами (древесина дуба, корни) или терпеноидами (древесина хвойных), — биохимически неустойчивые биополимеры (лигнино-углеводные комплексы), 3) в составе защитных восков листьев, стеблей, стволов — химически активные компоненты (спутники сложных эфиров): свободные жирные кислоты и спирты, n-алкены и др., фиксируемые не только в торфах, но и в бурых углях [Wollrab et al., 1963; Streibl, Sorm, 1966].

Молекулярный уровень фоссилизации ОВ противоположен тафономическому (надмолекулярному), поскольку молекулярные его формы образуются при переходе в осадок разнообразных продуктов молекулярного распада некромы. Захоронение продуктов деструкции биополимеров происходит здесь, во-первых, посредством геосинтеза, т.е. за счет включения в состав геополимеров; во-вторых, в виде других низкомолекулярных биомолекул, в основном вторичных метаболитов, с сохранением величины молекул, т.е. в форме индивидуальных хемофоссилий — ископаемых биомолекул и их генетических аналогов.

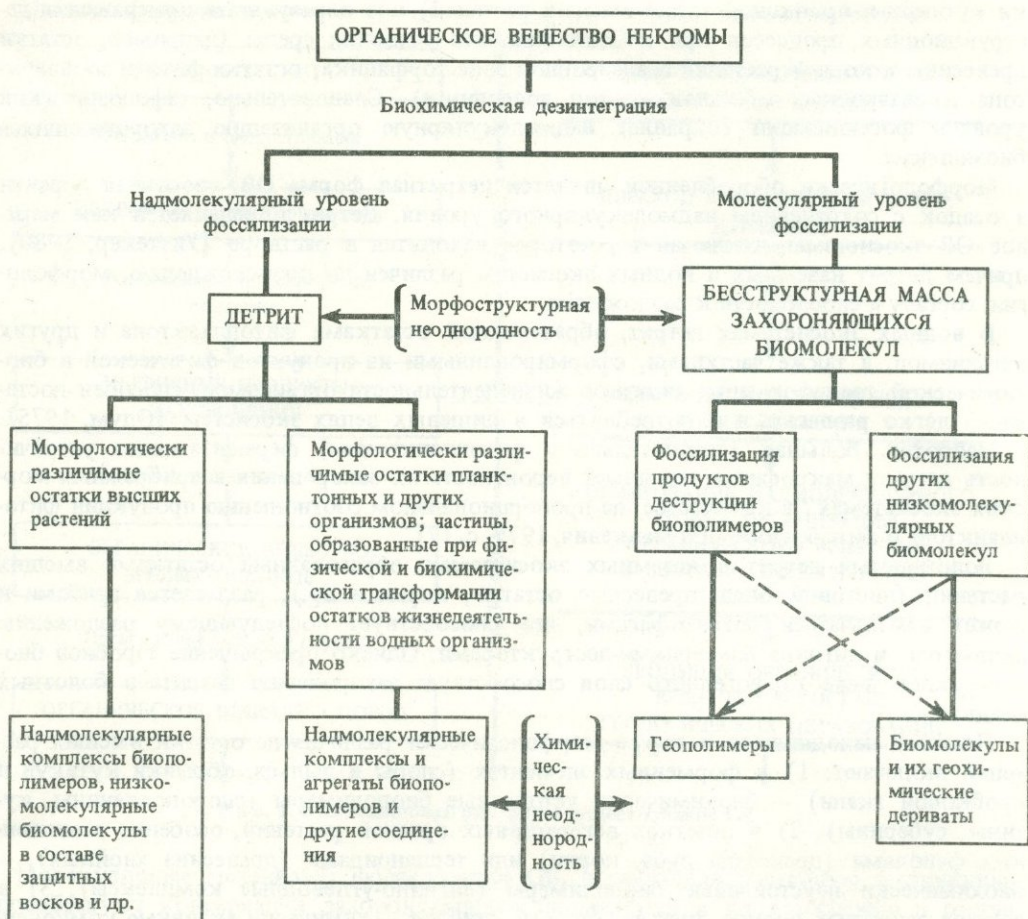
Молекулярные формы фоссилизации образуются на базе низкомолекулярных биомолекул и в результате их последующих химических и физико-химических взаимодействий между собой и с окружающей средой.

К основным молекулярным формам можно отнести следующие:

1) предгеополимерную — жирные кислоты и другие низкомолекулярные продукты распада биополимеров, постепенно преобразующиеся в геополимеры;

2) геополимерную, охватывающую геополимеры разной химической природы: лигнино-целлюлозную (гуминовые кислоты торфов), углеводно-белковой (гуминовые кислоты сапропелей и нерастворимые геополимеры меланоидинового характера), жирнокислотно-водородослевой (геополимеры альговых сапропелей);

3) химически связанную с минеральными компонентами осадка — соли жирных



Р и с. 2. Уровни перехода ОВ в ископаемое состояние

и изопреноидных кислот, ассоциированные с глинистыми частицами, и органо-минеральные комплексы;

4) сорбо-окклюзионную, образованную, с одной стороны, при сорбции разнообразных органических соединений на поверхности детрита коллоидными системами органического и минерального состава, макромолекулами биополимеров в истинных растворах и – с другой, при окклюдировании разнообразных органических соединений в процессах формирования геополимеров, коллоидов разных типов, истинных растворов биополимеров.

Таким образом, молекулярные формы фоссилизации различаются способом (формой) существования биомолекул – продуктов распада некромы в составе захороненного ОВ.

Наличие двух уровней и разнообразие форм фоссилизации биомолекул определяют как морфоструктурную, так и химическую неоднородность первичных продуктов захоронения по химическому строению и молекулярной массе – от био- и геополимеров до низкомолекулярных соединений разной природы, в том числе углеводородов (рис. 2).

Конкретное соотношение форм фоссилизации определяется условиями фоссилизации. Так, в торфах достаточно велика доля детритной составляющей: степень разложения торфов, представляющая собой (в морфологическом смысле) долю бесструк-

турного вещества в общей массе с морфологически различимыми остатками растений, составляет обычно от 5 до 60%.

С ростом минеральной составляющей осадка все большее значение приобретает сорбция и образование органо-минеральных комплексов. Сорбированная форма, по В.А. Успенскому [1975], не характерна для малозольных углей и имеющая очень ограниченное распространение в горючих и углистых сланцах, приобретает весьма существенное значение в рассеянных разностях и может стать единственной формой нахождения ОВ в очень бедных им осадках.

Роль геополимеров велика в ОВ осадков водных экосистем, где нерастворимые геополимеры жирнокислотной и меланоидиновой природы могут составлять основную массу ОВ.

О соотношении состава исходного и fossilized органического вещества. Само существование молекулярного уровня fossilization ОВ, выражающего обязательность перехода к химической форме движения как к связующей между биологической и геологической формами движения материи, определяет неадекватность состава живого вещества (и некромы) и первичных продуктов захоронения — fossilized органического ОВ.

Если количественные соотношения исходного и fossilized органического ОВ определяются величиной коэффициентов fossilization, то их качественные соотношения следует рассматривать в связи с интенсивностью биодеструкции некромы и синтеза геополимеров.

Так, при высоких коэффициентах fossilization выше возможность захоронения надмолекулярных — детритовых форм в торфяниках, где переходят в ископаемое состояние неразрушенные остатки растений, т.е. происходит непосредственное наследование части неизменной автотрофной биопродукции, в том числе геополимеров. Однако высокие коэффициенты fossilization при более интенсивной дезинтеграции исходной биопродукции, например в условиях накопления озерных сапропелей, способствуют преобладанию молекулярных форм путем образования геополимеров.

При низких коэффициентах fossilization в условиях интенсивной переработки первичной биопродукции может происходить унаследование тех компонентов состава автотрофов, которые не утилизируются и накапливаются в пищевых цепях гетеротрофов, т.е. в основном низкомолекулярных вторичных веществ растений.

Поэтому неоднозначны приводимые в литературе высказывания о соотношении состава исходного и fossilized органического ОВ. С точки зрения изменения биопродукции в пищевых цепях экосистем "неусвояемые отходы питания гетеротрофов составляют основную массу захороняемого органического вещества и несравненно ближе характеризуют его состав, чем суммарная характеристика живого вещества в данном биоценозе" [Успенский, 1977, с. 6]. А.Э. Конторович с соавторами считают, что ОВ, поступающее в осадок, значительно отличается по составу от исходного живого вещества за счет пополнения биомассой бактериального населения и других донных организмов осадка, но, "несмотря на эти глубокие преобразования органического вещества, состав его в значительной степени предопределяется исходным материалом" [Органическая геохимия..., 1974, с. 29]. По С.Г. Неручеву с соавторами, "состав исходного материала рассеянного органического вещества обусловлен главным образом фациально-палеогеографическими условиями его накопления" [Генерация углеводородов..., 1976, с. 12].

Из приведенных высказываний видна неопределенность часто используемого понятия "исходный" материал, к которому можно отнести и автотрофное живое вещество, и захороняющуюся некрому.

Относительно полная идентичность состава части fossilized органического ОВ исходному может быть результатом унаследования определенной доли автотрофной биопродукции при fossilization на тафономическом уровне (детрит).

В самом общем виде зависимость состава захороненного ОВ от характера автотрофной биопродукции и условий fossilization определена формированием основной

Уровень сопоставления	Форма организации ОВ	Состав ОВ
Пространственные взаимоотношения химически однородных объектов	Надмолекулярные образования органических соединений	Агрегаты биополимеров Агрегаты геополимеров
	Надмолекулярные образования с участием минеральных компонентов	Органо-минеральные комплексы
Характер межмолекулярных связей органических соединений	Механические агрегаты	Биополимеры
	Растворы истинные	Биополимеры
	Растворы коллоидные	Биополимеры, предгеополимеры, геополимеры
	Нахождение в матрицах Сорбированные формы	Разнообразные биомолекулы и их геохимические дериваты
Степень унаследованности от живых организмов	Морфологический уровень наследования	Форменные элементы – фрагменты тканей, споры, пыльца и др.
	Химический уровень наследования	Молекулярные структуры – геополимеры, низкомолекулярные хемофоссилии

массы фоссилизированного ОВ при геосинтезе из продуктов распада биополимеров, в значительной мере созданных автотрофами. При подобном молекулярном уровне фоссилизации особенности состава автотрофных организмов наследуются хемофоссилиями и структурными единицами геополимеров, сохраняющими молекулярно-хемотаксономические характеристики исходных организмов. Отсюда вытекает, что состав основной, геополимерной части, определяющей генетический тип фоссилизированного ОВ – сапропелевый, гумоидный, гумусовый, связан с типом автотрофной биопродукции через специфику геосинтеза из продуктов распада биополимеров, характерных для данного биоценоза и конкретных условий осадконакопления.

Уровни организации органического вещества в осадке. Консолидация осадка сопровождается формированием в нем надмолекулярного уровня взаимоотношений ОВ и минеральных компонентов осадка, при этом закрепляются пространственные взаимоотношения химически однородных объектов, характер межмолекулярных связей органических соединений, уровни наследования от живых организмов (см. таблицу).

В формировании надмолекулярного уровня, т.е. межмолекулярных связей органических соединений в осадке, исключительно велика роль их физико-химических и химических взаимодействий между собой и с компонентами минеральной среды.

Так, торфонакопление сопровождается образованием как коллоидных полимерных систем (дисперсий био- и геополимеров), так и истинных растворов органических соединений. Согласно И.И. Лиштвану и Н.Т. Королю [1975], в торфе остатки растений-торфообразователей образуют структуры переплетения, а продукты распада и минеральные компоненты создают надмолекулярные комплексы, заполняющие ячейки структур переплетения. Эти комплексы-ассоциаты могут состоять "из хаотически расположенных молекул и макромолекул, микрообъемы между которыми заполнены сорбированной водой и иммобилизованным раствором низко- и высокомолекулярных соединений" [Там же, с. 17], а основные межмолекулярные взаимодействия осуществляются за счет водородных связей между активными функциональными группами и через ионы и молекулы среды.

Возникающие межмолекулярные взаимодействия приводят соответственно к структурированным гомогенным аморфным системам (студням) и структурированным дисперсным системам (гелям), претерпевающим последующее старение, что сопро-

вождается их дегидратацией и уплотнением и вызывает появление новых межмолекулярных связей и химические взаимодействия между органическими составляющими.

Аналогичное старение претерпевают коллоидные системы, образованные геополимерами жирнокислотной природы в сапропелях [Стадников, 1937; Кейн, 1970]. Организованная структура характерна и для ОВ горючих сланцев, в том числе кукуерситов [Раудсепп, 1975] и тасманитов [Горючие сланцы, 1980].

Не только коллоидные, но и сорбционные процессы ведут к фиксации органических соединений в осадке. В этом аспекте велика роль глинистых минералов, на которых возможна сорбция аминокислот, сахаров и других соединений. Т.В. Дроздова, отмечая способность сорбированных на глинах аминокислот к полимеризации, считает возможным, что "присутствие глинистых минералов катализирует процессы полимеризации, меланоидинообразования и в конечном итоге — образование керогена" [Дроздова, 1977, с. 165], т.е. формирование ОВ гумоидного типа. Адсорбционные образования минералов с гуминовыми веществами считаются характерными для торфа [Лиштвайн, Король, 1975]. А.И. Данюшевская и В.А. Матвеева [1979] считают возможной причиной прочной связи гуминовых кислот с минеральными компонентами осадков (пород) образование комплексных соединений — хелатов, которые подвижны и активно участвуют в постдиагенетических преобразованиях пород.

Приведенные примеры, без сомнения, не исчерпывают многообразия способов организации биомолекул и их дериватов в различных субаквальных осадках. В последующих превращениях осадка в породу эти способы играют важную роль в эволюции fossilized ОВ и в создании минерального (микрокомпонентного) уровня организации ОВ в породе.

Заключение. Переход ОВ в ископаемое состояние связан со сменой форм существования биомолекул — с их уходом из живого вещества биосферы и включением в состав осадочных образований. Этот переход осуществляется на двух уровнях fossilization, отражающих степень деструкции некромы: тафономическом (с сохранением морфологически различимых остатков отмерших организмов) и молекулярном, посредством fossilization продуктов деструкции некромы, разрушенных до уровня биомолекул и затем образующих определенные молекулярные формы fossilization. Эти формы образуются при химических взаимодействиях между собой и с минеральной составляющей осадка, а также при физико-химических взаимодействиях с водной средой (образование истинных растворов и коллоидных систем) и с органическими и минеральными составляющими осадка (сорбция и окклюзия).

Соотношение этих форм и их состав определяются условиями fossilization и типом захороняющейся биомассы и обеспечивают образование в осадке fossilized ОВ определенного облика.

Л и т е р а т у р а

- Боч М.С., Мазинг В.В. Экосистемы болот СССР. Л.: Наука, 1979. 188 с.
- Вассоевич Н.Б., Меннер В.В. Системные уровни организации сообществ осадочных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 11, с. 5–14.
- Верзилин Н.Н., Верзилин Н.Н. Круговороты углерода и кислорода в связи с будущим биосферы. — Вестн. ЛГУ, 1976, № 18, с. 24–33.
- Вернадский В.И. Очерки геохимии. Москва; Ленинград; Грозный; Новосибирск: Горгеонефтеиздат, 1934. 380 с.
- Волкова И.Б. Уровни организации органического вещества в связи с его петрографической классификацией: Тез докл. 6-го Всесоюз. семинара "Органическое вещество в современных и ископаемых осадках. Седикахиты". М.: Изд-во МГУ, 1979, с. 307–309.
- Генерация углеводородов в процессе литогенеза осадков. Новосибирск: Наука, 1976. 198 с.
- Горючие сланцы: Пер. с англ. Л.: Недра, 1980. 262 с.
- Гусева А.Н., Лейфман И.Е. Молекулярные формы fossilization органического вещества и их эволюция: Тез. докл. 7-го Всесоюз. семинара "Органическое вещество в современных и ископаемых осадках". Ташкент, 1982, с. 42–44.
- Данюшевская А.И., Матвеева В.А. Гуминовые кислоты и аминокислоты как отражение генезиса и уровня преобразования рассеянного органического вещества. — В кн.: Накопление и преобразование седикахитов. М.: Наука, 1979, с. 65–80.

- Добродеев О.П.* Баланс и ресурсы свободного кислорода биосферы. — Вестн. МГУ, Сер. 5, География, 1977, вып. 2, с. 58–62.
- Дроздова Т.В.* Геохимия аминокислот. М.: Наука, 1977. 200 с.
- Дубинин Н.П.* Интегрирующая роль генетики для современной биологии. — В кн.: Современное естествознание и материалистическая диалектика. М.: Наука, 1977, с. 365–385.
- Еремин И.В., Лебедев В.В., Цикарев Д.А.* Петрография и физические свойства углей. М.: Недра, 1980. 263 с.
- Ефремов И.А.* Тафономия — новая отрасль палеонтологии. — Изв. АН СССР. Сер. биол., 1940, № 3, с. 405–413.
- Кейн Р.Ф.* Природа и строение куронгита. — В кн.: Разработка и использование запасов горючих сланцев. Таллин: Валгус, 1970, с. 195–201.
- Козловская Л.С., Медведева В.М., Пьявченко Н.И.* Динамика органического вещества в процессе торфообразования. Л.: Наука, 1978. 176 с.
- Кузнецов С.И.* Микрофлора озер и их геохимическая деятельность. Л.: Наука, 1970. 440 с.
- Кузнецов С.И., Романенко В.И.* Экология микроорганизмов, участвующих в круговороте органического вещества в водоемах. — В кн.: Биологические ресурсы внутренних водоемов СССР. М.: Наука, 1979, с. 36–50.
- Куражковская Е.А.* Диалектическая концепция развития в геологии. М.: Изд-во МГУ, 1970. 240 с.
- Лавренко Е.М.* Об уровнях изучения органического мира в связи с познанием растительного покрова. — Изв. АН СССР. Сер. биол., 1964, № 1, с. 32–46.
- Лейфман И.Е.* О молекулярных механизмах fossilization органического вещества. — В кн.: Седикахиты на разных этапах литогенеза. М.: Наука, 1982, с. 72–78.
- Лиштван И.И., Король Н.Т.* Основные свойства торфа и методы их определения. Минск: Наука и техника, 1975. 320 с.
- Одум Ю.* Основы экологии. М.: Мир, 1975. 740 с.
- Органическая геохимия мезозойских нефтегазоносных отложений Сибири. М.: Недра, 1974. 192 с.
- Рудсент Х.Т.* О генезисе горючего сланца — кукурсита: Тез. докл. Первого респ. совещ. "Горючие сланцы (геохимия и литология)". Таллин, 1975, с. 9–14.
- Романкевич Е.А.* Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256 с.
- Стадников Г.Л.* Происхождение углей и нефти. М.: Изд-во АН СССР, 1937. 612 с.
- Уиттекер Р.* Сообщества и экосистемы: Пер. с англ. М.: Прогресс, 1980. 327 с.
- Успенский В.А.* Органическое вещество и его роль в процессах эволюции осадочного материала. В кн.: Органическое вещество в геологических процессах. Л., 1975, с. 7–21. (Тр. ВСЕГЕИ; Н.С.; Вып. 261).
- Успенский В.А.* Основные этапы геохимической эволюции рассеянного органического вещества. — Рассеянное органическое вещество горных пород и методы его изучения. Новосибирск: Наука, 1977, с. 3–24.
- Шапошников Г.Х.* Иерархия живых систем. — Журн. общ. биологии, 1976, т. 37, № 4, с. 493–505.
- Штах Э., Маковски М.Т., Тейхмюллер М.* и др. Петрология углей. М.: Мир, 1978. 554 с.
- Ягубяц Т.А.* Надпородный уровень организации органического вещества ископаемых углей в угленосных толщах. — В кн.: Системные исследования в геологии каустобиолитов. М.: Наука, 1984, с. 42–54.
- Streibl M., Sorm F.* Über die Zusammensetzung der Braunkohle. XI. Über weitere, namentlich ungesättigte Kohlenwasserstoffe des Montanwachses. — Coll. Czechosl. Chem. Commun., 1966, vol. 31, N 4, p. 1585–1595.
- Wollrab V., Streibl M., Sorm F.* Über die Zusammensetzung der Braunkohle. IV. Über die Gruppentrennung des Wachsanteils des Montanwachses mit Hilfe der Chromatographie. — Coll. Czechosl. Chem. Commun., 1963, vol. 28, N 5, p. 1316–1325.

С.Г. Неручев, Е.А. Рогозина, П.А. Трушков, И.А. Зеличенко
ЭКЗОТЕРМИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ НЕФТЕОБРАЗОВАНИЯ

Тепловое воздействие является главным фактором, обуславливающим преобразование органического вещества (ОВ) и сопутствующую ему генерацию нефтяных и газовых углеводородов (УВ) и других летучих продуктов деструкции ОВ. Главным источником тепла справедливо считается глубинный тепловой поток, идущий из недр к земной поверхности и определяющий плавное, близкое к линейному нарастание температуры с глубиной при среднем градиенте около $3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

Высказанная ранее А.Ф. Добрянским идея о том, что в процессах преобразования ОВ и генерации нефтяных и газовых УВ определенная роль принадлежит внутренней энергии самого ОВ, реального подтверждения в геологических данных не имела. Эта идея, как будто совершенно правильная с позиций теоретической термодинамики, предсказывала преобразование биогенного ОВ с высоким уровнем энергии, накопленной при фотосинтезе, в сторону снижения его внутренней энергии и образования в конце процесса стабильных конечных продуктов с низким или нулевым уровнем свободной энергии — углерода (графита), углекислоты, воды и метана. Само собой разумеется, что снижение уровня свободной энергии биогенного ОВ при метаморфизме до графита предполагало выделение значительной тепловой энергии, хотя эта сторона проблемы в работах А.Ф. Добрянского и его учеников специально не обсуждалась.

Эти теоретические работы 40–50-х годов были, к сожалению, недооценены и постепенно забыты. Забытыми нефтяниками оказались и имевшиеся уже в то время некоторые прямые экспериментальные данные об экзотермическом характере реакций разложения низкопреобразованного ОВ горючих сланцев. Как следствие забвения и даже отрицания этих идей была работа М.К. Калинин [1978], в которой он, проведя несколько термодинамических расчетов, пришел к выводу об эндотермическом характере процесса нефтеобразования.

Однако в том же 1978 г. нами в процессе весьма детального изучения превращений ОВ и генерации УВ в баженовской свите Западной Сибири были получены убедительные данные о значительном и резком возрастании температуры¹ в зоне проявления главной фазы нефтеобразования (ГФН). Они никак не укладывались в обычные представления о том, что геотермическое поле полностью определяется глубинным тепловым потоком. Краткие публикации первых результатов [Неручев и др., 1980, 1982; Рогозина и др., 1978] и наше предположение о том, что температурная аномалия в зоне ГФН является, скорее всего, следствием проявления эффекта нефтеобразования, не нашли отклика среди геологов и геохимиков-нефтяников. Преобладало мнение, что это ошибка, а если уже и есть какая-то температурная аномалия, то вызвана она другими причинами: неравномерностью глубинного теплового потока, влиянием глубинных разломов и неоднородностей в фундаменте, различным расстоянием пород баженовской свиты от фундамента, присутствием скрытых интрузий и, наконец, влиянием залежей нефти, которые отличаются повышенной температурой, повышенной радиоактивностью пород.

Много времени пришлось затратить на проверку этих предположений как возможных причин наблюдаемой нами температурной аномалии в зоне ГФН баженовской свиты, а затем и аналогичной аномалии, выявленной в тюменской свите. Такой анализ с использованием геотермических замеров в баженовской свите по 387 скважинам и в тюменской по 334 скважинам подтвердил, что наблюдаемые температурные аномалии вполне достоверны, но не могут быть удовлетворительно объяснены ни одной из причин, которые были выдвинуты нашими оппонентами.

¹ Здесь и далее речь идет о современных температурах.

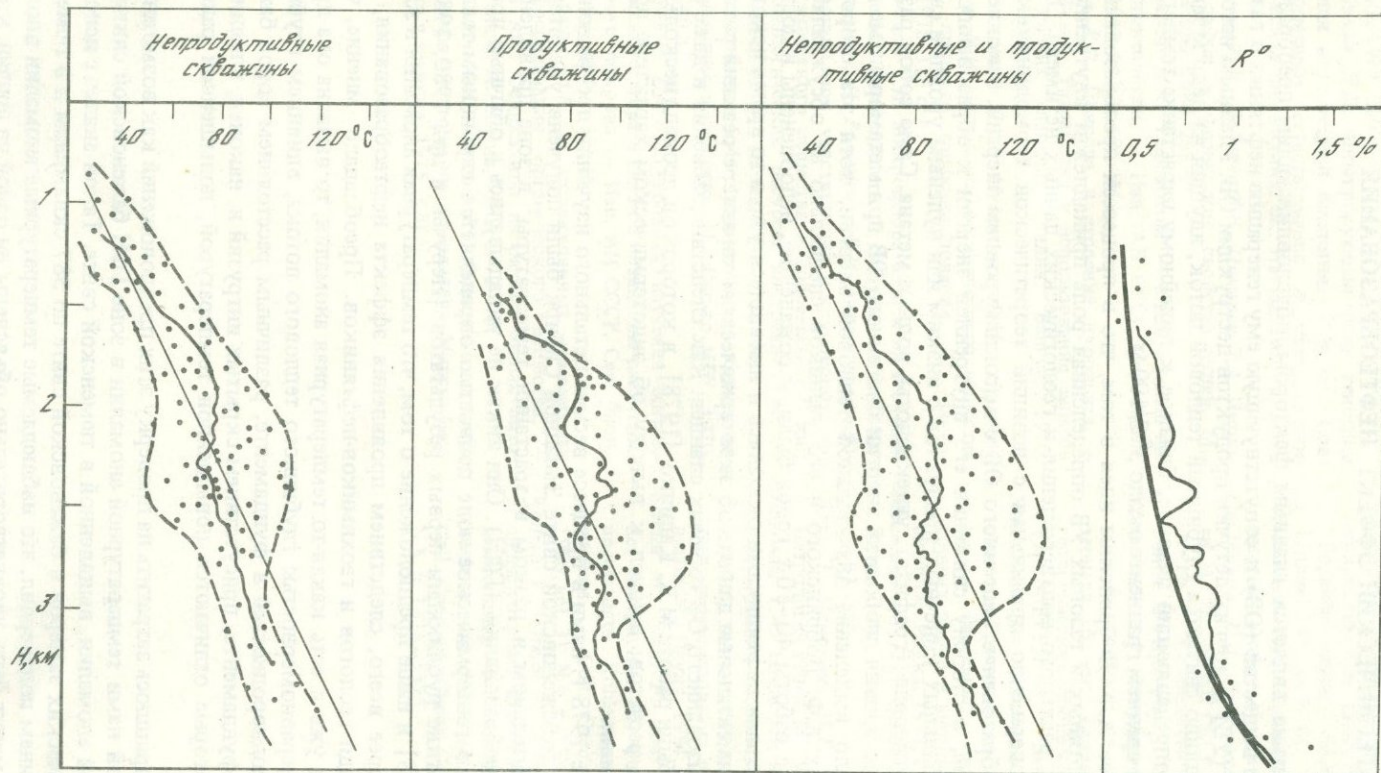


Рис. 1. Распределение температуры и изменение отражательной способности витринита (R^0) в отложениях баженовской свиты в зависимости от глубины погружения (H):

1 — наклон температурной кривой при значении температурного градиента $G_T = 3,5^{\circ}\text{C}/100\text{м}$; 2 — фактические замеры; 3 — контур разброса фактических значений; 4 — кривые средних значений, построенные по методу скользящей средней; 5 — идеализированная кривая отражательной способности

Рис. 1 иллюстрирует температурную аномалию в баженовской свите и возможное влияние одного из наиболее реальных факторов — залежей нефти, которые характеризуются иногда температурами до 15–20°С выше фоновых значений во вмещающих породах. Температурная аномалия выявляется как по индивидуальным замерам, так и по осредненным данным — для баженовской свиты в целом, для непродуктивных скважин и для скважин продуктивных, т.е. существенного влияния на геотермическое поле залежи нефти не оказывают, хотя максимальные температуры в зоне аномалии все-таки несколько выше по данным продуктивных скважин (до 10°С). Начиная с глубины 1,2 км (см. рис. 1) в баженовской свите наблюдается быстрый рост температуры, достигающей максимальных значений 120–125°С (а в отдельных случаях и выше) в интервале глубин 2,3–2,7 км. На глубине 2,6 км температура (по максимальным ее значениям) резко падает и в интервале 3–3,2 км не превышает 105°С. Максимальный разброс значений температур приурочен к интервалу 2,2–2,7 км и составляет 60–65°С.

По осредненным данным видно, что с глубиной температура быстро, но неравномерно нарастает — от 42° на глубине 1,2 км до 83–85°С на глубине 2,1 км. Ниже, по мере увеличения глубины, рост ее резко замедляется, и в интервале 2,1–2,6 км температура практически остается постоянной, иногда снижаясь до 82–83°С. Ниже 2,6 км температура очень медленно и неравномерно увеличивается с ростом глубины залегания свиты и на глубине 3–3,1 км достигает лишь 96°С. Осредненные значения геотермических градиентов для баженовской свиты увеличиваются с 2,5°С/100 м на глубине 1,2 км до 6°С/100 м на глубине 2,4 км. Их максимальные значения здесь достигают 18°С/100 м. Наиболее быстрое возрастание геотермического градиента наблюдается в интервале 2–2,4 км, после чего наступает резкое его снижение до 3,3°С/100 м на уровне 2,8 км. На глубине 2,9–3 км наблюдается второй, менее значительный максимум (до 4,5°/100 м), затем с ростом глубины геотермический градиент постепенно снижается и в интервале 3,4–3,5 км не превышает 3–3°С/100 м.

Отражательная способность витринита (R^0) у подошвы или кровли баженовской свиты возрастает в интервале 1,5–3,4 км от 0,46 до 0,85%. На фоне этого роста фиксируются три аномалии R^0 : в интервале 2–2,25 км (с максимумом $R^0 = 0,6\%$ на глубине 2,13 км), в интервале 2,3–2,45 км (с максимумом $R^0 = 0,67\%$ на глубине 2,4 км) и в интервале 2,45–2,95 км (максимум $R^0 = 0,7\%$ на глубине 2,7 км). Таким образом, температурным максимумам в зоне аномалии соответствуют экспериментальные данные о локально повышенной степени катагенетической преобразованности ОВ.

Рис. 2 иллюстрирует аналогичную температурную аномалию в отложениях тюменской свиты, подробное описание которой мы здесь не приводим. Следует отметить только одно важное обстоятельство. Отражательная способность витринита в тюменских отложениях в интервале 1,2–3,8 км увеличивается с глубиной от 0,42 до 1%, причем температурным максимумам соответствует быстрое возрастание R^0 , а в зонах прекращения роста температуры (или ее снижения) — стабилизация отражательной способности витринита с ростом глубины. Проявление температурной аномалии, таким образом, подтверждается повышенной преобразованностью ОВ. Для тюменской свиты эта закономерность выражена особенно отчетливо.

Проведенный анализ и сопоставление результатов исследований показали, таким образом, что в баженовской и тюменской свитах Западной Сибири четко выделяется крупная положительная температурная аномалия в интервале 1,2–2,8 км. Некоторые различия в проявлении аномалии становятся очевидными при построениях, выполненных по продуктивным и непродуктивным скважинам. Для непродуктивных скважин она фиксируется, по средним данным, в интервале 1,2–2,2 км, если речь идет о баженовской свите (42–78°С), и 1,6–2,6 км, если — о тюменской (56–90°С), с максимумом на глубине 2,1 км (82–83°С). По продуктивным скважинам аномалия проявляется в интервалах 1,5–2,5 км для баженовской свиты и 1,7–2,7 км для тюменской, с максимумами соответственно на глубинах 2,3 км (91°С) и 2,5 км (101°С). Общие геотермические градиенты по усредненным значениям достигают здесь величин 4–6°С/100 м, а частные — 10–18°С/100 м. Максимальные значения температуры для баженовской и

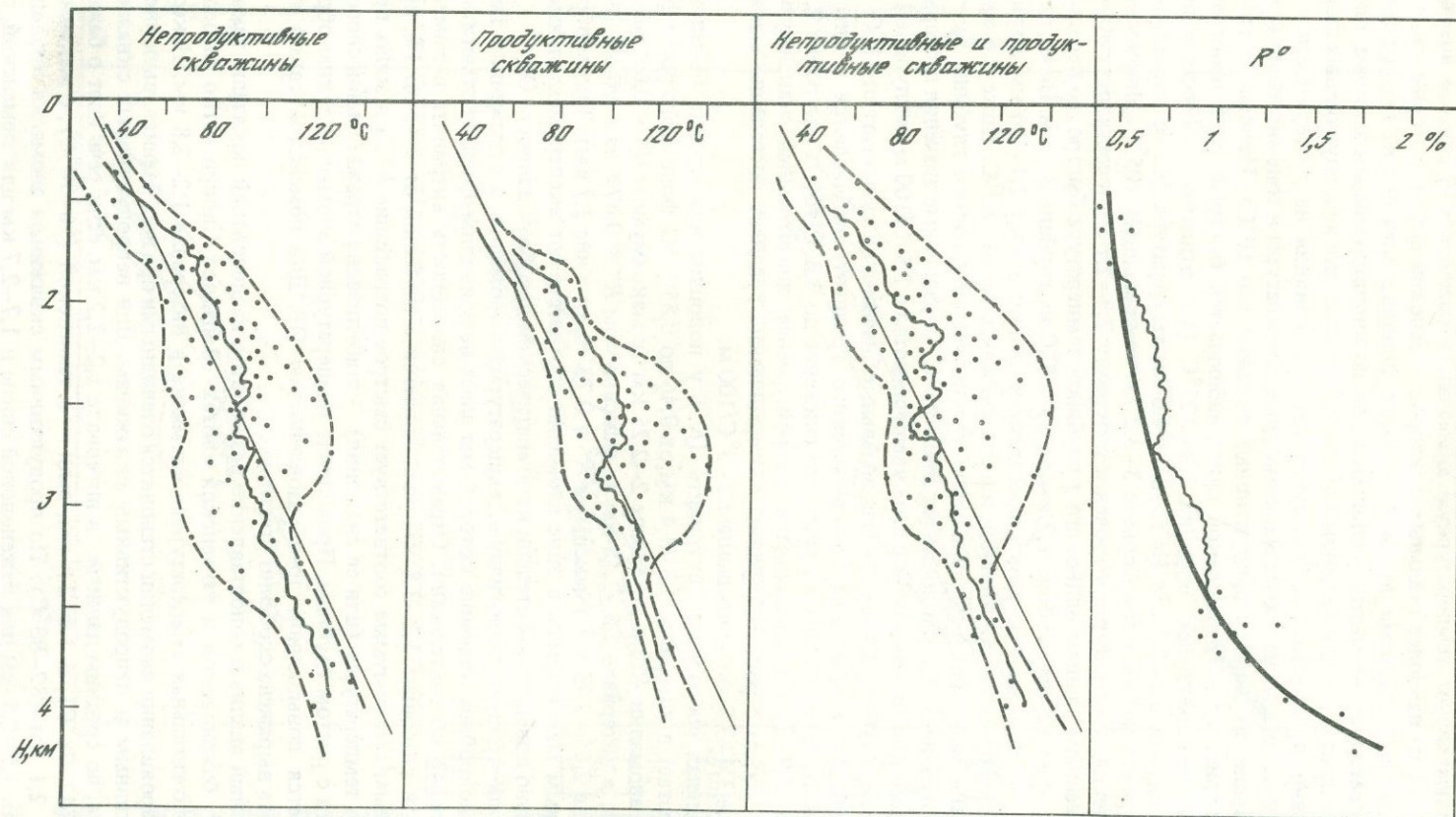


Рис. 2. Распределение температуры и изменение отражательной способности витринита (R^0) в отложениях тюменской свиты в зависимости от глубины погружения (H)
Условные обозначения см. на рис. 1

Рис. 3. Распределение температуры в интервалах средних глубин (H) испытаний скважин в Алжире по П.Т. Фаулеру [Fowler, 1980], с дополнениями
Условные обозначения см. на рис. 1

тюменской свит по непродуктивным отложениям составляют $115-125^{\circ}\text{C}$, а по продуктивным — $125-135^{\circ}\text{C}$. Превышения максимальных температур над фоновыми (при градиенте $3,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$) достигают в зоне аномалии $30-40^{\circ}\text{C}$, а средних — $10-14^{\circ}\text{C}$. Ниже глубины, где отмечаются максимумы, средние значения температуры или остаются постоянными (до уровня $2,5-2,8\text{ км}$), или даже довольно резко снижаются на $7-10^{\circ}\text{C}$ (см. рис. 2).

До 1980 г. наши данные о наличии температурного максимума в средней части платформенного чехла были единственными в советской и зарубежной литературе. Они противоречили общепринятым представлениям и, естественно, вызывали большие сомнения. Однако уже в 1980 г. были опубликованы аналогичные данные о температурных максимумах в интервале глубин $1,5-3\text{ км}$ в бассейнах Кук Инлет в заливе Аляска, а также в Техасе, Алжире и других районах [Fowler, 1980]. Построения, выполненные П.Т. Фаулером (рис. 3), аналогичны нашим. Таким образом, в данном случае мы имеем дело с явлением, широко распространенным в обогащенных нефтью и газом осадочно-породных бассейнах.

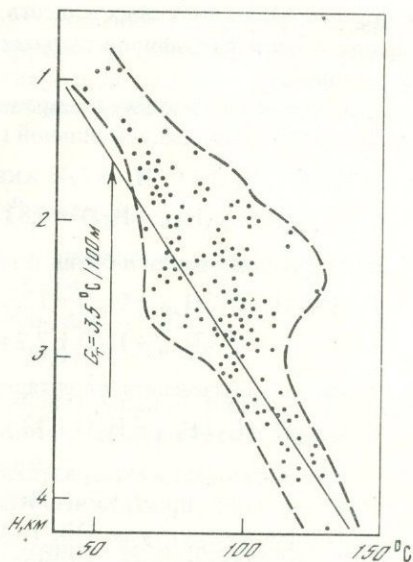
Анализ возможных факторов, обусловивших наблюдаемую температурную аномалию, позволил нам заключить, что единственной реальной причиной является значительное выделение тепла при преобразовании ОВ в зоне проявления ГФН.

Приведем теоретическое обоснование рассматриваемого явления.

Представления о том, что липидные и полимерлипидные компоненты ОВ пород являются основным исходным материалом для образования нефтяных УВ, получили всеобщее признание. Но молекулярная структура ОВ настолько сложна и слабо изучена, что количество, а также состав и строение входящих в нее липидных и полимерлипидных веществ не могут быть охарактеризованы удовлетворительно. Пока приходится опираться только на косвенные и неточные данные: о суммарном количестве липидных веществ — по выходу жидких продуктов полукоксования (дегтя) по методу В.А. Успенского, о групповом составе липидных компонентов (жирные кислоты, альдегиды, кетоны, сложные эфиры и т.д.) — по ИКС-спектрам и изучению функциональных групп ОВ химическим методом.

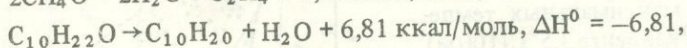
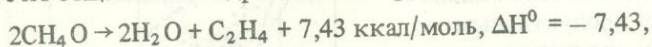
Анализ ИК-спектров и результаты изучения функциональных групп керогена показывают, что деструкция ОВ в ГФН сопровождается потерей веществ с длинными парафиновыми цепями (падение содержания CH_2 -групп), утратой жирных кислот (падение содержания группы COOH), спиртов и фенолов (падение содержания групп OH). Количество липидных компонентов с функцией альдегидов, кетонов и сложных эфиров ($\text{C}=\text{O}$ -группа) в начале ГФН, судя по имеющимся данным, даже возрастает (возможно, вследствие кетонного превращения жирных кислот), а затем также снижается.

Из этого следует, что образование нефтяных УВ в ГФН в значительной мере связано с преобразованием различных липидных и полимерлипидных компонентов с функциями жирных кислот, сложных эфиров жирных кислот, альдегидов, кетонов и спиртов, которые входят в сложную молекулярную структуру ОВ. В настоящее время в специальных справочниках можно найти обширную информацию о термодинамических константах индивидуальных соединений этих классов и особенно УВ различного строения. Это позволяет рассмотреть возможные энергетические аспекты процессов образования

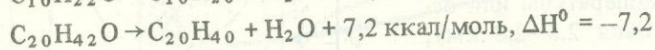
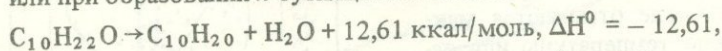


нефтяных УВ из липидных веществ с функциями спиртов, альдегидов, кетонов, жирных кислот и сложных эфиров жирных кислот на примерах индивидуальных органических соединений.

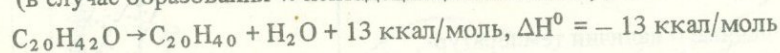
Для спиртов возможно превращение в УВ различного строения с образованием воды за счет отщепления гидроксильной группы:



или при образовании *n*-бутилциклогексана:

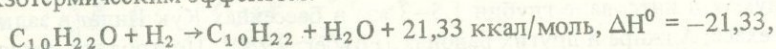


(в случае образования *n*-пентадецилциклопентана), или

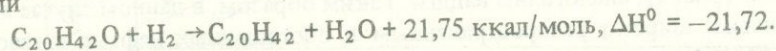


(в случае образования *n*-тетрадецилциклогексана).

При условии присоединения водорода, отщепляющегося от других фрагментов молекулярной структуры ОВ, трансформация спиртов может протекать с образованием воды и предельного углеводорода нормального строения с еще более высоким экзотермическим эффектом:

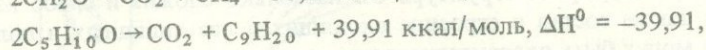
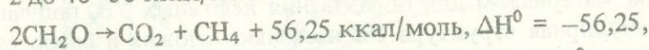


или

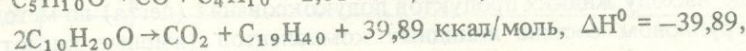
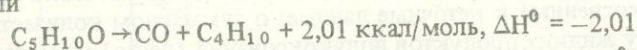


Таким образом, превращение одноатомных жирных спиртов всего ряда C_1 – C_{20} в углеводороды сопровождается экзотермическим эффектом от 6–7 до 20–22 ккал/моль.

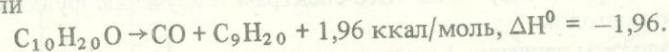
Автономное превращение альдегидов ряда C_1 – C_{10} , которое может идти с отщеплением CO или CO_2 , также во всех случаях должно сопровождаться выделением тепла – от 2 до 40–50 ккал/моль:



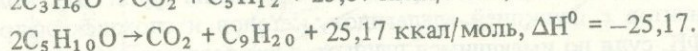
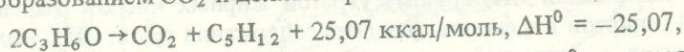
или



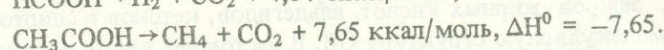
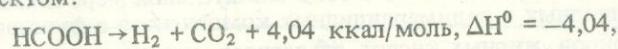
или



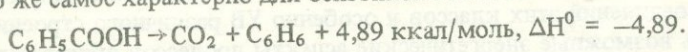
Превращение кетонов в углеводороды возможно, как и для альдегидов, в реакции с образованием CO_2 и должно протекать с выделением тепла:



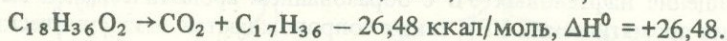
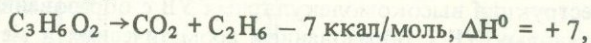
Декарбоксилирование низших кислот также сопровождается экзотермическим эффектом:



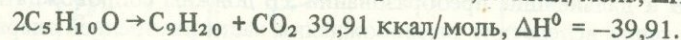
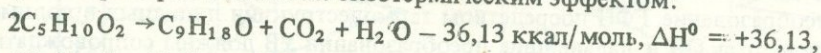
То же самое характерно для бензойной кислоты:



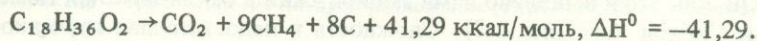
В ряду одноосновных жирных кислот нормального строения от C_3 до C_{18} превращение возможно путем декарбоксилирования с сохранением углеродной цепи или через промежуточную стадию кетона с удвоением углеродной цепи при последующем образовании углеводорода. В первом случае превращение сопровождается эндотермическим эффектом:



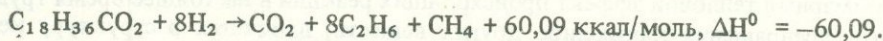
Во втором случае первая стадия процесса идет с эндотермическим эффектом, а вторая — примерно с таким же экзотермическим эффектом:



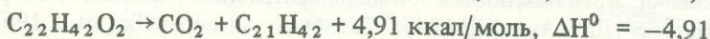
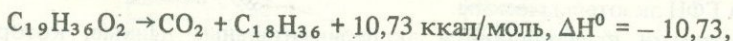
Термокаталитическое превращение высокомолекулярных жирных кислот с деструкцией углеродного скелета и образованием углекислоты, метана и его гомологов во всех случаях должно сопровождаться выделением тепла:



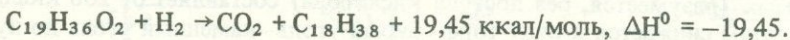
В случае присоединения водорода из внешнего источника экзотермический эффект должен быть еще больше:



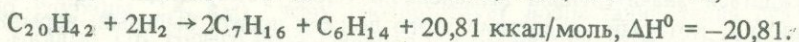
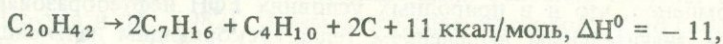
Разложение эфиров высокомолекулярных жирных кислот также идет с выделением тепла, например:



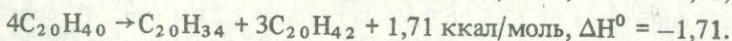
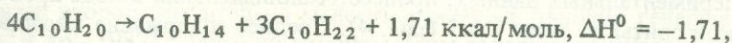
Поступление водорода за счет деструкции других фрагментов структуры ОВ должно усилить экзотермический эффект:



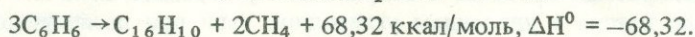
Приведенные данные свидетельствуют о том, что процессы превращения большей части липидных компонентов ОВ, таких, как спирты, альдегиды, кетоны и эфиры жирных кислот, ведут к образованию нефтяных и газовых УВ с проявлением экзотермического эффекта при выделении тепла от 1–2 до 40–60 ккал/моль. Некоторые процессы превращения жирных кислот также сопровождаются выделением тепла. Поэтому с большей вероятностью можно предполагать, что суммарный результат процесса деструкции липидных и полимерлипидных компонентов ОВ в ГФН должен заключаться в ощутимом экзотермическом эффекте. С ГФН связана генерация многих нефтяных углеводородов, в том числе появляется весьма значительное количество низкомолекулярных, составляющих приблизительно половину всей массы. Образование их, возможно, протекает за счет деструкции высокомолекулярных УВ, распад которых всегда сопровождается выделением тепла:



Образующиеся при превращении липидных компонентов нафтеновые УВ могут претерпеть дальнейшие превращения (как на это указывал А.Ф. Добрянский) с образованием метановых и ароматических УВ. Этот процесс также сопровождается выделением тепла:



Для ароматических УВ характерен процесс образования конденсированных структур из бензольных колец, что также приводит к выделению тепла:



Таким образом, многие процессы превращения УВ в материнских породах, происходящие после их образования (деструкция высокомолекулярных УВ с образованием низкокипящих; превращение нафтеновых УВ с образованием ароматических и метановых; поликонденсация ароматических УВ), также сопровождаются экзотермическим эффектом.

Приведенные данные и термодинамические расчеты свидетельствуют о том, что интенсивное нефтеобразование ГФН посредством термодеструкции липидных и полимерлипидных компонентов ОВ и дальнейшие преобразования УВ должны сопровождаться значительным выделением тепла вследствие высвобождения части внутренней энергии исходного ОВ. На фоне нормального геотермического поля, связанного с тепловым потоком из недр, дополнительное выделение тепла при распаде ОВ должно привести к возникновению температурной аномалии в зоне проявления ГФН, особенно в отложениях, обогащенных ОВ, как это и выявлено нами эмпирически в баженовской и тюменской свитах Западной Сибири (см. рис. 1,2). Сложность и недостаточная изученность молекулярной структуры ОВ не позволяют пока определить состав и количество входящих в него индивидуальных липидных и полимерлипидных компонентов, потому и оценить суммарный тепловой эффект происходящих реакций в настоящее время трудно. Кроме того, превращения каких-либо других веществ, входящих в структуру керогена, теоретически могут вести не к экзо-, а к эндотермическим явлениям. Поэтому одни теоретические расчеты не дают ответа на вопрос: является ли общий итог реакций превращения ОВ в ГФН экзотермическим.

Поэтому весьма важными представляются экспериментальные данные, которые давно приведены в литературе [Добрянский, 1947; Термическая переработка..., 1967], но не привлекали внимания геологов и геохимиков-нефтяников. Согласно диаграмме Штрона [Термическая переработка..., 1967], теплота сухой перегонки твердых горючих ископаемых (разумеется, без доступа кислорода) составляет от 260 ккал/кг для древесины и затем снижается в ряду торф—бурый уголь—каменный уголь до нуля при падении содержания кислорода в ОВ от 55 до 10%. Разложение углей с содержанием кислорода менее 10% сопровождается уже не выделением, а поглощением тепла. Прямые указания на выделение тепла при низкотемпературном разложении сапропелевого ОВ горючих сланцев имеются в работе А.Ф. Добрянского [1947].

Изда значительного выделения тепла при разложении сапропелевого ОВ, по мнению А.Ф. Добрянского, очень трудно осуществить низкотемпературную перегонку сланцев: "... так как скорости отгонки малы..., а удержание температуры вследствие экзотермичности реакции довольно трудно, то практически результаты перегонки часто больше соответствуют уже сравнительно глубоко зашедшему процессу разложения, чем действительно начальным его стадиям" [Добрянский, 1947, с. 215]. Иначе говоря, при низкотемпературном преобразовании сапропелевого ОВ начинается цепная реакция: разложение ОВ — выделение тепла — повышение температуры — еще более интенсивное разложение ОВ. Поэтому несомненно, что и в природных условиях ГФН нефтеобразование должно сопровождаться значительным выделением тепла, ускоряющим дальнейший процесс генерации УВ, который вследствие этого должен носить быстрый, взрывной характер.

Воспользовавшись выведенной Штроном функциональной зависимостью между теплотой сухой перегонки (теплота, выделяемая ОВ при разложении до 400°С в бескислородной атмосфере) и содержанием в ОВ кислорода, мы проанализировали, с учетом соответствующих экспериментальных данных, процесс тепловыделения в ходе преобразования ОВ баженовской свиты на этапе ГФН (рис. 4). Среднее содержание кислорода в керогене с начала ГФН снижается от 12,5 до 9,8% на глубине 2,2 км (рис. 4), соответственно этому снижается и теплота сухой перегонки ОВ — от 22 до 0 ккал/кг ОВ. К это-

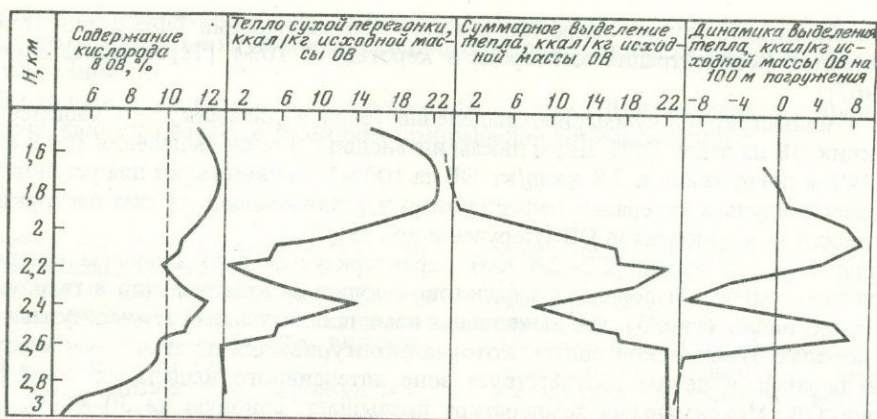


Рис. 4. Результаты анализа процесса тепловыделения в ходе преобразования ОВ баженовской свиты на этапе ГФН с учетом экспериментальных данных

▲ Пунктир — граница, после которой разложение углей идет с поглощением тепла

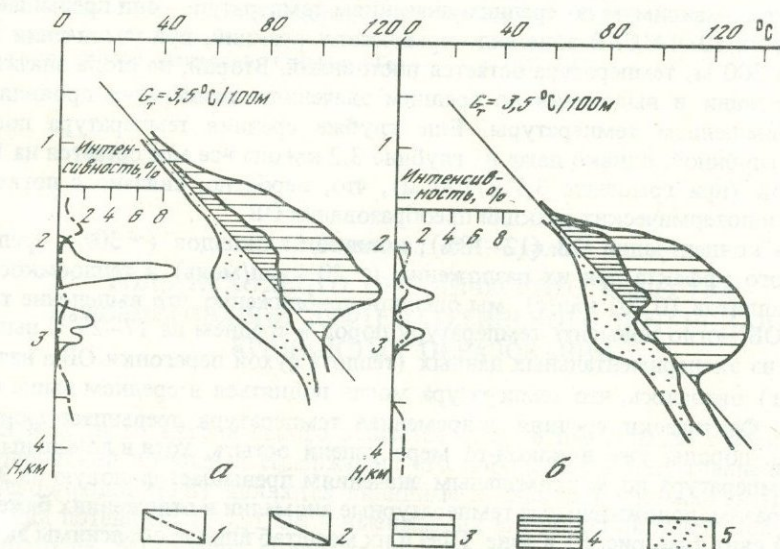


Рис. 5. Интенсивность нефтегазообразования и соотношения ее с геотермическими аномалиями в отложениях баженовской (а) и тюменской (б) свит Западной Сибири

1 — газ; 2 — нефть; 3—5 — геотермические аномалии: 3, 4 — положительные (3 — по фактическим значениям, 4 — по усредненным данным), 5 — отрицательные

му этапу приурочен установленный нами основной импульс генерации нефтяных УВ [Неручев и др., 1982]. Затем содержание кислорода в ОВ снова несколько возрастает (до глубины 2,4 км), чему соответствует возрастание тепла сухой перегонки до 15 ккал/кг ОВ. Ничего неожиданного в этом нет: на этом этапе происходит "высадка" асфальтово-смолистых компонентов образовавшегося битумоида, переход в твердое состояние и вхождение их в твердую, нерастворимую часть керогена [Неручев и др., 1982]. В интервале 2,4—2,6 км снова отмечается падение кислорода до 9,86%, чему соответствует снижение тепла сухой перегонки ОВ от 14 до 0 ккал/кг ОВ. С этим этапом связан второй, значительно менее выраженный импульс генерации нефтяных УВ [Неручев и др., 1982]. Далее до глубины 3 км содержание кислорода продолжает значительно снижаться — от 9,86 до 5—4%. Выделения тепла при разложении ОВ на этом этапе

уже происходить не может, напротив, реакции при завершении ГФН становятся эндотермическими (концентрация кислорода в керогене < 10%) [Термическая переработка..., 1967].

Рис. 4 иллюстрирует суммарное выделение тепла и динамику его выделения при деструкции ОВ на этапе ГФН. Двум пикам интенсивного тепловыделения (до 9 ккал/кг ОВ на 100 м погружения и 7,8 ккал/кг ОВ на 100 м) соответствуют два установленных нами ранее импульса генерации нефти, которые реализовались за счет деструкции полимерлипидных компонентов ОВ [Неручев и др., 1982].

Интервал между ними (2,2–2,4 км) характеризуется прекращением генерации и поглощением тепла при переходе асфальто-смолистых компонентов в твердую фазу ОВ. Хорошо видно (рис. 5), что выявленная нами положительная температурная аномалия в породах баженовской свиты, которая оконтуривается по значениям максимальных температур, в целом соответствует зоне интенсивного выделения тепла при деструкции ОВ. Максимальная температура превышает фоновую на 30–40°С. Глубже 2,7 км энергетический потенциал ОВ оказывается полностью исчерпанным и процесс преобразования ОВ становится эндотермическим. Одновременно в этом интервале глубин значительно и быстро снижаются величины максимальных температур (см. рис. 4). По осредненным значениям первому верхнему пику выделения тепла (1,8–2,2 км) отвечает максимум по средним значениям температур – они превышают фоновые значения на 10–14°С. В зоне эндотермических реакций, при увеличении глубины более чем на 300 м, температура остается постоянной. Второй, не столь значительный, импульс генерации и выделения по средним значениям температур проявляется небольшим повышением температуры. Еще глубже средняя температура постепенно возрастает с глубиной, однако даже на глубине 3,2 км она все еще остается на 10–12°С ниже фоновой (при градиенте 3,5°С/100 м), что, вероятно, связано с поглощением тепла в ходе эндотермических реакций преобразования ОВ.

Исходя из концентрации ОВ (12–18%), количества липидов (~30%), среднего экзотермического эффекта при их разложении (~20 ккал/моль) и теплоемкости баженовских аргиллитов (0,201 кал/г), мы оценили приблизительно, что выделение тепла при разложении ОВ могло повысить температуру пород в среднем на 17–25°С выше фоновой. Исходя из экспериментальных данных (теплота сухой перегонки ОВ в начале ГФН ~22 ккал/кг) оказалось, что температура могла подняться в среднем выше фоновой на 13–20°С. Фактически средняя современная температура превышает фоновую на 12–14°С, т.е. породы уже в какой-то мере успели остыть, хотя в локальных точках перегрева температура по максимальным значениям превышает фоновую на 30–40°С.

Таким образом, положительные температурные аномалии в отложениях баженовской и тюменской свит (см. рис. 5) в зоне ГФН и их масштаб вполне объяснимы экзотермическим эффектом деструкции ОВ при генерации углеводородов и других летучих продуктов.

Открытие нами экзотермического эффекта при превращении ОВ на этапе ГФН позволяет сделать несколько важных выводов.

1. В богатых ОВ нефтегазоматеринских отложениях процесс нефтеобразования инициируется теплом глубинного потока, но в дальнейшем развивается за счет внутренней энергии ОВ по схеме цепной реакции, лавинообразно, имеет взрывной характер и реализуется в масштабе геологического времени очень быстро.

2. Весьма быстрая во времени генерация большого количества нефтяных УВ (до 3–4% по весу на породу) определяет возможность их эффективной миграции в свободной фазе и высокую эффективность аккумуляции нефти в залежах.

3. Существование температурной аномалии в средней части осадочного чехла осадочно-породного бассейна является важным свидетельством недавно происходившего или еще продолжающегося процесса активного нефтеобразования и обогащения бассейна нефтью.

4. В зоне недавно завершившейся или активно протекающей деструкции ОВ в богатых им отложениях величина наблюдаемой температуры в среднем не менее чем на

20%, а по максимальным данным (в точках локального перегрева) на 30–40% определяется не интенсивностью глубинного теплового потока, а вкладом тепла, выделяющегося при разложении ОВ.

5. Не только температура, но и внутренняя энергия ОВ, накопленная в процессе фотосинтеза, является важным фактором превращений ОВ в катагенезе.

Литература

- Добрыйский А.Ф. Горючие сланцы СССР. Л.: Гостехиздат, 1947, 232 с.
- Калинко М.К. О тепловых эффектах процессов нефтегазообразования и изменения нефти в залежах. М., 1978, с. 6–29. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 206. Геохим, сб. 12).
- Неручев С.Г., Rogozina E.A., Зеличенко И.А., Трушков П.А. Геохимические особенности процессов нефте- и газообразования в отложениях баженовской свиты Западно-Сибирской низменности. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 2, с. 5–16.
- Неручев С.Г., Трушков П.А., Rogozina E.A., Зеличенко И.А. Геотермические особенности зоны проявления ГФН в баженовской и тюменской свитах Западной Сибири: Тез. докл. 7-го Всесоюз. семинара "Органическое вещество современных и ископаемых осадков". Ташкент, 1982, с. 230–231.
- Rogozina E.A., Неручев С.Г., Трушков П.А., Зеличенко И.А. Катагенетическая деструкция сапропелевого органического вещества в обогащенных им осадках баженовской свиты Западной Сибири и образование нефти и газа: Тез. докл. Всесоюз. совещ. по геохимии горючих сланцев. Таллин, 1978, с. 84–86.
- Термическая переработка топлива. — В кн.: Краткая химическая энциклопедия, 1967, т. 5, с. 86–89.
- Fowler P.T. Telling live basins from dead by temperature. — World Oil, 1980, vol. 190, N 6, p. 107–122.

УДК 553.982.0.61.33

О.К. Баженова, Ю.К. Бурлин

РОЛЬ ИСХОДНОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ФОРМИРОВАНИИ НЕФТЕМАТЕРИНСКОГО ПОТЕНЦИАЛА КРЕМНИСТЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Состав исходного органического вещества (ОВ) в наибольшей степени определяет нефтематеринский потенциал содержащих его пород. Поскольку главнейшим источником углеводородов (УВ) являются липидные и липоидные компоненты, то и нефтематеринский потенциал ($P_{НМ}$) ОВ и вмещающих его пород определяется содержанием в нем водорода, и особенно водорода, связанного с углеродом, т. е. долей липидов, содержащихся в ОВ.

Известно, что фитопланктон — главнейший поставщик ОВ в морские осадки. Содержание основных органических компонентов у отдельных групп водорослей представлено в табл. 1. Различные группы водорослей характеризуются большим разбросом содержания липидов — от 1 до 35%, поэтому и $P_{НМ}$ водорослевого ОВ соответственно зависит от состава групп водорослей.

В современных морях и океанах диатомовые водоросли синтезируют более 50% ОВ, до 90% кремнистых осадков сложено остатками диатомовых [Лисицын, 1978], доминирующее положение они стали занимать в конце мезозоя. В палеозойских и допалеозойских бассейнах основным поставщиком ОВ были синезеленые водоросли, хотя в отдельные периоды фанерозоя значительную роль играли также золотистые и перидиновые водоросли. Все указанные группы водорослей характеризуются повышенным содержанием липоидных компонентов.

Наиболее богатый липоидными компонентами диатомовый фитопланктон содержит от 5 до 38% (среднее по всем анализам 12%) соединений этого типа, причем среди них на жиры приходится около 80%. В основном это ненасыщенные жирные кислоты (ЖК)

Т а б л и ц а 1
Основные группы водорослей (по Г.К. Барашкову, Е.А. Романкевичу)

Группа	Состав запасных веществ	Состав скелета	Содержание липидов, %	Время начала массового появления	Время единичного появления
Синезеленые	Крахмал	—	—	PR	—
Красные	”	—	—	PR	—
Перидиней	Крахмал, ”масло”	SiO ₂	3,5–18	T	S
Диатомовые	”Масло”	SiO ₂	11	J ₃ K	P,C
			5–38		
			12		
Желто-зеленые	”	SiO ₂	5–10	?	—
Золотистые	”	CaCO ₃	—	O	—
кокколитофориды	”	CaCO ₃	—	O	—
силикофлагелляты	”	SiO ₂	4–12	J	O
			8		
Зеленые	Крахмал	CaCO ₃	1–10	PR	—

Примечание. В числителе — пределы колебаний, в знаменателе — среднее (по всем анализам).

с неразветвленной цепью и четным числом атомов углерода (70% C₁₆, 10% C₁₄, 5% C₂₀). Помимо них присутствуют жирные спирты, стераны и их УВ, представленные в основном n-парафинами и олефинами [Барашков, 1972; Романкевич, 1977]. Количество липоидов в перидинейх и золотистых водорослях также достаточно велико и составляет в среднем 11 и 8% соответственно. Состав и распределение ЖК во внутриклеточных липидах определяются особенностями биосинтеза и строением клеточных мембран. У колепод — важнейших представителей зоопланктона, питающихся непосредственно диатомовыми водорослями, содержание липидов достигает 30% сухого веса [Тиссо, Вельте, 1981].

Бактерии — второй по важности [Тиссо, Вельте, 1981] поставщик в морские осадки ОВ, также богатого липидами (около 10% от ОВ). Материал клеточных мембран, сложенный в основном липидными компонентами, составляет 20% от веса клетки. Среди жирных кислот, извлекаемых из бактерий, преобладают изоформы с разветвленной цепью ряда C₁₀–C₂₀.

В высших растениях — третьем по значимости поставщике ОВ — липиды в заметных количествах накапливаются только в кутикуле, спорах, семенах. Липиды высших растений характеризуются специфическими чертами. Так, среди n-алканов отмечается значительное преобладание нечетных гомологов над четными (в 10 и более раз). В основном это высокомолекулярные n-алканы ряда C₂₅–C₃₃ [Тиссо, Вельте, 1981].

Эволюция органического мира с докембрия по настоящее время нашла отражение в составе и структуре захороненного ОВ, что не могло не проявиться в качестве генерированных из этого ОВ углеводородных продуктов. Тип исходного материала лучше всего запечатлен в элементном составе керогена, соотношении фитан–пристан, особенностях распределения n-алканов, длине алкановых цепей и т. д. Принято считать, что изотопный состав C_{орг} также является показателем исходного типа ОВ. Так, с поступлением остатков наземной растительности в морские осадки связано облегчение изотопного состава углерода примерно на 5‰. По данным И.П. Шадского и Е.А. Романкевича [1981], изотопный состав фитопланктона сохраняется только на первом геотрофном уровне трофической цепи. При переходе же от первого к пятому геотрофному уровню изотопный состав липидов заметно облегчается. Биохимические про-

цессы при накоплении осадков могут существенно изменять изотопный состав исходной органики, вплоть до изотопных инверсий. По мнению А.П. Лисицына, изотопный состав липидов в осадках во многом определяется климатической зональностью. Так, средние значения ^{13}C в осадках из зон аридного литогенеза на 4‰ легче аналогичных значений в осадках из гумидной и умеренной зон. Более тяжелый состав углерода, определенный в илах Калифорнийского залива, Л.А. Кодина и Э.М. Галимов [1981] связывают с повышенной биопродуктивностью вод в этом районе. Все это указывает на то, что использовать данные изотопного состава углерода для определения исходного типа ОВ нужно с большой осторожностью.

Поскольку обогащенное липидно-липоидными компонентами ОВ фитопланктонного генезиса наиболее благоприятно для нефтеобразования, то рифейско-раннепалеозойские нефтематеринские толщи, содержащие именно этот тип органического материала, считаются более высокопотенциальными. Помимо богатого водородом исходного водорослевого ОВ, формированию высокопотенциальных нефтематеринских толщ в раннем фанерозе способствовало также слабое развитие окислительных процессов, что благоприятствовало более полной фоссилизации ОВ. Но и при относительно однородном исходном ОВ групповой состав водорослей существенно влиял на его нефтематеринский потенциал. Так, по данным Т.К. Баженовой [Органическая геохимия..., 1981], в ОВ усть-ильинских отложений нижнего рифея Сибирской платформы, представленном в основном остатками синезеленых водорослей, появление 30–45% примеси бурых водорослей приводит к снижению содержания водорода на 0,7–1%. Так же отрицательно на величину P_{HM} влияет примесь остатков зообентоса. С последними связано поступление в осадок соединений, не богатых водородом. К тому же зарывающиеся бентоносные организмы перемешивают, разрыхляют поверхностный осадочный слой, т. е. способствуют доступу кислорода и аэробному разложению ОВ.

На примере кремнистых биогенных образований, широко распространенных в осадочно-породных бассейнах (ОПБ) фанероза и особенно кайнозоя, мы попытались проследить, в какой степени состав исходного ОВ определяет нефтематеринский потенциал пород на различных этапах литогенеза.

Объектом нашего исследования были силициты и глинисто-кремнистые породы, содержащие биогенный кремнезем и в значительной степени обогащенные ОВ. Это диатомовые илы, диатомиты и их перекристаллизованные аналоги: опоки, опокovidные силициты, глинистые силициты, фтаниты, кремнистые сланцы. Такие породы широко распространены в ОПБ кайнозойских складчатых областей в северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса и в Калифорнии. Для них характерны повышенное содержание ОВ, высокая его битуминизация уже на ранних грациях катагенеза, обогащенность хлороформенного битумоида масляной фракцией, а в составе УВ — резкое преобладание метаново-нафтяных компонентов.

Фтаниты Юго-Западного Урала также, видимо, содержат биогенный кремнезем, хотя в них не сохранились органогенные структуры. Но повышенное содержание $\text{C}_{\text{орг}}$, его четкая корреляция с фосфором могут служить доказательством первичной биогенной природы этих пород. Подобные силициты, характеризующиеся повышенным содержанием ОВ, широко распространены в палеозойских образованиях Западной Европы, Северной Америки, Монголо-Охотского пояса. Они встречаются и на платформах. Это, например, кремнистые доманикиты на востоке Русской платформы, баженовиты Западной Сибири. Силициты, обогащенные ОВ, характеризуются повышенной генерационной способностью и рассматриваются в качестве пород с повышенным нефтематеринским потенциалом, который является в определенной мере унаследованным, т. е. обусловлен повышенным содержанием липоидных компонентов в водорослях с кремневой функцией: диатомовых, золотистых, перидиней [Баженова и др., 1979; Бурлин и др., 1976].

На рисунке приведены хроматограммы масляной фракции хлороформенного битумоида (ХБ) кремнистых осадков из зоны Перуанского апвеллинга, свидетельствующие о преобладании тяжелых высококипящих соединений сложного строения над низ-

кокипящими. Здесь четко фиксируются реликтовые структуры ряда n -алканов C_{14} – C_{34} , изопреноидов C_{16} – C_{27} , стеранов и тритерпанов. Среди n -алканов нечетные (нч) гомологи несколько преобладают над четными (ч) ($нч/ч = 1,5$), соотношение же фитана и пристана около 1. Резко повышенное содержание n -алканов $C_{15}H_{32}$ связано, видимо, с декарбокислированием кислот C_{16} , которые, как известно, составляют около 70% в липидной фракции диатомовых. Повышенные концентрации изоструктур по сравнению с n -алканами в области C_{14} – C_{19} могут свидетельствовать о частичной бактериальной переработке ОВ в осадках. Максимум, отвечающий n -алкану C_{27} – C_{33} , в данном случае не проявился, так как примесь наземной растительности здесь практически отсутствует.

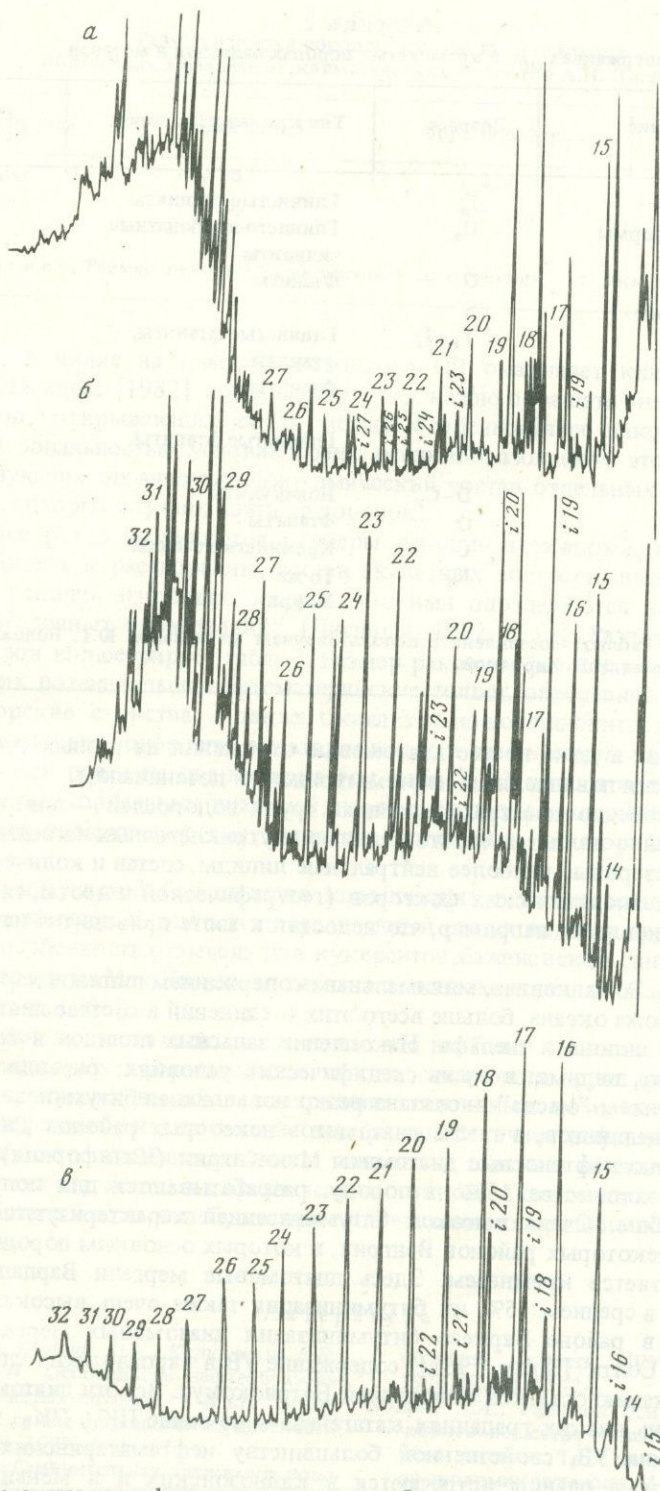
Углеводородный спектр хлороформенного экстракта, выделенного из опок юго-западной части Сахалина, по характеру распределения n -алканов близок к спектру, описанному выше. Здесь такое же (чуть больше единицы) соотношение $нч/ч$, повышенное содержание n -алканов ряда $C_{15}H_{32}$. Вместе с тем фиксируются и отличия, связанные с возрастанием содержания длинноцепочечных n -алканов ряда C_{24} – C_{32} , а также концентрации фитана и пристана, видимо, за счет новообразования. Появление максимума, связанного с присутствием n -алканов ряда C_{29} – C_{33} , можно объяснить примесью терригенного ОВ. Таким образом, на подстадии протокатагенеза реликтовые структуры исходного ОВ еще фиксируются, но проявляются менее четко по сравнению с кремнистыми осадками.

На рисунке приведена хроматограмма хлороформенного синбитумоида из силицитов и кремнистых аргиллитов баженовской свиты Салымского месторождения Западной Сибири. На ней четко фиксируются максимумы n -алканов ряда C_{15} – C_{17} , что, видимо, связано с декарбокислированием жирных кислот C_{16} и C_{18} . Первая в большом количестве накапливается диатомовыми водорослями, вторая – перидиниевыми; именно две эти группы водорослей являлись основными источниками ОВ и кремнезема в баженовской свите. Образцы рассматриваемых кремнистых пород отвечают градиции среднего мезокатагенеза (глубина более 2 км), т. е. вступили в главную зону нефтеобразования (ГЗН). Реликтовые структуры в битумоидах из этих пород не фиксируются.

Фтаниты, широко распространенные в разрезах палеозойских складчатых областей, характеризуются резко повышенным содержанием ОВ (табл. 2), достигающим 10%. В большинстве случаев степень катагенетической преобразованности фтанитов превышает уровень среднего мезокатагенеза, и поэтому трудно судить об их первичной битуминизации. В тех же районах, где фтаниты не погружались за пределы зоны среднего мезокатагенеза, например на Юго-Восточном Урале, битуминозность их довольно высокая – 10–15%. В элементном составе ХБ углерода 80–81,5%, водорода 9,5–10,5%, в компонентном составе резко преобладают смолы. Углеводородный спектр масел ХБ близок к кайнозойским силицитам той же степени катагенетической преобразованности, что свидетельствует об их генетической близости. Видимо, несмотря на то что в рассматриваемых фтанитах определяются остатки радиолярий, основным источником ОВ, а возможно и кремнезема, были примитивные водоросли с кремневой функцией, имевшие сходство с диатомовыми в биохимическом составе. Таковой могла быть одна из разновидностей золотистых водорослей. Известно, что в радиоляритах и радиоляриевых илах не накапливается ОВ, т. е. можно предположить, что фтаниты – породы, производные фитопланктона.

Таким образом, рассматриваемые силициты различного возраста имеют фитогенное происхождение и характеризуются резко повышенным нефтематеринским потенциалом.

В то же время известны диатомовые илы (например, этмодискусовые илы) и диатомиты с очень низким содержанием ОВ и ничтожной степенью битуминизации; другие биогенно-кремнистые породы – радиоляриты и спонголиты отличаются пониженными содержаниями $C_{орг}$ и ХБ; радиоляриевые илы выделяются из всех современных осадков низкими значениями $C_{орг}$. Таким образом, далеко не все биогенно-



Углеводородные спектры хлороформных экстрактов биогенных кремнистых образований разной степени катагенеза

a — диатомовый ил, Перуанский шельф; *б* — опока, юго-западная часть Сахалина, ПК₂ — ПК₃; *в* — глинистый силицит с глубины 2750 м, Салымская площадь, Западная Сибирь

Т а б л и ц а 2
Содержание $C_{орг}$ в кремнистых породах палеозоя и мезозоя

Местонахождение	Возраст	Тип кремнистых пород	Содержание $C_{орг}$, %
Западная Сибирь	J ₃	Глинистые силициты	5-12
Восток Русской платформы	D ₃	Глинисто-карбонатные силициты	2-5,5
Юго-Западный Урал	O	Фтаниты	1,5-5
Монголо-Охотский пояс	S		1,5
Сихотэ-Алинь	T ₃ -J ₁	Глинистые фтаниты, фтаниты	0,5-6,5
Западная Европа	C	Фтаниты	0,7-1,7
Тюрингия			
Гессен	C	Глинистые фтаниты	0,1-1,3
Америка			
Уачита	D-C ₁	Новакулиты	0,4-2,5
Невада	O	Фтаниты	1,8-6
	C	Кремнистые сланцы	До 1
Вайоминг	K ₁	То же Моури	0,2-5

Примечание. Таблица составлена с использованием материалов Ю.Г. Волохина, А. Гольдштейна, В.И. Тихомирова, И.В. Хворовой.

кремнистые породы и даже не все диатомовые отложения на разных стадиях катагенеза характеризуются повышенным нефтематеринским потенциалом.

Характерной особенностью трех названных групп водорослей — диатомовых, золотистых и перидиней — является то, что, помимо внутриклеточных липидов, они способны накапливать резервные наиболее нейтральные липиды, состав и количество которых зависят от разных экологических факторов (географической широты, глубины обитания и т. д.). Установлено, например, что недостаток азота приводит к накоплению липидов.

По данным Е.А. Романкевича, минимальным содержанием липидов характеризуются диатомовые илы ложа океана, больше всего этих соединений в составе диатомовых илов континентального склона и шельфа. Накопление запасных липидов в больших количествах происходит, видимо, в очень специфических условиях; очевидно, с этим процессом — накоплением "масла" — связана резко повышенная битуминозность диатомовых илов зон апвеллингов, а также диатомитов некоторых районов Тихоокеанского пояса. Сингенетично нефтеносные диатомиты Мак-Китрик (Калифорния), содержащие углеводороды в количестве 15% на породу, разрабатываются для получения нефти открытым способом. Очень высокой битуминизацией характеризуются неогеновые горючие сланцы некоторых районов Венгрии, в которых основным породообразующим компонентом является кремнезем. Здесь диатомовые мергели Варпалота содержат от 8 до 49% ОВ, в среднем 15%, их битуминизация также очень высокая и в среднем составляет 30%, в районе Варкесо битуминизация диатомовых мергелей достигает 50%. По мнению Солти [Solty, 1981], содержание УВ в варпалотских сланцах пропорционально содержанию остатков водорослей Батриококкус. Все эти диатомиты и сланцы находятся на очень низких грациях катагенеза — не выше ПК₁—ПК₂, т. е. до начала массовой генерации УВ, свойственной большинству нефтематеринских толщ. Такие высокобитуминозные сланцы встречаются в кайнозойских и в меньшей степени в мезозойских разрезах и не характерны для палеозойских разрезов. В то же время следует подчеркнуть, что из всех палеозойских сланцев самой высокой битуминозностью обладают кремнистые.

Т а б л и ц а 3
Размер раковин породообразующих организмов,
обитающих в различных климатических зонах (по А.П. Лисицыну)

Климатическая зона	Кокколиты	Фораминиферы	Диатомовые
Экваториальная	4–9	0,8–5	200–2000
Арктическая бореальная	2–4	0,2–0,4	5–50

П р и м е ч а н и е. Размер раковин кокколитов и диатомовых – в мкм, фораминифер – в мм.

Огромное влияние на качество исходного ОВ оказывает климатическая зональность. А.П. Лисицын [1982] подчеркивает, как важно обращать внимание на структуру танатоценозов, открывающих связь между особенностями накопления биогенного материала и зональностью условий среды осадкообразования; это особенно касается породообразующих организмов. Биохимический состав отдельных видов и родов различается в некоторых случаях почти на порядок.

”Еще более резко различаются размеры раковин и панцирей, толщина и строение стенок, стойкость к растворению, состав скелетных построек, включений, изотопный состав. Эти отличия настолько велики, что ими определяются важнейшие свойства биогенных осадочных образований” [Лисицын, 1982, с. 14]. Различия в размере раковин разных зон иллюстрирует табл. 3. Размер раковин, фитопланктонных организмов, формирующих потенциально нефтематеринские толщи, определяет структуру породы, их коллекторские свойства, а также окислительно-восстановительную обстановку в осадке. Диатомовые водоросли экваториальных и арктических широт отличаются по размеру раковин почти на два порядка (см. табл. 3). Можно предположить, что крупные размеры экваториальных диатомей, помимо различия в химическом составе, могут быть причиной низкого нефтематеринского потенциала экваториальных диатомовых осадков.

Отличительной чертой большинства классических нефтематеринских свит с повышенным содержанием ОВ является ограниченный состав видов и групп исходных организмов. Эта особенность отмечена для кукерситов, баженовской свиты Западной Сибири и т. д. Диатомиты Мак-Китрик сложены в основном раковинами четырех видов организмов [Earnest, 1981].

Подводя итог вышесказанному, отметим, что наиболее высоким $P_{\text{нм}}$ обладают толщи, кероген которых сформировался за счет следующих групп фитопланктона. Для последних характерно высокое содержание липоидных компонентов: синезеленые, золотистые, перидиние и диатомовые водоросли. Величина нефтематеринского потенциала кайнозойских кремнистых пород зависит не только и не столько от видового и родового состава слагающих их органических остатков, сколько от экологических условий среды обитания водорослей, которые определяют содержание и состав их запасных липидов.

Л и т е р а т у р а

- Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Карнюшина Е.Е., Конюхов А.И. Особенности нефтеобразования в кремнистых породах. – В кн.: Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики. М.: Наука, 1979, с. 60–67.
- Барашков Г.Т. Сравнительная биохимия водорослей. М.: Пищ. пром-сть, 1972. 335 с.
- Бурлин Ю.К., Баженова О.К., Карнюшина Е.Е., Конюхов А.И. К проблеме нефтеобразования в кремнистых толщах геосинклинальных областей. – Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1976, № 3, с. 12–24.
- Кодина Л.А., Галимов Э.М. Геохимия органического вещества и газов в осадочном разрезе океана: Тез. докл. Всесоюз. совещ. по геохимии углерода. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1981, с. 292–297.
- Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
- Лисицын А.П. Лавинная седиментация. – В кн.:

- Лавинная седиментация в океане. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1982, с. 3–59.
- Органическая геохимия палеозоя и допалеозоя Сибирской платформы и прогноз нефтегазоносности/Т.К. Баженова, С.Н. Белецкая, Л.С. Беляева и др. Л.: Недра, 1981. 210 с.
- Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256 с.
- Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти. М.: Мир, 1981. 501 с.
- Шадский И.П., Романкевич Е.А. Особенности биогеохимического фракционирования изотопов углерода органического вещества в океане: Тез. докл. Всесоюз. совещ. по геохимии углерода. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1981, с. 282–284.
- Earnest L.J.* Diatomite may yield petroleum (in California). – *Geotimes*, 1981, vol. 26, N 3, p. 17–19.
- Soltý G.* A varpalitaj olajpala. – In: M. All Földtani intezet evi jelentese Az, 1979. Evpöi, 1981, p. 249–265.

УДК 553.98.044:543.8

А.М. Акрамходжаев, Ш.Х. Амирханов, А.В. Киришин

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ В ПРОЦЕССЕ ЛИТОГЕНЕЗА

Изучению рассеянного и концентрированного органического вещества (ОВ) придавалось важное значение с начала геохимических работ в 1970 г., когда в результате выполненного оригинального исследования нерастворимой части ОВ были получены неожиданные для многих, в том числе и для нас самих, результаты, заключавшиеся в том, что удалось обнаружить непосредственно в этой доминирующей фракции ОВ значительные количества жидких и газообразных углеводородов (УВ).

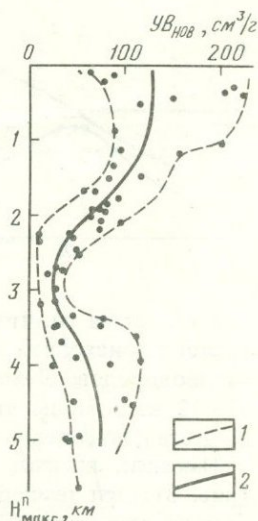
Не останавливаясь детально на этих результатах, достаточно подробно изложенных в предыдущих публикациях [Акрамходжаев, 1973, 1982; Акрамходжаев и др., 1976], укажем, что по их поводу развернулась острая полемика, которая не прекращается по существу, до сих пор. В ходе ее возникало немало дискуссионных вопросов, требующих однозначного разрешения. Эта полемика, на наш взгляд, сыграла положительную роль в развитии данного направления исследований, поскольку стимулировала поиск новых решений, совершенствование экспериментальных методов, комплексное обоснование основных положений. Особую значимость имели рекомендации бюро Научного совета по проблемам геологии и геохимии нефти и газа АН СССР, по инициативе которого была создана специальная комиссия, независимо повторившая эксперимент [Еременко, Твердова, 1980].

К настоящему времени на некоторые вопросы получены обстоятельные ответы. Важнейшим из них был вопрос: есть ли в нерастворимом органическом веществе (НОВ), полученном в результате жесткой обработки пород, нефтяные и газообразные УВ и если есть, то в каком количестве? Накопленный к настоящему времени экспериментальный материал по масс-спектрометрическому и хроматографическому изучению продуктов дегазации многочисленных (более 200) образцов НОВ, отобранных в самых различных регионах СССР (рис. 1), позволяет дать ответ: да, эти УВ есть, их содержание в НОВ составляет от долей процента до 10% и более в зависимости от глубины отбора образцов, генетического типа ОВ и т.д.

И наших оппонентов, и нас самих, естественно, интересовало, что это за УВ. Не явились ли они продуктами пиролиза НОВ при термическом воздействии на него в эксперименте? А может быть, эти УВ образовались при выделении из пород НОВ? Имеющиеся в нашем распоряжении данные позволяют ответить на эти вопросы отрицательно. Это реликтовые углеводороды, находящиеся преимущественно в сорбированном состоянии в самой структуре НОВ. Об этом свидетельствует (рис. 2) идентичность масс-спектров веществ, выделяемых из НОВ при комнатной (~30°C) температуре и при прогреве образцов до 250–300°C. Отсутствие разложения НОВ при комнатной температуре, по-видимому, не может вызывать сомнения. В этой связи вызывают удивление

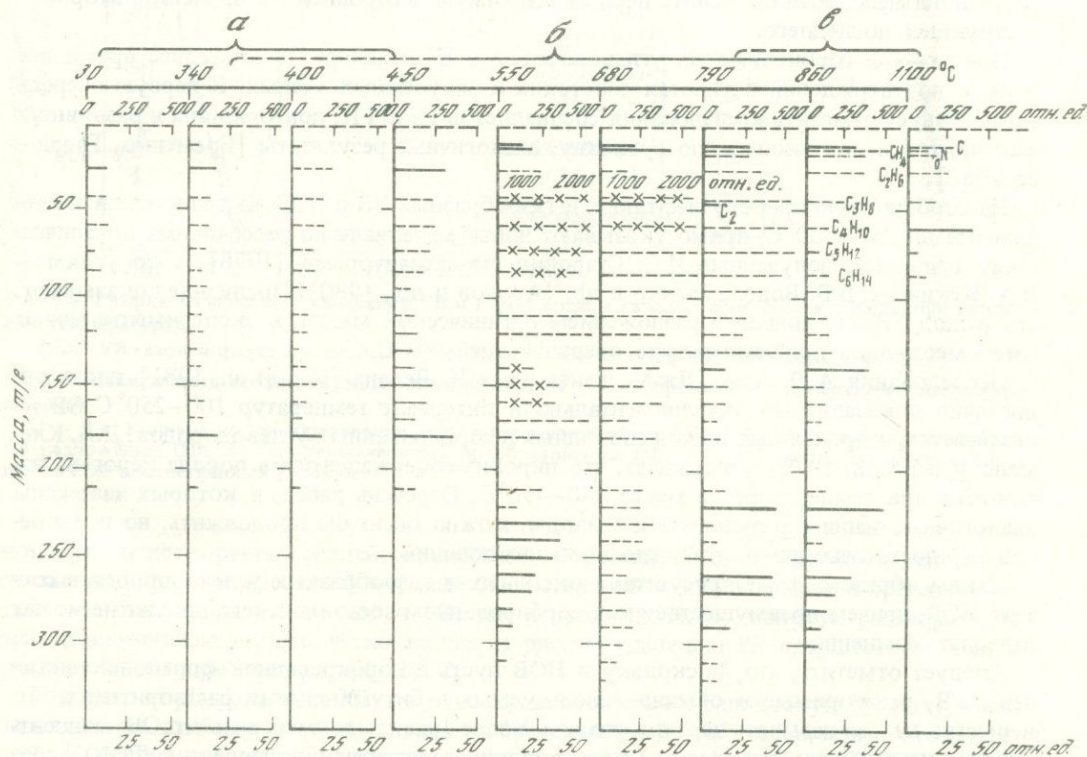
Р и с. 1. Обобщенная зависимость содержания УВ в НОВ осадочных пород от максимальной палеоглубины ($H_{\text{макс}}^{\text{II}}$) их погружения

Линии значений: 1 — экстремальных, 2 — медианных



Р и с. 2. Масс-спектр НОВ при различных температурах прогрева; прогрев пробы на каждой ступени температуры не более 3 мин

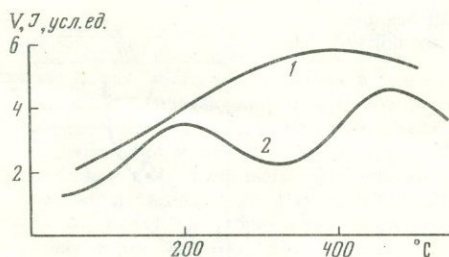
a–*в* — интервалы температур: *a* — преимущественной десорбции УВ, *б* — преимущественного новообразования УВ, *в* — распада НОВ. Ниже C_6H_{14} — более высокомолекулярные УВ



попытки найти другие объяснения природы УВ, получаемых из НОВ в интервале температур 250–300°C, игнорирующие совершенно аналогичный характер масс-спектров при этих и при комнатной температурах.

Совершенно иная картина наблюдается при исследованиях в интервале температур 400–600°C: резко увеличивается число пиков, возрастает их интенсивность и т.д., что, несомненно, указывает на разложение в этом температурном интервале НОВ и на интенсивное новообразование УВ.

Однако и в этом случае энергетические расчеты [Акрамходжаев, 1973, 1982] прямо



Р и с. 3. Сопоставление скорости гомогенной реакции (V) (по уравнению Аррениуса), преобразования ОВ (I) и интенсивности выхода УВ из НОВ (I') при его термовакuumной дегазации (2)

указывают на то, что при таких температурах вследствие малого времени прогрева не может происходить деструкция НОВ, а имеет место десорбция сорбированных в нем углеводородов. Действительно, в наших опытах затраты тепловой энергии равнялись 10–12 ккал/моль, что как раз необходимо для десорбции любых газов из твердого вещества, но совершенно недостаточно для разложения последнего.

Наконец, наличие двух максимумов выделения УВ-продуктов в эксперименте (рис. 3): при температуре 150–175 и 350–450°C — никак не может быть объяснено только пиролизом ОВ, так как противоречит уравнению Аррениуса. Однако все становится понятным, если объяснить первый максимум десорбцией УВ из НОВ, а второй — деструкцией последнего.

Присутствие сорбированных углеводородов в НОВ находит в последнее время все больше подтверждений в работах советских и зарубежных ученых. В первую очередь здесь следует отметить исследования специалистов ИГиРГИ, повторивших и развивших наш подход и получивших, по существу, аналогичные результаты [Еременко, Твердова, 1980].

На сорбционную природу нефтяных и газообразных УВ и НОВ, выделяемых в эксперименте до 250–300°C, прямо указывают новые материалы по рассеянному органическому веществу, полученные И.С. Старобинцем с соавторами [1978], а по углям — И.А. Кекиным, В.В. Водолаженко и др. [Аронов и др., 1980]. Последние доказывают, что выход УВ, связанный с разложением органической массы, в эксперименте может иметь место лишь при температуре, превышающей 300°C.

Исследования А.Ю. Хака, Дж.М. Ханта и Дж.К. Велана [Nuc et al., 1981] также однозначно показали, что экспериментально в интервале температур 100–250°C ОВ не разлагается, а происходит выход свободных и сорбированных углеводородов. Д.А. Клеменс [Clementz, 1979] утверждает, что пиролиз содержащегося в породе керогена начинается при температуре не менее 350–450°C. Перечень работ, в которых изложены аналогичные нашим результаты и выводы, можно было бы продолжить, но и приведенного достаточно для подтверждения наших позиций.

Таким образом, факт присутствия оксидных и газообразных углеводородов в составе НОВ, причем преимущественно в сорбированном состоянии, сегодня уже не может вызывать сомнений.

Следует отметить, что, поскольку в НОВ пусть в сорбированной форме, но заключены УВ, растворимые в обычно используемых в битуминологии растворителях, это вещество нельзя называть нерастворимым. Более правильно именовать его ОВ, концентрированным лабораторным путем из рассеянного органического вещества (РОВ) дебитуминизированных пород, сокращенно — ОВ_{кл}.

Убедившись в наличии сорбированных УВ в ОВ_{кл}, логично было бы поставить следующий вопрос: как в условиях жесткой обработки пород органическими и неорганическими растворителями, используемыми для получения ОВ_{кл}, в нем могли сохраниться эти, фиксируемые нами, углеводороды? Мы провели в этом направлении специальные исследования и выявили условия, благоприятствующие их сохранности. Во-первых, последняя обусловлена особенностями структуры ОВ_{кл}, в частности ее "сшитостью", во-вторых, — широким развитием микронор с большой сорбционной поверхностью, диаметр которых достаточен для размещения молекул УВ, но явно меньше диаметра

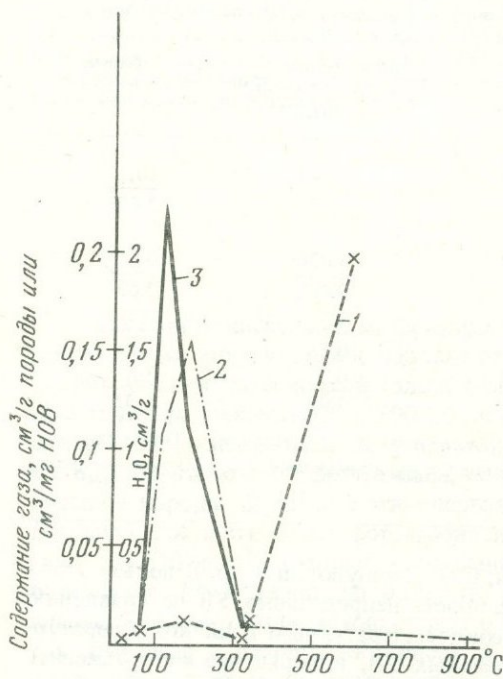
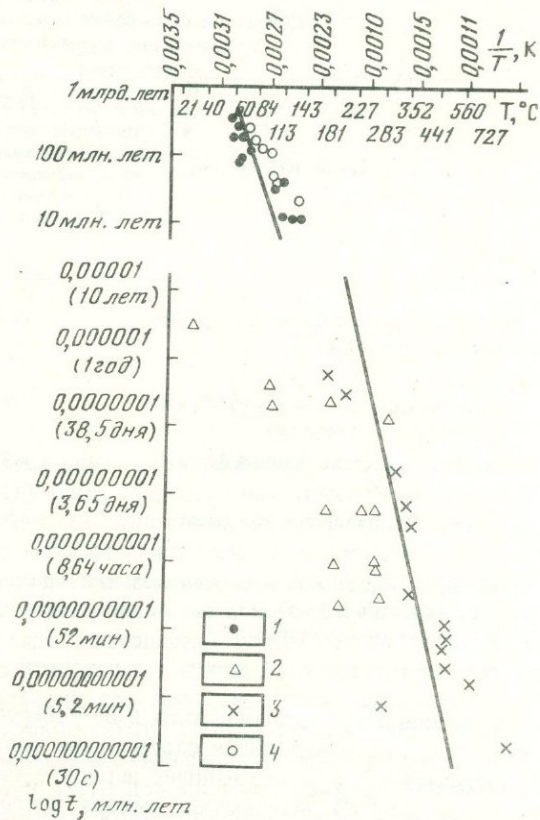


Рис. 4. График изменения содержания УВ и паров воды в газовой фазе НОВ и породы при различных температурах

1, 2 — УВ газовой фазы; 1 — НОВ, 2 — породы; 3 — вода в газовой фазе породы и в НОВ

Рис. 5. Зависимость геохимического преобразования ОВ от времени и температуры по разным данным

1 — Дж. Коннана по преобразованию РОВ в природной обстановке; 2 — по термокаталитическому разложению ОВ; 3 — по термическому преобразованию ОВ; 4 — Н.В. Лопатина по преобразованию РОВ в естественных условиях



молекул веществ-растворителей, и, наконец, в-третьих, — экранирующим действием связанной воды, закрывающей входные отверстия микро- и малых пор и препятствующей как выходу из них молекул УВ, так и проникновению молекул растворителей при дебитуминизации. Это четко видно из рис. 4: удалению УВ предшествует выход связанной воды при температуре 110°C.

Говоря о сорбированных УВ, логично предположить их реликтовую природу, унаследованность от более ранних этапов преобразования ОВ — в диагенезе и протокатагенезе. К такому же выводу пришли и упомянутые выше И.А. Кекин, В.В. Водолаженко и др. [Аронов и др., 1980].

В эксперименте, проведенном комиссией [Еременко, Твердова, 1980], было установлено значительное (до 40%) содержание непредельных УВ в выделенных из ОВ_{кп} продуктах. Этот факт, который многие исследователи рассматривали как результат деструкции, пиролиза или "мягкого" термоллиза ОВ, выдвинул новый вопрос: могут ли непредельные УВ наследоваться от более ранних этапов преобразования ОВ? Думается, что весь комплекс имеющихся на сегодня данных положительно отвечает на этот вопрос. На возможность, а точнее сказать на неизбежность селективного накопления в микропорах ОВ непредельных УВ указывает их присутствие в современных осадках,

**Сопоставимость баланса веществ газовой фазы $OB_{кл}$
по данным исследования разными методами**

Сравниваемые параметры	Результаты определения по данным		
	термовесового метода	масс-спектрометрии	
		по методике, разработанной в ИГиРНИГМ*	по таблице NBS
Общая масса газовой фазы (потери при термовесовом методе)	12,8	$\frac{12,49}{0,31}$	$\frac{10,11}{2,69}$
Содержание			
воды (влажность исходного образца в термовесовом методе)	3,03	$\frac{3,036}{0,006}$	$\frac{0,4}{2,63}$
водорода в составе газовой фазы	1,48	$\frac{1,12}{0,36}$	$\frac{0,3}{1,18}$
углерода в составе газовой фазы	8,12	$\frac{6,07}{2,05}$	$\frac{2,8}{5,32}$

* ИГиРНИГМ – Институт геологии и разведки нефтяных и газовых месторождений, г. Ташкент.

Примечание. В числителе – процент на исходное $OB_{кл}$, в знаменателе – расхождение с данными термовесового метода, %

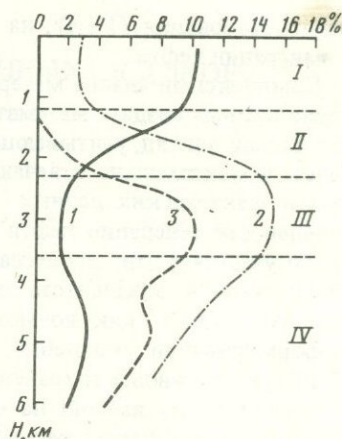
установленное в последние годы В.В. Вебером, С.П. Левшуновой и др. В пользу этого говорит также повышенная сорбционная способность непредельных УВ по сравнению с предельными, а также наличие наряду с высокотемпературным и низкотемпературного (до $150^{\circ}C$) максимума выхода непредельных УВ, который можно объяснить только десорбцией, и др. Примерно к такому же выводу пришли Н.А. Еременко и Р.А. Твердова [1980].

Еще один вопрос, решение которого, по мнению ряда ведущих ученых, должно дать окончательный ответ относительно содержания УВ в $OB_{кл}$, касается баланса веществ в исходном, остаточном $OB_{кл}$ и продуктах его дегазации. Такая работа выполнена. В таблице представлены результаты масс-спектрометрии в нашей интерпретации в сопоставлении с независимыми данными определения тех же компонентов термовесовым методом. Четко видна вполне удовлетворительная их сходимость как непосредственно по балансу веществ в указанных составляющих $OB_{кл}$, так и в сравнении с материалами химического анализа. Например, общая потеря массы разнится лишь на 3%, содержание воды – и того меньше, менее чем на 1% и т.д. Все это убеждает не только в высокой достоверности полученных количественных результатов, но и в правильности нашего подхода к интерпретации данных масс-спектрометрии.

Наконец, последний дискуссионный вопрос, на котором хотелось бы остановиться, это несоответствие температурных режимов выделения УВ путем десорбции из $OB_{кл}$ в эксперименте (до $300^{\circ}C$) и в природной геологической обстановке ($50-80^{\circ}C$). Причина этого несоответствия заключается исключительно в различной длительности термического воздействия в эксперименте и в природе. В первом случае оно исчисляется минутами, во втором – миллионами лет. Об этом убедительно свидетельствуют результаты выполненной нами статистической обработки значительного количества лабораторных и фактических данных (рис. 5), касающихся преобразования OB . Они однозначно показывают, что между временем и температурой существует тесная связь – коэффициент корреляции превышает 0,9. Кстати, из рис. 5 вытекает, что в течение времени проведения эксперимента (минуты) нагрев образцов $OB_{кл}$ до $250-300^{\circ}C$ не может вызвать его распад. Следовательно, и это подтверждает сорбционную природу выделяемых УВ.

Рис. 6. Схема вертикальной зональности процессов генерации и эмиграции УВ

1-3 — медианные значения содержаний: 1 — УВ в ОВ, % к НОВ, 2 — битумоидов в породах, % на породу, 3 — интенсивности новообразования жидких УВ в катагенезе, % к исходному ОВ
 I-IV зоны: I — формирования исходного генетического потенциала продуктивности ОВ, II — интенсивной эмиграции битумоидов и УВ из ОВ и обогащения ими вмещающих пород, III — интенсивного новообразования УВ при катагенетических превращениях высокомолекулярных составляющих НОВ и эмиграции битумоидов и УВ из материнских пород, IV — интенсивной миграции битумоидов и УВ



Анализ многочисленных материалов, касающихся содержания УВ в ОВ_{кл}, свидетельствует о том, что оно сильно зависит от глубины, точнее, от максимальной палеоглубины погружения материнской толщи (см. рис. 1). Для пород, не опускавшихся на большие глубины (более 1000–1500 м), оно максимально, далее — уменьшается. Отсюда следует единственный вывод: в первом случае мы имеем дело с исходным объемом УВ в ОВ_{кл}, во втором — с остаточным, оставшимся после частичной их эмиграции во вмещающие породы. В связи с этим первая часть материнской толщи названа нами потенциальной, где происходит формирование исходного генетического потенциала продуктивности ОВ пород, вторая — производящей, где осуществляется реализация этого потенциала. Естественно, по разности углеводородов в ОВ_{кл} производящей и потенциальной частей толщи можно судить о масштабах эмиграции углеводородных продуктов диагенеза и раннего катагенеза, а при учете новообразованных в катагенезе УВ оказывается полностью охарактеризованным с количественной стороны весь процесс генерации и эмиграции нефти и газа в литогенезе.

Таким образом, имеющиеся на сегодня экспериментальные и расчетные данные, а также теоретические выкладки приводят нас к единственному выводу: ОВ осадочных пород обладает способностью накапливать и сохранять в своих микропорах и малых порах преимущественно в сорбированном состоянии реликтовые нефтегазовые УВ — продукты диагенеза и раннего катагенеза — и отдавать их во вмещающие породы в термобарических условиях, характерных для глубин в недрах в диапазоне 1000–1500 м. Этот интервал назван нами глубиной начала ощутимой эмиграции УВ из ОВ. Ниже процесс эмиграции еще более усиливается, достигая максимума на глубинах 2–2,2 км.

Полученные результаты важны как в теоретическом, так и в практическом аспекте. По существу, эти исследования позволили обнаружить те УВ, которые не учитывались ранее. А ведь речь идет о большом дополнительном объеме УВ, участвующих в процессах эмиграции и в формировании в конечном итоге залежей нефти и газа. Открытие действительно автохтонных УВ непосредственно в ОВ дебитуминизированных пород, выяснение их природы и способов эмиграции уточняют механизм нефте- и газообразования, являются ранее недостающим звеном в доказательстве генетической связи УВ залежей с ОВ материнских пород.

Стало возможным четко проследить движение УВ по схеме: ОВ — материнская порода — коллекторы — залежь, понять и объяснить причины, приводящие к их аномальностям в отдельных зонах. Так, на рис. 6 сопоставляются содержания УВ в ОВ_{кл} и битумоидов в породах. Увеличению коэффициента β соответствует резкое уменьшение количества УВ в ОВ_{кл}. Это свидетельствует о том, что фиксируемое в породах возрастание битуминозности в значительной степени связано с десорбцией и эмиграцией углеводородов из ОВ_{кл}. Поэтому зону повышения битуминозности пород, названную Н.Б.Вассоевичем главной фазой нефтеобразования (ГФН), а А.Э.Конторовичем — главной зоной

нефтеобразования (ГЗН), на наш взгляд, более правильно именовать зоной генерации и эмиграции нефти.

Комплексный анализ материалов, касающихся содержания УВ и битумоидов в ОВ_{кл}, позволил нам создать математическую модель генерации и эмиграции УВ, наиболее полно, на наш взгляд, учитывающую продукты преобразования ОВ на разных стадиях литогенеза и максимально отвечающую всей сумме имеющихся на сегодня экспериментальных и фактических данных. Составленная на базе этой модели схема вертикальной зональности генерации нефти и газа определяет для РОВ разного типа долю, время и место участия в этих процессах продуктов ранних и поздних стадий преобразования ОВ. Предложенная зональность отвечает на ряд дискуссионных вопросов нефтегазовой геологии, таких, как возможность ранней генерации нефти и механизм ее участия в формировании скоплений, существование и место главной фазы газообразования (ГФГ), возможность сохранения нефти на больших и сверхбольших глубинах и т.д.

Вместе с тем именно на ее основе создан вариант объемно-генетического метода оценки потенциальных ресурсов нефти и газа, в котором количественно учитываются не только УВ, новообразованные в катагенезе, но и продукты диагенеза, десорбирующиеся из ОВ в достаточно жестких термобарических условиях.

Практическая ценность теоретических и экспериментальных исследований ОВ находит все более яркое выражение в результатах поисково-разведочных работ, во многом подтверждающих сделанные на генетической основе прогнозы и рекомендации по направленному поиску залежей нефти, газа и конденсата в Узбекистане.

Л и т е р а т у р а

- Акрамходжаев А.М. Органическое вещество — основной источник нефти и газа. Ташкент: ФАН, 1973. 202 с.
- Акрамходжаев А.М. Нефть и газ — продукты преобразования органического вещества. М.: Недра, 1982. 261 с.
- Акрамходжаев А.М., Амирханов Ш.Х., Киршин А.В. Информативность дебитуминизированной части рассеянного органического вещества при объемно-генетическом методе оценки прогнозных запасов нефти и газа. — Узб. геол. журн., 1976, № 3, с. 36–48.
- Аронов С.Г., Кекин И.А., Улановский М.А. и др. Комплексное масс-спектрометрическое и дериватографическое исследование начальных стадий превращения углей. — ХТТ, 1980, № 1, с. 3–9.
- Еременко Н.А., Твердова Р.А. Сорбированные углеводороды в рассеянном органическом веществе. — Геология нефти и газа, 1980, № 12, с. 26–31.
- Старобинец И.С., Емец Т.П., Жильцова Л.И. и др. О влиянии мацерального состава углей на углеводородообразование. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 3, с. 45–52.
- Huc A. V., Hunt J. M., Whelan J. K. Coast well studied by a thermal analysis — gas chromatography technique. — J. Geochem. Explor., 1981, vol. 15, N 1/3, p. 671–681.
- Clementz D. M. Effect of oil and bitumen saturation on source-rock pyrolysis. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1979, vol. 63, N 12, p. 2227–2232.

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ

УДК 550.7 : 552.58

Р.Э.Вески

О ВЫДЕЛЕНИИ ПОЧВЕННОЙ СТАДИИ
ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Опираясь на учение о биосфере В.И.Вернадского [Вернадский, 1965] и на работы многих других ученых — Н.Б.Вассоевича [1976], А.Н.Иванова [Вассоевич, Иванов, 1977], А.В.Лапо [1982], А.И.Перельмана [1979], К.И.Лукашева и И.К.Вадковской [1982] и Дж.Хатчинсона [1972], внесших свой вклад в развитие этого учения, можно прийти к заключению о необходимости выделения на Земле трех видов вещества, принципиально отличающихся один от другого: абиогенного, живого и отмершего (мертвого) (рисунк).



Соотношение абиогенного, живого и отмершего вещества на Земле

Отмершее вещество (органическое, неорганическое и смешанное), связанные с жизнедеятельностью и гибелью растений, консументов и деструктуров на поверхности и в глубине почв (в том числе торф) является особым типом осадочного вещества (ОВ), характерным только для Земли, находящейся в стадии развития биосферы.

Согласно учения о биосфере и биосферных системах, было бы целесообразно особо выделить почвенную стадию преобразования ОВ. Глубина развития соответствующей зоны определяется корнями высших растений, а при их отсутствии, в случае примитивных почв, ей отвечает тот небольшой слой на поверхности Земли или на дне океана, в котором низшие организмы фактически могут вести фото- или хемоавтотрофный образ жизни. На этой стадии первичными биопродуцентами создаются новое живое и отмершее вещества. И то и другое создается также на этой стадии консументами и деструкторами. Определяют почвенный слой только растения. Ниже почвенного слоя (а также в верхнем слое коры выветривания, лишенном почв), который можно также условно отнести к микробной стадии (микроорганизмы находятся и в почвах), новые биомолекулы возникают в основном в связи с жизнедеятельностью консументов и деструктуров. По мере угасания этой гетеротрофной жизни, в том числе находящейся в стадии анабиоза, уменьшается доля живого непревращенного биологического материала в осадках.

Таким образом, вместо известной углехимикам торфяной стадии (для сапропелитов ее можно назвать также сапропелевой) мы выделяем почвенную, микробную (условное

название) и собственно торфяную стадии. Принято, что образование торфа связано с воздействием микробов и проявлением химических реакций в отмершем органическом веществе растительной природы. Поэтому весь этот процесс получил название "биохимическая углефикация", в противоположность "геохимической углефикации", которая протекает позднее и в которой не принимают участия микроорганизмы [Штах и др., 1978]. Это значит, что начиная с бурогоугольной стадии преобразования ОВ живое вещество отсутствует и меняется сам характер дальнейших трансформаций осадочного материала.

Пока еще не совсем твердо установлена граница между торфяной и бурогоугольной стадиями, так же как и нижняя граница распространения микроорганизмов. Однако последняя имеет важное значение, потому что она может служить разделом между современными и древними осадками, т.е. между осадками, относящимися к биокосным системам, и осадками, относящимися к былым биосферам.

Л и т е р а т у р а

- Вассович Н.Б.* Различное толкование понятия биосферы. — В кн.: Исследования органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1976, с. 381–399.
- Вассович Н.Б., Иванов А.Н.* К истории учения о биосфере. — В кн.: Методология и история геологических наук. М.: Наука, 1977, с. 58–94.
- Вернадский В.И.* Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965. 375 с.
- Лато А.В.* Биосфера Земли, ее границы и экологические горизонты. — В кн.: Седикахиты на разных этапах литогенеза. М.: Наука, 1982, с. 43–49.
- Лукашев К.И., Вадковская И.К.* Геохимические очерки биосферы. Минск: Наука и техника, 1982. 155 с.
- Перельман А.И.* Геохимия. М.: Высш. шк., 1979. 423 с.
- Хатчинсон Дж.* Биосфера. — В кн.: Биосфера. М.: Мир, 1972, с. 9–25.
- Штах Э., Маковски М.-Т., Тейхмюллер М. и др.* Петрология углей. М.: Мир, 1978. 556 с.

УДК 553.982.061.33

П.Н.Куприн, Л.И.Потапова

СИХРОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И НЕКОТОРЫХ СВОЙСТВ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СОВРЕМЕННЫХ МОРЕЙ В ПРОЦЕССЕ ЛИТОГЕНЕЗА

Изучение органического вещества (ОВ), содержащегося в донных отложениях современных морских водоемов, позволяет подойти к вопросу о взаимосвязи процессов его преобразования с изменением физико-механических свойств вмещающих осадков на пути их превращения в горную породу. Исследование физико-механических свойств относительно древних донных осадков может помочь воссозданию условий образования и изменения их на ранних стадиях литогенеза [Физико-механические свойства..., 1981].

В формировании свойств осадков, распространенных на континентальной террасе Каспийского и Черного морей, определяющее значение имеют фациальные условия их накопления [Куприн и др., 1975]. Процесс уплотнения новейших отложений на шельфе протекает значительно быстрее, чем на континентальном склоне. В этой связи особенно следует отметить изменение пластической прочности, заметное повышение которой наблюдается в глинистых осадках шельфа на глубине 1–1,5 м от поверхности дна. Осадки континентального склона на тех же глубинах характеризуются менее высокими значениями прочности, чем на шельфе.

Литологический состав донных отложений, более разнообразный в зоне шельфа по сравнению с континентальным склоном, также находит отражение в физико-механи-

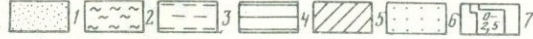
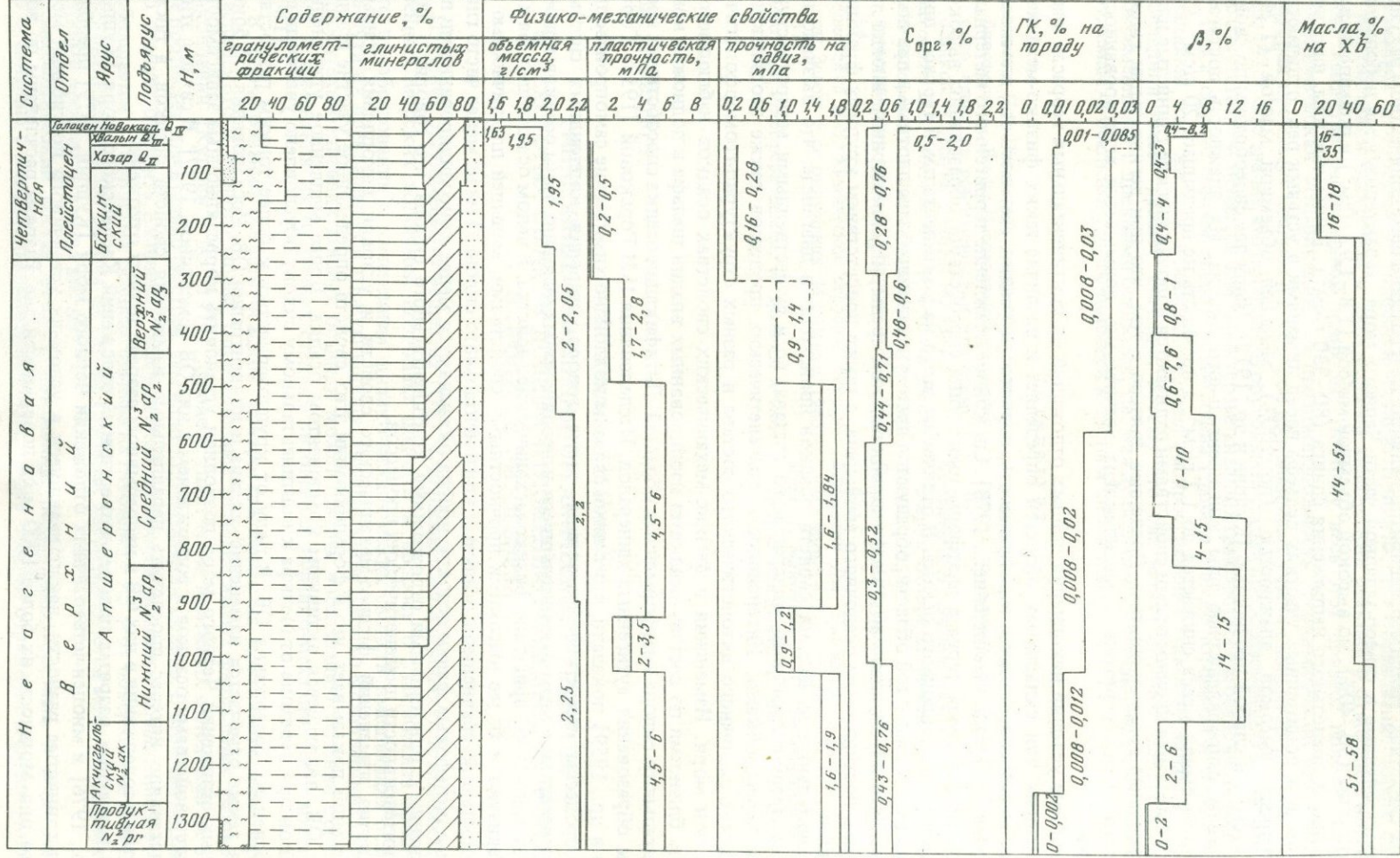
ческих свойствах. Например, алевроитово-глинистые илы с большим количеством ракушки, распространенные в северо-западной части Черного моря, характеризуются небольшой влажностью (30–40%), но высокой объемной массой (1,8–1,92 г/см³) и повышенными значениями предельного напряжения сдвига (80–330 г/см²). Глинистые илы, накапливающиеся в пониженных участках рельефа перед лиманами и устьями рек, отличаются от первых высокой влажностью (до 100%), меньшей объемной массой (1,24–1,58 г/см³) и слабой прочностью [Куприн и др., 1972]. Наиболее своеобразны по своим свойствам сапропелевидные илы континентального склона. Их влажность достигает 500%, объемная масса снижается до 1,2 г/см³, а прочность не превышает 20 г/см². Самыми высокими прочностными свойствами отличаются новозвксинские глинистые илы, обогащенные гидротроилитом. Последнее связано с тем, что при дегидратации гидротроилита и его переходе в мельниковит значительно повышается агрегированность осадка.

Различие условий накопления донных отложений на континентальных террасах платформенных или складчатых областей определяет и различие таких физико-механических параметров осадков, как влажность, пористость, усадка, сжимаемость, плотность и прочность [Осадконакопление..., 1978]. Спокойное осаждение терригенного материала на континентальной террасе платформенного типа способствует образованию высоковлажного и малопрочного осадка. В отличие от этого на континентальной террасе, прилегающей к складчатой области, образуются преимущественно более плотные и прочные осадки, что обусловлено активной гидродинамикой среды, неравномерным, иногда лавинным, поступлением осадочного материала, а также присутствием крупных фракций в осадке.

Значительные изменения свойств осадков происходят в диагенезе, что вызвано не только преобразованиями минерального состава, но и существенными микротекстурными перестройками. Интенсивность диагенетических процессов также неодинакова в осадках различного литологического состава и разных структурно-геоморфологических зон моря. Изменения в физико-механических свойствах осадков наблюдаются между близкими по составу осадками изолированных впадин шельфа и подножия континентального склона платформенных областей. Литификации осадка способствуют процессы образования аутигенных минералов. Исследования И.М.Горьковой [1958; Горькова и др., 1959] показали, что с ними связаны коллоидно-химические самопроизвольные процессы структурообразования, иначе говоря, старения коллоидных систем. В соответствии с этим формирующиеся в неодинаковых условиях типы осадков приобретают только им присущие физико-механические свойства. В целом осадки шельфа характеризуются более высокими прочностными свойствами, меньшей пластичностью и влажностью по сравнению с осадками континентального склона. Тем не менее чисто глинистые шельфовые фации осадков иногда оказываются менее консолидированными по сравнению с однотипными отложениями континентального склона, что говорит о низкой интенсивности диагенетических процессов.

Анализ изменений физико-механических свойств и условий накопления донных отложений показывает, что в формировании этих свойств определенное участие принимает ОВ, являющееся активным компонентом осадка. Более медленное упрочнение осадков при переходе от шельфа к континентальному склону обусловлено увеличением в последних содержания ОВ. В ряду от крупнозернистых к более тонким разностям илов также отмечается изменение состава и концентрации ОВ. Исследования глубоководных отложений Черного моря позволили установить корреляционные зависимости между свойствами осадков и содержанием в них ОВ [Емельянов, 1977]. В связи с этим представляло интерес проследить параллельные изменения свойств осадков, а также состава и содержания в них ОВ в непрерывном разрезе донных отложений.

В изученных разрезах плиоцен-четвертичных отложений Каспийского моря [Куприн и др., 1976] и миоцен-четвертичных отложений Черного моря [Куприн, 1979] преобладают глинистые разности, накапливавшиеся в условиях устойчивого прогибания морского дна. Мощность их более 1000 м от поверхности дна. Разрезы расчленены по воз-



расту и литологии отложений. В одних и тех же пробах [Поляков, Осипов и др., 1979] детально изучались физико-механические свойства и ОВ [Потапова, 1980]. Полученные данные показали, что формирование свойств осадков сопровождается направленными изменениями как минеральной, так и органической составляющей.

В сводном разрезе отложений Каспийского моря, литологически однотипном и практически бескарбонатном (10–15% CaCO_3), состав глинистых минералов меняется незначительно. В то же время наблюдаются очевидные изменения физико-механических свойств, приуроченные к определенным интервалам глубин, не совпадающим с возрастными границами (см. схему). Естественная влажность существенно уменьшается до глубины около 40 м (от 92 до 26%). В этом же интервале снижается пористость отложений (от 68 до 40%), но возрастает их объемная масса, а также показатели консистенции и уплотненности. Для осадков рассматриваемого интервала характерна слабо ориентированная текстура. Степень ориентации глинистых частиц определяется как дисперсностью осадков, так и способностью их к уплотнению в процессе дегидратации.

Следующий уровень, на котором фиксируются изменения перечисленных выше параметров, находится на глубине около 300 м. Начиная с этой глубины естественная влажность уменьшается до 20%, пористость — до 35%, резко возрастает пластическая прочность отложений. Измеренная по конусу пластическая прочность увеличивается от 0,1 до 6,5 МПа, а прочность на сдвиг — от 1 до 2 МПа.

Если верхней части разреза до глубины 40 м отвечают термодинамические условия диагенеза, где осадок местами имеет полужидкую консистенцию и отличаются неустойчивостью микротекстуры, то в интервале от 40 до 300 м отложения демонстрируют промежуточные черты, характерные для осадка и для горной породы. Эти переходные отложения обладают еще пластичностью. Глубже 300 м породы теряют пластичность, значительно возрастает их прочность, происходят изменения микротекстуры, проявляется анизотропия физико-механических свойств. В интервале 300–1200 м давление увеличивается от 5 до 25 МПа, а температура в низах разреза возрастает до 33°C. Это соответствует термодинамическим условиям раннего катагенеза. Условно граница диагенеза и раннего катагенеза отложений принята на глубине около 240–300 м.

На этой глубине прекращаются процессы разложения ОВ, и далее его содержание в породах меняется незначительно. В групповом составе ОВ снижается роль гуминовых кислот (ГК), определяемых в небольшом количестве. Здесь же в составе хлороформенных битумоидов (ХБ) начинает возрастать содержание масел.

Разрез миоцен-четвертичных отложений Черного моря, вскрытый в глубоководной котловине вблизи Босфора, также сложен преимущественно глинистыми разностями осадков и пород. Отложения тонкодисперсны (более 70% пелита). В составе глинистой фракции велика роль частиц коллоидной размерности, содержание которых постепенно снижается сверху вниз по разрезу [Поляков и др., 1979].

В верхней части разреза залегают рыхлые переувлажненные глинистые илы голоценового возраста. Среднюю часть слагают отложения плиоцена, представленные глинистыми образованиями с горизонтами мергелей. В низах разреза залегают сильно уплотненные глины и аргиллиты верхнего миоцена. Выделяются пакки сапропелевых пород с повышенным содержанием ОВ (до 13,6%).

В более литологически разнообразном разрезе отложений Черного моря обнаруживается та же направленность изменений физико-механических свойств и преобразования компонентов ОВ, которая была отмечена для отложений Каспийского моря. Это позволяет провести их сопоставление.

←

Схема изменения свойств донных отложений и ОВ в литологически однородном сводном разрезе юго-западного шельфа Каспийского моря

1–3 — гранулометрические фракции: 1 — песок, 2 — алеврит, 3 — глина; 4–6 — глинистые минералы: 4 — гидрослюда, 5 — монтмориллонит, 6 — каолинит и хлорит; 7 — пределы колебаний средних значений разных параметров ОВ

**Состав органического вещества сапропелей,
встреченных в разрезе глубоководных отложений Черноморской котловины**

Пачка	Возраст	Интервал, м	Литология	$C_{орг}$, %
Верхняя сапропелевая	Плейстоцен (чауда)	342—408	Глины известковистые	5,23
Нижняя сапропелевая	Плиоцен (киммерий—понт)	732—864	Известковистые глины с прослоями известняков	13,68

Примечание. 1 — высоко-, 2 — средне-, 3 — низкомолекулярные фракции гуминовых кислот.

Физико-механические свойства по разрезу отложений Черного моря меняются в той же последовательности: сначала осадок теряет текучесть, но приобретает пластичность, а затем отложения становятся практически твердыми, непластичными. В соответствии с изменениями физико-механических свойств и микроструктуры отложений, в которых отражается степень их литификации, уровень диагенетических и раннекатагенетических преобразований, в разрезе выделены зоны: осадков (до 190 м), переходных отложений (190—310 м) и пород (глубже 310 м). Эти изменения вниз по разрезу выражаются прежде всего в уменьшении естественной влажности — от 85 до 50% в зоне осадков и до 35% в зоне переходных отложений. Соответственно этому в указанных зонах снижается величина пористости от 80 до 50%. В том же направлении возрастает степень ориентации частиц, а также консистенция отложений, показатель их уплотненности и прочности на сдвиг.

Ниже 300—310 м величины этих и других параметров физико-механических свойств приобретают определенную стабильность. Глубина 300—310 м в этом разрезе условно принята за границу между диагенезом и ранним катагенезом отложений.

Таким образом, наиболее общие изменения в свойствах осадков, прослеженные по разрезам Черного и Каспийского морей, связаны с тремя зонами, отвечающими собственно осадкам, переходным отложениям и горным породам.

Распределение органического углерода ($C_{орг}$), отражающее содержание ОВ в разрезе глубоководных отложений Черного моря, обусловлено литологическим составом отложений и влиянием процессов диагенеза и раннего катагенеза. В зоне собственно осадков (в глинистых илах) максимальные содержания $C_{орг}$ составляют 1,91%. В глинистых отложениях переходной зоны они снижаются до 0,99%, в мергелях — до 0,82%. Горные породы, слагающие нижнюю часть разреза, формировались в несколько иных условиях по сравнению с вышележащими отложениями, поэтому тонкопелитовые глины характеризуются здесь содержанием $C_{орг}$ 1,64—1,74%, а мергели — 1,32—1,88%. Максимальные значения $C_{орг}$ были установлены в верхней (5,23%) и нижней (13,68%) пачках сапропелей. В прослоях пород, обогащенных ОВ, $C_{орг}$ также распределяется неравномерно. Были описаны микрослои, сложенные гелефицированной массой из остатков фитопланктона с включениями высших наземных растений. Наземный детрит лучше сохраняет исходные морфологические признаки по сравнению с интенсивно преобразующимся водорослевым материалом.

Общая направленность в изменении состава ОВ по разрезу заключается в увеличении содержания нерастворимой фракции ОВ (НОВ) и битумоидов при одновременном уменьшении ГК и легкогидролизуемых соединений (ЛГ). Содержание НОВ закономерно возрастает от осадков к породам от 67 до 74%. В элементном составе НОВ на долю Н приходится более 7%, Н/С достигает 1,5. Следует отметить, что количество парамагнит-

Сумма гуминовых кислот	ГК			Сумма битумоидов	$\beta^{\text{ХБ}}$	ХБ	
	Фракционный состав					Групповой состав	
	1	2	3			бензолынные смолы	ароматические УВ
34,4	21,9	30,0	39,1	10,3	7,2	4,3	1,3
25,5	24,4	45,0	30,6	8,3	5,0	15,05	5,43

ных центров (КПЦ) в НОВ уменьшается от $22 \cdot 10^{17}$ во вмещающих породах до $2,5 - 6,15 \cdot 10^{17}$ в сапропелевых пачках.

Микрокомпонентный состав НОВ, выделенного из осадков верхней сапропелевой пачки, отличается сохранностью форменных элементов. В нем определены детритные частицы с сетчатым строением типа склероции, фрагменты витринита с клеточной структурой (α -витринит), фюзинит бесструктурный, талломоальгинит, отличающийся интенсивной люминесценцией. Состав НОВ свидетельствует о том, что в его образовании наряду с углеводами и белками принимал участие липидный материал автохтонного происхождения.

Для нижней сапропелевой пачки характерен более однородный состав НОВ, почти лишенный примеси форменных элементов. Показатель преломления коллоальгинита 1,591—1,612. Основной массе НОВ свойственна слабая люминесценция в желто-серых тонах. По составу и свойствам НОВ из этих отложений аналогично коллоальгиниту горючих сланцев. В формировании его ведущая роль принадлежала полимерлипидным структурам.

Отличительной особенностью осадков и переходных отложений является значительное участие ГК в составе ОВ. Их количество снижается сверху вниз по разрезу от 26 до 2%. В составе ГК преобладают структуры неароматического строения. Отложения, обогащенные конденсированной ароматикой, входящей в состав гумусового материала, встречаются эпизодически в отдельных горизонтах разреза. Для ГК можно отметить пониженное содержание активных кислых групп (2—6 мг-экв/г) и повышенное — Н (6—7%) и N(3—4%). Максимальный выход ГК приходится на сапропелевые пачки — 34 и 25% соответственно. При переходе от верхней к нижней пачке сапропелей наблюдается снижение полидисперсности ГК.

Преобразование ГК в разрезе проявляется снижением количества низкомолекулярных фракций от 42 до 25%, в том числе в сапропелевых пачках от 39 до 30% (см. таблицу). Уменьшение содержания этих фракций ($M_w < 10\,000$), связанное с образованием органо-минеральных комплексов, ведет к увеличению выхода среднемoleкулярных ($M_w = 10\,000 - 100\,000$) фракций. Количество их в сапропелевых прослоях меняется от 30 до 45%. Наряду с этим отмечается тенденция увеличения выхода высокомолекулярных фракций ($M_w > 100\,000$) от 21 до 24% в сапропелевых пачках и до 35% в нижних горизонтах разреза, в чем находит проявление начало катагенетической фазы преобразований.

Сопоставление состава ГК в разных пачках сапропелей позволяет выявить неодинаковую преобразованность органического материала. В верхней пачке, частично отвечающей понятию "переходные отложения", выявляется слабая преобразованность ОВ по сравнению с нижней пачкой. Это устанавливается по ряду параметров, в том числе и

по снижению выхода фракций, разрушающихся при нагревании до 600°C по данным термогравиметрического анализа.

Наиболее существенные изменения в составе фульвокислот (ФК) отмечены также в верхней части разреза до глубины 300 м, т. е. в зоне осадков и переходных отложений. В составе ФК преобладают низкомолекулярные фракции ($M_w < 10\,000$). Влияние диагенетических процессов способствует усилению парамагнитных свойств ФК. При этом значение коэффициента КПЦ возрастает в них от $1,3 \cdot 10^{17}$ до $2,7 \cdot 10^{17}$.

Содержание ХБ в составе ОВ осадков и переходных отложений незначительно (1–3%). Возрастание их количества (7–11%) отмечается лишь в интервале, сложном уже горными породами. При этом в ХБ увеличивается доля масел, растет обогащенность углеводородными структурами. Коэффициент нечетности n-алканов выравнивается от 5,3 до 1,6. Увеличивается выход жидких n-алканов. Отмечается разукрупнение молекул и возрастание разветвленности углеводородных структур.

Сопоставление некоторых характеристик ХБ, выделенного из сапропелей верхней и нижней пачек, показывает, что сумма битумоидов и битумоидный коэффициент $\beta_{\text{ХБ}}$ в отложениях верхней пачки выше, чем нижней. Возможно, это связано с частичной эмиграцией углеводородов из нижней сапропелевой пачки, что подтверждается результатами люминесцентно-микроскопических исследований [Потапова, 1979]. Групповой состав ХБ сапропелей, слагающих нижнюю сапропелевую пачку, обнаруживает более высокую преобразованность вещества по сравнению с верхней. Так, содержание бензольных смол растет с глубиной от 4 до 15%, ароматических углеводородов — от 1 до 5%, а сумма битумоидов в составе ОВ снижается от 10,3 до 8,3% (коэффициент $\beta_{\text{ХБ}}$ от 7,2 до 5).

Изменения в составе фракции спиртобензольных битумоидов указывают на постепенные и плавные преобразования ОВ, а также на структурную его перестройку в определенных интервалах глубин. Количество спиртобензольных битумоидов снижается сверху вниз по разрезу от 5–6 до 2–3%. Число кислотности для них уменьшается от 3 до 0,5 мг-экв/г, а число эфирности возрастает от 0,3 до 0,8 мг-экв/г. В противоположность этому хлорофилл и его производные определяются в составе ОВ лишь до глубины около 340 м. Их наличие указывает на невысокую превращенность органических соединений в зоне осадков и переходных отложений. Исчезновение хлорофилла из состава ОВ может рассматриваться как признак вхождения отложений в зону катагенеза. В верхней сапропелевой пачке ОВ находится еще под влиянием процессов диагенеза, а в нижней уже отчетливо проявляются черты катагенеза.

Отмеченные изменения в свойствах отложений и составе ОВ по мере погружения в недра связаны в осадках и переходных отложениях с распадом и окислением исходного материала, сопровождающимися интенсивной его гумификацией. Присутствие ГК препятствует окислению ОВ и оказывает консервирующее действие. При избытке ОВ и обилии ГК процесс преобразования исходного материала затормаживается и границы выделенных зон могут смещаться. Но независимо от этого изменение физико-механических свойств осадков и состава ОВ происходит практически синхронно в той части разреза, которая соответствует зоне осадка и переходных отложений (см. схему).

В зоне горных пород с переходом ГК во фракцию НОВ и образованием органоминеральных комплексов уменьшается гумификация материала, меняется структура и фракционный состав ОВ. Его превращения, происходящие под влиянием факторов начального катагенеза, выражаются в битуминизации соединений и обогащении их углеводородными структурами. Образующиеся битуминозные компоненты, нейтральные по своей природе, не могут взаимодействовать с минеральной частью пород и оказывать влияние на уже сформировавшиеся физико-механические свойства.

Таким образом, следует отметить, что литологическая зональность, проявляющаяся в разрезе глинистых отложений, находит отражение и в изменении состава ОВ и его компонентов. При однородном литологическом составе вмещающих отложений изменение параметров ОВ, как и физико-механических свойств, обусловлено последователь-

ным прохождением данными образованиями стадий осадков, переходных отложений и пород. Эти процессы в различных интервалах имеют разную направленность и интенсивность, что сказывается на составе конечных продуктов преобразования ОВ. В основе описанных процессов лежат различия в способности к взаимодействию минеральных и органических компонентов на разных уровнях в разрезе отложений. Это взаимодействие и определяет синхронные изменения физико-механических свойств отложений и состава ОВ.

Присутствие ГК в осадках способствует сохранению в составе ОВ активных органических соединений, взаимодействующих с глинистыми минералами, окислами, карбонатами и другими минеральными образованиями. В этой зоне прослеживаются корреляционные связи между свойствами осадков и содержанием ОВ. В переходной зоне процесс взаимодействия ГК с минеральной частью отложений и образование органо-минеральных комплексов замедляются. При этом уменьшение доли ГК в составе отложений сопровождается усилением их прочностных свойств. На границе диагенеза и катагенеза иногда отмечается полное исчезновение ГК. В зоне, отвечающей горным породам, процессы гумификации ОВ сменяются процессами его битуминизации. Они фиксируют начальные стадии катагенеза отложений и соответствующее изменение термобарических условий, при которых преобразование ОВ уже не влияет на свойства отложений.

Л и т е р а т у р а

- Горькова И.М. Структурообразование в морских осадках. — Докл. АН СССР, 1958, т. 123, № 2, с. 343–346.
- Горькова И.М., Душкина Н.А., Рябичева К.Н. Изменение структурно-механических свойств четвертичных илов Черного моря в процессе диагенеза. — В кн.: К познанию диагенеза осадков. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 120–136.
- Емельянов В.А. Физико-механические свойства глубоководных осадков Черного моря. Киев: Ин-т геол. наук АН УССР, 1977. 47 с.
- Куприн П.Н. О разрезе миоцен-четвертичных отложений Черного моря. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1979, № 10, с. 29–37.
- Куприн П.Н., Шатов А.С., Шлыков В.Г. и др. Зональность в изменении свойств донных отложений Каспийского моря по разрезу. — В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1976, вып. 5, с. 107–124.
- Куприн П.Н., Щербаков Ф.А., Потапова Л.И., Поляков А.С. Условия формирования инженерно-геологических свойств осадков континентальной террасы Черного моря. — В кн.: Доклады симпозиума по инженерно-геологическим условиям шельфовой зоны Черного моря. Тбилиси: Груз. политехн. ин-т, 1972, с. 202–210.
- Куприн П.Н., Щербаков Ф.А., Потапова Л.И. и др. Литология, процессы диагенеза и формирование физико-механических свойств современных осадков континентальной террасы Черного и Каспийского морей. — В кн.: Проблемы геологии шельфа. М.: Наука, 1975, с. 137–145.
- Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря. М.: Наука, 1978. 211 с.
- Поляков А.С., Куприн П.Н., Щербаков Ф.А. Гранулометрический состав, структура и микротекстура миоцен-четвертичных отложений Черного моря. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1979, № 10, с. 42–54.
- Поляков А.С., Осипов В.И., Котлов В.Ф., Куприн П.Н. Изменение микротекстуры и физико-механических свойств глинистых отложений Бакинского архипелага при переходе из стадии диагенеза в стадию катагенеза. — Инж. геология, 1979, № 5, с. 29–40.
- Потапова Л.И. Люминесцентно-петрографическое изучение детритных включений органического вещества в миоцен-четвертичных отложениях Черного моря. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1979, № 11, с. 61–72.
- Потапова Л.И. Диагенез органического вещества осадков Черного и Каспийского морей. — В кн.: Комплексные исследования природы океана. М.: Изд-во МГУ, 1980, вып. 7, с. 66–71.
- Физико-механические свойства донных осадков Черного моря. Киев: Наук. думка, 1981. 204 с.

А.И. Данюшевская, Д.С. Яшин, Н.Н. Лапина

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ДИАГЕНЕТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗОНЫ ПОЛЯРНОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

Последнее десятилетие ознаменовалось резким увеличением исследований в Мировом океане. В геохимическом плане особое место принадлежит органическому веществу (ОВ), которое служит исходным материалом для формирования не только горючих ископаемых, но и органо-минеральных комплексных соединений — источников разнообразных металлов. Их извлечение из осадков океана может стать перспективой недалекого будущего.

Северный Ледовитый океан является наименее изученной акваторией Мирового океана в целом, особенно в отношении органического вещества. Широкие перспективы народнохозяйственного освоения арктических морей делают весьма актуальным изучение ОВ донных осадков в экологическом аспекте. Знание же генетической природы ОВ донных отложений поможет осуществлению палеоокеанологических и палеоклиматических реконструкций. Целью предпринятого исследования является обобщение информации о распределении и составе ОВ в осадках Северного Ледовитого океана и его окраинных морей, накопленной за последние 25 лет.

В основе этой сводки лежат выполненные ранее исследования [Геология СССР, 1970; Северный Ледовитый океан..., 1970] и результаты геолого-геохимического изучения донных осадков из грунтовых колонок длиной до 5–6 м, отобранных в 1970–1982 гг. в Северном Ледовитом океане [Данюшевская и др., 1978, 1980]. Работа базируется на 1500 определениях органического углерода (C_{org}) и более чем на 400 детальных геохимических анализах ОВ, выполненных во ВНИИОкеангеологии. Ранее авторы уже анализировали геохимические особенности ОВ осадков различных морфоструктурных зон арктических морей, а также диагенетические изменения ОВ, на основе чего была дана его геохимическая типизация [Данюшевская и др., 1978, 1980; Бигеохимия..., 1982]. Накопленная к настоящему времени информация позволяет рассматривать принципиальные закономерности пространственного распределения ОВ по всему Арктическому бассейну, а также оценить изменения ОВ по вертикали колонок голоцен-плейстоценовых осадков окраинных морей.

Гидродинамическая зональность и особенности осадконакопления. Для Северного Ледовитого океана и его окраинных морей, расположенных в единой Полярной области Земли, основным фактором, определяющим тип седиментогенеза, является гидродинамическая зональность, тесно связанная с вертикальной [Лапина, 1977]. В пределах океана выделяются три основные гидродинамические зоны (рис. 1).

Для первой зоны, расположенной в пределах мелководья, характерны активный гидродинамический режим, наличие различных по генезису, скорости и направлению течений. Воды зачастую опреснены до 20–28‰ и имеют повышенные среднегодовые температуры (1–5°С). Основными источниками осадочного материала являются речной сток, абразия берегов, процессы размыва дна и ледовый разнос. Осадки весьма разнообразны по гранулометрии — от грубообломочных до тонкозернистых. Их минеральный и химический состав определяются составом пород в областях сноса. Аутигенное минералообразование выражено незначительно. Это — гидроокислы железа, биогенные кальцит и опал. Мощности голоценовых осадков в первой зоне колеблются в широких пределах, на отдельных участках размыв преобладает над седиментацией и приводит к выходу на донную поверхность древних отложений. По генезису различаются аллювиально-морские, ледово-морские и морские осадки, по составу все они терригенные.

Вторая гидродинамическая зона выделяется на глубинах до 2000–2500 м и охватывает большую часть площади арктических морей (см. рис. 1). В этой зоне аккумуляция преобладает над размывом. Гидродинамическая обстановка умеренно активна. Здесь расположена арктическая водная масса с отрицательной температурой и нормальной соленостью и господствуют течения постоянных направлений. В моря западного сектора Арктики проникают теплые атлантические, а восточного — тихоокеанские воды. Основное количество осадочного материала поступает в результате терригенного сноса, ледового разноса и в меньшей степени — размыва дна. Нормальное осадконакопление обусловлено действием суспензионных потоков и оползневыми процессами. По гранулометрическому составу преобладают алевритовые и глинистые осадки с включением грубообломочного материала ледового разноса. Связь минерального и химического состава осадков с породами областей сноса менее выражена, чем в первой зоне. Аутигенное минералообразование (гидроокислы железа и марганца) приурочено к районам, находящимся в зоне влияния теплых течений. Скорости осадкообразования 0,5–50 см/1000 лет, у подножия материкового склона — 10 см/1000 лет. Вещественно-генетический тип осадков — морские гемипелагические терригенные отложения, а также терригенные турбидиты и, возможно, конгуриты.

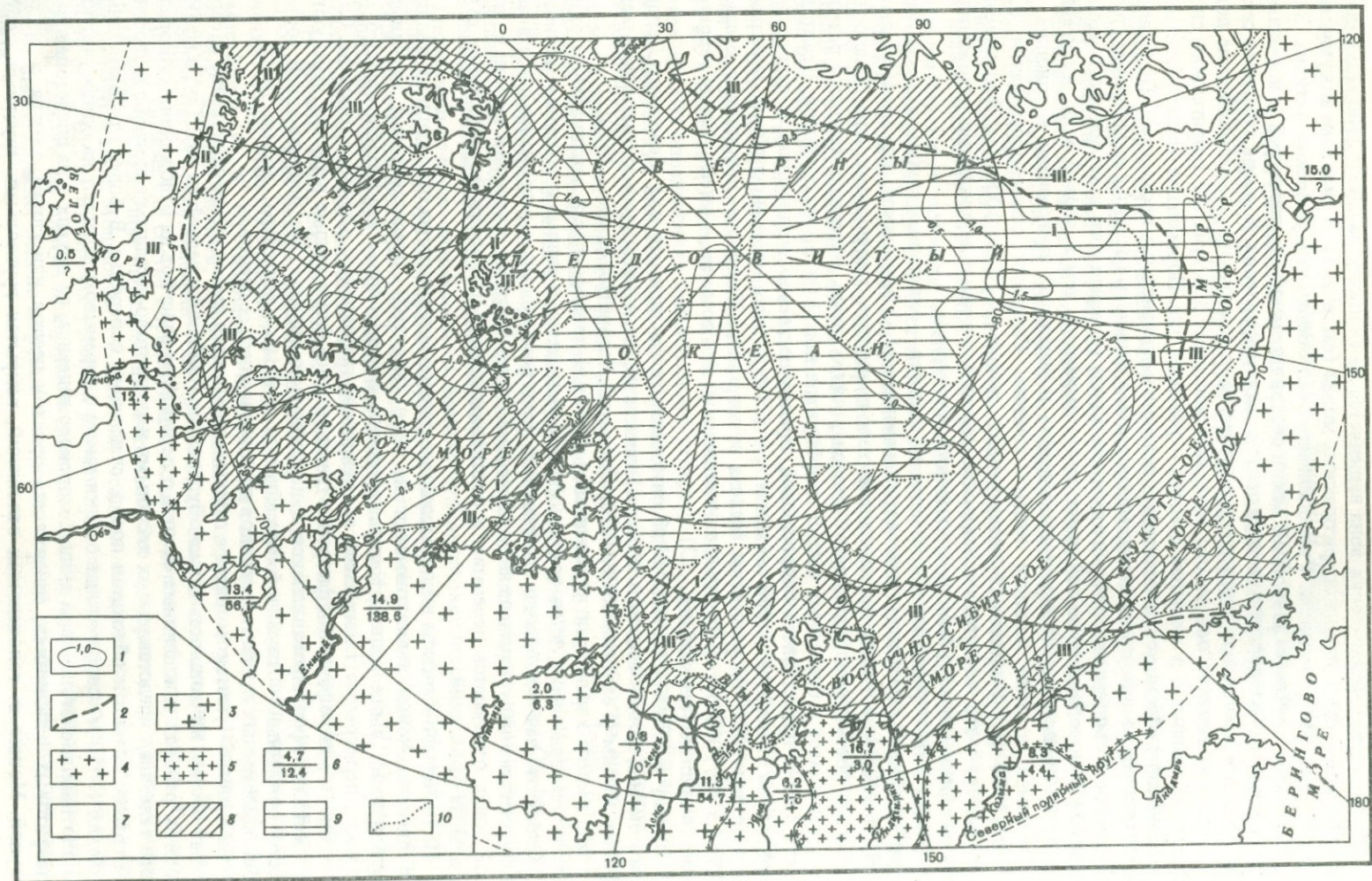
Третья зона — устойчивой аккумуляции осадков — охватывает глубоководные океанские котловины со спокойной гидродинамической обстановкой, где накапливаются тонкодисперсные глинистые и алевритово-глинистые терригенные илы. Осадочный материал поступает в виде тонкой взвеси речного стока, материала ледового разноса, золотой взвеси и биогенных частиц — продуктов деструкции гидробионтов. Пелитовая часть осадка представлена гидрослюдой, преимущественно терригенной. К аутигенным минералам относятся: незначительная часть гидрослюд, смешанослойные минералы, монтмориллонит, гидроокислы железа и марганца. Скорости накопления осадков 0,9–2,5 см/1000 лет. Вещественно-генетический тип осадков — океанические терригенные, глинистые (пелитовые).

Наряду с общими чертами седиментогенеза, характерными для Северного Ледовитого океана, можно выделить и специфические черты, относящиеся к отдельным шельфовым морям [Геология СССР, 1970; Северный Ледовитый океан..., 1970].

Для океана характерен нормальный осадочный процесс, где в вертикальном разрезе закономерно чередуются осадки, формировавшиеся в теплые и холодные периоды. В морях эта закономерность нарушается трансгрессивными и регрессивными этапами и соответственным перемещением береговой линии. Поэтому в первой и отчасти во второй зонах отмечаются перерывы в осадконакоплении или эпохи формирования субазальных отложений.

На Варенцево-Карском шельфе наиболее древними вскрытыми отложениями являются плейстоценовые ледниково-морские слои (морена?), представленные валунными суглинками; выше залегают морские глины с включением крупнообломочного материала, перекрытые глинистыми и алевритово-глинистыми осадками голоцена. Слои с макро- и микрофауной и флорой, отлагавшиеся в более теплые периоды, чередуются с пластами, сформировавшимися в периоды похолодания. Их вещественный состав, тесно связанный с глубиной бассейнов и донным рельефом, весьма пестр — от тонкодисперсных глинистых осадков до грубозернистых песков.

На Лаптево-Чукотском шельфе голоценовые осадки имеют преимущественно алевритовый состав, их мощность также обусловлена глубиной и рельефом дна. Так, в мелководных районах голоценовые осадки с перерывом залегают на отложениях субазального генезиса, представленных песчаными и алевритово-песчаными слоями с включением гравия, гальки и обломков пород, слагающих побережье. В более глубоководных районах (> 50 м) современные осадки также с перерывом залегают на одних участках на плотных плейстоценовых глинах морского генезиса, на других — на плейстоценовых алевритовых отложениях, содержащих прослойки песков или глины, иногда с микрофауной. Мощность голоценовых отложений, вскрытая грунтовыми трубками, достигает 4 м.



Ниже рассмотрим зависимости между различными процессами осадконакопления и распределением и составом ОВ.

Распределение органического углерода в осадках Северного Ледовитого океана. Основная закономерность распределения $C_{орг}$ в осадках Мирового океана — циркум-континентальная зональность сохраняет свою значимость и для северных широт. Полярные шельфовые моря, в пределах которых доминируют процессы аккумуляции осадков разной зернистости (см. рис. 1), отличаются теми же чертами, что и периферические зоны Тихого и Атлантического океанов, а именно пятнистым и мозаичным распределением ОВ на фоне его генетической гетерогенности. Это прежде всего связано с вариациями биопродуктивности, которая определяется объемами поступления в арктические моря теплых атлантических и тихоокеанских вод, а также с различиями в количестве и составе взвешенного терригенного материала, являющегося основным поставщиком аллохтонного ОВ.

В Баренцевом и Чукотском морях, где на долю богатых фитопланктоном вод Атлантики и Пацифики приходится около 60% водного и солевого баланса, а полное обновление вод близко к среднегодовому, осадки, содержание повышенные ($> 1\% C_{орг}$) концентрации ОВ, занимают 75–89% площади дна акватории. В водном балансе морей Карского и Лаптевых роль океанских вод, отличающихся повышенной биопродуктивностью, резко снижается, что, несмотря на увеличение в 3–5 раз величины твердого речного стока, приводит к снижению содержания $C_{орг}$ в осадках (см. таблицу). Повышенные концентрации преимущественно аллохтонного $C_{орг}$ (до 2% и более) локализируются в зоне преобладающего перемыва и размыва осадков (см. рис. 1), особенно вблизи берегов, сложенных угленосными осадочными породами (Шпицбергенский и Ямальский шельфы), и в дельтах рек — Лены, Енисея и др.

В осадках шельфовых морей Северного Ледовитого океана, как и в отложениях аналогичного состава континентального сектора Земли, отчетливо выражена зависимость содержаний $C_{орг}$ от сорбционной активности осадка. Возрастание $C_{орг}$ в ряду пески → алевриты → глины связано прежде всего с основной ролью в составе глин минералов группы гидрослюдов (до 60%) с примесью монтмориллонита. О тесной связи ОВ и сорбционно-активных частиц глинистой фракции свидетельствует также преобладание в осадках дисперсных, гомогенных форм ОВ, образующих органо-минеральные комплексы. Роль алевритовой фракции неоднозначна. Тенденция увеличения $C_{орг}$ в связи с возрастанием роли алеврита в осадке отмечается лишь на локальных участках шельфа с наибольшим уровнем поступления терригенного материала.

Имеющийся фактический материал позволяет получить первые представления о количестве $C_{орг}$, которое захороняется в арктических акваториях за 1000 лет, и оценить роль этих акваторий в общем балансе $C_{орг}$ Мирового океана.

По этому показателю арктические шельфовые моря располагаются в следующем порядке (10^9 т/1000 лет): Баренцево — 1,12, Карское — 1,08, Чукотское — 0,59, Восточно-Сибирское — 0,35, Лаптевых — 0,32. Общее количество $C_{орг}$, которое захороняется в осадках Арктического шельфа, составляет $3,50 \cdot 10^9$ т/1000 лет. В центральной глубоководной акватории Северного Ледовитого океана аккумулируется $C_{орг}$ $0,35 \cdot 10^9$ т/1000 лет. Как известно [Романкевич, 1977], в осадках Мирового океана захороняется $C_{орг}$ примерно $85 \cdot 10^9$ т/1000 лет, из которых около 1/3 ($28 \cdot 10^9$) отлагается на дне морей.

Рис. 1. Карта распределения $C_{орг}$, генотипов ОВ и гидродинамических зон осадконакопления в Северном Ледовитом океане

1, 2 — ОВ: 1 — изолинии содержаний $C_{орг}$, % 2 — границы генотипов органического вещества (I — планктоногенное, II — смешанного генезиса со следами миграции УВ, III — преимущественно терригенное); 3–5 — механическая денудация, т/км²/год: 3 — < 10 , 4 — 10–20, 5 — > 20 ; 6 — вынос рек, 10^6 т/год: числитель — твердый сток, знаменатель — растворенное вещество; 7–9 — гидродинамические зоны осадконакопления: 7 — преимущественного размыва и перетолжения осадков, 8 — преобладающей аккумуляции осадков различной зернистости, 9 — устойчивой аккумуляции тонкозернистых осадков; 10 — границы гидродинамических зон осадконакопления

Распределение $S_{орг}$ в осадках по площадям шельфовых морей Северного Ледовитого океана, % от общей площади моря

Море	Содержание $S_{орг}$, %				
	0,5	0,5-1	1-1,5	1,5-2	2
Баренцево	3	22	60	10	5
Карское	5	47	38	9	1
Лаптевых	7	64	25	3	1
Восточно-Сибирское	13	35	49	3	Нет
Чукотское	Нет	12	42	45	1

Наши расчеты показали, что на глубоководную часть Северного Ледовитого океана и его окраинные моря приходится 4,0% общего количества $S_{орг}$, захороняющегося за 1000 лет в Мировом океане. Из всего количества $S_{орг}$, аккумулирующегося только в морях Мирового океана, около 12–13% приходится на моря Советской Арктики.

Распределение типов ОВ в донных осадках. В изученных осадках встречаются три основных геохимических типа ОВ, физико-химические особенности которых уже рассматривались нами ранее [Данюшевская и др., 1978, 1980].

Картина пространственного размещения различных типов ОВ определяется спецификой осадконакопления. Об этом свидетельствуют данные, приведенные на рис. 1, а именно определенная связь между гидродинамическими зонами и типами ОВ: преимущественно терригенное растительное ОВ (III тип) характерно для осадков первой зоны и значительной части второй. Распространение ОВ, содержащего эпигенетические углеводороды (II тип), узко локализовано и приурочено к желобам на севере Баренцева моря, а также ко второй гидродинамической зоне, где аккумулируются осадки разной зернистости.

ОВ I типа, образованное остатками гидробионтов, доминирует в глинистых осадках центральной глубоководной впадины Северного Ледовитого океана и в прилегающих к ней частях окраинных морей, представляющих собой зону формирования тонкозернистых осадков. Несовпадение границ первой зоны осадконакопления с ареалом распространения ОВ III типа (см. рис. 1) объясняется различиями удельного веса органических остатков и минеральных частиц. Более легкий органический материал дольше удерживается во взвешенном состоянии и выносится течениями во вторую седиментационную зону. Кроме того, уже осевшие на дно органические остатки при взмучивании донных отложений также частично выносятся во вторую зону. Таким образом, граница распространения ОВ III типа является границей гидродинамической зоны, активность в которой достаточна для переноса органических остатков, но слаба для разнота минеральных частиц.

На фоне этих общих для Арктического бассейна закономерностей отдельные окраинные моря характеризуются специфическими чертами, проявляющимися не только в распределении, но и в составе ОВ. Соответственно картина пространственного распределения различных типов ОВ носит более дифференцированный характер, как это видно на рис. 1. Так, планктоногенное ОВ доминирует в Баренцевом и Чукотском морях, находящихся в зоне влияния теплых атлантических и тихоокеанских вод. ОВ, состоящее преимущественно из остатков высших растений, наиболее распространено в осадках морей Карского и Лаптевых, куда поступает большая часть терригенного материала [Биогеохимия..., 1982].

Диагенетическая эволюция ОВ в отложениях голоцена-плейстоцена арктических морей. Известно, что интенсивность диагенетических процессов в осадках как на биохимическом, так и физико-химическом этапе непосредственно связана с ОВ. Эволюция ОВ в раннем диагенезе и его реакции с минеральной частью осадка в значительной мере определяют молекулярную структуру керогена, а в конечном счете и его

нефтегазогенерационный потенциал, реализуемый в катагенезе. Поэтому конкретная информация о характере преобразований ОВ приобретает важнейшее теоретическое значение для понимания процессов нефте- и газообразования. Она играет немаловажную роль для приближенных оценок абсолютного возраста морских осадков.

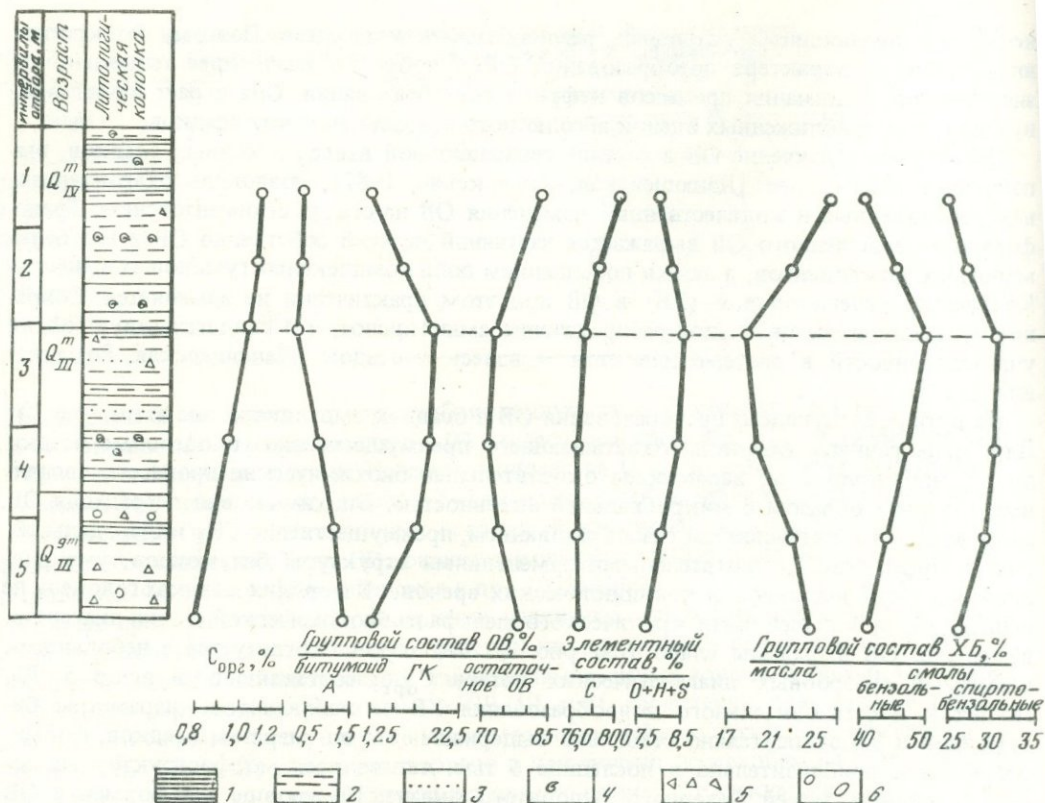
Параллельное изучение ОВ в составе сепарационной взвеси и донных осадков, выполненное нами ранее [Данюшевская, Романкевич, 1982], позволило охарактеризовать качественные и количественные изменения ОВ на стадии седиментогенеза. Трансформация взвешенного ОВ выражается частичной потерей собственно ОВ и его битуминозных компонентов, а также повышением доли комплексных гуминовых веществ. Количество углеводородов (УВ) в ОВ при этом практически не изменяется. Сохраняется также индивидуальное распределение аминокислот, что свидетельствует об их унаследованности в системе планктон → взвесь → осадок [Данюшевская, Романкевич, 1982].

На пути последующего преобразования ОВ в осадках выделяются два этапа (рис. 2). Для этапа раннего диагенеза, охватывающего преимущественно голоценовые осадки до глубин около 2 м, характерны окислительные биохимические процессы, связанные главным образом с микробиальной активностью. Биохимическая дегградация ОВ сопровождается интенсивным газообразованием, преимущественно CO_2 и CH_4 , дальнейшей гумификацией, окислительными изменениями структуры битумоидов, укрупнением молекул *n*-алканов и полициклических аренов. В морских осадках голоцена, вышедших на большей части Арктического шельфа из биохимической стадии диагенеза, изменения ОВ выражены слабо (см. рис. 2). Это хорошо согласуется с небольшими размерами анаэробных диагенетических потерь $S_{\text{орг}}$, составляющими всего 5–7%. Процессы восстановительного новообразования УВ не наблюдаются, параметры битумоидов и УВ относительно стабильно выдерживаются по разрезам осадков, сформировавшихся приблизительно в последние 6 тыс. лет во всех морфоструктурных зонах окраинных морей Северного Ледовитого океана. По уровню трансформации ОВ находится на стадии биомономеров [Hunt, 1974].

На глубине свыше 2 м в разрезе, где зачастую залегают не только голоценовые, но и плейстоценовые слои, наступает восстановительный этап диагенеза (см. рис. 2). Размер анаэробных диагенетических потерь $S_{\text{орг}}$ возрастает до 15% на 1 м. ОВ оказывается диагенетически переработанным, о чем свидетельствует снижение его исходного содержания, падение растворимости гуминовых кислот и аминокислот, утрата кислородсодержащих соединений — кислых смол и асфальтогеновых кислот. Фиксируется активизация процессов низкотемпературного восстановительного формирования УВ. Наблюдаемые изменения ОВ, по-видимому, отвечают, по Дж. Ханту [Hunt, 1974], начальной стадии образования геополимеров. Наибольшая интенсивность диагенетических преобразований и утраты $S_{\text{орг}}$ отмечается в плейстоценовых осадках. Содержание ОВ в них зачастую оказывается минимальным (см. рис. 2). Гуминовые кислоты (ГК) в значительной мере утрачивают растворимость в результате образования прочных органо-минеральных комплексов с осадком. Отмечается стабилизация в распределении *n*-алканов, в аминокислотном составе почти вдвое возрастает содержание нейтральных аминокислот (АМК), причем главным образом за счет наиболее устойчивых: аланина, валина, глицина. По-видимому, уровень диагенетических преобразований ОВ в осадках с возрастом около 12–11 тыс. лет отвечает стадии формирования геополимеров. Основные черты диагенетической эволюции ОВ наблюдаются в пределах всего Арктического шельфа, но в разных его частях представлены различными этапами. Так, в Баренцевом море, где вскрыты наиболее полные разрезы голоцена—плейстоцена, удается проследить биохимический (окислительный) и восстановительный этапы раннего диагенеза.

Иная картина наблюдается в Восточно-Сибирском море, где ударными трубками вскрыты преимущественно голоценовые осадки, в которых уровень преобразования ОВ не выходит за рамки раннего биохимического этапа.

Наблюдаемые изменения геохимических параметров ОВ, и в особенности распре-



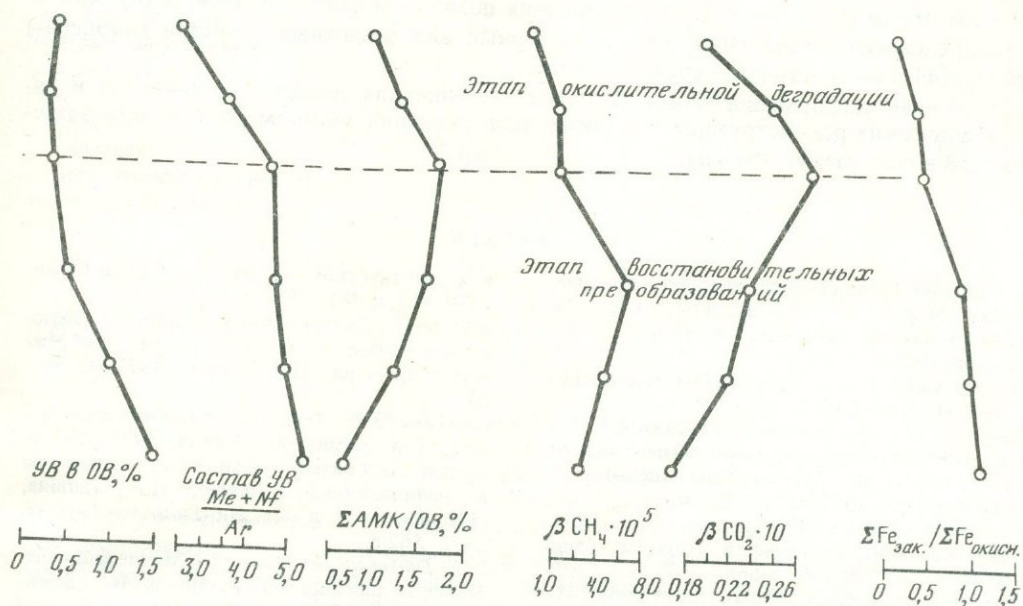
Р и с. 2. Диагенетические изменения ОВ в донных осадках арктических морей
 Морские отложения: Q_{IV}^m — голоценовые, Q_{III}^m — верхнеплейстоценовые; Q_{III}^{gm} — верхнеплейстоценовые ледниково-морские
 1 — глинистые отложения; 2 — алевриты; 3 — пески; 4 — микрофауна; 5 — крупнообломочный материал; 6 — валуны

деления аминокислот [Bada et al., 1970], могут быть использованы для приближенной датировки возраста морских осадков. Последнее весьма существенно, если учесть относительно слабую стратиграфическую расчлененность донных отложений Северного Ледовитого океана и его окраинных морей.

Закключение. Выполненные исследования позволили впервые представить сводную карту распределения $C_{орг}$ и геохимических типов ОВ в осадках Северного Ледовитого океана, базирующуюся более чем на 1500 определениях $C_{орг}$ и на 400 детальных геохимических анализах ОВ.

Оценки масштабов накопления $C_{орг}$ в донных осадках показывают, что в Северном Ледовитом океане накапливается около 4,4% общего количества $C_{орг}$, которое фоссилизируется за 1000 лет в Мировом океане. На Арктическом шельфе накапливается 12–13% $C_{орг}$, аккумулирующегося в морях Мирового океана.

Проведенный анализ свидетельствует о тесной взаимосвязи между особенностями осадконакопления в различных гидродинамических зонах океана и генезисом накапливающегося в осадках ОВ. Так, в наиболее активной первой гидродинамической зоне аккумулируется терригенное ОВ (III геохимический тип), преимущественно образованное остатками высших растений. Для второй умеренно активной гидродинамической зоны, в которой аккумуляция осадочного материала преобладает над размывом, характерно распределение полей ОВ, образованных остатками гидробионтов и высших растений (I и III типы). В глинистых осадках глубоководной части Северного



Ледовитого океана, отвечающих наиболее спокойной гидродинамической зоне, накапливается преимущественно ОБ I типа, сформированное остатками гидробионтов. Таким образом, пространственное размещение различных типов ОБ отражает его генетические источники в верхнем (до 1,5 м) слое осадков.

Рассмотрены основные тенденции раннедиагенетических преобразований ОБ по разрезу голоцена—плейстоцена в колонках осадков арктических морей. Критериями диагенетической эволюции послужили изменения состава ОБ до уровня молекулярных структур.

На основе контроля окислительно-восстановительных условий и изменений геохимических параметров ОБ в осадках выделены два этапа раннего диагенеза.

Первый (верхний), окислительный биохимический этап (отбор до 2 м от дна) характеризуется интенсивной деградацией ОБ с выделением CO_2 и CH_4 . Размеры анаэробных диагенетических потерь $S_{орг}$ на этом этапе, охватывающем преимущественно голоценовые слои, составляют 5—7% от исходного. Биохимический катализ ОБ сопровождается гумификацией, окислительными изменениями структуры битумоидов, укрупнением молекул n-алканов и аренов.

Второй, восстановительный этап раннего диагенеза, охватывающий зачастую и плейстоценовые осадки, наблюдается на глубинах свыше 2 м от дна. В осадках устойчиво преобладают закисные формы железа; размеры диагенетических потерь $S_{орг}$ возрастают до 15—20% на 1 м. Диагенетическая трансформация ОБ выражается потерей растворимости, сопровождаемой снижением содержания гуминовых кислот, кислых смол, асфальтеновых кислот.

Отмечаются процессы низкотемпературного восстановительного формирования УВ, количество которых в ОБ увеличивается в 3—4 раза. Стабилизируется распределение n-алканов. Уровень преобразования ОБ в плейстоценовых осадках с возрастом свыше 10 тыс. лет отвечает стадии формирования геополимеров.

Описанные тенденции диагенетической эволюции ОВ хорошо выдерживаются в пределах Арктического шельфа. Вместе с тем различия в характере осадконакопления для западной и восточной его частей предопределяют особенности диагенетических преобразований ОВ. Так, восстановительный этап диагенеза, отчетливо наблюдаемый в осадках Баренцева моря, в восточных морях проявляется лишь в локальных зонах.

Таким образом, проведенные исследования позволили охарактеризовать особенности распределения и эволюции ОВ, характерные для осадочных разрезов голоцено-плейстоцена зоны полярного седиментогенеза.

Полученная информация имеет большое значение для палеогеографических и палеоокеанических реконструкций, а также для познания закономерностей преобразования ОВ в ископаемые формы.

Л и т е р а т у р а

- Биогеохимия органического вещества Арктических морей / Е.А. Романкевич, А.И. Данишевская, Беляева А.Н., Русанов В.П. М.: Наука, 1982. 239 с.
- Геология СССР. Т. 26. Острова Советской Арктики. М.: Недра, 1970. 547 с.
- Данишевская А.И., Дибнер В.Д., Шкатов Е.П. и др. Комплексные геолого-геохимические исследования на Арктическом шельфе. — Океанология, 1978, № 1, с. 70–78.
- Данишевская А.И., Романкевич Е.А. Органическое вещество взвесей в донных отложениях Балтийского моря. — В кн.: Сидкахиты на разных этапах литогенеза. М.: Наука, 1982, с. 19–29.
- Данишевская А.И., Яшин Д.С., Кириллов О.В. Геохимические закономерности распределения органического углерода в донных осадках арктических морей. — Океанология, 1980, № 2, с. 281–289.
- Лапина Н.Н. Литодинамика Северного Ледовитого океана. — В кн.: Геология прибрежных зон моря. Л.: НИИГА, 1977, с. 56–65.
- Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 253 с.
- Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое / В.Д. Дибнер, Н.Н. Лапина, Н.Н. Куликов и др. Л.: Гидрометеоздат, 1970. 562 с.
- Bada J., Lauverdyk B., Mayhard J. Marine sediments: Dating by racemization of amino acids. — Science, 1970, vol. 170, N 5, p. 243–255.
- Hunt J. Organic geochemistry of the marine environment. — In: Advances in organic geochemistry. P., 1974, p. 593–604.

УДК 662.73

И.Р. Клесмент, Л.Я. Побуль, Л.А. Нанна

СОСТАВ БАЛХАШИТА И ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА САПРОПЕЛИТОВ

Молодой сапропелит, названный по месту образования балхашитом, как и куронсит из Австралии, представляет собой торфяную стадию фоссиллизации водорослевого материала. Процессы накопления балхашита в заливе Ала-коль оз. Балхаш прекратились вследствие изменения водного режима лишь в начале текущего столетия. В 1925–1937 гг. было опубликовано несколько работ [Стадников, 1937; Stadnikov, Wodschienskaja, 1930; Stadnikov, 1933; Stadnikov, Egorowa, 1936; Zelinsky, 1925] по исследованию балхашита. Балхашит образовался из остатков водоросли *Botriococcus Braunii*, богатых жирами. Отмерший планктон в течение определенного времени находится на дне озера, где происходит его преобразование в анаэробных (сероводородных) условиях. Во время штормов он выбрасывается волнами на берег, где его дальнейшее изменение заканчивается уже в окислительных условиях. Именно при изучении обстановки формирования балхашита Г.Л. Стадников [1937] пришел к выводу, что сапропелиты образуются главным образом из ненасыщенных жирных кислот в результате их полимеризации, ангидризации и декарбоксилирования, причем важную роль здесь играют окислительные реакции.

Т а б л и ц а 1
Состав (в вес. %) различных образцов балхашита

Показатель	Бурый	Черный	Рассеянный*
Влага аналитическая	1,2	1,0	0,9
Зола прокаливания	9,0	6,0	90,5
Минеральная углекислота	0	0	4,4
Условное ОВ	91,0	94,0	5,1
Сера			
общая	0,95	0,66	0,22
пиритная	0,03	0,01	—
органическая (по разности)	0,92	0,65	—
Элементный состав ОВ			
С	77,1	75,5	71,2
Н	11,1	10,7	10,0
N	0,7	0,7	0,9
S	0,9	0,6	1,4
O	10,2	12,5	16,5
Н/С _{атом}	1,73	1,70	1,70

* Обогащенная проба содержит 84,2% ОВ.

Целью наших исследований было всестороннее изучение балхашита на молекулярном уровне и уточнение путей его генезиса. Были проанализированы три пробы: 1) балхашит темно-бурого цвета, отобранный неподалеку от современной береговой линии озера; 2) балхашит серовато-черного цвета — на повышенных участках берега; 3) рассеянное органическое вещество (ОВ) — из песка на берегу озера. Ниже эти пробы будут рассматриваться под условными названиями "бурый", "черный" и "рассеянный" балхашит. Первые две пробы умеренно эластичны и, кроме цвета, по внешнему виду мало различимы. Так как балхашит в настоящее время не образуется, вместо молодого балхашита исследовали сапропелеподобное вещество, отобранное на берегу озера и являющееся продуктом относительно недавнего разложения планктона. Оно не обязательно представляет собой промежуточное звено в ряду природных продуктов, предшествующих собственно балхашиту.

Методика, анализ и общая характеристика балхашита. Анализ балхашита проводили по комплексной схеме, сочетающей деструктивные и хроматографические методы. Экстракцией выделили битумоиды, а структуру нерастворимого керогена исследовали деструктивными методами: полукоксованием, деструктивной гидрогенизацией и окислительной деструкцией. Продукты деструкции разделили на группы методом препаративной тонкослойной хроматографии и индивидуальный состав групп определили газохроматографически [Klesment, 1974].

Балхашит отличается высоким содержанием ОВ (табл. 1). Минеральная часть представлена главным образом зернами кварца песчаной размерности. Элементный состав балхашита не отличается от соответствующих характеристик многих других сапропелитов (горючих сланцев, богхедов) и куронгита [Кейн, 1970], одновременно близок к составу полиненасыщенных жирных кислот, что отмечалось уже многими исследователями. Атомное отношение водорода и углерода превышает 1,7. Такое высокое отношение редко наблюдается в твердых каустобиолитах. Хотя рассеянный балхашит содержит несколько больше кислорода, он сложен типичным зрелым сапропелитовым материалом, сильно отличающимся от настоящего сапропеля.

Характеристика битумоидов. Из измельченного вещества хлороформом экстрагировали битумоид А и после обработки 10%-ной соляной кислотой — смесью (1:3) спирта и бензола — битумоид С. Кислоты извлекали из битумоидов 0,5 н-спиртовым раствором КОН. Выход и состав битумоидов представлены в табл. 2. Оба образца настоящего

Т а б л и ц а 2
Выход и состав битумоидов

Показатель	Бурый	Черный	Рассеянный
Выход от ОВ, %			
битумоид А	5,0	8,1	1,6
битумоид С	8,7	5,4	2,0
всего (А + С)	13,7	13,5	3,6
Кислотное число, мг КОН/г			
битумоид А	152	85	—
битумоид С	117	53	—
Групповой состав, %			
неароматические углеводороды	1,1	2,0	7,5
ароматические углеводороды			
однадерные	0,2	0,3	1,7
полициклические	0,1	0,2	0,6
гетероатомные соединения			
малополярные	0,2	1,4	1,2
сильнополярные	10,0	11,2	14,0
кислоты			
жирные	43,0	50,5	11,9
поликарбоновые	16,0	20,6	6,8
Всего по групповому составу	70,6	86,2	43,7

балхашита — бурый и черный — содержат одинаковое количество суммарного битумоида — 13–14%. Это значительно ниже того содержания, которое было установлено в предыдущем исследовании [Стадников, 1937], где растворителями извлекали 25–40% экстракта. Если предположить, что возраст наших проб более высокий, то можно сделать вывод, что с созреванием содержание низкомолекулярных веществ в балхашите уменьшается и их кислотность понижается: кислоты превращаются в кероген. Обращает на себя внимание значительная концентрация битумоида С. Так как минерального вещества мало, он связан с ОВ и освобождается при кислотном гидролизе.

Основными компонентами во фракции битумоидов являются кислоты, причем характерно высокое содержание жирных кислот (одно- и двухосновных), которые были отделены от полифункциональных (высокомолекулярных) кислот при помощи тонкослойной хроматографии.

Выход и состав битумоида, выделенного из рассеянного в песке ОВ, значительно отличаются от соответствующих показателей балхашита.

Содержание углеводородов (УВ) в битумоидах низкое, что характерно для каустобиолитов невысокой степени превращенности. Состав алканов представлен на рис. 1. n-Парафины, выделенные из бурого и черного балхашита, имеют близкий состав. Концентрационный максимум приходится на парафины C_{23} – C_{27} , преобладание гомологов с нечетным числом атомов углерода невысокое. Подобные парафины встречаются во многих горючих сланцах и каменных углях. Обычно считается, что они имеют бактериальное происхождение.

Присутствует также заметное количество n-олефинов, представленных 1-изомерами. Олефины имеют два концентрационных максимума, при C_{19} и C_{25} . Наличие олефинов в твердых каустобиолитах — редкое явление.

Содержание ациклических изопреновых УВ регулярного строения невысокое: сумма пристана (iC_{19}) и фитана (iC_{20}) составляет половину от содержания близки кипящих n-парафинов C_{17} и C_{18} . Оба изопреноида присутствуют в равном количестве. В большом количестве установлен нерегулярный изопреновый углеводород сквалан (iC_{30}), концентрация которого значительно превышает концентрацию близки кипящего n-парафина C_{27} . Сквалан встречается в осадках редко и в небольшом количестве.

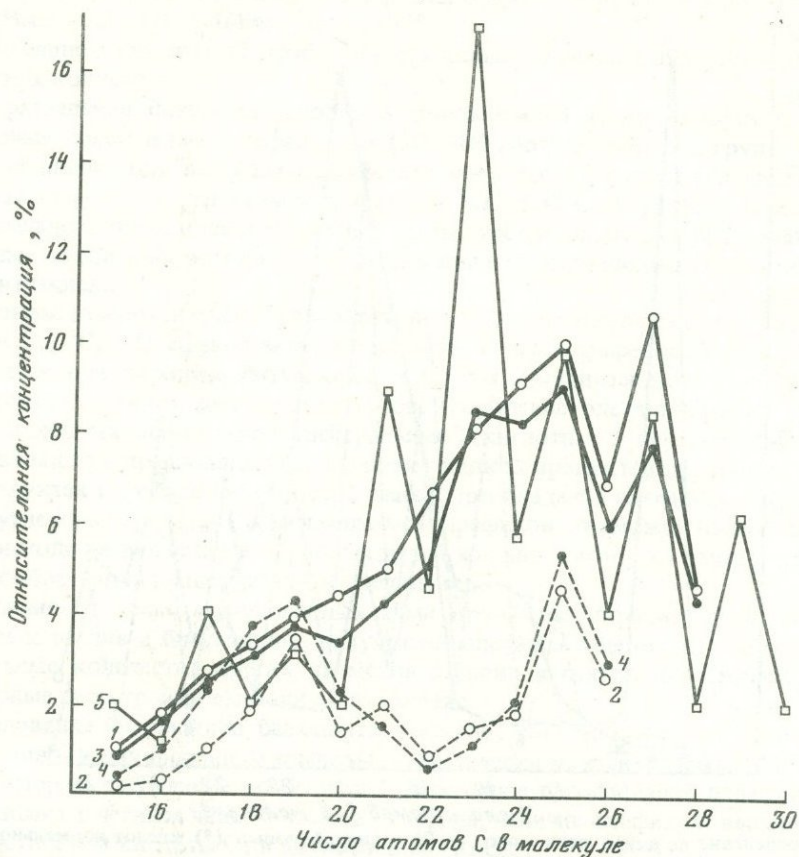
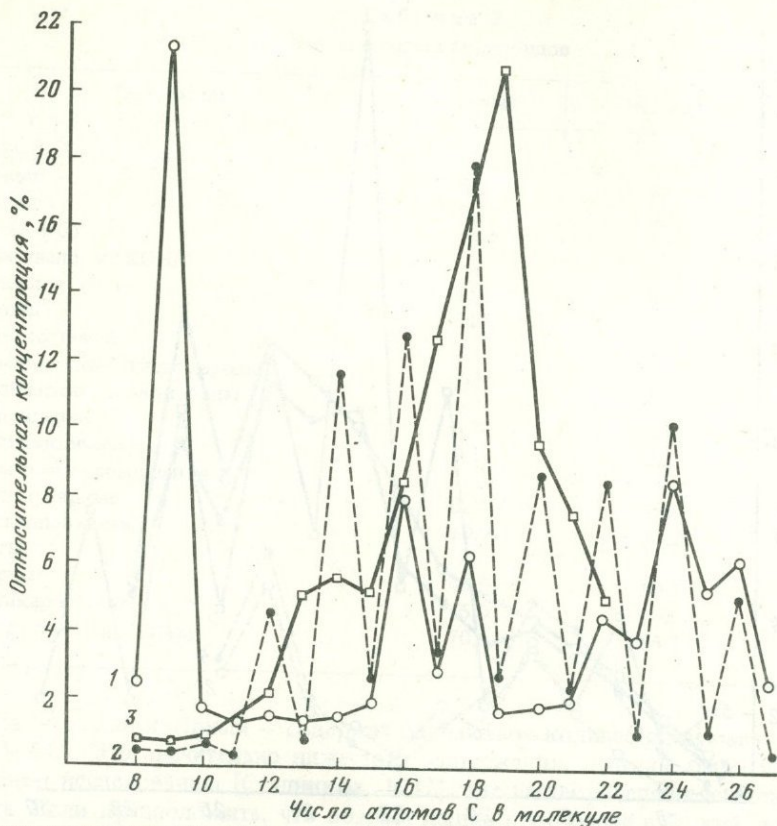


Рис. 1. Распределение по длине цепи *n*-алканов (1, 3, 5) и *n*-алкенов (2, 4) битумоида балхашита
 Балхашит: 1, 2 – чёрный, 3, 4 – бурый, 5 – рассеянный

Состав УВ, выведенных из балхашита и куронгита [Douglas et al., 1969], очень близок. В куронгите также отмечено присутствие 1-олефинов аналогичного состава. Различие в том, что максимум *n*-парафинов куронгита находится при C_{17} , а балхашита – в интервале $C_{21}–C_{27}$. Основное различие углеводородных спектров балхашита и куронгита заключается в большой концентрации в балхашите двух УВ, температура кипения которых такая же, как у *n*-парафинов C_{29} и C_{31} . Они не проявляют оптической активности; согласно газохроматографической и адсорбционной характеристике, а также 1H -ядерно-магнитному резонансу и ИК-спектрам в них преобладают *n*-углеводородные структуры, содержащие ненасыщенные двойные связи. Возможно, что эти углеводороды являются *n*-алкадиенами, которые присутствуют в *Votriococcus Braunii* и дают начало куронгиту [Кейн, 1980].

Совсем другой состав имеют УВ, выделенные из рассеянного ОВ песка. Распределение *n*-парафинов по длине углеродной цепи в них такое же, как в балхашите, но они отличаются относительно высоким показателем n_{CH} . Здесь отсутствуют олефины, сквалан и циклические изопреноиды, но много пристана и фитана. Кажется, что УВ балхашита и рассеянного вещества ничего общего между собой не имеют.

Кислоты являются основными компонентами битумоида балхашита, при этом их состав в образцах бурого и черного цвета близок. Одно- и двухосновные кислоты присутствуют приблизительно в равных количествах. Характерной особенностью монокарбоновых кислот балхашита является высокое содержание гомолога C_9 . Второй максимум приходится на кислоты C_{16} и C_{18} , которые в большинстве осадков встре-



Р и с. 2. Распределение по длине цепи моно- (1, 2) и дикарбоновых (3) кислот нормального строения битумоида балхашита
 Балхашит: 1, 3 – бурый, 2 – рассеянный

чаются в значительном количестве. Основные особенности монокарбоновых кислот – небольшое преобладание четных гомологов и большое содержание кислоты C_9 .

В продуктах жизнедеятельности кислоты ряда C_6 – C_{10} присутствуют в незначительном количестве, зато они были обнаружены в некоторых горючих сланцах [Уров, Листрем, 1977, 1979], где их появление может быть связано с диагенетическими превращениями. В нашем случае логично предположить окислительную деструкцию олеиновой кислоты по двойной связи, в результате чего образуется кислота C_9 . Кажется, однако, маловероятным, что в результате абиогенных реакций образуется только одно соединение.

Кислоты, выделенные из РОВ, имеют совсем другой состав. Для них характерно более равномерное распределение, преобладание четных гомологов, отсутствие кислоты C_9 . Обнаруживаются в небольшом количестве изопреновые кислоты iC_{16} , iC_{18} и iC_{20} .

Длинноцепочечные $\omega\omega$ -дикарбоновые кислоты были встречены в некоторых древних и современных осадках. Обычно среди них идентифицируются только гомологи с четным числом углеродных атомов в цепи. В пробах балхашита дикарбоновые и одноосновные кислоты присутствуют в равных количествах (рис. 2). Индивидуальный максимум при C_{19} , концентрация гомологов изменяется постепенно. Дикарбоновые кислоты балхашита имеют ряд отличительных черт. Кажется, что они не имеют ничего общего с другими n -алкановыми структурами. Имеющиеся данные позволяют заключить, что указанные кислоты являются продуктом микробиологического превра-

щения первичного биологического материала, о чем говорилось и в работах других авторов [Haug et al., 1967; Johns, Onder, 1975].

В рассеянном ОВ третьей пробы дикарбоновые кислоты были установлены только в следовых количествах.

При разделении битумоида способом тонкослойной хроматографии их высокомолекулярные компоненты — асфальтены (20–30% соответствующих групп) остаются на стартовой линии. Для исследования состава алифатических структур асфальтенов проводили их пиролиз в стеклянной трубке при 400–500°С. Асфальтены были выделены из нейтрального битумоида и кислотной части; третью пробу составили нерастворимые кислотные соединения, которые осаждались при подкислении щелочного раствора омыления битумоида.

Главными компонентами пиролизатов являются н-углеводороды C_8 – C_{27} с максимумом при C_{13} – C_{18} . Олефинов значительно больше, чем парафинов. Такое явление часто наблюдается при пиролизе битумоидов и других органических соединений, из которых образуется много жидких продуктов. Отношение олефин/парафин уменьшается в ряду исходных асфальтенов: нейтральные > кислотные > нерастворимые. Этот порядок совпадает с предполагаемым выходом жидких продуктов при пиролизе.

В продуктах пиролиза наблюдается слабое преобладание олефинов с четным числом атомов углерода (C_{14} , C_{16} , C_{18}) и нечетным — парафинов. Это может быть связано с наличием в исходном веществе углеродных цепей жирных кислот и спиртов, при пиролизе которых образуются вышеуказанные соединения.

В отличие от ранее исследованных нами продуктов пиролиза смол, выделяемых из твердых топлив и битумоидов, полученные олефины содержали, кроме 1-изомеров, значительные количества других изомеров с двойной связью. Нам неизвестно, какие структурные перестройки вызвали их появление.

Исследование битумоидов балхашита показало, что отдельные их группы — углеводороды, одно- и двухосновные кислоты — генетически не взаимосвязаны. Для битумоидов характерны следующие особенности: небольшое преобладание парафинов с нечетным и кислот с четным числом атомов углерода, наличие олефинов, высокое содержание одноосновной кислоты C_9 и двухосновных кислот.

Восстановительная деструкция балхашита. Далее структуру балхашита исследовали методами гидрогенизации, конверсии и полукоксования (по ГОСТу 3168-66). При конверсии водой [Klesment, Nappa, 1980] в условиях высокого давления вода является одновременно гидрирующим и окисляющим агентом (образуется CO_2), она реагирует с активными группами ОВ.

Опыты проводились в качающемся автоклаве объемом 2 л, куда загружалось 100 г черного балхашита и 200 г растворителя (бензола, воды). Все опыты проводили при 370°С в течение 3 ч. В автоклаве проводили следующие эксперименты: 1) каталитическую гидрогенизацию (1% молибдена, балхашит пропитывали раствором молибдата аммония) в среде бензола, исходное давление водорода 9,8 МПа; 2) конверсию с водой; 3) конверсию с 5%-ным водным раствором щелочи.

В табл. 3 приведены данные о выходе продуктов деструкции и их характеристики. Выход смолы полукоксования был высокий (80%); в то же время выходы при автоклавной переработке против ожидания были низкими. Необходимо отметить, что Н.Д. Зелинский [Zelinsky, 1925] при полукоксовании балхашита получил только 63% смолы, которая имела чрезвычайно низкий удельный вес — 0,844. Наличие щелочи при водной конверсии повышает выход смолы; это известно из наших прежних работ [Klesment, Nappa, 1980]. Смолы водной конверсии и полукоксования имеют близкие свойства и групповой состав. Основные их компоненты — алифатические углеводороды и кислородные соединения. Это подтверждают также хроматограммы суммарных смол, где видны только гомологические ряды н-алканов и кетонов. На хроматограмме катализата присутствуют только пики н-парафинов; карбонильные группы были удалены в ходе гидрогенизации.

Парафины представлены гомологами C_7 – C_{31} . В смоле полукоксования также при-

Таблица 3
Выход и характеристики продуктов термической деструкции балхашита

Показатель	Конверсия водой	Конверсия 5%-ным раствором щелочи	Каталитическая гидрогенизация	Полукоксование
Рабочее давление, МПа	20	21	27	—
Остаточное давление, МПа	4,8	4,0	8,0	—
Выход (в вес.%) от керогена				
смола	65	75	69	80
твердый остаток	8	8	2	4
газ и потери	27	17	29	16
Характеристика смолы				
плотность	0,899	0,891	0,847	0,910
показатель преломления	1,490	1,485	1,472	1,499
молекулярная масса	400	350	320	340
Групповой состав				
неароматические углеводы	29	32	56	30
алкилбензолы	2	2	5	3
полициклические ароматические углеводороды	9	12	9	12
кислородсодержащие соединения	26	21	6	30
высокополярные гетероатомные соединения	34	33	24	25

сутствуют 1-олефины, которые встречаются в смоле конверсии только в следовых количествах (рис. 3). В гидрогенизате больше парафинов $C_{18}-C_{30}$, заметно повышена также концентрация нечетных гомологов C_{27} и C_{29} . Эти явления обусловлены гидрированием кетонов, которые имеют в основном длинные углеродные цепи.

В смолах полукоксования и конверсии содержание кетонов (н-алканонов) такое же, как и н-углеводородов. Такая высокая их концентрация в смолах деструкции сапропелитов наблюдается нами впервые. Кетоны имеют карбонильную группу преимущественно в середине цепи, концентрация же кетонов C_{27} и C_{29} повышена. В смоле конверсии много алканонов-2, имеющих более короткую цепь $C_{14}-C_{22}$. Эти кетоны образовались, очевидно, при гидролитическом расщеплении более длинных цепей в β -положении относительно карбонильной группы. Присутствие в смолах в больших количествах алканонов-2 C_{10} и C_{11} мы пока объяснить не можем.

Большое количество длинноцепочечных кетонов, имеющих явно восковое происхождение в смолах полукоксования, установлено в сланцах месторождений Ново-Дмитриево (УССР) и Пирин (Болгария) [Уров, Листрем, 1980]. Как и в данном случае, указанные структуры отсутствовали среди парафинов смолы. В битумоидах же было обнаружено много "восковых" парафинов C_{25} , C_{27} и C_{19} . В битумоиде молодого сапропелита — балхашита таких парафинов нет. На основе накопленных данных мы можем выдвинуть гипотезу, что указанные парафины битумоида образуются на поздних стадиях диагенеза именно из длинных, нечетных цепей керогена, содержащих карбонильную группу. Большая длина цепи и наличие карбонильной группы облегчают их отщепление.

Газ, образующийся при полукоксовании и конверсии балхашита, содержит углекислого газа выше 60%. Это подтверждает предположение Г.Л. Стадникова [1937], что сложноэфирные группы (наряду с карбонильными) являются основными кислородсодержащими группами балхашита.

Окислительная деструкция балхашита. Окисление проводили ступенчато при комнатной температуре в 1%-ном водном растворе перманганата калия. На 5 г балхашита в одной ступени расходовали 5 г перманганата. Бурый балхашит окислялся быстрее,

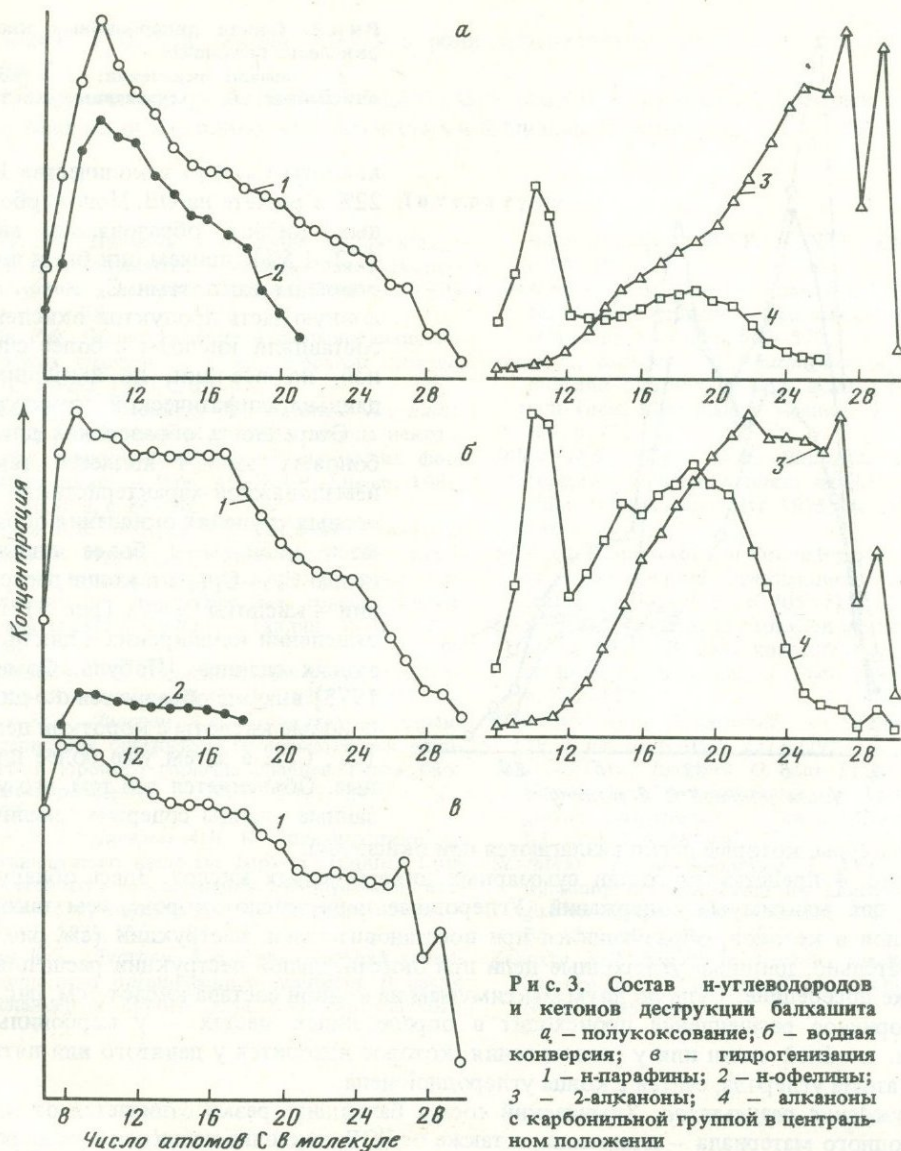


Рис. 3. Состав *n*-углеводородов и кетонов деструкции балхашита
a — полуокислование; *б* — водная конверсия; *в* — гидрогенизация
 1 — *n*-парафины; 2 — *n*-олефины; 3 — 2-алканоны; 4 — алканоны с карбонильной группой в центральном положении

чем черный; для полного окисления первого требовалось 3 ступени и 8 ч времени, для второго — соответственно 4 ступени и 16 ч. Образовавшиеся кислоты экстрагировали с помощью эфира и ацетона; их очистку проводили хроматографированием на силикагеле. Индивидуальный состав кислот (в виде метиловых эфиров) определяли газохроматографическим методом.

Продукты окисления почти целиком растворяются в эфире. Нерастворимая в эфире, но растворимая в ацетоне часть составляет 5–7%; неокисленным осталось менее 1% материала. Из данных о растворимости образовавшихся кислот можно сделать вывод, что сложные полифункциональные кислоты из балхашита не образуются. Это указывает на то, что в балхашите отсутствуют циклические и сильноразветвленные структуры, которые дают начало этим кислотам. Отсутствие указанных структур подтверждает также низкий выход углекислого газа.

В продуктах окисления обоих балхашитов идентифицированы $\alpha\omega$ -дикарбоновые

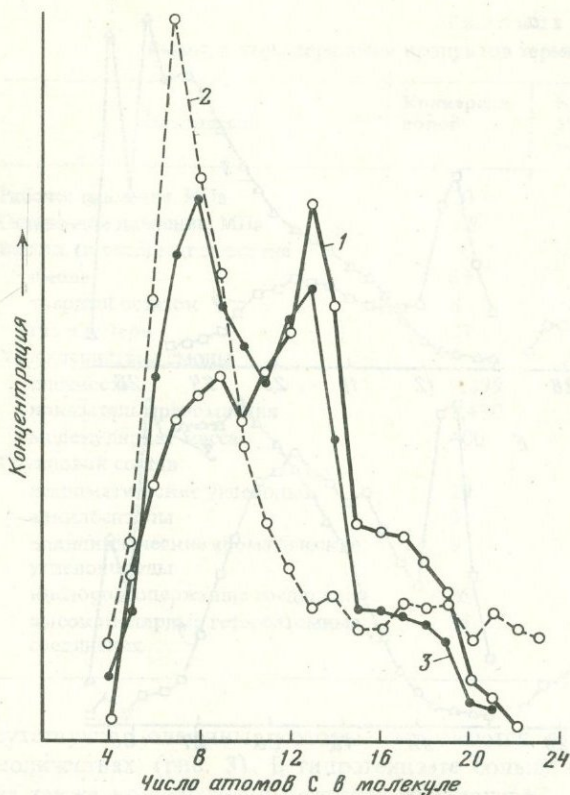


Рис. 4. Состав дикарбоновых кислот окисления балхашита

1 — начало окисления; 2 — конец окисления; 3 — суммарные кислоты

кислоты C_4-C_{27} в количестве 19–22% в расчете на ОВ. Монокарбоновых кислот образовалось мало (1,2–1,5%), причем они были представлены кислотами C_8 и C_9 . Основную часть продуктов окисления составляли кислоты с более сложной, но все-таки, по имеющимся данным, алифатической структурой.

Очередность образования дикарбоновых кислот является также немаловажной характеристикой: на первых ступенях окисления образуются кислоты с более длинной цепью $C_{12}-C_{14}$, а в конце деструкции — кислоты C_6-C_9 (рис. 4). При окислении кашпирских и диктионовых сланцев [Побуль, Фомина, 1978] вначале образуются $\alpha\omega$ -дикарбоновые кислоты с короткой цепью (C_4, C_5), а затем уже более длинные. Объясняется это тем, что указанные сланцы содержат циклические

структуры, которые легко разлагаются при окислении.

На рис. 4 представлен состав суммарных дикарбоновых кислот. Здесь обнаруживаются два максимума содержаний. Углеродные цепи кислот короче, чем таковые парафинов и кетонов, образующихся при восстановительной деструкции (см. рис. 3). Следовательно, длинные углеродные цепи при окислительной деструкции расщепляются также посередине. Судя по двум максимумам на кривой состава кислот (см. рис. 4), это вторичное расщепление происходит в определенных местах — у карбонильной группы, двойной связи или у разветвления, которое находится у девятого или пятнадцатого атома углерода, считая с конца углеродной цепи.

Обсуждение результатов. Химический состав балхашита резко отличается от состава исходного материала — планктона, а также от РОВ, накапливающегося в непосредственной близости от балхашита. Источник для рассеянного ОВ и балхашита единый, однако его состав, отличающийся от состава балхашита, более близок к составу водорослей.

Для балхашита характерно отсутствие остатков водорослевого материала, наличие олефинов и дикарбоновых кислот. Это свидетельствует о том, что он образовался из вторичных продуктов, которые были синтезированы бактериями при разложении первичного, водорослевого ОВ. Таким образом, балхашит не является типичным сапролитом.

Исследовался также изотопный состав углерода балхашита и его составляющих [Муеллер и др., 1981]. По изотопному составу он является очень легким ($^{13}C = -34\text{‰}$), это тоже подтверждает его микробиологическое происхождение.

Ароматических структур в балхашите нет, а циклогексановых мало. Главные структурные элементы — макроциклы, которые образовались при полимеризации ненасыщенных жирных кислот. Балхашит является весьма малозрелым каустобиолитом. Высокое содержание карбонильных и сложноэфирных групп в балхашите подтвержда-

ет вывод Г.Л. Стадникова [1937] о роли окислительных процессов при его образовании.

По химическому составу балхашит очень близок к куронгиту, который образуется в Австралии в сходных климатических и фациальных условиях.

Л и т е р а т у р а

- Кейн Р.Ф. Природа и строение куронгита. — В кн.: Разработка и использование запасов горючих сланцев. Таллин: Валгус, 1970, с. 195—201.
- Кейн Р.Ф. Происхождение и формирование горючих сланцев. — В кн.: Горючие сланцы. Л.: Недра, 1980, с. 60—62.
- Муеллер С., Клесмент И., Пуннинг Я., Вайкмяер Р. Изотопный состав углерода некоторых сапропелитов как показатель их формирования. — Изв. АН ЭССР. Химия, 1981, т. 30, № 2, с. 84—90.
- Побуль Л.Я., Фомина А.С. Различия в алифатических структурных элементах трех керогенов горючих сланцев морского происхождения: Тез. докл. Всесоюз. совещ. "Геохимия горючих сланцев". Таллин, 1978, с. 77—80.
- Стадников Г.Л. Происхождение угля и нефти. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937, с. 100—111.
- Уров К.Э., Листрем А.И. Сравнительная характеристика органического вещества девонского и юрского горючих сланцев Ухтинского месторождения. — ХТТ, 1977, № 2, с. 71—77.
- Уров К.Э., Листрем А.И. К характеристике органического вещества горючих сланцев Припятского месторождения Белоруссии по составу битумоида и щелочного гидролизата. — ХТТ, 1979, № 3, с. 97—103.
- Уров К.Э., Листрем А.И. Сравнительная характеристика органического вещества горючих сланцев и бурого угля Новодмитровского месторождения УССР. — ХТТ, 1980, № 1, с. 94—100.
- Douglas A.G., Eglinton G., Maxwell J.R. The hydrocarbons of coorongite. — Geochim. et cosmochim. acta, 1969, vol. 33, p. 569—577.
- Haug P., Schnoes H.K., Burlingame A.L. Isoprenoid and dicarboxylic acids isolated from Colorado Green River shale. — Science, 1967, vol. 158, N 6, p. 772—773.
- Johns R.B., Onder O.M. Biological diagenesis: Dicarboxylic acids in recent sediments. — Geochim. et cosmochim. acta, 1975, vol. 39, p. 126—136.
- Klesment I. Application of chromatographic methods in biogeochemical investigation. — J. Chromatogr., 1974, vol. 91, p. 705—713.
- Klesment I., Nappa L. Investigation of the structure of Estonian oil shale kukersite by conversion in aqueous suspension. — Fuel, 1980, vol. 59, p. 117—122.
- Stadnikov G.L. Balchaschit. — Brennst.-Chem., 1933, Bd. 14, N 12, S. 227—229.
- Stadnikoff G., Egorowa O. Zur Frage über die Umwandlung der Fettsäuren im Laufe geologischer Zeitperioden. — Brennst.-Chem., 1936, Bd. 17, N 3, S. 48—49.
- Stadnikov G., Wodschinskaja Z. Über die Umwandlung der Fettsäuren im Laufe der geologischen Zeitperioden. — Brennst.-Chem., 1930, Bd. 11, N 20, S. 414—416.
- Zelinsky N.D. Künstliche Naphtha aus Balchasch-Sapropeliten. — Brennst.-Chem., 1925, Bd. 6, N 23, S. 365—380.

УДК 552.5 : 543.8 : 0018

Н.А. Еременко, Р.А. Твердова, Т.В. Тихомолова,
В.С. Фонин, Н.В. Головина

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ НЕРАСТВОРИМОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПОРОД

В последнее десятилетие заметно вырос интерес к исследованию нерастворимой части рассеянного органического вещества (ОВ). Нерастворимое ОВ (НОВ) может рассматриваться в качестве главного носителя генетической информации, так как именно в его строении сохраняются черты, унаследованные от исходного типа ОВ [Корчагина, Четверикова, 1976]. Изучение оптических свойств различных компонентов этой фракции, ее химического состава, результатов инфракрасной спектроскопии и данных рентгеноструктурного анализа показывает, что соотношение в нем различных групп структурных элементов и химических соединений тесно связано с фациально-генетическим типом рассеянного органического вещества (РОВ) [McIver, 1967; Робинсон, Диннин, 1970; Корчагина, Четверикова, 1976].

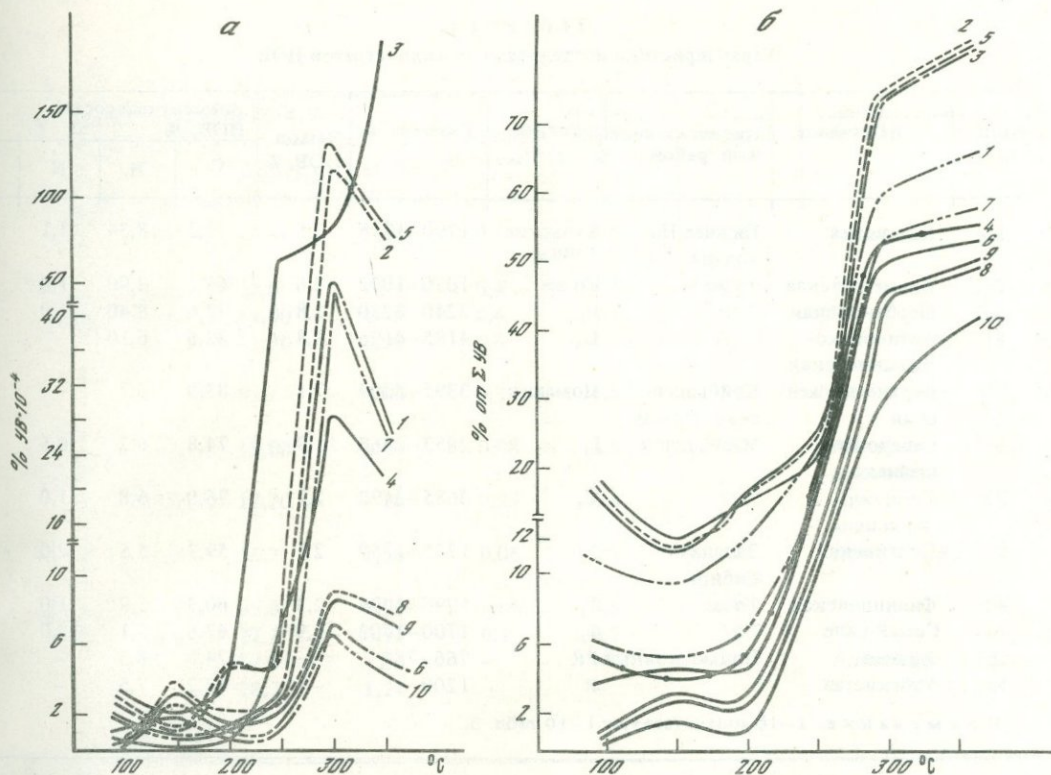
В последние годы в нескольких лабораториях был проведен пиролиз РОВ. При этом анализе непосредственно в породе регистрируются три хроматографических пика: при температурах ≈ 130 , ≈ 480 и $\approx 910^\circ\text{C}$. Низкотемпературный пик обусловлен ранее образовавшимися УВ, присутствующими в осадках [Barker, 1974]. Зарубежные исследователи проводили пиролиз концентратов РОВ большей частью при температуре более 300°C [McIver, 1967; Girand, 1970; Vanderbrouck et al., 1977], а группа ученых, руководимая А.М. Акрамходжаевым [Акрамходжаев и др., 1973], осуществила пиролиз НОВ в интервале температур $30-1100^\circ\text{C}$.

Эксперименты по изучению УВ, выделяющихся из концентратов НОВ, были проведены и в ИГиРГИ по опубликованной методике [Термическое исследование ..., 1982].

Определение генетического типа исходного РОВ и стадий его катагенеза осуществлялось в соответствии с классификацией Ю.И. Корчагиной и О.П. Четвериковой по данным элементного состава, ИК-спектроскопии (D полосы 2930 см^{-1}) и рентгеноструктурного анализа (максимум дифрактограммы). Использовался также новый рентгеноструктурный метод определения графитизации концентратов НОВ, разработанный Ю.М. Королевым, которым установлено, что с увеличением стадий катагенеза возрастает процент графитовых структур в ОВ.

При определении исходного типа РОВ, кроме химических показателей, учитывались также геолого-геохимические условия накопления вмещающих осадков.

Было установлено, что при термовакuumной дегазации НОВ выделялись газообразные и жидкие УВ. При этом отмечалась тенденция к изменению количественного содержания и качественного состава выделяющихся УВ. Чем выше атомарное отношение Н/С, тем больше выход УВ-фракции. С увеличением Н/С низкокипящие жидкие УВ, выделяемые НОВ при $t = 20-200^\circ\text{C}$, содержат весь ряд нефтяных УВ.



Р и с. 1. Кривые температурного распределения газообразных УВ, выделяемых НОВ пород
 а — общее количество УВ; б — количество непредельных УВ

Образцы с площадей: 1 — Котовской, 2 — Бахметьевской, 3 — Щербаковской, 4 — Антиповско-Балыклейской, 5 — Верхнесвезженской, 6, 7 — Северо-Ракушечной (6 — J_1 , 7 — T_2), 8 — Пунгинской, 9 — Филипповской, 10 — Сюнай-Сале

Результаты термических исследований дебитуминизированных концентратов НОВ пород Волго-Уральской, Западно-Сибирской и Мангышлакской нефтегазоносных областей приводятся в табл. 1.

Баланс распределения С и Н подсчитывался по изменению элементного состава концентратов исходного НОВ и после его термовакуумной дегазации при соответствующей температуре. Содержание С, Н и гетероэлементов в выделяющихся продуктах определялось по формулам, рекомендуемым С.Г. Неручевым и Е.А. Рогозиной [Генерация..., 1976].

Общая формула, выведенная по элементному составу, показывает, что в продукте, выделяющемся до 200°С, присутствуют в основном метано-нафеновые УВ (табл. 2). Общая формула продуктов, выделяющихся в интервале 200–300°С, соответствует гомологическому ряду C_nH_{2n-x} , где x составляет 0,02–0,25. Можно предположить, что в этих продуктах содержится значительная доля ароматических и непредельных УВ.

Следует отметить некоторые особенности в распределении газообразных УВ в зависимости от температуры (рис. 1). В первой группе образцов (кривые 1–5, 7) минимум выделяющихся УВ приурочен к 150°С. Резкое увеличение количества газообразных УВ отмечено при $t = 250^\circ\text{C}$, а с увеличением температуры до 350°С снова наблюдается снижение выхода УВ-газов. Во второй группе образцов (кривые 6, 8, 10) количество газообразных УВ возрастает в интервале 100–150°С. С $t = 150^\circ\text{C}$ связан максимум в содержании УВ, а с 200°С — минимум. С 200 и до 300°С наблюдается равномерное увеличение выхода УВ.

Как видно из табл. 1, исходным для концентратов НОВ из керна первой группы пло-

Таблица 1
Характеристики исследованных концентратов НОВ

№ п/п	Площадь	Нефтегазосос- ный район	Возраст	Глубина, м	Выход НОВ, %	Элементный состав НОВ, %		
						С	Н	N
1	Котовская	Нижнее По- волжье	Тульские глины	1790-1798	2,5	72,2	8,34	1,1
2	Бахметьевская	То же	То же	1050-1092	2,6	69,1	8,90	1,0
3	Щербаковская	"	P ₁	2240-2250	2,8	72,6	8,40	1,0
4	Антиповско- Балыклейская	"	D ₃	4185-4196	1,8	82,6	6,10	-
5	Верхнесезжен- ская	Куйбышев- ская область	Доманик	3395-3409	7,1	83,9	6,7	-
6	Северо-Раку- шечная	Мангышлак	J ₁	2853-2860	1,9	74,8	6,2	0,5
7	"	"	T ₂	3685-3692	2,1	76,0	6,8	1,0
8	Пунгинская	Западная Сибирь	J ₃	1755-1759	2,1	59,3	5,5	2,0
9	Филипповская	То же	J ₂	1996-1994	2,3	60,3	5,9	1,0
10	Сюнай-Сале	"	J ₁	1700-1703	1,9	67,6	5,1	2,0
11	Ярцево	Подмосковный PR		766-780	-	74,8	8,3	-
12	Узбекистан		P	1200	-	72,2	7,5	-

Примечание. 1-10 соответствуют 1-10 табл. 3.

Таблица 2
Общие эмпирические формулы продуктов, выделяемых из НОВ

Площадь	Температура опыта		Площадь	Температура опыта	
	20-200°С	200-300°С		20-200°С	200-300°С
Котовская	$C_n H_{2n+0,42}$	$C_n H_{2n-0,07}$	Северо-Ракушеч- ная (T ₂)	$C_n H_{2n+1,72}$	$C_n H_{2n-0,05}$
Бахметьевская	$C_n H_{2n+1,48}$	$C_n H_{2n-0,02}$	Пунгинская	$C_n H_{2n+0,72}$	$C_n H_{2n-0,25}$
Щербаковская	$C_n H_{2n+0,98}$	$C_n H_{2n-0,05}$	Филипповская	$C_n H_{2n+0,31}$	$C_n H_{2n-0,07}$
Антиповско-Ба- лыклейская	$C_n H_{2n+1,29}$	$C_n H_{2n-0,1}$	Сюнай-Сале	$C_n H_{2n+0,24}$	$C_n H_{2n-0,26}$
Верхнесезжен- ская	$C_n H_{2n+0,11}$	$C_n H_{2n+0,1}$	Ярцево	$C_n H_{2n+0,1}$	$C_n H_{2n-0,12}$
Северо-Ракушеч- ная (J ₁)	$C_n H_{2n+0,42}$	$C_n H_{2n+0,1}$	Узбекистан	$C_n H_{2n+0,44}$	$C_n H_{2n+0,05}$

щадей было алиновое ОВ, второй группы - арконовое ОВ. Таким образом, если алиновое ОВ характеризуется первым максимумом в количестве выделяющихся газообразных УВ при 100°С и минимумом при 150°С, то для арконового ОВ первый минимум наблюдается при 100°С, а максимум - при 150°С.

Распределение непредельных УВ также зависит от типа исходного ОВ. При температуре 100°С арконовое ОВ выделяет значительно меньше непредельных на сумму газообразных УВ, чем концентрат НОВ алинового типа. Причем при $t = 150^\circ\text{C}$ отмечается максимум, а при 200°С - минимум в выходе непредельных газообразных УВ. Резкое увеличение непредельных УВ приурочено в арконовом ОВ к $t = 250^\circ\text{C}$.

Элементный состав НОВ, %				D полосы 2930 см ⁻¹	Максимум дифракто- граммы, Å	% графити- зации	Генетический тип РОВ	Градация катагенеза РОВ
O	S	Σ(N+O+S)	H/Cat					
14,06	4,3	19,46	1,38	0,5	4,5	4,5	Алиновый	МК ₁ –МК ₂
20,0	1,0	22,0	1,54	0,4	4,4	35	"	ПК ₃ –МК ₁
17,0	1,0	19,00	1,40	0,4	4,4	35	"	ПК ₃
–	–	11,30	0,90	0,8	4,7	55	"	МК ₂ –МК ₃
–	–	9,4	1,00	0,9	4,5	55	"	МК ₂ –МК ₃
18,0	0,5	19,00	1,00	0,08	3,5	45	Алиново- арконовый	ПК ₃ –МК ₁
15,0	1,02	17,20	1,10	0,22	4,4	55	Арконово- алиновый	МК ₁ –МК ₂
31,2	2,0	35,2	1,00	0,06	3,5	49	Арконовый	ПК ₃
31,0	1,8	33,8	1,00	0,06	3,5	49	"	ПК ₂
24,0	2,3	27,3	0,91	0,1	3,7	58	"	ПК ₃ –МК ₁
–	–	17,7	1,33	–	–	–	Алиновый	ПК ₃
–	–	20,3	1,24	–	–	–	"	ПК ₃

Концентрационный минимум непредельных УВ, выделяющихся из концентратов НОВ алинового состава, приурочен к 150°С. Резкое увеличение выхода непредельных УВ связано с $t = 250^\circ\text{C}$. Выход газообразных УВ определяется также стадией катагенеза ОВ. Чем ниже стадия катагенеза, тем больше выход газообразных УВ, и, наоборот, чем выше стадия катагенеза, тем меньше выход газообразных УВ.

Количество жидких низкокипящих УВ, выделяемых из керогена, и их качественный состав также зависят от типа исходного ОВ и глубины прошедших катагенетических преобразований. Общее количество низкокипящих жидких УВ, выделяющихся при $t = 20\text{--}200^\circ\text{C}$, изменяется от 1 до 2,9%. Наибольший выход УВ установлен для керогена алинового ОВ (2–2,9%). Концентрат НОВ арконового типа выделяет при термовакуумной дегазации 0,8–1,5% низкокипящих жидких УВ. При переходе от стадии катагенеза ПК₃ к МК₁ и МК₃ количество жидких УВ, выделяемых концентратом алинового РОВ, уменьшается от 2,9 до 1%. Количество жидких УВ, отобранных при температуре 200–300°С, изменяется от 0,8 до 2,2%. В составе жидких УВ, выделяющихся до 100°С, фиксируются пентаны, гексаны, 2-метил-пентан, 3-метил-пентан, гептан и октан. Изосоединения присутствуют лишь в виде следов.

По характеру хроматограмм в температурном интервале 20–200°С их можно разделить на две группы. На хроматограммах первой группы присутствует весь ряд нефтяных УВ от н-С₅ до этилциклогексана. По соотношению УВ они соответствуют бензинам нефтей, измененных в катагенезе (рис. 2). Такие хроматограммы характерны для низкокипящих жидких УВ, выделяющихся из концентратов НОВ алинового типа. Во втором случае на хроматограмме зафиксированы в основном нормальные УВ (С₅–С₈) и лишь 6–7% приходится на долю изосоединений. Этот тип хроматограмм характерен для арконово-алинового ОВ с преобладанием арконовой составляющей. В составе УВ в интервале температур 20–200°С непредельные УВ не обнаружены. В интервале пиролиза 200–300°С образцы концентратов НОВ выделяют 0,8–2,2% УВ.

Масс-спектрометрические данные показывают, что в составе летучей части концентратов НОВ 80% представлено парафино-нафтеновыми УВ и 20% – ароматическими.

Обнаружены также кислородные и серосодержащие соединения. Отмечается, что фракция 20–100°С, выделяемая как из алинового, так и из арконового ОВ, наряду с метано-нафтеновыми УВ насыщена моноароматикой, что подтверждается в масс-спектре группой пиков с массовым числом 91–92, 105–106, 119–120. Это свидетельствует о процессах десорбции. По мере увеличения темпа нагрева и в алиновом и в арконовом НОВ изменяется соотношение интенсивностей пиков УВ с четным и нечетным числами в сторону резкого увеличения нечетных пиков. Последнее указывает на преобладание процессов реконструкции кристаллической решетки керогена.

Тенденция зависимости количественного содержания УВ, выделяемых концентратами НОВ, от генетического типа исходного ОВ и стадий его катагенеза сохраняется и при пересчете УВ на породу (табл. 3).

Полученные цифры вполне соизмеримы с содержанием хлороформенного битумоида (ХБ), содержащегося в исследуемых породах.

Близкие соотношения устанавливаются также между процентным содержанием УВ в концентратах НОВ и их количеством в ХБ. Для алинового ОВ процент УВ в хлороформенном битумоиде меняется (в интервале фракций до 300°С) от 32,7 до 56,25%, а для арконового ОВ — от 31,66 до 39,8%. Количество УВ, выделяемых из концентрата в интервале температур 20–200°С, достаточно велико — 12,8–29,7% от содержания УВ в ХБ.

Таким образом, даже при сравнительно невысоком уровне выхода УВ из керогена (0,8–2,9% на кероген) количество их хотя и меньше, но соизмеримо с содержанием хлороформенного битумоида и УВ в нем. Как известно, содержание ХБ и концентрация УВ в нем — показатели, широко применяемые в геохимии при оценке нефтепродукцирующих свойств пород и перспектив нефтегазоносности, а также при решении других геологических задач.

По мнению Б. Тиссо и Д. Вельте [1981] и многих других зарубежных исследователей, именно в керогене наиболее полно отражается нефтематеринский потенциал осадочных толщ. Обнадеживающие результаты в этом плане получены и А.М. Акрамходжаевым с соавторами [1976].

Образование углеводородов при $t > 250^{\circ}\text{C}$ может быть объяснено деструкцией ОВ, что маловероятно для $t < 200^{\circ}\text{C}$. В химии известен целый ряд реакций с плавиковой кислотой, в результате которых синтезируются углеводороды. Высказывалось мнение, что при обработке породы плавиковой кислотой могут образовываться УВ, которые сорбируются концентратом НОВ. Результаты анализов, проведенных для проверки такого предположения, свидетельствуют о том, что плавиковая кислота не влияет на выход УВ при термовакuumной дегазации.

Наиболее вероятно предположение [Акрамходжаев и др., 1973, 1976; Еременко, Твердова, 1980] о сорбционной связи углеводородов с НОВ. В этом плане, однако, остается открытым вопрос о времени их образования. Появление непредельных УВ нельзя считать неожиданным, так как они были обнаружены в породах самого разного возраста и на различных глубинах [Старобинец и др., 1974; Левшунова, 1976]. Наличие непредельных УВ в концентратах НОВ, выделяемых при относительно низких температурах, обнаружение непредельных УВ и свободных радикалов в нефтях [Галимов, 1973] свидетельствуют о возможности низкотемпературного механизма образования нефтей. Исходя из температурных кривых НОВ арконового и алинового

Рис. 2. Хроматограммы низкокипящих жидких УВ, выделяемых НОВ

а, б — концентраты НОВ: а — алинового ОВ, стадия катагенеза ПК₃, б — арконового ОВ, стадия катагенеза ПК₃ (температура 20–200°С); в — хроматограммы УВ, выделяемых НОВ при температурах 250, 300, 350, 400°С

н-С₅ — н. пентан; i-С₅ — изопентан; 2МП — 2-метил-пентан; 3МП — 3-метил-пентан; н-С₆ — н. гексан; МЦП — метилциклопентан; ЦГ — циклогексан; 2МГ — 2-метил-гексан; 3МГ — 3-метил-гексан; н-С₇ — н. гептан; МЦГ — метилциклогексан; Т — толуол; 2МГп — 2-метил-гептан; 3МГп — 3-метил-гептан; 1, 3-ДМЦГц — 1,3-диметилциклогексан, цис-изомер; 1, 4-ДМЦГт — 1,4-диметилциклогексан, транс-изомер; н-С₈ — н. октан; ЭЦГ — этилциклогексан; 1, 2-ДМЦПт — 1,2-диметилциклопентан, транс-изомер; ДМГ — диметилгексан; 2,3-ДМП — 2,3-диметилпентан

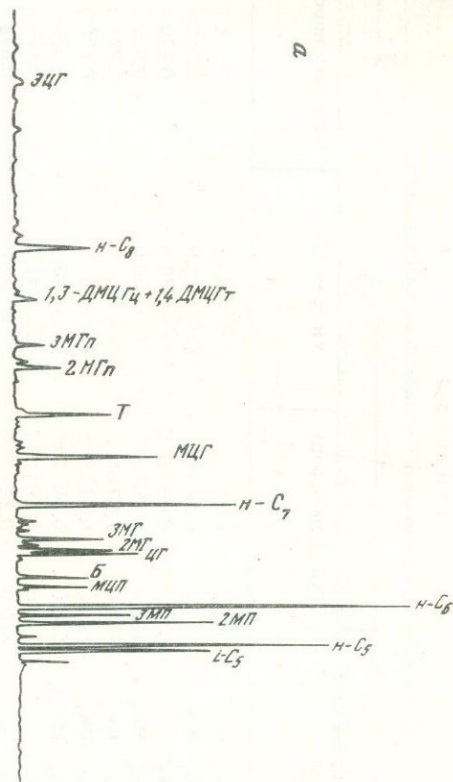
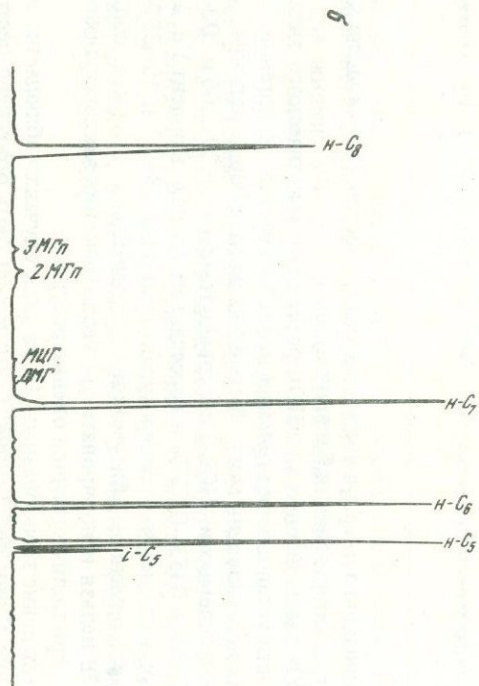
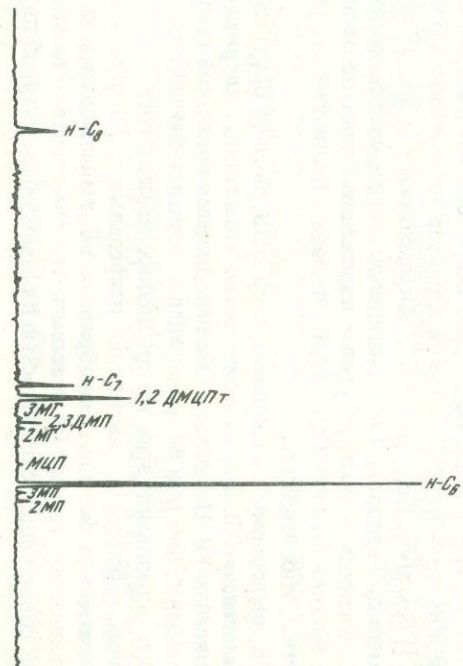


Таблица 3
Содержание ХБ в породе и УВ, выделяемых из керогена

№ п/п	Градации катагенеза	ХБ		
		ХБ, % на породу	УВ, % на ХБ	УВ, % на породу
1	МК ₁ –МК ₂	0,45	59,0	0,265
2	ПК ₃ –МК ₁	0,50	68,0	0,340
3	ПК ₃	0,60	70,0	0,420
4	МК ₂ –МК ₃	0,15	49,0	0,073
5	МК ₂ –МК ₃	1,50	65,0	0,98
6	ПК ₃ –МК ₁	0,18	65,0	0,120
7	МК ₁ –МК ₂	0,24	40,0	0,096
8	ПК ₃	0,25	45,0	0,113
9	МК ₂	0,22	42,0	0,093
10	ПК ₃ –МК ₁	0,30	39,8	0,119

Примечание. Характеристику керогена см. в табл. 1; 1–10 соответствуют 1–10 табл. 1.

типа, можно предположить, что энергия активных поверхностей (в том числе катализ) играет в процессе нефтегазообразования большую роль.

Разница в составе УВ, выделяющихся из НОВ различного генетического типа, свидетельствует о возможности установления генезиса нефтей по составу керогенов.

В итоге проведенных исследований могут быть сделаны следующие выводы.

1. Количество УВ, выделяемых из НОВ в интервале температур 20–200 и 200–300°С, составляет 0,018–0,0756 и 0,0153–0,625% в пересчете на породу. Процент УВ, выделяемых из НОВ при соответствующих температурах, достигает 18–27 и 10–33% от УВ, содержащихся в хлороформенном битумоиде. Относительно высокое содержание УВ в концентратах НОВ нельзя игнорировать при геохимических заключениях о генезисе нефти или тем более при количественной оценке ресурсов.

2. Максимальное выделение газообразных УВ во всех случаях наблюдается при температурах 250°С и выше ("пик деструкции"), что может быть объяснено деструкцией ОВ. Перед "пиком деструкции" на термических кривых всегда расположен минимум, которому предшествует первый максимум. Для алинового ОВ максимум приходится на 100°С, а для арконового – на 150°С. Такой характер термических кривых, как это отмечалось ранее [Еременко, Неручев, 1968; Акрамходжаев и др., 1973; Tonetani, Ohba, 1974; Еременко, Твердова, 1980], свидетельствует, скорее всего, о наличии сорбированных УВ. Разница в температурном положении "пика десорбции" из алинового (100°С) и арконового (150°С) НОВ вызвана, по-видимому, различиями в сорбционных свойствах этих веществ.

3. Количество УВ, выделяемых из концентратов НОВ, связано обратной зависимостью со степенью катагенеза ОВ. Это обстоятельство косвенно подтверждает сорбционную природу выделяемых УВ. Поскольку ОВ, находящееся на низкой стадии катагенетического преобразования, никогда не подвергалось воздействию высоких температур, приходится допустить образование этих УВ при низких температурах.

4. Во всех случаях наблюдается выделение непредельных УВ, при этом алиновое ОВ выделяет их значительно больше. Газообразные УВ, выделяющиеся из арконового ОВ, практически полностью состоят из метана и его гомологов. Это обстоятельство связано с различной сорбционной способностью и различной структурой двух основных типов ОВ.

5. При одинаковой степени катагенетической преобразованности алиновое ОВ выделяет жидких УВ в 2 раза больше по сравнению с арконовым ОВ. При этом жидкие

УВ, % на НОВ		УВ в НОВ, % на породе		Σ УВ в НОВ, % на породе	УВ в НОВ, % на породе		
20–200°С	200–300°С	20–200°С	200–300°С		УВ в ХБ		
						20–200°С	200–300°С
2,1	2,5	0,0525	0,0625	0,125	19,8	27,4	
2,9	2,2	0,0754	0,0572	0,136	22,2	16,8	
2,7	2,2	0,0756	0,0616	0,137	18,0	14,7	
1,0	1,2	0,0180	0,0216	0,0396	24,65	29,6	
2,7	2,0	0,192	0,142	0,334	19,60	14,5	
1,1	1,6	0,0231	0,040	0,0631	22,91	33,3	
1,5	0,9	0,0285	0,0153	0,0439	29,68	10,12	
1,3	0,8	0,0252	0,0168	0,042	22,30	14,90	
1,1	0,8	0,0253	0,0180	0,044	27,20	19,7	
0,8	1,1	0,0152	0,0209	0,036	12,8	18,9	

УВ алинового ОВ во фракции до 200°С содержат всю гамму нефтяных УВ (включая изо соединения), характерную для бензинов нефтей, измененных в катагенезе. В то же время для жидких УВ концентратов НОВ арконового типа характерно крайне низкое содержание изо соединений (< 10%). Это обстоятельство лишний раз подтверждает особую роль алинового ОВ в образовании нефти.

6. Все приведенные данные и удивительное совпадение температурного интервала главной фазы нефтегазообразования, или нефтяного окна ("oil window") американских исследователей, с "пиком десорбции" свидетельствуют о том, что эту фазу следует рассматривать не только как акт генерации, но и как главную фазу выделения ранее образовавшихся УВ, о чем уже писалось в печати [Еременко, Неручев, 1968; Еременко, Твердова, 1980].

Л и т е р а т у р а

- Акрамходжаев А.М., Амирханов Ш.Х., Киршин А.В. Информативность дебитуминированной части РОВ при объемно-генетическом методе оценки прогнозных запасов нефти и газа. — Узб. геол. журн., 1976, № 3, с. 17–27.
- Акрамходжаев А.М., Амирханов Ш.Х., Четверикова О.П. О сорбированных легких углеводородах остаточного органического вещества. — В кн.: Рассеянное органическое вещество осадочных пород — источник углеводородов нефти. М., 1973, с. 157–168. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 138).
- Галимов Э.М. О новой химической модели процессов нефтеобразования. — В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1973, с. 210–215.
- Генерация углеводородов в процессе литогенеза осадков/ Т.Э. Баранова, С.Н. Белецкая, С.Г. Неручев и др. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1976, с. 161–171.
- Еременко Н.А., Неручев С.Г. Первичная миграция в процессе погружения и литогенеза осадков. — Геология нефти и газа, 1968, № 9, с. 5–8.
- Еременко Н.А., Твердова Р.А. Сорбированные углеводороды нерастворимого органического вещества пород. — Геология нефти и газа, 1980, № 12, с. 26–31.
- Корчагина Ю.И., Четверикова О.П. Методы исследования рассеянного органического вещества осадочных пород. М.: Недра, 1976. 226 с.
- Левшунова С.П. Газовая составляющая ОВ в процессе его трансформации. — В кн.: Органическое вещество в современных и ископаемых осадках. М.: Изд-во МГУ, 1976, с. 48–49.
- Робинсон В.Е., Диннин Г.Ж. О составе керогена горючих сланцев. — В кн.: Органическая геохимия. М.: Недра, 1970, вып. 2, с. 119–139.
- Старобинец И.С., Архангельский А.В., Тихомирова Н.С. Влияние литологического состава и физических свойств осадочных пород на распределение рассеянных газообразных угле-

- водородов. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Изд-во МГУ, 1974, с. 73—74.
- Термическое исследование дебитуминированных концентратов органического вещества осадочных пород. — В кн.: Методы оценки нефти и газоматеринских потенциалов седиментов. М.: Наука, 1982, с. 70—80.
- Tucco B., Veltje D. Образование и распространение нефти. М.: Мир, 1981. 500 с.
- Barker C. Pyrolysis techniques for source-rock evolution. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1974, vol. 58, N 11, p. 2349—2360.
- Girard A. Application of pyrolysis and gas chromatography to geochemical characterization of kerogen in sedimentary rock. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1970, vol. 54, N 3, p. 439—450.
- Jonetani H., Ohba N. Gaseous compositions and thermal decompositions of organic matter in sedimentary rocks. — Bull. Geol. Surv. Jap., 1974, vol. 25, N 8, p. 397—413.
- McIver R.D. Composition of kerogen: Clue to its role in the origin of petroleum. — In: 7th World petrol. congr. Proc. Mexico, 1967, vol. 2, p. 45—53.
- Vanderbroucke M., Albrecht P., Durand B. Geochemical studies on the organic matter from the Doula Basin (Cameron). III. Comparison with the early Toarcian shales Paris Basin, France. — Geochim. et cosmochim. acta, 1977, vol. 40, N 10, p. 1241—1249.

УДК 550.47:552.5 (571.51)

И.Н. Дроздова

О НЕДООЦЕНКЕ РОЛИ ЗООГЕННОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ В РАССЕЯННОМ ОРГАНИЧЕСКОМ ВЕЩЕСТВЕ ИСКОПАЕМЫХ ОСАДКОВ

В рассеянном органическом веществе (РОВ) осадочных пород петрографически диагностируется автохтонный сапропелевый материал и аллохтонный гумусовый материал в виде элементов тканей и органов высших наземных растений. Сейчас установлено, что количество аллохтонного ОВ составляет 5% общей суммы ежегодного поступления ОВ в Мировой океан [Романкевич, 1977]. Нет оснований думать, что оно было меньше в геологическом прошлом, начиная с палеозоя, когда суша уже была заселена представителями всех отделов высших растений, за исключением цветковых. Несомненно, что участие гумусового материала в составе РОВ может быть весьма значительным, что оказывает существенное влияние на его свойства.

В данной работе мы коснемся только главной составляющей РОВ — автохтонного сапропелевого материала. В петрографической литературе укоренилось представление о преимущественно (или даже чисто) альгинитовой природе сапропелевой части РОВ. Нам представляется, что это справедливо только для ОВ древнейших (архейских) пород, образовавшихся в период заселения океана альгофлорой [Соколов, 1972, 1976], а также для отдельных частных случаев, например, для ОВ карбонатных пород, сформировавшихся в результате жизнедеятельности породообразующих водорослей. В подавляющем же большинстве сапропелевая часть РОВ в осадочных породах имеет сложный поликомпонентный состав, как это имеет место в современных донных океанических и морских осадках [Романкевич, 1977] или сапропелях [Потонье, 1920; Россолимо, 1927; Соловьев, 1932].

Каковы же источники сапропелевого ОВ? Их два — флора и фауна того водоема, в котором происходило формирование изучаемых отложений. Соответственно этому можно выделить фитогенное и зоогенное сапропелевое ОВ.

Рассмотрим источники фитогенного материала. Главный продуцент его в современном океане — фитопланктон, а в его составе — диатомовые водоросли (более 50% всего ОВ). На долю фитобентоса в океане приходится 0,56% общей продукции фотосинтеза, в морях несколько выше (2—3%) [Романкевич, 1977]. Роль бентосных крупных морских водорослей неизмеримо возрастает в прибрежной зоне [Блинова, Возжинская, 1971; Возжинская, 1971]. Здесь их продукция в 100 раз превышает продук-

цию фитопланктона (количественная характеристика пока получена только для ограниченных участков побережья). В приливно-отливной зоне умеренных областей доминирующая роль в создании ОВ принадлежит бурым водорослям (фукусовым). Как показано в работах К.М. Хайлова [1971 а, б], крупные бентосные морские водоросли поставляют ОВ не только за счет периодического сбрасывания органов размножения или отмирания талломов, но и в значительной мере за счет прижизненного выделения органических соединений в воду, уровень которого у них гораздо выше, чем у фитопланктона. В тропических областях основными продуцентами ОВ являются не водоросли, а морские цветковые растения (*Zostera* и др.), называемые обычно морскими травами, и разнообразные в систематическом отношении растения мангровых зарослей. Количественные данные по манграм отсутствуют [Романкевич, 1977].

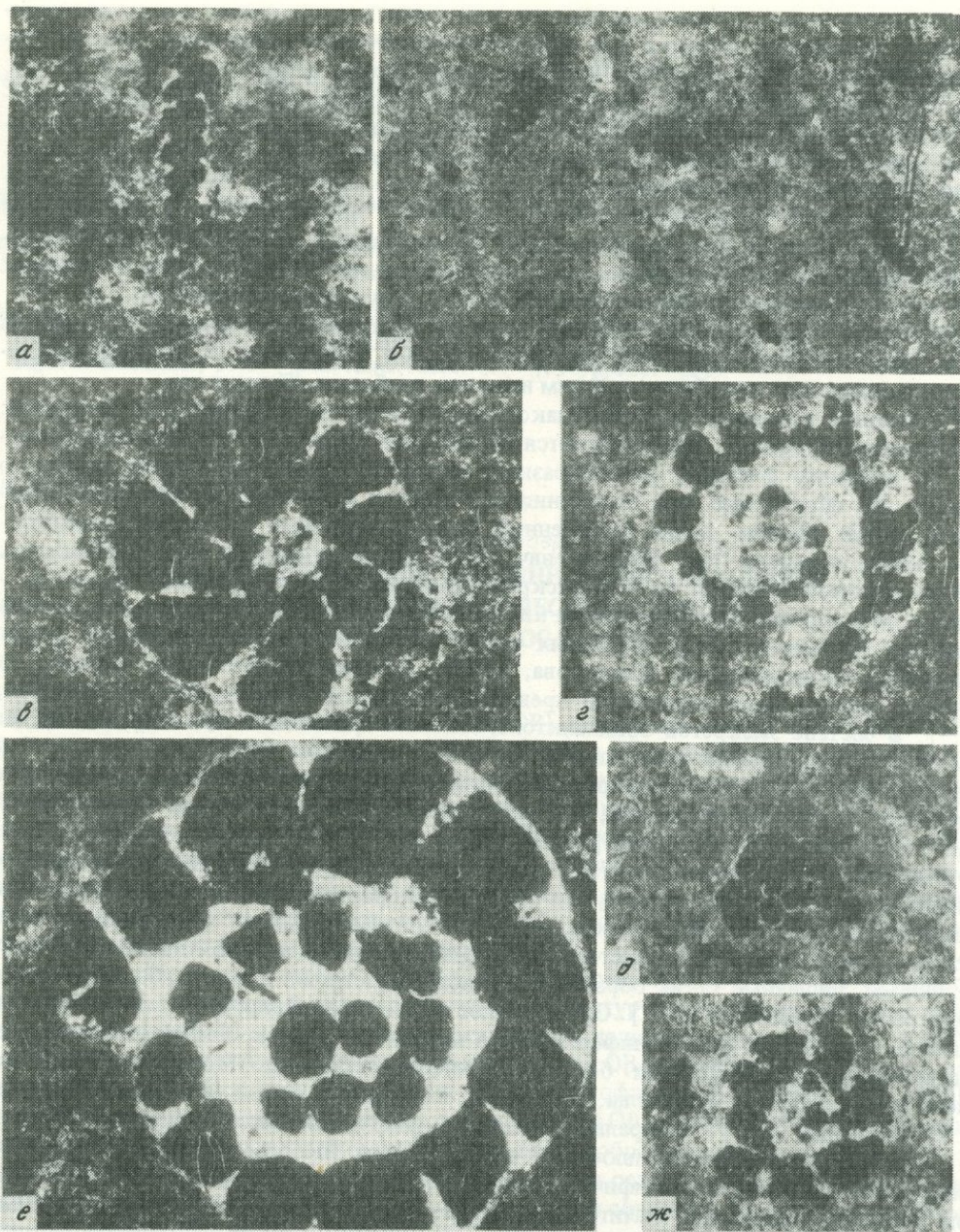
Из общей биомассы живого вещества в океане продуценты составляют лишь малую часть. Подсчеты [Суетова, 1976] показали, что 90% приходится на суммарную биомассу зоопланктона и зообентоса. К ним надо еще прибавить 4% нектона.

Рассмотрим источники и формы накопления зоогенного сапропелевого материала. В современных осадках диагностируются посмертные остатки и следы жизнедеятельности (в основном фекалии) разнообразных животных. Иногда их участие настолько велико, что образуемые ими отложения выделяются в особый тип зоогенных. Примером может служить фация бентогенных фораминиферовых илов на континентальном склоне в районе Перу [Романкевич, 1977] или пелагический ил в финляндских озерах, который содержит до 90% экскрементов. Известна также хитиновая гиттия — особый тип сапропелей, образованных хитиновыми раковинками ветвистых рачков *Cladocera* [Соловьев, 1932]. В донных осадках Азовского моря преобладает детрит животного происхождения [Горшкова, 1973]. Количество фекальных комков на морских мелководьях значительно превосходит остатки зоопланктона [Романкевич, 1977]. В составе экскретов зоопланктона, особенно при избыточном питании, может сохраниться сравнительно мало измененное ОВ [Романкевич, 1977]. Роль копролитов и других продуктов жизнедеятельности животных организмов в осадочных породах всех возрастов настолько значительна, что становится предметом изучения палеооихнологии — новой ветви палеонтологии [Вялов, 1978].

В современных осадках многие остатки зоогенного происхождения можно диагностировать с точностью до вида. Лучше сохраняются формы, снабженные известковыми и кремневыми скелетными образованиями или плотными оболочками и панцирями из хитина и хитиноподобного вещества. Они встречаются постоянно и в большом количестве. Формы, лишенные таких образований, либо отсутствуют вовсе, либо встречаются очень редко [Россолимо, 1927]. Органическое вещество является неотъемлемой частью раковин моллюсков, фораминифер, скелета кораллов, мшанок. Оно представлено нерастворимыми структурными белками (склеропотеинами). Морфологически это пленочные мембраны, фибриллы, трабекулы, входящие в состав карбонатного скелета [Романкевич, 1977]. Минеральное вещество накапливающихся осадков подвергается переработке животными илоедами и пескоедами. Выбросы пропущенного через кишечник осадка весьма специфичны (например, "шнур" червей и др.). Таким образом животные принимают значительное участие как в создании ОВ и морских донных осадков в целом, так и в постоянном его изменении. Останки и экскременты животных постоянно находятся в составе илов, а живые животные их постоянно преобразуют.

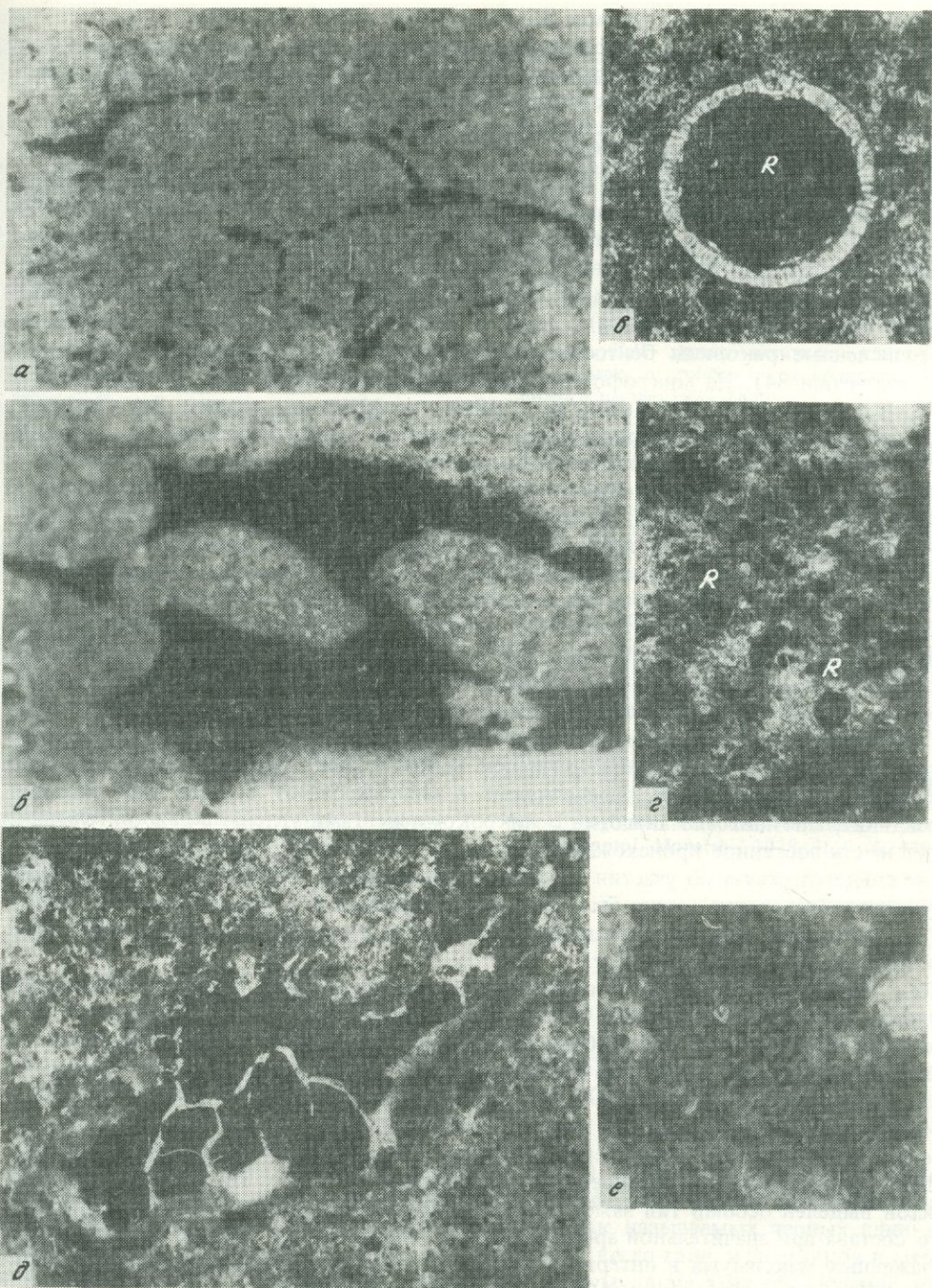
Все эти закономерности, установленные на современном материале, прослеживаются и при изучении ОВ ископаемых осадков. Уже в продах, образовавшихся в протерозое на границе позднего рифея — венда, обнаруживаются следы жизнедеятельности, отпечатки и остатки бесскелетных Metazoa [Соколов, 1972, 1976]. Известны породы, содержащие ОВ почти нацело зоогенного происхождения. Таковы широко распространенные палеозойские граптолитовые сланцы [Мирошников, 1956; Teichmüller, 1978], нижнемеловые рыбные сланцы Восточного Забайкалья и Монголии [Музылев, 1932], копролитовые известняки [Вялов, 1974, 1978] и др.

Можно думать, что сапропелевое ОВ смешанного фито-зоогенного происхождения име-



Р и с. 1. Фораминиферы в органо-минеральной массе аргиллитов (а-е) и глинистом алевролите (ж); по камерам — пиритизация

а — *Gaudryina?* (*Ammobaculites?*) sp., обр. 32-4-1, волжский ярус, X 200; б — *Gaudryina* ex gr. *gerkii* Vass., обр. 33-31, берриас, X 120; в — *Haplophragmoides* ex gr. *infracretaceous* Mjatl., обр. 33-31, берриас, X 300; г — *Haplophragmoides* ex gr. *emeljanzevi* Schleich., обр. 31-3-4, берриас, X 120; д — *Trochammina* ex gr. *rosacea* Zasp., обр. 33-31, берриас, X 200; е — *Haplophragmoides emeljanzevi* Schleich., обр. 33-53, нижний валанжин, X 170; ж — *Haplophragmoides?* (*Recurvoides*) sp., обр. 33-53, нижний валанжин, X 200



Р и с. 2. Мшанки, радиолярии и зооформы неясной природы в шлифах пород

a, б — фрагменты колонии мшанок с пиритизированными стенками в глинистом алевролите: *a* — обр. 31-1, берриас, X 80, *б* — косой срез, обр. 30-1, волжский ярус, X 30; *в, г* — радиолярии (*R*) в органо-минеральной массе аргиллитов, тело замещено пиритом: *в* — обр. P-4е, нижний валанжин, X 300, *г* — обр. 32-10-2, волжский ярус, X 200; *д, е* — зооформы неустановленной систематической принадлежности: *д* — хитиновая стенка, пиритизированная по камерам, в глинистом алевролите, обр. 33-53, нижний валанжин, X 80, *е* — зоогенный остаток с пиритизированными стенками в зерне лептохлорита, обр. 33-7, волжский ярус, X 200

ет гораздо большее распространение в природе, чем чистые фитогенные или зоогенные разности. И.А. Олли [1977] при описании водорослевого ОВ в породах палеозоя южной части Западно-Сибирской плиты отметил присутствие ОВ зоогенной природы, связанного с фораминиферами, мшанками, губками и моллюсками.

Нами петрографически охарактеризовано РОВ мезозойских отложений Хатангской впадины [Данюшевская и др., 1973].

Сапропелевый или гумусовый генезис преобладающей тонкой фракции нерастворимого органического вещества устанавливается по концентрату. Для решения вопроса об источниках сапропелевого материала нами изучался состав биогенных осадков в петрографических шлифах. Роль зоогенной составляющей в сапропелевой части РОВ особенно наглядно выявилась на материале разреза верхнеюрских нижнемеловых отложений у мыса Урдюк-Хая (п-ов Пахса). Здесь в петрографических шлифах наблюдаются многочисленные раковины бентосных фораминифер (до 10 раковин в поле зрения при увеличении 84). На микрофотографиях породных шлифов (рис. 1) представлены остатки фораминифер, в большинстве случаев определенных до вида В.А. Басовым. В каждой камере раковинок фораминифер находятся микроглобули пирита, замещающие белково-углеводное тело простейшего. Все фораминиферы (известковистые и песчанистые) являются поставщиками белково-углеводного материала, а песчанистые — также и хитиноидных веществ, которые входят в состав первичной стенки раковин, агглютинирующей затем зерна песка (кварца). Отдельные слои, кроме фораминифер, богаты зоопланктоном — радиоляриями (рис. 2, в, г). Их капсула, защищающая центральный отдел тела, состоит из органического хитиноподобного вещества, к которому присоединяется кремнистый скелет. В ряде образцов наблюдались колонии мшанок (рис. 2, а, б) с пиритизированными и в единичных случаях хитиновыми стенками. Вещество стенки бесструктурное, оранжевого цвета. Факт нахождения подобных органических остатков примечателен. Известны факты сохранения в ископаемом состоянии фораминифер с чисто хитиноидными стенками [Быкова, 1961]. Их окраска варьирует от светло-желтой до красно-коричневой. Вероятно, некоторые мелкие бесструктурные частицы детритного ОВ, определяемых в зависимости от их цвета как витринит, липоидинит, альгинит (по аналогии с микрокомпонентами углей), в действительности могут иметь зоогенное происхождение. Наличие прослоев, обогащенных глауконитом, также свидетельствует об участии зооформ в образовании сапропелевого ОВ: центрами глауконитообразования могут быть фекальные комочки ("копроглауконит") [Вялов, 1978]. Некоторые остатки зоогенной природы остались неопределенными, как, например, представленные на рис. 2, д, е.

Как установлено нами, в мезозойских отложениях у мыса Урдюк-Хая основным является гумусово-сапропелевое ОВ, со значительным участием в сапропелевой части зоогенной составляющей. Эта особенность генезиса сапропелевого ОВ нашла отражение в ряде геохимических характеристик: повышенная концентрация ОВ, относительно высокое содержание С (82–84%) и Н (10–11%) в синбитумоиде, Н (6%) и N (2,5%) в дебитуминизированной части ОВ, значительное содержание масел (40–50%), преимущественно ароматического характера [Данюшевская и др., 1973]. Состав гуминовых кислот также отличается повышенным содержанием С, Н и N. По ИК-спектрам битумоидов выделен особый тип замещения ароматики. На фоне смешанного молекулярного состава при значительной ароматичности наблюдается три (иногда более) нечетко выраженных максимума в интервале 3000–3100 см⁻¹ и двойной максимум на 1600–1620 см⁻¹ [Данюшевская и др., 1973].

Роль каждого из компонентов в сапропелевом РОВ непостоянна и определяется многими факторами: глубиной бассейна, температурой вод, освещением, типом грунта, морскими течениями, химизмом среды и т.п. Именно роль зоогенной составляющей и недооценивается, как правило, при исследовании петрографического состава РОВ.

- Блинова Е.И., Возжинская В.Б.* Морские макрофиты и растительные ресурсы океана. — В кн.: Основы биологической продуктивности океана и ее использование. М.: Наука, 1971, с. 137—171.
- Быкова Е.В.* Фораминиферы карадока Восточного Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1961. 120 с.
- Возжинская В.Б.* Беломорские фукоиды, их распределение, биология развития, продукция. — В кн.: Основы биологической продуктивности океана и ее использование. М.: Наука, 1971, с. 172—182.
- Вялов О.С.* О копролитах. — Палеонтол. сб. Львов. ун-та, 1974, № 10, вып. 2, с. 88—100.
- Вялов О.С.* Основные проблемы и методика палеоихнологических наблюдений. — В кн.: Следы жизнедеятельности древнейших организмов и проблемы реконструкции палеогеографических обстановок прошлого. Апатиты, 1978, с. 3—12.
- Горшкова Т.И.* Условия накопления ОВ в современных осадках морей СССР. — В кн.: Природа ОВ современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1973, с. 60—67.
- Данюшевская А.И., Дроздова И.Н., Матвеева В.А., Юдовный Е.Г.* Генезис и геохимические особенности рассеянного органического вещества (РОВ) мезозойских отложений Хатангской впадины. — В кн.: Состав и происхождение органического вещества осадочных толщ Арктики. Л.: НИИГА, 1973, с. 22—45.
- Мирошников Л.Д.* К вопросу о происхождении граптолитовых сланцев. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 7, с. 25—32.
- Музылев С.А.* Условия залегания рыбных битуминозных сланцев в Восточном Забайкалье. — Изв. Всесоюз. геол.-развед. объедин., 1932, т. 51, вып. 47, с. 697—706.
- Олли И.А.* Водорослевое органическое вещество в породах палеозоя южной части Западно-Сибирской плиты. — Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1977, вып. 334, с. 77—83.
- Потонье Г.* Сапропелиты. Пг.: Изд-во НКПС, 1920. 212 с.
- Романкевич Е.А.* Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256 с.
- Россолимо Л.Л.* Атлас остатков животных организмов в торфах и сапропелях. М.: Жизнь и знание, 1927. 48 с.
- Соколов Б.С.* Докембрийская биосфера в свете палеонтологических данных. — Вестн. АН СССР, 1972, № 8, с. 48—54.
- Соколов Б.С.* Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации. — Вестн. АН СССР, 1976, № 1, с. 126—143.
- Соловьев М.М.* Проблема сапропеля в СССР. Л.: Изд-во АН СССР, 1932. 104 с.
- Суетова И.А.* География живого вещества. — Природа, 1976, № 2, с. 34—37.
- Хайлов К.М.* Внешнеметаболические связи макрофитов в прибрежных морских фитоценозах. — Ботан. журн., 1971а, т. 56, № 11, с. 1557—1563.
- Хайлов К.М.* Экологический метаболизм в море. Киев: Наук. думка, 1971б. 252 с.
- Teichmüller M.* Nachweis von Graptolithen-Periderm in geschieferten Gesteinen mit Hilfe kohlenpetrologischer Methoden. — Neues Jb. Geol. und Paläontol. Monatsh., 1978, H. 7, S. 430—477.

УДК 551.242.32:551.263.036

А.И. Конюхов

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО В МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ АТЛАНТИКИ

Органическое вещество (ОВ), или седикахиты (СК), сыграло особую роль в литогенетической эволюции материковых окраин Атлантического океана. Об этом свидетельствует хотя бы широчайшее распространение так называемых черных глин — тонкодисперсных отложений различного состава, чаще всего глин, известняков и мергелей, обогащенных в значительной степени ОВ. Аккумуляция этих образований составила целый этап в мезозойской истории Атлантического океана. Однако не только "черные" глины, формированием которых был отмечен широкий отрезок времени с неокома и апта по сантон и маастрихт, являлись вместилищем седикахитов на древних шельфах, склонах и подножиях, которые входили в состав окраин материков, окружавших расширявшуюся Атлантику. Накопление ОВ в той или иной форме и масштабе происходило перманентно, но лишь в специфических обстановках этот процесс определил облик и свойства вмещающих осадков. "Узнавая" эти обстановки, мы

получаем важнейший инструмент для реконструкции тектонического и геоморфологического состояния зоны перехода от континента к океану в конкретный промежуток геологического времени.

Однако не только с этими, чисто геологическими, задачами связан широчайший интерес к результатам исследования ОВ в мезозойских и кайнозойских слоях современных океанов. Он стимулируется необходимостью оценки перспектив нефтегазонасыщенности подводной части окраин континентов в связи с выходом разведочного бурения в малоисследованные зоны континентальной отмели и прилегающих участков материкового склона. К сожалению, малочисленность аналитических данных не позволяет в настоящее время подойти к непосредственной оценке нефтематеринского потенциала тех или иных отложений в обширной области перехода от континента к океану.

В данный момент можно дать лишь качественную характеристику встречающихся здесь типов ОВ, что уже сейчас позволяет подойти к выделению в разрезе осадочного чехла литолого-стратиграфических комплексов отложений, которые можно рассматривать в качестве нефте- и газогенерирующих.

Формирование окраин атлантического типа было связано с расхождением обособившихся при расколе праматерика континентальных мегаблоков. Поэтому нижние этажи осадочного чехла на современных пассивных окраинах представлены преимущественно континентальными образованиями, значительное место среди которых занимают терригенные грубозернистые кластиты, в большинстве своем относящиеся к красноцветам, и эвапориты [Хаин, 1973]. Наряду с последними широкое распространение имеют вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы — свидетельства периодов активной деструкции и погружения континентальной коры. Этот этап — этап накопления преимущественно делювиально-пролювиальных и аллювиальных образований, а также отложений внутриконтинентальных сабкх и озер-плайя [Конюхов, 1979] — не был ознаменован активной аккумуляцией седикахитов из-за господства аридных условий, неблагоприятных для развития наземной флоры. Лишь в периферийных зонах областей, вовлеченных в прогибание, которые находились в сфере влияния атмосферных масс океана, создавались обстановки, благоприятствовавшие формированию отложений, содержащих ОВ.

Подобные отложения известны в триасовых разрезах Аппалачей и в нижней юре Армориканского массива и других районов атлантической окраины Западной Европы. Они имеют озерное происхождение и представлены горючими сланцами, шоколадными глинами и известняками. Накопление этих, обогащенных ОВ, осадков было связано с небольшими грабенообразными депрессиями, вовлеченными в длительное устойчивое прогибание. Располагавшиеся здесь озерные водоемы, пресноводные или солоноватоводные, являлись средой обитания многочисленных рыб, земноводных, рептилий и водорослей, остатки которых в изобилии содержатся во многих слоях. К эутрофным периодам в жизни озер было приурочено пышное развитие фитопланктона и фитобентоса. Это обусловило алиновую природу ОВ в отложениях, накапливавшихся в соответствующие эпохи. Особенно известны битуминозные известняки формации Букомази, имеющие широкое распространение в прибрежных и шельфовых разрезах Анголы. Они подстилают соленосную толщу верхнего апта, служащую основным флюидоупором на нефтяных месторождениях этого района. Известняки Букомази имеют неокомский возраст, характеризуются высокими содержаниями органического углерода (C_{org}) — 5–12% согласно Н.А. Крылову и А.И. Горлову [1983] — и залегают в виде изолированных тел — своего рода линз, контактирующих по простираению с нефтемещающими известняками и песчаниками баррем-раннеаптского возраста. Если учесть, что в подсолевом комплексе Западной Африки отсутствуют другие литолого-стратиграфические подразделения, регионально обогащенные ОВ, известняки Букомази можно рассматривать в качестве основного нефтегенерирующего комплекса в этом районе [Крылов, Горлов, 1983]. Таким образом, на раннем этапе развития атлантических окраин основным вместилищем ОВ были озерные отло-

жения, накапливавшиеся в замкнутых, но довольно крупных седиментационных впадинах.

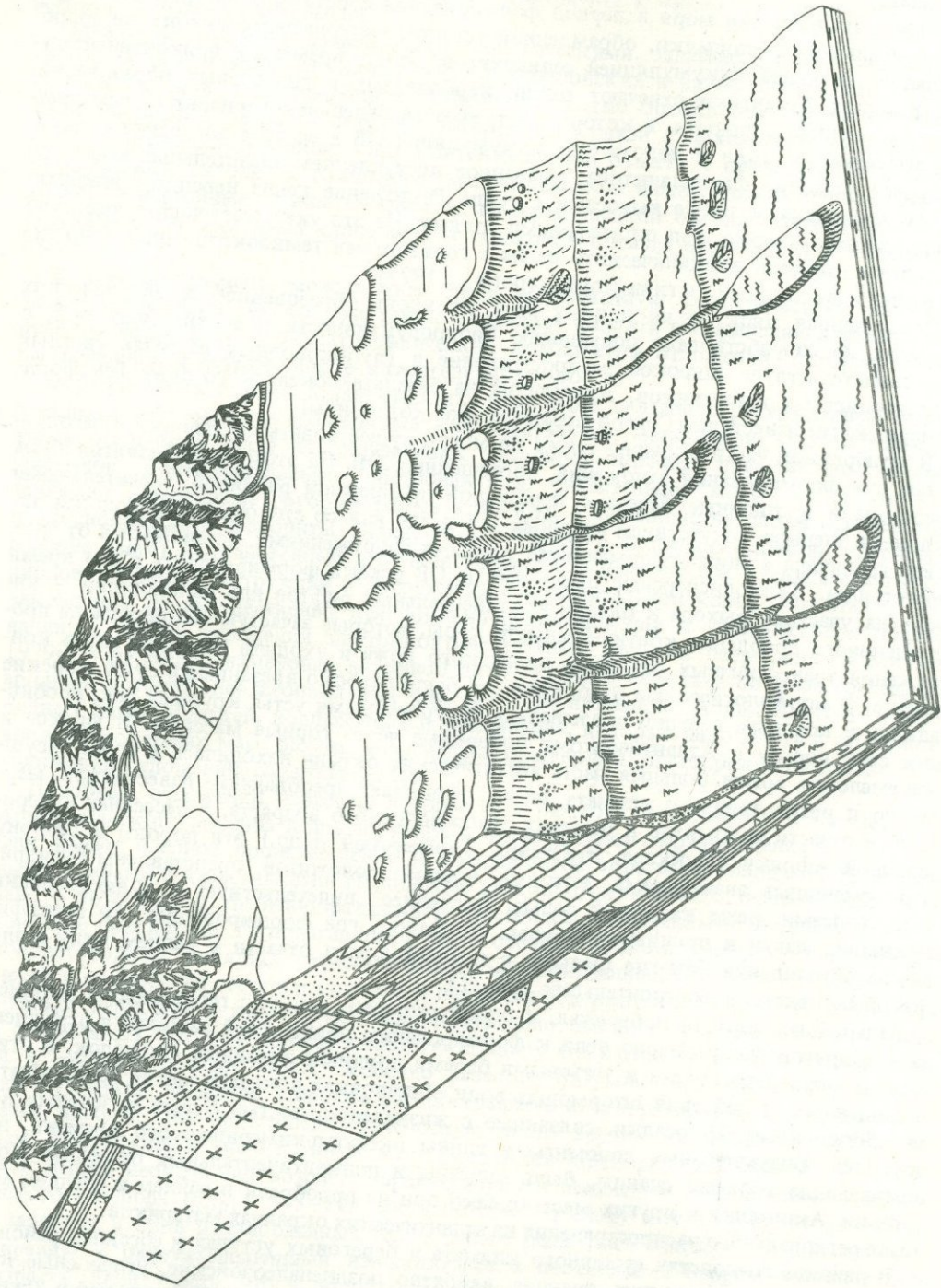
Первые трансгрессии моря в период формирования собственно материковой окраины — шельфовой площадки, обрамленной уступом материкового склона, не сопровождались активной аккумуляцией седикахитов. Этому времени в приконтинентальных разрезах Атлантики отвечают толщи карбонатных и соленосных образований, подчас огромной мощности, в которых встречаются отдельные горизонты темноцветных известняков, глин и доломитов. Аккумуляция ОВ в составе последних отражает бурное развитие фитопланктона, вызванное поступлением значительных масс пеплового материала, а также выносами с суши. Разложение пепла нередко приводило к обогащению морских вод питательными солями. На это указывает частое соседство в разрезах слоев вулканического пепла с горизонтами темноокрашенных сапропелевидных известняков или глин [Initial reports ..., 1977].

Ограниченная циркуляция водных масс во вновь образовавшихся океанических впадинах не способствовала повышению биопродуктивности поверхностных вод, о чем свидетельствует широкое распространение в глубоководных разрезах светлых и пестроцветных известняков, залегающих на базальтах океанского ложа (оксфорд-кимериджские известняки Северо-Американской котловины).

В прибрежной части окраины также не могли существовать обстановки, благоприятные для формирования отложений, обогащенных ОВ. На этом этапе развития здесь преобладали эрозионные берега с неразвитой прибрежной равниной, значительными уклонами шельфа, отсутствием крупных дельт, так как со стороны суши молодая окраина граничила с эпиплатформенными горными сооружениями, оставшимися от эпох рифтогенеза. Тонкодисперсные, обогащенные ОВ осадки формировались в это время лишь на участках выхода к океану континентальных рифтов или авлакогенов — зон интенсивного дробления континентальной коры, которые зачастую находились на продолжении трансформных разломов океанского ложа и уходили далеко в глубь континента. В морфологическом отношении это были глубоко врезаемые в сушу морские заливы, к которым нередко оказывались приуроченными устья крупных рек, пробивших себе дорогу к Атлантическому побережью через горные массивы. В юрское и раннемеловое время большая часть атлантических окраин находилась в поясе засушливого и резко аридного климата, на что указывает преобладание известняков, мергелей и отчасти доломитов в разрезах отложений этого возраста. В бассейнах Северо-Западной Африки (Дуккала, Эс-Сауира, Тарфая-Аюн и др.) эти породы в сторону суши сменялись эвалоритами, которые, помимо доломитов, представлены ангидритами, гипсами, реже каменной солью. Последнее свидетельствует о существовании небольших лагун и приливно-отливных площадок, где формировались эти специфические образования. Многие шельфы в поздней юре и отчасти в раннем мелу стали ареной активного рифтостроительства (рис. 1).

Дальнейшая абразия побережья, с одной стороны, и вынос терригенного материала — с другой, закономерно вели к формированию прибрежной равнины и огражденных от моря береговыми и устьевыми барами приливно-отливных площадок. В этих защищенных от действия штормовых волн обстановках локально могли накапливаться обогащенные ОВ осадки, связанные с жизнедеятельностью бурых и зеленых водорослей. Битуминозные доломиты и глины оксфорд-кимериджского времени, напоминающие горючие сланцы, были описаны в приконтинентальных бассейнах Португалии, Аквитании и других мест, однако они не приобрели в раннем и среднем мезозое регионального распространения на атлантических окраинах материков.

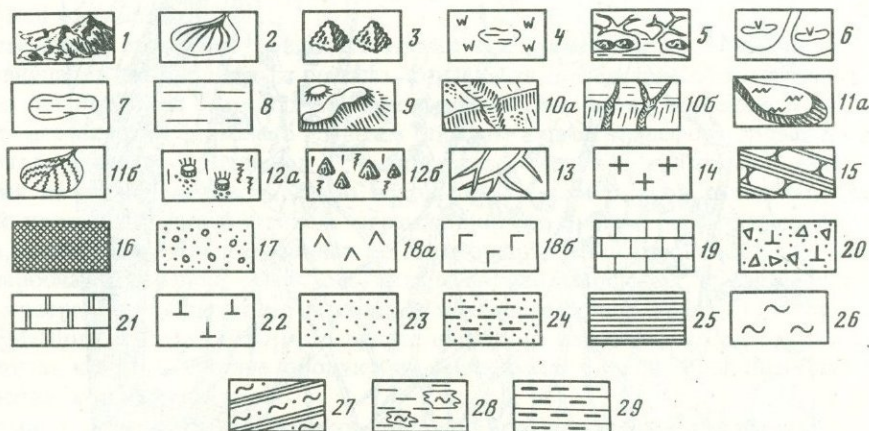
В районах господства гумидного климата в береговых уступах и соседних районах суши зачастую размывались древние, вероятно позднепалеозойские, угленосные толщи, благодаря чему в глубоководных частях некоторых окраин Центральной и Южной Атлантики стали накапливаться темноцветные осадки, обогащенные гумифицированным углистым материалом. Подобные же образования известны в мелководных бассейнах, образовавшихся кое-где в тыловой части окраин, — Норвежско-Гренландском,



Североморском, Парижском, где широко известны кимериджские темноцветные глины, обогащенные гумусовой органикой [Pegrum, Montenev, 1978]. Примером углистых глин и сланцев в разрезах самой окраины могут служить оксфордские отложения, вскрытые бурением в 36-м рейсе б/с "Гломар Челленджер" [Initial reports ..., 1977].

Источником гумусового ОВ, помимо древних угленосных толщ, могли служить отложения соляных маршей, накапливавшиеся в пределах приливно-отливных площадок, которые окаймляли многие участки побережья в упомянутых выше тыловых мелководных морских бассейнах. Появлению соляных маршей, занятых в гумидных зонах травянистой растительностью, благоприятствовала пенеппенизация рельефа, которая быстрее развивалась в тыловых районах окраин, где приливно-отливные равнины появились уже в первую половину позднеюрской эпохи (келловой-оксфорд [Wilson, 1975]). Кимериджская трансгрессия моря сопровождалась размывом приливно-отливных комплексов осадков, поэтому гумифицированный органический материал вместе с вмещающим его глинистым матриксом рассеялся по всей акватории Североморского и Норвежско-Гренландского бассейнов, сконцентрировавшись главным образом в их центральных частях. Преимущественно арконовый состав ОВ и, следовательно, его аллохтонный характер по отношению к вмещающему осадку подтверждаются данными литологических и геохимических исследований [Pegrum, Montenev, 1978].

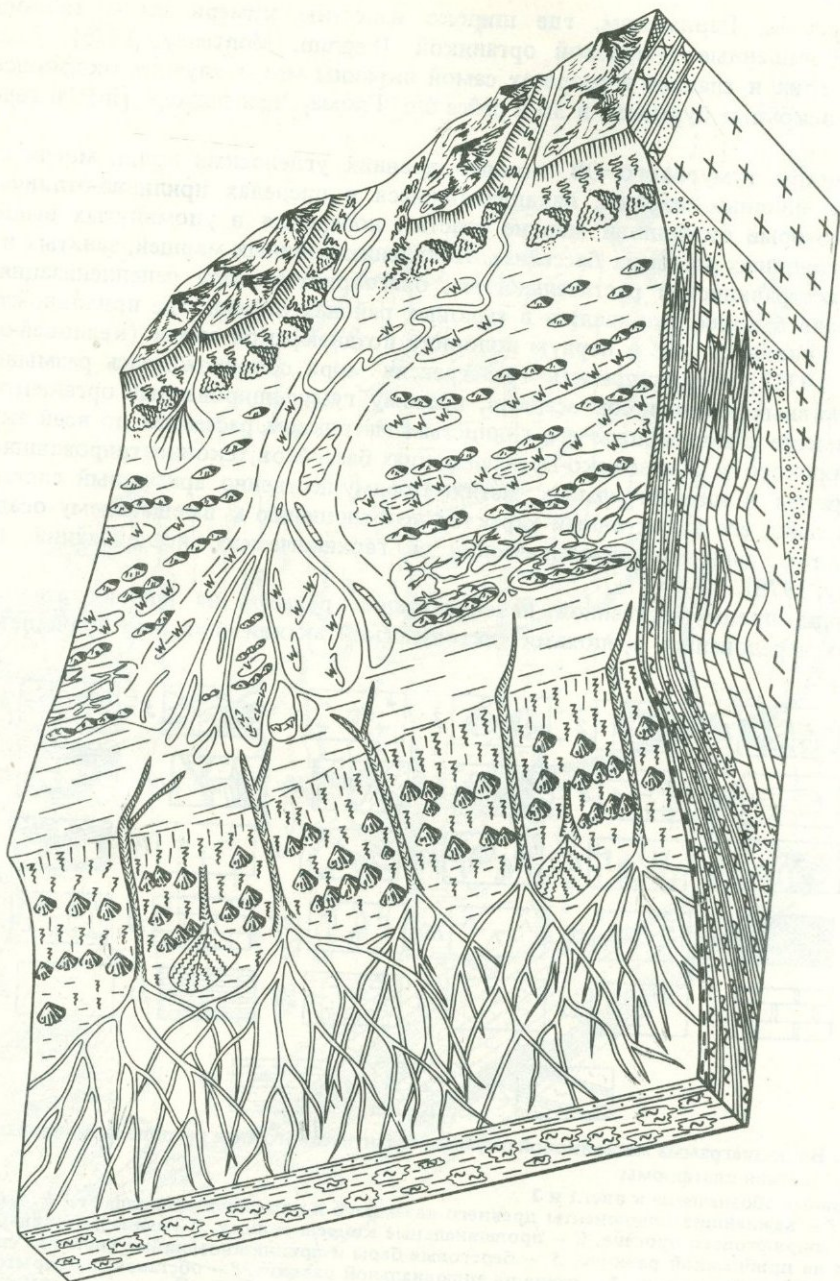
Периоды преимущественной пенеппенизации рельефа на многих атлантических окраинах чередовались с эпохами тектонической активизации, что приводило к воз-



Р и с. 1. Блок-диаграмма материковой окраины атлантического типа на этапе формирования подводной карбонатной платформы

Условные обозначения к рис. 1 и 2

1-13 - важнейшие компоненты древнего наземного и подводного ландшафта: 1 - прибрежные хребты эпифорного орогена, 2 - пролювиальные конусы выноса, 3 - дюны и барханы, 4 - болота и озера на прибрежной равнине, 5 - береговые бары и приливно-отливные равнины за ними, 6 - речная дельта и аванделта, 7 - озера на аллювиальной равнине, 8 - обстановки открытого шельфа, 9 - барьерные рифы, 10 - уступы, площадки и каньоны на материковом склоне (10а - на рис. 1, 10б - на рис. 2), 11 - перемещенные массы осадков - отложения потоков обломков и илистых потоков (11а - на рис. 1, 11б - на рис. 2), 12 - мелкие оползни на склоне (12а - на рис. 1, 12б - на рис. 2), 13 - системы распределительных русел в глубоководных конусах выноса; 14-29 - породы и осадки в разрезах древней материковой окраины: 14 - породы кристаллического фундамента (континентальная кора), 15 - древние континентальные отложения платформенного чехла (континентальная кора), 16 - коры выветривания, 17 - красноцветные терригенные (молассоидные) образования, 18 - эвапориты (18а - на рис. 1, 18б - на рис. 2), 19 - рифовые известняки, 20 - брекчированные карбонатные осадки материкового склона, 21 - доломиты, 22 - гемипелагические карбонатные илы, 23 - шельфовые терригенные пески, 24 - песчано-алевритовые осадки прибрежной равнины (с лигнитамми), 25 - глины прибрежно-шельфового и озерного генезиса, 26 - шельфовые алевритовые осадки, 27 - отложения глубоководного конуса выноса, 28 - отложения дистальной части конуса, 29 - терригенные и терригенно-карбонатные углеродистые осадки ("черные" глины)



Р и с. 2. Блок-диаграмма материковой окраины атлантического типа в эпоху позднеаптской регрессии: начало этапа накопления терригенных и терригенно-карбонатных углеродистых осадков ("черных" глин) в Центральной Атлантике

Условные обозначения см. на рис. 1

рождению в тыловой части зоны, переходной от континента к океану, горных массивов. Поток терригенного материала, увеличивавшийся в эпохи тектонической активизации, достигал океана по немногочисленным каналам — зонам интенсивного дробления и погружения коры, которые, как упоминалось выше, были приурочены к древним континентальным рифтам и авлакогенам. К ним в эпохи становления ат-

лантических окраин были "привязаны" долины основных рек, благодаря им же морские воды в периоды крупных трансгрессий проникали в глубинные районы континентов. Поэтому не случайно, что на участках выхода к океану этих рифтов уже в раннем мелу стали формироваться речные дельты и подводные конусы выноса.

Здесь в неокоме-апте получила распространение так называемая вельдская фация — терригенные циклические серии осадков: песчаников, алевролитов и глин, послонной обогащенных ОВ. Последние обычно концентрируются в верхних глинистых горизонтах циклотем дельтовых комплексов либо в периферийных авандельтовых осадках. Эти типично дельтовые образования уstonовлены в разрезах, которые были пройдены бурением в рейсах б/с "Гломар Челленджер" в относительно глубоководных частях современных окраин Португалии (банка Виго, скв. 398 DSDP), Франции (Бискайский залив, скв. 400 и 401А DSDP), Марокко и Западной Сахары (скв. 397, 370 DSDP) и в других районах. Приходится сожалеть о том, что ОВ описываемых осадков изучено в геохимическом отношении достаточно глубоко лишь в отдельных случаях [Tissot et al, 1980; Roberts, Montadert, 1979]. Имеющиеся в настоящее время немногочисленные геохимические данные показывают, что в большей части ОВ этих отложений принадлежит к арконовому или смешанному арконово-алиновому типу. Подобный же состав имеют и относительно глубоководные комплексы терригенных осадков, преимущественно турбидитной природы, которые слагают подводные конусы выноса на материковом подножии тех же участков окраин. Это перетолженные дельтовые и авандельтовые осадки, перенесенные по древним каньонам мутьевыми течениями. Мощности дельтовых комплексов отложений на отдельных участках, например в бассейне Тарфая-Аюн, по-видимому, превышают 2000—3000 м. Лишь верхние их горизонты вскрыты на ряде участков современного шельфа разведочным бурением [Rad von, Einsele, 1979].

Постепенное смягчение аридности климата в раннем мелу способствовало усилению денудации в прибрежных районах континента, вследствие чего наиболее древние участки побережья на окраинах Африки, Северной Америки и Европы в Атлантическом океане, начиная с неокома, но главным образом в апте, трансформировались в окраины платформенных пенепленов — выровненных областей кратонов с характерными для них широким шельфом, слабо всхолмленной прибрежной равниной и промежуточной приливно-отливной зоной, огражденной от океана береговыми барами [Конов, 1980]. При этом изменился не только характер осадконакопления (наращивание карбонатных банок сменилось аккумуляцией маршевых и баровых осадков), но и минералогия глинистого матрикса, в котором стала преобладать разбухающая фаза [Maillot, Roberts, 1980]. Последнее связано с изменением подготовки слоистых силикатов, когда в составе продуктов, выносимых с суши, стал преобладать материал почв и кор выветривания.

Формирование маршевых осадков достигло большого размера в аптский век, когда в результате резкого падения уровня океана значительная часть шельфа была осушена и покрыта системами отмерших (реликтовых) и действующих приливно-отливных равнин, болот, баровых комплексов, наподобие тех, которые покрывают в настоящее время прибрежную равнину Мексиканского залива (Галф Кост). Одновременно к краю шельфа придвинулись устья рек (рис. 2), вследствие чего на материковый склон стал поступать крупнозернистый терригенный материал, ранее оседавший во внутренних районах шельфа. В различных частях склона и его подножия с этим временем связано формирование толщ терригенных кластических осадков, примером которых может служить толща песчаников, алевролитов и глин, разбуренная в 39-м рейсе б/с "Гломар Челленджер" на склоне юго-западной части Африки (Капская котловина). В разрезе этой песчаниково-алевролитовой серии осадков описано несколько горизонтов темноцветных глин и песчаников, содержащих значительные концентрации ОВ, в том числе обломки древесины, растительный детрит, что свидетельствует о преимущественно арконовом либо смешанном составе ОВ и его вероятном дельтовом происхождении.

Внос тонкодисперсной глинистой и органической взвеси меандрировавшими реками, которые размывали реликтовые маршевые, болотные и дельтовые осадки, привел к накоплению на подножии материкового склона и в прилегающих частях океанических котловин относительно глубоководных темноцветных осадков, в большинстве своем известковистых глин и мергелей, в высокой степени обогащенных ОВ. Подобные отложения известны в Северо-Американской, Аргентинской и Иберийской котловинах, а также в Бискайском заливе. Однако аккумуляция этих, так называемых черных, глин приобрела региональное значение в альбское время, когда начался резкий подъем уровня Мирового океана, сопровождавшийся быстрой трансгрессией моря и размывом большинства из сформированных к тому времени на шельфах атлантических окраин приливно-отливных комплексов. Перемытые из маршевых и дельтовых осадков минеральные и органические частички рассеялись на значительной площади ложа океана, в основном тех его участков, которые прилегали к окраинам пенепленизированных областей кратонов. Этим они как бы трассировали положение древних окраин этого типа. Дело в том, что на шельфах переходных зон, окаймляющих орогенные сооружения, комплексы приливно-отливных отложений вообще не формируются, следовательно, здесь не могли размываться осадки маршевого происхождения [Конохов, 1980].

О терригенной природе ОВ, находящегося в составе апт-альбских "черных" глин, свидетельствуют данные Дж. Ханта [1981], Б. Тиссо с соавторами [Tissot et al., 1980], Д. Робертса и Л. Монтадера [Roberts, Montadert, 1979] и др. Так, апт-альбские отложения в Северо-Американской котловине, содержащие органический углерод (C_{org}) от 3 до 28%, по данным Дж. Ханта, характеризовались весьма низким выходом тяжелых углеводородов при деструкционной перегонке ОВ в процессе нагревания до $600^{\circ}C$. При этом температура выхода наибольшего объема газообразных продуктов была равна $496^{\circ}C$, что наряду с составом продуктов (метан и CO_2) указывает на низкий нефтегенерационный потенциал "черных" глин. Эти данные, а также такие показатели, как значение коэффициента нечетности n-алканов, состав n-алканов и другие, свидетельствуют о том, что в основе рассматриваемого ОВ лежат лигнин-целлюлозные гетерополиконденсаты высших растений.

Близкие результаты были получены при исследовании "черных" глин Бискайского залива, впадины Островов Зеленого Мыса и некоторых других районов. Вместе с тем в других областях состав "черных" глин мелового (главным образом сеноман-сенонского) возраста является более благоприятным с точки зрения нефтегенерационных свойств, т.е. в основе его лежат алиновые компоненты. Таково ОВ аптских глин из Канарской котловины и, возможно, позднемеловых осадков Бразильской котловины. Дело в том, что в аридных зонах с отложениями приливно-отливных площадок связано формирование алинового (алфинового по Н.Б. Вассоевичу и др. [1976]) ОВ, накопление которого обязано жизнедеятельности бурых и зеленых водорослей. Современным аналогом подобных образований является куронгит — сапропелевидный осадок из лагуны Куронг, расположенной на южной окраине Австралии [Cane, 1959]. Размыв осадков, содержащих ОВ подобного типа, должен был привести к обогащению глубоководных образований в районах, примыкавших к древним материковым склонам, органическими соединениями алиновой природы. Поэтому факт широкого распространения "черных" глин в меловых отложениях Атлантического океана, а также обнаружение тех их разновидностей, которые содержат преимущественно алиновые ингредиенты, не могут рассматриваться как свидетельства аномально высокой биопродуктивности вод в океанах мелового времени [Мурдмаа, 1979]. Широкое распространение "черных" глин, содержащих ОВ арконового состава, не говорит в пользу подобной версии.

Таким образом, "черные" глины в океане — это, вероятно всего, производные процессов перераспределения осадков, происходивших на материковых окраинах атлантического типа в зрелый период их развития (окраина пенепленизированного кратона). Такому перераспределению благоприятствовал режим крупных морских трансгрес-

сий, приводивших к размыву прибрежно-морских и дельтовых образований, содержащих значительные количества ОВ. Одним из аргументов в пользу подобной трактовки является разновозрастность "черных" глин. Одни из них имеют апт-альбский, другие — альб-сеноманский, третьи — сеноман-кампанский, сенонский и другой возраст. Причем возраст указанных отложений обычно уменьшается при переходе из высоких и умеренных широт в экваториальные области в соответствии с уменьшением возраста самих материковых окраин. Известно, что на пенепленизацию северного участка окраины Бразилии, образовавшейся только в барреме или апте, потребовалось по меньшей мере 10—20 млн. лет, поэтому приливно-отливные (маршевые) осадки стали формироваться здесь лишь в поздне меловую эпоху и размывались в сеноне во время двух последних меловых трансгрессий. Поэтому "черные" глины, развитые в Бразильской котловине, имеют самый молодой по отношению к другим аналогичным образованиям в Атлантическом океане возраст — турон-кампанский.

После объединения впадин Южной и Центральной Атлантики в единый океанический бассейн, которое произошло на рубеже раннего и позднего мела, начался новый этап в развитии процессов накопления отложений, обогащенных седикахитами. Уже начиная с сеномана вдоль некоторых участков африканской окраины как со стороны Тетиса, так и со стороны Атлантического океана возникли зоны регионального подъема глубинных вод — апвеллинга. Последние стали на долгое время районами высокой биологической продуктивности поверхностных вод. В условиях ослабленной поставки терригенного материала здесь формировались карбонатно-глинистые и кремнисто-карбонатные фосфоритоносные отложения, получившие наибольшее распространение в маастрихтское, палеоценовое и раннеэоценовое время. Эти отложения отличаются темной окраской, которая свидетельствует о повышенном содержании S_{org} . Формирование собственно фосфоритоносных отложений было связано с эпохами максимального развития регрессий (падения уровня океана), когда обнажались и частично перемывались слабоуплотненные осадки, обогащенные S_{org} и фосфатами, а зачаточные зерна и конкреции фосфоритов концентрировались в поверхностных горизонтах осадочного плаща.

Таким образом, исходные углеродисто-карбонатные или углеродисто-кремнисто-карбонатные илы, характерные для современных зон регионального апвеллинга, сохранились, по-видимому, лишь спорадически. Они, например, известны в периферических бассейнах Северо-Западной Африки (Тарфая-Аюн) [Einsele, Wiedmann, 1982]. По аналогии с современными углеродистыми осадками апвеллинговых зон ОВ этих отложений, вероятно, принадлежит к категории амикагинового ОВ [Вассоевич и др., 1976], отличающегося высоким содержанием алициклических и гетероциклических соединений.

Эоценовые глины бассейна Дуала (Камерун), преимущественно палыгорскитовые по составу, формировались в непосредственной близости от зоны регионального апвеллинга. Они рассматриваются Д. Сегонзаком [Segonzac, 1976] в качестве нефтематеринских, так как содержат значительные количества ОВ алинового состава, которое находится на достаточно высоких стадиях преобразования ($ПК_3 - МК_1$). Глины того же состава и возраста широко распространены на окраинах Западной и Северо-Западной Африки. В тех районах, где они перекрыты достаточно мощной толщей более молодых осадков, подобные глины способны реализовать свой нефтегазогенерационный потенциал.

Эоцен был периодом становления новой системы океанической циркуляции, основные черты которой сохранились и поныне. В глубоководных частях окраин с этим временем было связано накопление пестроцветных глинистых и кремнистых осадков, обедненных S_{org} . Повсеместную окисленность этих глубоководных образований связывают с формированием системы придонных геострофических течений, называемых контурными течениями. Пик их активности приходится на олигоцен, когда на многих участках склона и подножия вообще прекратилось накопление осадков.

Начиная с олигоцена пути развития западных и восточных материковых окраин

в Атлантике резко разошлись. Если атлантические окраины Северной и Южной Америки продолжали развиваться в качестве окраин пенеппенизированных областей кратонов, то продолжительная и значительная тектоническая активизация, охватившая большую часть Африки и частично Западную Европу в конце палеогена — начале неогена, привела к трансформации ранее пенеппенизированных окраин в зону перехода орогенного типа. И до настоящего времени многие из них окаймляют эпиплатформенные орогенные сооружения. Трансформация, приведшая к воздыманию значительной части шельфа и прибрежной равнины и к размыву части накопившихся здесь ранее отложений, затронула также и материковый склон, где резко оживились гравитационные процессы. Максимум осадконакопления сместился во внешнюю часть шельфа и на подножье, здесь широкое развитие получили турбидиты. Формирование неогеновых осадков сопровождалось аккумуляцией ОВ морского генезиса, т.е. преимущественно алинового состава. Концентрации ОВ, однако, не превышают 1,5–2,5%. Основная же аккумуляция ОВ сосредоточилась в неогене на участках выхода к океану крупных рек, иначе говоря, на окраинах континентальных рифтов. Здесь образовались мощные линзы терригенных песчано-алевритово-глинистых дельтовых и подводнодельтовых отложений, содержащих рассеянные формы ОВ, объемы которых в целом весьма велики (грабены Бенуэ, Конго, Кванза, Огове, Замбези и др.).

На противоположной стороне Атлантического океана в кайнозое сохранились окраины древних платформенных пенеппенов. В неогене на шельфе преимущественное развитие получили приливно-отливные комплексы осадков, вмещающие главным образом арконовые ОВ, а на материковом склоне и подножии — оползни и глубоководные фены, сформированные как за счет перемытых шельфовых образований, так и за счет древних пород склона. Здесь же осаждался аквагенный, преимущественно карбонатный материал, содержащий ОВ алинового состава. Таким образом, в этих осадках преобладает ОВ смешанного арконово-алинового типа, не создающее значительных концентраций. Районами аккумуляции высококонцентрированных алиновых ОВ оставались зоны апвеллинга, располагавшиеся в миоцене у побережья Флориды, а на востоке Атлантики — у побережий Анголы и Габона. В плиоцене эти зоны заняли положение, близкое к современному: окраины юго-западной части Африки, банка Агульяс, окраины Марокко и Западной Сахары.

Завершая обзор истории аккумуляции ОВ в осадках атлантических материковых окраин, следует подчеркнуть существование определенных этапов, с которыми было связано формирование тех или иных концентрированных типов ОВ. В соответствии с этими этапами намечается последовательный ряд от пресноводных горючих сланцев эпох заложения окраин (алфиновый тип ОВ) к "черным" глинам периода пенеппенизации эпирифтового орогенного сооружения (преимущественно арконовый тип СК) и, наконец, к обогащенным ОВ кремнисто-карбонатным и углеродисто-кремнисто-глинистым сериям зон регионального апвеллинга (амиагиновый тип ОВ). Что касается рассеянных форм ОВ, то история их накопления представляется более сложной. В западных периферийных районах Атлантики (окраины Северной Америки и отчасти Южной) алиновым типом ОВ отмечены главным образом древние, юрско-нижнемеловые (в том числе неоком-барремские) отложения. Однако концентрации этих ОВ в осадках, преимущественно карбонатных, находятся на довольно низком уровне.

По мере пенеппенизации рельефа примыкавших к суше горных сооружений в прибрежно-шельфовых образованиях стал преобладать арконовый органический материал (осадки соляных маршей), размыв которого в периоды крупных меловых трансгрессий приводил к обогащению им также и глубоководных отложений склона и подножия. После того как эти окраины достигли своей "зрелости", т.е. была выработана обширная материковая отмель до 200–300 км шириной, сформировались подножие и развитая система подводных каньонов на склоне, здесь обособились две крупные области седиментации. С одной областью, приливно-отливными равнинами, было связано накопление терригенных и терригенно-карбонатных отложений с арконовым ОВ, с другой, глубоководными частями склона и подножием, — гемипелагических и об-

вально-оползневых образований с алиновым типом ОВ. Наконец, в осадках глубоководных конусов выноса накапливались разнообразные отложения с преимущественно смешанным ОВ. Подобное распределение сохранилось и в настоящее время.

Примерно такой же направленностью было отмечено на первых этапах развитие процессов формирования осадков на восточных окраинах материков в Атлантическом океане, с той лишь разницей, что здесь очень рано обособились континентальные рифты с приуроченными к ним руслами и устьями рек. На участках выхода к океану этих рифтов и авлакогенов уже в раннемеловую эпоху стали накапливаться дельтовые и подводно-дельтовые образования, содержавшие рассеянное ОВ смешанной алиново-арконовой и алиновой природы. Начиная с позднего мела у восточных материковых окраин в Атлантике возникли мощные зоны регионального апвеллинга, в которых формировались осадки, обогащенные исключительно алиновыми (амикагиновыми) ОВ. После тектонической активизации, начавшейся в конце эоцена, на восточных (африканских) окраинах вновь оживились процессы прогибания в древних зонах дробления. Наиболее крупные из них были заняты долинами важнейших речных артерий, выносивших огромное количество терригенного материала в океан. Последний сгрудился на участках выхода континентальных рифтов, где за короткое время сложились мощные линзы осадочных пород, содержащих в рассеянной форме ОВ арконово-алинового и алинового состава. Одновременно продолжалось накопление апвеллинговых осадков шельфа и склона, переувлажнения которых приводил к обогащению глубоководных отложений склона и подножия алиновым ОВ.

Вышеприведенные данные свидетельствуют о высокой перспективности в отношении разведки нефти и газа материковых окраин в восточной периферии Атлантического океана, в особенности тех участков, где к океану выходили древние континентальные рифты или авлакогены. Здесь при наличии флюидоупоров и при большой мощности молодых отложений перспективными являются отложения как нижнего и среднего (ранне- и позднемезозойского), так и верхнего (кайнозойского) структурного этажа осадочной толщи. Менее благоприятные условия, особенно для генерации углеводородов нефтяного ряда, существовали на западных материковых окраинах в Атлантике. Обилие арконового ОВ в осадках среднего и верхнего структурных этажей осадочного чехла заставляет прогнозировать здесь в лучшем случае газоносность меловых и кайнозойских отложений. Вместе с тем существуют все необходимые предпосылки для генерации нефтяных УВ в нижнем этаже осадочной толщи с последующим их перераспределением вверх по разрезу вплоть до заполнения природных резервуаров в меловых отложениях рифового происхождения, которые находятся в настоящее время в ядре материкового склона или у его основания.

Л и т е р а т у р а

- Вассоевич Н.Б., Конюхов А.И., Лопагин Н.В.* Общее и особенное в образовании углей, нефти и углеводородных газов. — В кн.: Горючие ископаемые. М.: Наука, 1976, с. 37–50. (Междунар. геол. конгр., XXV сессия. Докл. сов. геологов. Проблемы № 7).
- Конюхов А.И.* Типы материковых окраин и зон перехода от континента к океану. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 3, с. 6–18.
- Конюхов А.И.* Обстановка накопления осадков и их отражение в геотектонике материковых окраин. — В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980, с. 63–86.
- Крылов Н.А., Горлов А.И.* Осадочные бассейны Приатлантической области прогибания Западной Африки и их нефтегазоносность (на примере Кванза-Камерунского прогиба). — В кн.: Успехи в развитии осадочно-миграционной теории нефтегазообразования. М.: Наука, 1983, с. 148–159.
- Мурдмаа И.О.* Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979. 214 с.
- Хант В.Е.* Общая геотектоника. 2-е изд. М.: Недра, 1973. 511 с.
- Ханг Дж.* Происхождение и распространение нефти. М.: Мир, 1981. 450 с.
- Cane R.* Coorongite and the genesis of oil shale. — Geochim. et cosmochim. acta, 1959, vol. 33, N 2, p. 207–266.
- Einsle G., Wiedmann J.* Turonian black shales in the Moroccan Coastal Basins: First upwelling in the Atlantic Ocean? — In: Geology of

- Northwest African continental margin. B., 1982, p. 396–414.
- Initial reports of the deep-sea drilling project. Wash. (D. C.), 1977. Vol. 21, 432 p.
- Maillot H., Roberts Ch. Minéralogie et géochimie des sédiments crétacés et cénozoïques dans l'Océan Atlantique sud. — Bull. Soc. géol. France, 1980, t. 22, p. 779–789.
- Pegrum R., Mounteny N. Rift basins flanking North Atlantic Ocean and their relation to North Sea area. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1978, vol. 62, N 3, p. 419–441.
- Rad U. von, Einsele G. Mesozoic-cainozoic subsidence history and paleobathymetry of the Northwest African continental margin. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1979, vol. 294, N 1409, p. 37–50.
- Roberts D., Montadert L. Margin paleoenvironments of the Northwest Atlantic. — In: Initial reports of the deep-sea drilling project. Wash. (D.C.), 1979, vol. 48, p. 1099–1118.
- Segonzac D. de. The transformation of clay mineral during diagenesis in low-grade metamorphism. — Sedimentology, 1970, vol. 15, p. 45–61.
- Tissot B., Demaison G., Masson P. et al. Paleoenvironment and petroleum potential at middle cretaceous black shales in Atlantic Basins. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1980, vol. 64, p. 2051–2063.
- Wilson R. Upper Jurassic oolite shoals, Dorset coast, England. — In: Tidal deposits. B.; N. Y., 1975, p. 355–362.

УДК 552.578.3+552.578.2.061.311 (571.5)

Т.К. Баженова

ЭВОЛЮЦИЯ НАКОПЛЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Осадочный чехол Сибирской платформы формировался на протяжении 1,5 млрд. лет — от раннего рифея до раннего мела включительно. Накопление же основной массы осадков платформы, занимающих наибольшие площади в ее пределах и составляющих осадочно-породное тело так называемого домезозойского Восточно-Сибирского мегабассейна, произошло в течение примерно 1350 млн. лет — от раннего рифея до поздней перми. В формировании осадочного чехла платформы в этом длительном интервале геологического времени усматриваются две главные тенденции — направленность и периодичность. Континентальная и субконтинентальная седиментация в начале раннего рифея сменились морской в конце его, после чего господство режима морского осадконакопления продолжалось с небольшими перерывами вплоть до начала среднего палеозоя. Затем стали преобладать лагунные обстановки, сменившиеся в позднем палеозое континентальными гумидными условиями, в которых реализовывались процессы терригенно-угленосной седиментации. Последняя сменилась в начале мезозоя формированием континентальных вулканогенных толщ. В результате основную массу осадочных образований рифея—палеозоя Сибирской платформы составляют морские и лагунные осадки карбонатного, терригенно-карбонатного и реже терригенного состава. В формировании рифейско-палеозойского чехла платформы выделяются три мегацикла по ~450 млн. лет каждый: 1) ранний рифей — середина среднего рифея; 2) середина среднего рифея — поздний рифей и 3) венд — пермь.

В составе отдельного мегацикла различаются циклы более мелких порядков, при этом подразделение происходит путем деления каждого таксономически более крупного цикла пополам. Так, мегациклы в 450 млн. лет подразделяются на циклы в ~225 млн. лет, а те, в свою очередь, на циклы в ~112–113 млн. лет. Такая относительная упорядоченность в проявлении "главных" геологических (седиментологических) событий наводит на мысль, что определяются они не только и не столько земными причинами. Если циклы в ~225 млн. лет соответствуют "галактическому году", то, может быть, циклы в ~56 млн. лет отвечают "галактическим сезонам"? В рифейских мегациклах удалось выявить циклы II и III порядков (если мегацикл считать циклом I порядка). В вендско-палеозойском мегацикле отчетливо выделяются цик-

лы IV порядка (~ 56 млн. лет), а во второй половине этого мегацикла (средний ордовик — пермь) — даже циклы V порядка. Последний же цикл морской седиментации IV порядка (средний девон — ранний карбон) подразделяется не только на циклы V, но и даже VI порядка. В континентальных отложениях позднего палеозоя цикличность выражена еще сложнее, и она здесь не рассматривается.

Таким образом, можно отметить, что со временем происходит усложнение циклического развития. Каждому циклу любого из выделенных порядков соответствует определенный набор осадочных формаций (геогенераций), отражающих стадийность развития в цикле. Каждый цикл подразделяется на четыре стадии (по С.С. Бубнову): трансгрессивную, инундационную (максимум трансгрессии), регрессивную и эмерсивную (максимум регрессии). Следует подчеркнуть, что подобный подход к анализу строения осадочного чехла Сибирской платформы оказывается весьма результативным в отношении стратиграфической корреляции, особенно для отложений рифея и венда, палеонтологические остатки в которых представлены, по существу, лишь альгофлорой.

Накопление органического вещества (ОВ) в отложениях рифея — палеозоя Сибирской платформы также подчинялось установленной цикличности развития. Толщи, максимально обогащенные ОВ, как правило, соответствуют трансгрессивным и регрессивным стадиям в циклах разных порядков или их частям, тогда как отложения инундационных и эмерсивных стадий обеднены ОВ. Такое распределение "органических максимумов", именуемых доманикоидными (при некарбонатном углероде $C_{нк} > 0,5\%$) и субдоманикоидными (при $C_{нк} 0,1-0,5\%$) формациями, наблюдается в отложениях рифея, венда, кембрия и силура, соответствующих талассократическим эпохам, тогда как в ордовике и девоне, отличавшихся геократическим режимом, максимумы накопления ОВ приходятся на максимумы развития трансгрессий в этих циклах. Надо сказать, что степень выраженности "органических максимумов" в разных разрезах совершенно различна, ибо для того, чтобы максимум проявился в полной мере, необходимы благоприятное сочетание фациально-геохимических условий седиментации и фоссилизации ОВ, определенный темп аккумуляции минеральных компонентов и т.п. Тем не менее при внимательном изучении полных разрезов осадков того или иного цикла удается выявить максимумы накопления ОВ той или иной интенсивности как в трансгрессивном, так и в регрессивном интервале цикла. Неполнота геохимической, а нередко и геологической изученности разрезов Сибирской платформы не позволила пока выявить и исследовать все возможные концентрационные максимумы ОВ в рифей-палеозойских отложениях, однако большая их часть установлена и в той или иной степени изучена. В целом для Сибирской платформы в каждом цикле III—VI порядков присутствует хотя бы один концентрационный максимум ОВ, приуроченный либо к трансгрессивной (чаще), либо к регрессивной стадии (в случае ордовика и девона — максимально трансгрессивной). Само по себе исследование распределения этих максимумов в разрезе служит одним из инструментов анализа цикличности и стратиграфической корреляции толщ. Концентрация ОВ в обогащенных горизонтах колеблется от десятых долей процента до первых процентов (в среднем на горизонт), мощность обогащенных горизонтов изменяется от первых десятков до первых сотен метров. При этом, как правило, концентрация ОВ находится в обратной зависимости от мощности горизонта.

Ранее нами были определены масштабы эмиграции ОВ в обогащенных горизонтах рифея, нижнего и среднего палеозоя Сибирской платформы [Органическая геохимия..., 1981, с. 129]. Результаты этих подсчетов воспроизведены в таблице.

В этих подсчетах учтены не все известные в настоящее время максимумы, но лишь наиболее ярко выраженные. При анализе таблицы прежде всего обращает на себя внимание разная интенсивность эмиграции ОВ в горизонтах, связанных с теми или иными максимумами. Если в отношении самих максимумов проявляется определенная упорядоченность во времени, то масштабы эмиграции ОВ отчетливо возрастают от рифея к венду и раннему палеозою (кембрию), а затем снижаются от

Масштабы эмиграции ОВ в обогащенных горизонтах рифея –
нижнего – среднего палеозоя Сибирской платформы

Возраст	Массы $C_{нк}$, млрд.т	Количество горизонтов, порядок цикла и стадия
R_1	162,6	Один трансгрессивный горизонт, цикл III порядка
R_2	3473,9	Два трансгрессивных горизонта и один регрессивный горизонт в двух циклах III порядка
R_3	330,1	Два трансгрессивных горизонта в двух циклах III порядка
$V + E_1 a_1$	3479,6	Два трансгрессивных горизонта в двух циклах IV порядка
$E_1 l + E_2 am$	4557,1	Один регрессивный горизонт, цикл IV порядка
E_3	852,2	Один трансгрессивный горизонт, цикл IV порядка
$O_1^1 + O_2$	253,9	Три максимально трансгрессивных горизонта, один – в цикле IV порядка и два – в цикле V порядка
$S_1 l_2$	592,0	Один трансгрессивный горизонт, цикл V порядка
$S_1 w + S_2$	450,4	Один регрессивный горизонт, цикл V порядка
$D_2 jk + D k l r g$	225,6	Два максимально трансгрессивных горизонта в двух циклах VI порядка
Итого	14 277,4	

раннего палеозоя к среднему – к концу периода господства морской седиментации на платформе. Сравнение масштабов эмиграции ОВ в трех мегациклах (по ~450 млн.лет), даже без учета континентальных максимумов в позднем палеозое, показывает [Органическая геохимия..., 1981, с. 127], что из ~14 трлн.т $C_{нк}$ на два рифейских мегацикла приходится только ~4 трлн.т, остальные ~10 трлн.т связаны с венд-палеозойским мегациклом, при этом в первый мегацикл рифея эмигрировало не более 1 трлн.т $C_{нк}$. Впрочем, ныне выявленные, но не учтенные при данных подсчетах максимумы ОВ относятся в основном к рифею, а катагенетические потери ОВ в рифее в среднем вдвое выше, чем в венде – палеозое. Однако и с учетом этих обстоятельств тенденция возрастания масштабов эмиграции ОВ от мегацикла к мегациклу сохраняется. Из ~10 трлн.т $C_{нк}$, захороненных в морских осадках вендско-палеозойского мегацикла, ~8 трлн.т приходится на венд – ранний – средний кембрий, т.е. на начальные этапы мегацикла. В основном это трансгрессивная и регрессивная стадии второго цикла IV порядка: поздний венд – начало раннего кембрия (трансгрессивная стадия – мотское время) и конец раннего – начало среднего кембрия (регрессивная стадия – куонамское время). В дальнейшем наблюдается циклически последовательное снижение масштабов эмиграции ОВ (см. таблицу). Интересно, что фиксируемая тенденция отвечает постепенному "вырождению" морского режима на Сибирской платформе от кембрия к раннему карбону.

В течение рассматриваемого отрезка геологического времени, от раннего рифея до раннего карбона включительно, аккумуляция ОВ в осадках обеспечивалась исключительно за счет биопродукции самого моря, ибо наземной растительности до девона, вероятно, не существовало. В девоне же на Сибирской платформе господствовал аридный климат, что препятствовало широкому развитию флоры на суше и переносу ее остатков в морские бассейны.

Основными продуцентами ОВ в позднем докембрии являлись представители различных групп альгофлоры – планктонной и донной, в основном *Cyanophyta*, *Acritharcha* и *Rhacophyta*. В начале раннего палеозоя наряду с альгофлорой, систематическое разнообразие которой на этом рубеже возрастает с появлением *Rhodophyta* и *Chlorophyta*, широко распространяются представители почти всех типов беспозвоночных, а в девоне – и первые позвоночные (рыбы). Биоценозы, производившие исходное ОВ в палеозое и позднем докембрии Сибирской платформы, рассматривались нами в более ранних работах [Органическое вещество..., 1979; Органическая геохимия..., 1981; Биоценооти-

ческий состав..., 1982]. Здесь отметим, что геологические интервалы, в которых проявились концентрационные максимумы ОВ, характеризовались чрезвычайной бедностью докембрийских и палеозойских биоценозов как в отношении водорослей, так и в отношении зоопланктона. В концентратах ОВ из доломаникоидных и субдоманикоидных формаций отмечаются остатки планктонных водорослей Cyanophyta и Acritharcha, а в палеозое наряду с вышеуказанными также Rhodophyta и Chlorophyta; и в докембрии и в палеозое нередко встречаются остатки донных водорослей Phaesorphita¹. Остатки животных организмов в концентратах ОВ крайне редки, за исключением граптолитовых сланцев нижнего силура, где остатки граптолитовой фауны часто образуют подавляющую массу ОВ, углепетрографически классифицируемую как хитинит (коллохитинит).

ОВ морских доломаникоидных формаций ($C_{\text{нк}} > 0,5\%$) рифея, венда и палеозоя Сибирской платформы по классификации Г.М. Парпаровой [Парпарова, Неручев, 1977] относятся к классу сапропелитов, а ОВ субдоманикоидных формаций ($C_{\text{нк}} = 0,1-0,5\%$) — к классам сапропелитов и оксисорбосапропелитов [Органическая геохимия..., 1981]. ОВ водорослевого происхождения (в основном планктонного) выделяется Г.М. Парпаровой в подкласс F_1 , а ОВ, где существенную роль играют остатки зоопланктона и зообентоса, — в подкласс F_2 . Однако в концентратах ОВ рифея, венда и нижнего палеозоя Сибирской платформы наряду с остатками планктонных водорослей (каллоальгинит, талломоальгинит) нередко существенную роль играют остатки донных бурых водорослей (псевдовитринит, иногда псевдофузинит). Биохимический анализ современных видов тех же групп водорослей свидетельствует о том, что планктонные водоросли (в частности, синезеленые) содержат в своем составе значительно больше липидов (до 10%, иногда более), чем донные (бурые) водоросли (1–3%) [Барашков, 1972].

Сравнительное изучение элементного состава концентратов нерастворимого ОВ отложений рифея, венда и палеозоя Сибирской платформы показало, что в изостадиальных условиях при относительно низких грациях катагенеза ($ПК-MK_2$) с увеличением доли псевдовитринита снижается содержание Н и С в НОВ и возрастает содержание О; при этом происходит и снижение степени битуминизации ОВ [Органическая геохимия..., 1981]. Отсюда следует, что соотношение различных экологических групп альгофлоры и биоценозов и танатоценозов в существенной степени определяет нефтематеринский потенциал ($\Pi_{\text{нм}}$) ОВ.

В предложенной нами в 1982 г. классификации ископаемого сапропелевого ОВ учитывается соотношение в ОВ остатков трех основных групп организмов: фитопланктона (ФП), фитобентоса (ФБ) и зоосоставляющей (ЗС) [Биоценотический состав..., 1982]. Построение проводилось на основе треугольной диаграммы по всем правилам разделительной классификации. Всего было выделено 19 типов ОВ, например: фитопланктонный (90–100% ФП), существенно фитопланктонный (75–90% ФП), фитобентосно-фитопланктонный (50–75% ФП, 25–50% ФБ) и т.д. Распространенность разных типов ОВ различна. Так, в исследованных отложениях Сибирской платформы в данное время выявлены фитопланктонный, существенно фитопланктонный, фитобентосно-фитопланктонный, фитопланктонно-фитобентосный, существенно фитобентосный и существенно зоогенный типы ОВ. Непременно должны встречаться зоогенно-фитопланктонный и фитопланктонно-зоогенный типы ОВ в верхней части граптолитовой толщи нижнего силура, где остатки граптолитов часты, но не составляют подавляющей массы ОВ.

Распределение типов ОВ на "кривой седиментации" рифея — палеозоя Сибирской платформы таково, что в обогащенных горизонтах трансгрессивных стадий циклов разных порядков встречаются практически все вышеперечисленные типы ОВ, тогда как в горизонтах регрессивных стадий известен пока только фитопланктонный тип

¹ Углепетрографические исследования концентратов ОВ проводились Г.М. Парпаровой, палеоальгологические определения выполнены В.А. Рудавской.

ОВ. В изученных концентратах ОВ из регрессивных горизонтов псевдовитринит если и встречается, то составляет не более 5%. В регрессивных горизонтах возможно обнаружение и существенно фитопланктонного типа ОВ, где нефитопланктонная примесь может достигать 20–25%, причем не столько за счет фитобентоса, сколько за счет зоосоставляющей (в палеозое). Для трансгрессивных горизонтов рифея, венда и кембрия (усть-ильинской свиты R_1 , малгинской свиты R_2 , хатыспытской свиты V_1 , мотской свиты $V-E_1$, особенно нижней ее подсвиты, суханской свиты E_3) наиболее характерными являются фитобентосно-фитопланктонный и фитопланктонно-фитобентосный типы ОВ; в то же время в трансгрессивных горизонтах нередко встречается и фитопланктонный тип ОВ как в вышеперечисленных свитах, так и в стрельногорской, девнинской, кумахинской свитах R_2 и мироедихинской свите R_3 .

Интересно отметить, что содержание псевдовитринита в ОВ (по данным углепетрографических исследований) кажется прямо связанным с терригенной составляющей пород, аналогично соотношению между $C_{нк}$ и НОП глинисто-карбонатных пород: возрастание терригенной составляющей пород сопровождается увеличением доли псевдовитринита в ОВ, но в то же время низкие значения псевдовитринита (до 5%) встречаются при любых концентрациях терригенной составляющей, вплоть до 100%. Вероятно, явное "тяготение" псевдовитринита (остатков донных бурых водорослей) к трансгрессивным горизонтам, обогащенным ОВ, определяется прежде всего фациальными причинами. Дело в том, что трансгрессивные горизонты, как правило, имеют более терригенный состав по сравнению с регрессивными горизонтами тех же циклов. В первых также всегда выше концентрация железа, что свидетельствует о том, что трансгрессивные доманикоидные и субдоманикоидные формации формировались обычно в более мелководных условиях по сравнению с регрессивными формациями.

В трансгрессивном горизонте нижнего силура (граптолитовой толще) известны пока только существенно зоогенный и зоогенный типы ОВ (изучались нижняя часть толщи, наиболее обогащенная ОВ). Как уже говорилось, для верхов толщи должны быть характерны зоогенно-планктонный и планктонно-зоогенный типы. Возможна и здесь примесь донных водорослей, но они пока не описаны.

Обогащенные ОВ горизонты ордовика и девона (максимально трансгрессивные) детально еще не исследованы; описано несколько концентратов ОВ, нацело сложенных коллоальгинитом или оксисорбоколлоальгинитом. Как известно из многочисленных работ, в разновозрастных, обогащенных ОВ горизонтах Русской платформы наряду с ОВ, нацело представленным фитопланктоном (кукерский горизонт O_2), встречается ОВ, где значительная роль принадлежит зооформам — граптолитам в пекерортском горизонте O_1 и тентакулитам в доманике D. Граптолиты в ордовике Сибирской платформы в массовых количествах неизвестны. Для обогащенных горизонтов девона фауна с органостенным скелетом также нехарактерна. Скорее всего, преобладающую роль в формировании ОВ из этих горизонтов играли остатки фитопланктона.

Итак, по "качеству" исходного материала наибольшим нефтематеринским потенциалом ($P_{нм}$) должно обладать ОВ регрессивных горизонтов рифея, кембрия и силура и максимально трансгрессивных горизонтов ордовика и девона Сибирской платформы, что определяется наибольшей его фитопланктонностью, происхождением этого ОВ, а стало быть, и наибольшей липидностью. Однако $P_{нм}$ ОВ зависит не только от исходного материала, но и от направленности и интенсивности диагенетических преобразований. В общем случае степень диагенетической окисленности ОВ тем выше, чем ниже его концентрация в породе. Концентрация ОВ в регрессивных обогащенных горизонтах обычно ниже, чем в трансгрессивных. Правда, как уже отмечалось ранее, для регрессивных горизонтов характерно и более низкое содержание реакционноспособных форм железа, за счет которых осуществляется анаэробная трансформация ОВ в диагенезе.

Из всех регрессивных горизонтов рифея — палеозоя Сибирской платформы, обогащенных ОВ, особенно выделяется ниже-среднекембрийский (ленско-амгинский) горизонт — главным образом на востоке и северо-западе платформы, в фациях куонам-

ской, инниканской, синской и шумнинской свит. Этот горизонт и по концентрации ОВ, и по валовому его накоплению превосходит не только все регрессивные, но и все трансгрессивные горизонты. В нем одном сконцентрирована почти третья часть всей массы $S_{нк}$ [Органическая геохимия..., 1981, с. 129], содержащегося в обогащенных горизонтах рифея, венда и морского палеозоя Сибирской платформы.

Следующим по значимости является вендско-нижнекембрийский (мотский) горизонт — трансгрессивный горизонт того же цикла IV порядка. Правда, $P_{нм}$ его ОВ в среднем несколько ниже по сравнению с $P_{нм}$ ленско-амгинского регрессивного горизонта. Оба эти горизонта наиболее широко распространены на Сибирской платформе.

Л и т е р а т у р а

- Барашков Г.К.* Сравнительная биохимия водорослей. М.: Лег. и пищ. пром-сть, 1972. 336 с.
- Биоценозы палеозоя и позднего докембрия Сибирской платформы и нефтематеринский потенциал/Т.К. Баженова, Л.С. Беляева, Д.А. Биккенина и др. — В кн.: Методы оценки нефте- и газоматеринского потенциала седиментитов. М.: Наука, 1982, с. 142–147.
- Биоценотический состав исходного ОВ палеозойских и верхнедокембрийских горючих сланцев Сибирской платформы и их нефтематеринские свойства/Т.К. Баженова, Л.С. Беляева, Д.А. Биккенина, Ю.М. Шуменкова: Тез. докл. совещ. "Геохимия горючих сланцев". Таллин, 1982, с. 23–24.
- Органическая геохимия палеозоя и допалеозоя Сибирской платформы и прогноз нефтегазонасности/Т.К. Баженова, С.Н. Белецкая, Л.С. Беляева и др. Л.: Недра, 1981. 211 с.
- Органическое вещество в позднем докембрии и раннем кембрии Сибирской платформы/С.Г. Неручев, Т.К. Баженова, Ю.И. Ипатов и др. — В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979, с. 210–217.
- Парпарова Г.М., Неручев С.Г.* Основы генетической классификации рассеянного органического вещества пород. — Геология и геофизика, 1977, № 5, с. 45–51.

УДК 552.57:551.72(571.53/55)

Н.К. Коробейников, Л.К. Семейкина, Э.А. Развозжаева

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В УГЛЕРОДИСТОЙ ФОРМАЦИИ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

В Восточной Сибири углеродистые сланцы пользуются широким распространением. Они встречаются на разных стратиграфических уровнях на обширной территории вдоль складчатого обрамления Сибирской платформы. В последние годы в углеродистых формациях или в тесной парагенетической ассоциации с ними обнаружены месторождения полиметаллических руд, фосфоритов, тальцитов и графита, а также многочисленные проявления ванадия, молибдена, свинца, цинка, железа и марганца. В связи с этим возникла необходимость более детального изучения черносланцевых формаций вообще и углеродистой формации позднего докембрия Западного Прибайкалья, включающей байкальскую серию осадков, в частности. Породы этой формации развиты к западу от оз. Байкал и протягиваются в виде узкой полосы вдоль него на 400 км — от истоков р. Ангары на юге до водораздела рек Чай и Малой Чуи на севере. Таким образом, формация находится в зоне сочленения Сибирской платформы и Саяно-Байкальской складчатой области, а точнее, приурочена к древнему миогеосинклинальному прогибу, в пределах которого залегает с крупным угловым несогласием на образованиях архея, нижнего и среднего протерозоя. Породы формации перекрываются вендскими терригенными отложениями. В ареале развития углеродистой формации выделяются три структурно-фациальные зоны. На юге расположен прогиб, в котором мощность формации достигает 4000 м. На севере выделяется Северо-Байкальское подня-

тие, где мощность осадков не превышает 700 м. В переходной зоне, расположенной между ними, мощность формации изменяется от 1000 до 3000 м.

Разрез углеродистой формации сложен карбонатными и терригенными породами. Карбонатные породы приурочены преимущественно к его низам, где ими образованы довольно выдержанные горизонты. В средней части разреза карбонаты образуют линзовидные тела разной величины. Выше они практически отсутствуют. Роль терригенных пород, напротив, возрастает вверх по разрезу. В нижней его половине они находятся в подчиненном положении. Терригенные осадки представлены песчаниками, алевролитами и сланцами, среди которых преобладают алевролиты. Песчаники встречаются в основном в приподошвенной части. Сланцы образуют линзы и слои разной мощности в средней части, но наиболее широко они распространены в верхах разреза.

Породы формации насыщены органическим веществом (ОВ). Его содержание колеблется от долей процента до 20%, а распределение подчинено определенным закономерностям. Так, наибольшие концентрации ОВ приурочены к терригенным отложениям, достигая максимума в сланцах. Поэтому по мере увеличения роли терригенных пород в разрезе, в том числе и сланцев, возрастает и роль ОВ. Минимальные содержания ОВ (десятые доли процента) отмечаются в низах разреза. В средней его части содержание органического углерода ($C_{орг}$) увеличивается до 3–7%, а в верхней достигает максимальных значений — 20%. Расчет биопродуктивности вод в древнем седиментационном бассейне показал, что в разных структурно-фациальных зонах ее уровень был примерно одинаковым. В то же время ОВ достигает наибольших концентраций в пределах поднятий, где сокращается мощность пород формации. Напротив, они ниже в зонах опусканий [Коробейников, Певзнер, 1979].

По данным электронной микроскопии, микрофракционного, термического и изотопного анализов, ОВ представлено антрацитом, антраксолитом, реже графитом. Согласно петрографическим исследованиям в терригенных породах устанавливается пять морфогенетических форм.

Первая представлена точечными включениями ОВ и пользуется широким распространением. Углеродистые частицы рассеяны с разной плотностью в тонкой фракции пород и поэтому чаще всего приурочены к тонкозернистым разностям, в первую очередь к сланцам и алевролитовым сланцам. Выявляется тесная связь ОВ со слоистостью отложений и составом тонкой фракции: чем меньше минеральных компонентов находится в тонкой фракции, тем больше ее обогащение ОВ. Максимальная плотность содержания углеродистых частиц наблюдается в кремнисто-углеродистых сланцах. Эти органические частицы являются сингенетичными вмещающей их глинистой фракции.

Вторая форма выделения углеродистого вещества является более поздней по отношению к первой. Она связана с первым этапом преобразования исходного ОВ, когда начинается его сегрегация, стягивание в бесформенные сгустковидные скопления и линзочки с распылчатыми нечеткими контурами. Размеры и количество этих образований различны, от небольших и единичных до многочисленных и значительных по величине. Одни из них отражают начало этого процесса, когда сгустки только зарождаются, другие — его завершение, когда тонкодисперсное ОВ почти целиком перераспределяется, стягиваясь в сгусткоподобные скопления. Описываемые образования встречаются в разных типах пород, но имеют ограниченное развитие.

Третья форма отражает следующий этап преобразования ОВ и связана с глубокими изменениями, которые произошли в породах. Она имеет широкое распространение по всему разрезу, но наиболее часто встречается в песчаниках и алевролитах. В зависимости от состава цемента изменяется характер и форма перераспределенных углеродистых частиц. В породах, где развит регенерационный кварцевый цемент, ОВ концентрируется в порах, где образует пленки, которые находятся между обломочным и регенерационным кварцем. В песчаниках и алевролитах с полиминеральным цементом ОВ занимает промежутки между обломочными зернами и имеет самые разнообразные очертания — в виде лапчатых образований в порах, пленок вокруг обломков, мелких обособленных комочков и лепешек, корродирует обломочные зерна. В сланцах

эта форма ОВ в связи с процессами перекристаллизации образует вытянутые бесформенные включения, согласные с общей сланцеватостью.

Четвертая морфогенетическая форма отражает завершающую стадию преобразования ОВ. По сравнению с другими она распространена наиболее широко, во всех типах пород, но прежде всего характерна для сланцев. Она возникла вследствие трансформации ОВ в сутуровидные пленки под воздействием одностороннего давления, приведшего одновременно к переориентировке слюдястых минералов и образованию сланцеватых текстур. Сутуровидные пленки имеют незначительную мощность, разную длину и форму, нередко извилисты.

Пятая форма связана с более поздними наложенными процессами. Морфологически это секущие микротрещины и жилки, выполненные ОВ. Они имеют локальное распределение и наблюдаются обычно в зонах развития максимальных тектонических напряжений.

В карбонатных породах также присутствует ОВ, но степень обогащения им весьма незначительна. Встречаются первый, второй и четвертый морфогенетические типы.

Химическое изучение ОВ, извлеченного из углеродистых сланцев, показало, что в его составе преобладают нерастворимые компоненты (НОВ). Кроме того, в небольшом количестве присутствует битумоиды и газы. По данным элементного анализа, ИК-спектроскопии, электронной микроскопии и рентгеноструктурного анализа, НОВ представляет собой аморфное вещество с разноупорядоченной структурой и частицами размером до 0,1 мкм и более, имеющими хлопьевидную форму. Оно беззольное и содержит 86–88% С и 2–3% Н при отсутствии N и S. На термограммах беззольных концентратов НОВ были обнаружены сложные максимумы (540, 580, 640, 680°C), свидетельствующие о его неоднородности. Применение метода фракционирования, разработанного одним из авторов [Развозжаева, 1978], позволило дифференцировать ряд самостоятельных фракций: НОВ – свободное (НОВ–с), НОВ – карбонатное (НОВ–к), НОВ – силикатное, НОВ – сульфидное и НОВ – остаточное, неотделимое от исходной породы. При анализе химического состава фракций оказалось, что в ассоциации со свободным НОВ находятся V, Mo, редкометалльные и редкоземельные элементы. В карбонатном НОВ устанавливаются самые высокие содержания Pb, около 1,5%.

Это не случайно, если учесть, что все полиметаллические месторождения и проявления в карбонатных породах Прибайкалья тесно связаны с углеродистыми сланцами.

Содержание битумоидов, а именно хлороформенного (ХБ) и спиртобензольного (СББ) углеродистых сланцев, не превышает 0,01–0,03%. В групповом составе ХБ преобладает масляная фракция, асфальтены присутствуют в незначительных количествах. Газовая составляющая пород представлена в основном двуокисью углерода, а также метаном, N и H.

Приведенная химическая характеристика отражает особенности состава первых четырех морфогенетических типов ОВ, имеющих первично седиментационное происхождение и претерпевших изменения разной степени, которые были обусловлены процессами регионального метаморфизма.

ОВ, выделенное в качестве пятого морфогенетического типа, возникшего при развитии более поздних процессов, имеет другой состав. Это – твердое вещество черного цвета с алмазным блеском, удельным весом 1,5–2 и твердостью 3–4. По данным элементного состава (93% С, 3,62% Н), термического анализа (температурный максимум 680°C), рентгеноструктурного анализа и электронной микроскопии, его можно отнести к антраксолиту. В отличие от сингенетично-метаморфозированного ОВ в антраксолите не обнаружено каких-либо сопутствующих элементов, в том числе и рудных.

Таким образом, изучение ОВ позднедокембрийской углеродистой формации Западного Прибайкалья, природы и геохимии этого вещества убедительно показывает его важную роль в рудном процессе. ОВ в данной формации приурочено в основном к терригенным отложениям и имеет седиментационно-метаморфогенное происхождение. С ним связаны рудные элементы, которые попали в осадок, как и ОВ, на ста-

дии седиментогенеза. Процессы регионального метаморфизма привели к позднейшим преобразованиям и перераспределению ОВ, что, в свою очередь, способствовало перераспределению рудных компонентов и при наличии благоприятных условий могло способствовать их концентрированию в определенных породах.

Л и т е р а т у р а

- Коробейников Н.К., Певзнер В.С.* Геохимия углеродистой формации Западного Прибайкалья: Тез. докл. конф. "Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири". Иркутск, 1979, с. 12–13.
- Развозжаева Э.А.* Метод извлечения НОВ из метаморфических пород докембрия. – Литология и полез. ископаемые, 1978, № 6, с. 144–147.

УДК 550.4

П.В. Иваиов

ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЮРСКИХ ОСАДКОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В последние годы автором установлено, что континентальные юрские отложения широко развиты на северо-востоке Русской платформы: в бассейнах рек Камы и Вятки, Сысолы и Вычегды, Пинеги и Вашки, Мезени и Печоры, по побережью и на островах Печорского и Баренцева морей. Эти осадки заполняют Вятско-Камскую впадину, северо-восточную часть Московской синеклизы, Мезенскую и Печорскую синеклизы, а также аналогичные структуры в акватории Баренцева моря. В разрезе континентальных юрских отложений выделены нижняя (нерасчлененная) и средняя (байосский и батский ярусы) юры.

Осадки континентальной юры региона являются стратиграфическим аналогом тюменской свиты Западной Сибири. Они залегают почти горизонтально со следами размыва на различных горизонтах палеозоя и мезозоя, начиная от девона (на территории Тимана) и кончая красноцветами верхнего триаса (в пределах Печорской синеклизы). В осевых зонах синеклиз континентальные нижне-среднеюрские отложения перекрыты морскими верхнеюрскими слоями с фауной раннего келловоя, а по бортам этих структур выходят на поверхность или перекрыты четвертичными флювиогляциальными песками. Максимальная мощность континентальных юрских осадков достигает 220 м и установлена бурением в Печорской синеклизе.

Это преимущественно рыхлые отложения: переслаивание галечников, песчано-гравийных наносов, песков, алевритов, глин и, реже, пропластков бурых углей. Характерны светлая окраска этих лишенных CaCO_3 образований, олигомиктовый вещественный состав, повсеместная примесь каолинита и слюды. В разрезе преобладают кварцевые слюдистые пески, на 90–98% сложные зёрнами кварца. Тяжелая фракция, на которую приходится 0,3–2,0 вес.%, представлена ассоциацией устойчивых терригенных минералов: циркона, рутила, граната, ильменита, ставролита, дистена, турмалина, лейкоксена. Для этих отложений весьма характерны новообразования в виде конкреций – жезд бурого железняка, кремнистых конкреций и пиритовых конкреций.

Осадки принадлежат в основном к аллювиальным фациям. Озерные и болотные разности формировались в осевых зонах впадин и синеклиз на заключительной стадии юрского континентального литогенеза. В целом в разрезах можно встретить весь набор фациальных типов осадков, характерных для континентальных терригенных формаций мезозоя, отложившихся на древних (докембрийских) платформах в условиях гумидного климата.

Установлено, что осадки континентальной юры в регионе образуют единый крупный цикл седиментации, распадающийся на два мезоцикла второго порядка — аллювиальный и озерно-болотный, а также микроциклы более низких порядков, выраженные в разрезах в виде чередования пород различной гранулометрии.

Литолого-фациальные признаки и геохимические показатели, а также четкая граница с подстилающими и покрывающими осадками указывают на то, что континентальные юрские отложения региона могут быть выделены в качестве единой гумидной формации платформенного типа, несмотря на приуроченность к различным геоструктурам (впадинам и синеклизам) и меняющуюся мощность. В вертикальном разрезе этой формации выделяются две субформации (парагенерации): нижняя — галечниково-гравийно-глинисто-песчаная и верхняя — алеврито-глинистая, правомерность выделения которых доказывается диаграммами ритмичности слоев.

Палеогеографические условия формирования континентальных юрских отложений северо-востока Русской платформы и последующая эволюция осадков обусловили присутствие различных форм органического вещества (ОВ): твердых, рассеянных и концентрированных включений (в том числе микрофоссилий), а также жидких и газообразных углеводородов (УВ) в составе битумоидов. Содержание рассеянного, тонкодисперсного ОВ в мелкозернистых песках и алевритах колеблется от 0,094 до 0,38%, а в глинах различной степени алевритистости — от 0,44 до 3,96%, с максимальными концентрациями в темно-серых и черных разновидностях глин. Также к рассеянной форме ОВ относится визуально слабо заметный растительный детрит, наиболее распространенный в грубозернистых и крупнозернистых песчаных осадках.

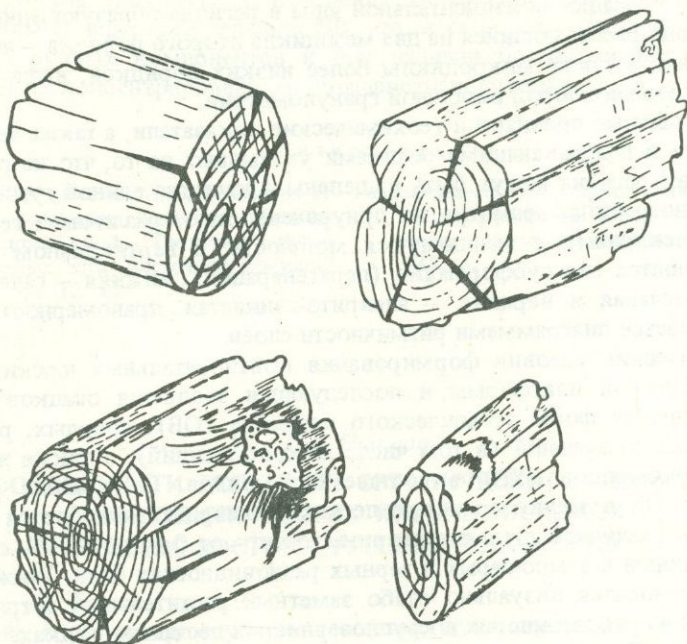
Микрофоссилии в юрских континентальных отложениях встречаются редко. Это видимые лишь под микроскопом споры и пыльца, а также мелкие минерализованные остатки флоры и обломки пиритизированной древесины, т. е. фитоморфозы. Концентрированные формы твердого ОВ представлены бурыми углями и лигнитами.

Бурые угли размещены в разрезе в виде маломощных, от 10 до 50 см (редко до 1,5 м), линзовидных пропластков и пластов в составе углистых глин. Исходным материалом для образования бурых углей служили преимущественно плауново-папоротниковые торфяники и частично древесные остатки, которые достигли лишь буроугольной стадии углефикации. Наиболее благоприятные условия для угленакопления существовали в осевых зонах впадин и синеклиз, где преобладали болотные фации.

По существу, из всех форм концентрированного ОВ только лигниты и отчасти нефтяные битумоиды представляют определенный геохимический и практический интерес. Лигниты распространены почти повсеместно в составе осадков континентальной юры в виде скоплений слабо обугленных обломков и стволов древесины до 1,5 м в длину и до 30 см в диаметре. Они приурочены в основном к косослоистым речным пескам и темно-серым и черным глинам аллювиального, озерного или озерно-болотного происхождения.

В составе глин встречаются прослои, обогащенные лигнитовым материалом, мощностью до 10–15 см. В лигнитах обнаружены обрывки сильно минерализованной юрской древесины, сохранившей первичную растительную структуру. Лигниты и лигнитизированная древесина в продольном сколе образованы прямыми волокнами. В поперечном срезе обломков древесины хорошо видны годовичные кольца (см. рисунок). В изломе по направлению волокон лигниты имеют матово-черный цвет, иногда с буроватым оттенком, и блестящую поверхность скола. С поверхности куски лигнитизированной древесины разбиты сетью мелких продольных и более крупных поперечных трещин. Некоторые кусочки лигнитизированной юрской древесины имеют изгибы, характерные, вероятно, для прикорневой части ствола или мест ответвлений.

Микроскопическое исследование шлифов, изготовленных из образцов лигнитов, показало, что они чаще всего состоят из однородного гелифицированного вещества, которое чередуется с витринизированными прослоями, сохранившими растительную структуру со следами трахеидов. Цвет гелифицированных тканей изменяется от светло-коричневого до бурого. Клеточные полости древесной структуры лигнитов и лиг-



Годичные кольца в обломках среднеюрской лигнитизированной древесины
Зарисовки автора в 1/2 нат. вел.

лигнитизированной древесины заполнены тонкодисперсным минеральным веществом, представленным кварцем, вторичными глинистыми и карбонатными минералами.

Определение редких и рассеянных химических элементов в различных разновидностях лигнитов с помощью спектрального анализа показало, что для них характерна своеобразная геохимическая ассоциация редких и рассеянных химических элементов. В частности, установлены следующие элементы (пределы содержания, %): Mn — 0,001—0,005, Ni — 0,25—0,4, Co — 0,04—0,07, Zn — до 0,2, Pb — следы при чувствительности анализа 0,001, Cu — 0,003—0,005, Ga — до 0,1, Zr — 0,02—0,03, Ti — 0,8—2,0, Cr — 0,5—0,8, Sc — 0,03—0,05, Mo — 0,02—0,05, V — 0,25—0,04, а также примесь акцессорных Y, Yb, В. Из всей геохимической ассоциации редких и рассеянных элементов наибольшие содержания в лигнитах характерны для Cr, Mo, Ni, Ti, V. В отдельных образцах золы черных разновидностей лигнитов обнаружены акцессорные элементы, содержание которых приурочено к гелифицированному веществу лигнитов, что подтверждает высказанные ранее на этот счет предположения [Казанский, 1973; Казанский, Глушнев, 1972]. Вероятно, их сорбция происходила на стадии лигнитообразования в результате захвата этих элементов ОВ из растворов в ходе осадконакопления, так же как и геохимически подвижных Ni, Mo, Ga, Co, имеющих тенденцию к осаждению в составе органо-минеральных комплексов. В бурых разновидностях лигнитов и лигнитизированной древесины отмечается повышенное содержание геохимически менее подвижных элементов — Ti, Zr, Cr и других, связанных, скорее всего, с минеральными примесями.

Для всех разновидностей лигнитов и лигнитизированной древесины характерно незначительное содержание (меньше кларка) Mn, Cu, Pb, Zn, что, вероятно, объясняется геохимической специализацией лигнитовмещающих пород, т. е. осадков континентальной юрской формации. Для олигомиктовых осадков данной формации, представленных преимущественно кварцевыми песками и алевритами, а также каолиновыми глинами, перечисленные малые химические элементы не являются типоморфными вследствие их крайне низкого содержания [Ивашов, 1966].

Следовательно, только лигниты и лигнитизированная древесина как формы концентрированного ОВ континентальных юрских отложений северо-востока Русской платформы могут концентрировать отдельные редкие и рассеянные химические элементы.

В остатках пиритизированной древесины установлены следующие химические элементы (пределы содержания по данным 21 пробы, %): Mn — 0,00—0,01, V — до 0,003, Cr — 0,001—0,005, Ni — 0,005—0,02, Pb — до 0,003, Cu — 0,01—0,03, Zn — 0,001—0,003, Ti — 0,01—0,2, Co — 0,001—0,005, Mo — 0,008—0,02, Ba — до 0,003, а также акцессорные Y, Rb, В. По сравнению с лигнитами в пиритизированной древесине содержание большинства микроэлементов более низкое, за исключением Cu, Pb, Mn. Эти микроэлементы являются наиболее характерными для пиритовых фитоморфоз и совместно с Mo, Co и Ni составляют основную геохимическую ассоциацию для этой формы ОВ в юрских континентальных осадках.

Нефтяные битумоиды континентальных юрских отложений сингенетического и катагенетического происхождения отмечены только в некоторых разрезах, характеризующихся наибольшей мощностью осадков и погруженностью на значительные глубины, например в Печорской синеклизе. Они представлены как жидкими, так и газообразными УВ. Здесь установлены нефтепроявления, а в грунтовых водах из среднеюрских отложений обнаружены нафтеновые кислоты и тяжелые УВ. По данным Г.М. Фирера и Г.В. Чернявского [1964] и Г.М. Фирера [1973], газообразные УВ представлены в основном метаном (до 98%) с подчиненным количеством других газов — азота (до 10%), водорода (до 0,23%), углекислого газа (до 5,1%), гелия (до 0,001%). В ряде скважин жидкие и газообразные УВ встречаются совместно. Однако в отдельных скважинах отмечались только выделения газовых УВ, в основном метана, при полном отсутствии тяжелых УВ. Это, возможно, свидетельствует о наличии в континентальных юрских отложениях на некоторых геологических структурах северо-востока Русской платформы чисто газовых залежей. Содержание битумоидов колеблется от 0,0001—0,0006 (фоновое количество) до 3,60%.

Такие структуры, как Печорская синеклиза, являются перспективными для обнаружения промышленных залежей нефти и газа, образующихся за счет сапропелевой компоненты рассеянного ОВ, а также ОВ буроугольных месторождений и лигнитовых залежей.

Л и т е р а т у р а

Ивашов П.В. Акцессорные химические элементы в песках среднеюрских континентальных отложений Вятско-Камской впадины Русской платформы. — Литология и полезные ископаемые, 1966, № 6, с. 137—141.

Казанский М.Г. Особенности вещественного состава среднеюрских лигнитов Верхнекамской впадины. — В кн.: Материалы по геологии востока Русской платформы. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1973, вып. 5, с. 106—110.

Казанский М.Г., Глушнев С.В. Некоторые особенности состава среднеюрских лигнитов Верхнекамской впадины. — ХТТ, 1972, № 5, с. 49—53.

Фирер Г.М. Перспективы газонефтеносности мезозойских отложений северных районов Тимано-Печорской провинции. — В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар: Коми кн. изд-во, 1973, т. 2, с. 81—86.

Фирер Г.М., Чернявский Г.В. Стратиграфия и нефтегазоносность мезозойских отложений северо-западной части Тимано-Печорской провинции (район г. Нарьян-Мара). — В кн.: Геология нефти и газа северо-востока Европейской части СССР. М.: Недра, 1964, вып. 1, с. 151—162.

М.О. Казанцева, Р.А. Твердова, И.П. Соломатина,
А.С. Маринина, И.Д. Обухович

О РАСТВОРЕННОМ ОРГАНИЧЕСКОМ ВЕЩЕСТВЕ ПЛАСТОВЫХ ВОД ВОЛГОГРАДСКОГО ПОВОЛЖЬЯ

Результаты химического анализа органического вещества (ОВ) пластовых вод Волгоградской области свидетельствуют о том, что битуминозность последних ($C_{\text{бит}}$, $C_{\text{лет}}$, коэффициент битуминозности ОВ — $\beta_{\text{ОВ}}$) изменяется в зависимости от типа залежей (нефтяная, газовая, нефтепроявление, газопроявление), а также от расстояния до контура нефтяной залежи (табл. 1 и 2).

Установлено, что $\beta_{\text{ОВ}}$ в пластовых водах Коробковского месторождения достигает значительной величины (3,4–49%). Высокие значения $\beta_{\text{ОВ}}$ отмечаются и в пластовых водах Северо-Линевской, Северо-Дорожжинской площадей, где были зафиксированы притоки нефти. Следует отметить, что величина этого коэффициента пластовых вод и содержание $C_{\text{бит}}$ в них имеют тенденцию к уменьшению по мере увеличения глубины

Т а б л и ц а 1
Зависимость $C_{\text{бит}}$, $C_{\text{лет}}$ и $\beta_{\text{ОВ}}$ от типа залежи

Тип залежи	$C_{\text{бит}}$, мг/л	$C_{\text{лет}}$, мг/л	$\beta_{\text{ОВ}}$
Нефтяная	10,75	29,80	28,22
Газовая с нефтяной оторочкой	11,26	23,37	32,76
Газовая	5,70	61,52	13,00

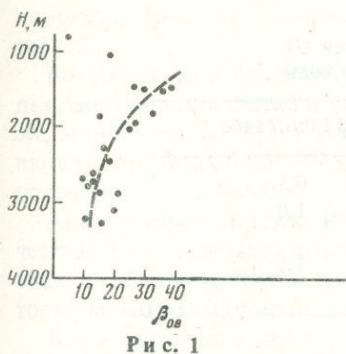
Т а б л и ц а 2
Зависимость $C_{\text{бит}}$, $C_{\text{лет}}$ и $\beta_{\text{ОВ}}$ от расстояния до контура нефтяной залежи

Расстояние до контура нефтяной залежи, м	$C_{\text{бит}}$, мг/л	$C_{\text{лет}}$, мг/л	$\beta_{\text{ОВ}}$
250	8,56	17,40	32,80
300	11,52	74,70	13,40
500	23,60	24,10	49,00

Т а б л и ц а 3
Углеводородный состав хлороформных битумондов пластовых вод и пород

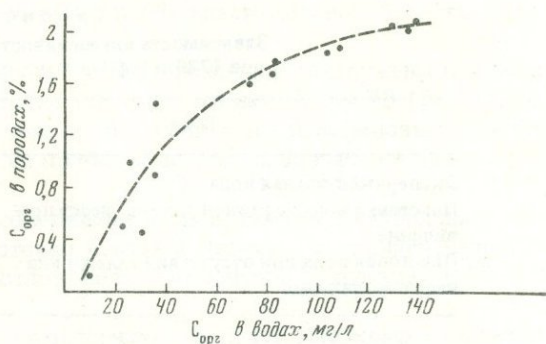
Площадь, скважина	Исследованная проба	Глубина, м	Возраст
Кудиновская, скв. 201	Песчаник (порода)	2800	Пашинский
То же	Пластовая вода	2800	”
Кудиновская, скв. 83	Нефть	2800	”
Жирновская	Песчаник (порода)	1000	Бобриковский
”	Пластовая вода	1000	”
”	Нефть	1000	”

П р и м е ч а н и е. МН, НА, Ар — метано-нафтенновые, нафтенново-ароматические и ароматические углеводороды соответственно; БС, СБС, Асф — бензолные, спирто-бензолные смолы и асфальтены соответственно.



Р и с. 1

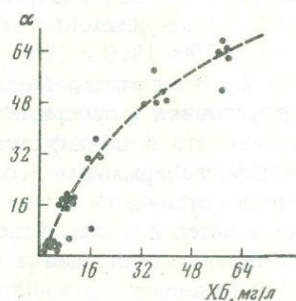
Р и с. 1. Зависимость $\beta_{ОВ}$ от глубины залегания (H)



Р и с. 2

Р и с. 2. Зависимость между содержанием $C_{орг}$ в водах и породах

Р и с. 3. Зависимость содержания битумоида (ХБ) в воде от коэффициента концентрации аллохтонного битумоида (α)



Р и с. 3

залегания пород (рис. 1), что согласуется с тенденцией изменения $C_{орг}$ в породах [Барс, Коган, 1962; Зингер, 1966; Твердова и др., 1965].

Сопоставление данных по количеству и качеству растворенного ОВ в пластовых водах с содержанием $C_{орг}$ и концентрацией аллохтонного битумоида в породах указывает на их несомненную связь (рис. 2, 3). Последняя проявляется не только в качественной, но и в количественной характеристике. Об этом свидетельствует углеводородный (УВ) состав хлороформного битумоида (ХБ), выделенного из песчаников Кудиновской и Жирновской площадей, а также из соответствующих пластовых вод (табл. 3) этих площадей.

Значительно больше сходства отмечается в характеристике УВ и асфальтено-смолистых веществ ОВ пластовых вод и песчаных пород, чем нефтей. Эта связь между ОВ вод и вмещающих пород устанавливается в основном по вторичным мигрирующим битумоидам.

Углеводородный состав, % на ХБ

МН	НА	Ар	БС	СБС	Асф
45,0	12,0	6,2	15,0	17,0	4,6
48,0	11,0	5,3	15,2	16,4	4,1
75,0	8,0	5,4	6,4	5,2	0,3
58,0	8,0	4,2	13,0	15,4	2,4
55,0	8,4	5,1	14,0	15,1	1,8
79,0	6,1	3,4	6,3	4,4	0,5

Таблица 4
Зависимость интенсивностей поглощения (I)
при 1720 и 1460 см⁻¹ от типа пластовой воды

Вода	I1720/I1460
Экспериментальная вода	0,5
Пластовая вода нефтяной залежи, нефтепроявление	1,0
Пластовая вода при отсутствии залежи или нефтепроявления	1,6

моидам пород. Можно предположить, что увеличение ХБ в пластовых водах связано с усилением миграционных процессов в главной зоне нефтеобразования.

Состав ОВ пластовых вод исследовался также методом ИК-спектроскопии в областях спектра 700–1800 и 2800–3600 см⁻¹. Наряду с хлороформными вытяжками из пластовых вод были исследованы вытяжки из вод, контактировавших с нефтью в лабораторных условиях (экспериментальная вода – ЭВ). Из соотношения полос 1460 и 1720 см⁻¹ следует, что в хлороформных вытяжках из ЭВ обнаруживается преобладание УВ над кислородсодержащими соединениями. Напротив, ОВ вод, не контактировавших с нефтью, отличается высокой окисленностью и малым содержанием УВ. В целом, сравнительная интенсивности поглощения в области 1720 см⁻¹ (кислородные группы) с интенсивностью поглощения в области 1460 см⁻¹ (СН₂- и СН₃-группы), можно отметить, что их отношение изменяется в зависимости от характера пластовых вод (табл. 4).

Определение УВ в пластовых водах проводилось методом газожидкостной хроматографии (ГЖХ) на примере вод двух нефтяных месторождений – Арчединского и Короб-

Таблица 5
Алифатические и ароматические углеводороды пластовых вод
Арчединского и Коробковского нефтяных месторождений Волгоградского Поволжья

Месторождение	№ скв.	Интервал, м	Возраст отложений
Арчединское	67	1044–1046; 1048–1055	Бобриковский
	107	998–1002; 1004–1006	
	92	996–998; 1000–1011	
	18	1011–1013	Турнейский
	39	1020–1022	
	79	1701–1710	Задонско-елецкий
	132	1716–1718	
	128	1694–1701	
	130	1711–1717	
Коробковское	125	2214–2218	Бобриковский
	135	1788–1791	
	152	1765–1776; 1757–1762	
	172	1739–1763	
	107	1720	
	175	1725–1744	
	1–В	272–335	
6–В	273–336		

Примечание. Содержание алифатических и ароматических УВ пластовых вод определено методом ГЖХ-анализа.

ковского (рис. 4). Результаты ГЖХ-анализа УВ ОВ пластовых вод представлены в табл. 5.

Во всех пробах пластовых вод Арчединского месторождения обнаружены как легколетучие алифатические УВ (октан, нонан, декан), так и ароматические УВ (бензол, толуол, этилбензол, м-, о- и п-ксилолы). В семи пробах количества парафиновых УВ колеблются в пределах 0,03–0,9 мг/л, в трех же пробах их величины возрастают на порядок и достигают 0,1–0,4 мг/л.

Аналогичным образом изменяются содержания аренов, причем в наибольших количествах в исследованных водах присутствуют бензол и толуол. Так, концентрации бензола в бобриковских и турнейских отложениях изменяются в пределах 0,05–0,08, толуола – 0,03–0,08 мг/л.

Воды задонско-елецкого горизонта характеризуются более высокими содержаниями как бензола (0,25–0,35 мг/л), так и толуола (0,21–0,28 мг/л). Другие гомологи бензола присутствуют в анализируемых водах в несколько меньших количествах. Так, концентрации этилбензола колеблются (в мг/л) от 0,01 – до 0,1, м- и п-ксилолов от 0,008 до 0,14, о-ксилола – от 0,009 до 0,2.

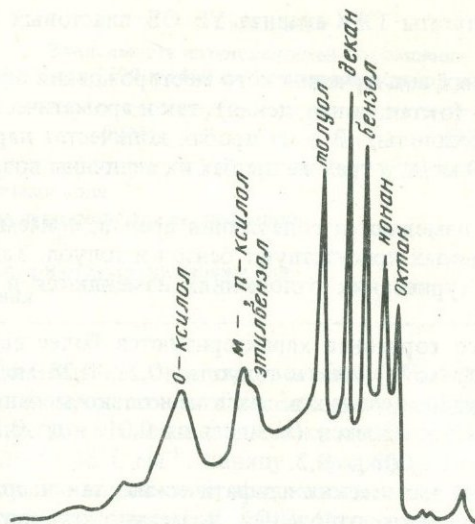
Повышенное содержание как легких алифатических, так и ароматических УВ установлено в водах верхнедевонских отложений. Возможно, это связано с тем, что нефти задонско-елецкого горизонта имеют меньшую плотность (0,823–0,825 г/см³), чем нефти бобриковского и турнейского горизонтов, плотности которых равны 0,840 и 0,890 г/см³ соответственно.

Пластовые воды нижнекаменноугольных отложений Коробковского месторождения характеризуются повышенными по сравнению с водами Арчединского месторождения концентрациями как парафиновых, так и ароматических УВ.

Содержание алканов C₇–C₁₀ изменяется от 0,1 до 0,8 мг/л, количества бензола и толуола колеблются в пределах 0,4–0,5 мг/л, гомологов C₈ – 0,15–0,25 мг/л. Харак-

Содержание углеводов, мг/л

Октан	Нонан	Декан	Бензол	Толуол	Этилбензол	м- и п-ксилолы	о-ксилол
0,048	0,070	0,051	0,060	0,050	0,034	0,035	0,028
–	0,030	0,036	0,047	0,028	0,021	0,032	0,024
0,141	0,255	0,270	0,248	0,280	0,168	0,135	0,197
0,030	0,039	0,099	0,083	0,089	0,042	0,031	0,028
0,030	0,045	0,030	0,041	0,028	0,014	0,008	0,009
0,030	0,045	0,078	0,082	0,027	0,018	0,021	0,009
0,075	0,345	0,306	0,348	0,213	0,126	0,162	0,126
0,429	0,369	0,256	0,234	0,138	0,113	0,115	0,114
0,031	0,051	0,054	0,159	0,107	0,010	0,008	0,000
0,184	0,045	0,278	0,280	0,187	0,086	0,099	0,108
0,129	0,234	0,835	0,518	0,485	0,215	0,200	0,158
0,102	0,075	0,510	0,515	0,513	0,176	0,185	0,185
0,225	0,303	0,549	0,458	0,402	0,257	0,240	0,257
0,081	0,121	0,910	0,520	0,370	0,210	0,180	0,086
0,094	0,075	0,474	0,430	0,280	0,135	0,140	0,094
0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000



Р и с. 4. Типичная хроматограмма легких парафиновых и ароматических углеводородов пластовых вод

терно, что нефти бобриковских и турнейских отложений легкие, их плотность равна 0,814–0,825 и 0,812–0,818 г/см³ соответственно. Таким образом, большие количества легких УВ в водах согласуются с наличием более легких нефтей в тех же отложениях. Кроме того, увеличение содержания УВ в водах Коробковского месторождения, очевидно, связано с присутствием мощной газовой шапки и с высокой газонасыщенностью этих вод.

При анализе пластовых вод нижнепермских отложений Коробковской площади не обнаружено алифатических и ароматических УВ. Эти воды пресные, неглубоко залегающие, находятся в зоне активного водообмена. Ранее проведенные исследования [Анисимов и др., 1979] грунтовых и подземных вод зоны активного водообмена также не показали присутствия вышеуказанных УВ.

Выводы. 1. Битуминозность пластовых вод ($S_{бит}$, $S_{лет}$, $\beta_{ОВ}$) не может служить прямым показателем наличия нефтяных месторождений. Однако она может рассматриваться как один из признаков существования скоплений углеводородов (нефтяных залежей, газовых, нефте- и газопроявлений) в изучаемой зоне.

2. Установлено, что показатели битуминозности пластовых вод изменяются в зависимости от типа залежи и могут быть, следовательно, применены для их диагностики (нефтяная или газовая залежь, газо- или нефтепроявление).

3. Отмечается связь между ОВ пластовых вод и вмещающих пород, особенно в отношении вторичного мигрирующего битумоида пород. Этот факт свидетельствует о том, что показатели битуминозности пластовых вод действительно указывают на скопления нефтяных УВ.

4. Данные ГЖХ-анализа говорят о наличии в водах, контактирующих с нефтяными залежами, широкого спектра алифатических и ароматических УВ и о соответствии вод с большим количеством легких УВ более легким нефтям.

Литература

- Анисимов Л.А., Козлова Д.Ф., Казанцева М.О. Результаты изучения аренов в подземных водах Нижнего Поволжья: Тез. докл. 3-го Всесоюз. семинара по органической гидрогеохимии нефтегазоносных бассейнов. М.: ИГиРГИ, 1979, с. 78.
- Барс Е.А., Коган С.С. Некоторые закономерности изменения характера растворенного органического вещества в пластовых водах нефтяных районов Поволжья. – В кн.: Геология нефти и нефтяных месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 149–156.

Зингер А.С. Газогидрохимические критерии нефтегазоносности локальных структур. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1966. 475 с.

Твердова Р.А., Арефьев О.В., Левшунова В.П. Битуминозность отложений девона и кар-

бона некоторых площадей Волгоградской области. — В кн.: Некоторые вопросы геохимии и гидрогеологии Волгоградской области. Волгоград, 1965, с. 45–66. (Тр. ВНИИ-НГП; Вып. 8).

УДК 553.98.061.32:551.732/733 (474+470.26)

Е.Ф. Кадунене, В.А. Муромцева, К.А. Сакалаускас
**ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО И НЕФТЕНОСНОСТЬ
БАЛТИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ**

В ниже-среднепалеозойских отложениях Балтийской синеклизы Г.М. Парпаровой (ВНИГРИ) выделено несколько классов рассеянного органического вещества (РОВ): сапропелиты и оксисорбосапропелиты (низкоконцентрированное ОВ, сильно окисленное в диагенезе). В кембрийских отложениях основным компонентом захороненного ОВ являются водорослевые остатки. В ОВ ордовикских и силурийских пород наряду с последними присутствует большое количество остатков граптолитов. Вещественно-петрографический состав РОВ, по данным Г.М. Парпаровой, представлен следующими микрокомпонентами: талломоколлоальгинитом, хитинитом, коллохитинитом, оксисорбосколлоальгинитом, псевдовитринитом, псевдофузинитом и псевдолейптинитом.

В раннекембрийское время на территории Южной Прибалтики существовал неглубокий морской бассейн. Среда осадконакопления была неустойчивой, восстановительные условия неоднократно сменялись окислительно-восстановительными и даже окислительными. Поэтому содержание (в %) органического углерода ($C_{орг}$) в нижекембрийских аргиллитах колеблется в пределах 0,03–1,91 (среднее по многим анализам 0,28), в алевролитах — 0,02–1,87 (среднее 0,26), в песчаниках — 0,01–0,47 (среднее 0,12).

Для среднекембрийского бассейна был характерен более расчлененный рельеф дна. На мелководном шельфе в восточной части территории накапливались песчано-глинистые отложения, содержание $C_{орг}$ в которых в настоящее время колеблется от 0,05 до 0,44% (среднее 0,18%). В западной части Южной Прибалтики в обстановках открытого и более глубокого шельфа захоронилось большое количество РОВ. Содержание $C_{орг}$ меняется (в %) в аргиллитах от 0,06 до 3,42 (среднее 0,53), в алевролитах от 0,05 до 2,46 (среднее 0,42), в песчаниках от 0,05 до 1,99 (среднее 0,20).

В ордовикское время часто менялась глубина бассейна, поэтому и условия в среде осадконакопления колебались от окислительных до резко восстановительных. Отложения, формировавшиеся в прибрежной зоне в окислительной обстановке, содержат очень небольшое количество РОВ. Так, среднее содержание $C_{орг}$ в пестроцветных мергелях и аргиллитах составляет 0,13%, в известняках и доломитах — 0,08%. На более глубоких участках шельфа в осадках захоронялось в 1,5–2 раза больше РОВ, которое в мергелях и аргиллитах в среднем составляет 0,22%, в известняках и доломитах — 0,11%. В депрессиях дна, где существовал застойный водный режим, в пакерортское (O_1), кукурузе-оандуское (O_2) и вормсиское (O_3) время формировались черные глины, содержащие $C_{орг}$ до 12,91% (в среднем 3,95%).

Силурийский период стал временем формирования Балтийской синеклизы. Преобладало накопление лагунных, приливных и надприливных осадков, для которых характерна невыдержанность концентраций $C_{орг}$ по площади. В небольших прослоях черных мергелей и аргиллитов содержание $C_{орг}$ достигает 4,04% (в среднем 1,28%), а в темно-серых известняках — 6,01% (среднее 1,66%). В зеленовато-серых и пестроцветных мергелях и аргиллитах средние концентрации $C_{орг}$ не превышают 0,18%,

в известняках же и доломитах — 0,11%. В отложениях, формировавшихся в прибрежной части шельфа, значения $C_{орг}$ сохраняются на том же уровне, что и в ордовикских отложениях, образовавшихся в тех же условиях. Среднее содержание $C_{орг}$ в мергелях и аргиллитах составляет 0,21%, в известняках и доломитах — 0,10%. В глубокой части шельфа образовалась толща, сложенная в основном темно-серыми и черными мергелями и аргиллитами, обогащенными РОВ. Содержание $C_{орг}$ здесь достигает 16,46%, среднее логарифмическое составляет 1,01%.

Таким образом, можно выделить несколько толщ, регионально обогащенных РОВ. Это прежде всего темно-серые и черные аргиллиты и глинистые алевролиты кембрия, которые, по данным Л.Н. Лашковой, достигают 96 м мощности в наиболее погруженной части синеклизы. В ордовикском разрезе выделяются черные аргиллиты нижнего, среднего и верхнего ордовика суммарной мощностью (по данным Е.М. Лашкова) до 50 м. Наконец, среди силурийских отложений обогащена толща темно-серых мергелей и аргиллитов, мощность которой, по данным П.П. Лапинскаса, в наиболее погруженной части синеклизы превышает 3000 м [Кадунене и др., 1978].

Отсутствие типичных петрографических индикаторов не позволяет определить степень катагенеза РОВ в Балтийской синеклизе, к тому же плохо охарактеризован разрез в наиболее погруженных частях синеклизы, которая находится в пределах Польской Народной Республики. Г.М. Парларова, используя комплекс химических и химико-петрографических параметров РОВ, установила, что степень катагенеза РОВ ниже-среднепалеозойских отложений на территории Советской Прибалтики возрастает в направлении с северо-востока на юго-запад от протокатагенеза (ПК) до верхней границы среднего мезоатагенеза ($МК_2$). Однако для оконтуривания главной зоны нефтеобразования (ГЗН) этих данных недостаточно. Для достижения этой цели нами были привлечены данные массовых анализов: содержания хлороформенного битумоида (ХБ) и углеводородов (УВ)¹ в РОВ, элементного и группового состава ХБ.

Ниже-среднепалеозойские отложения Балтийской синеклизы повсеместно испытывали в прошлом погружение на глубину более 700 м, поэтому проследить начальные этапы катагенетического изменения синбитумоидов невозможно. Кроме того, основная часть образцов, имевшихся в нашем распоряжении, характеризует глубины до 2300 м. Таким образом, катагенетические изменения синбитумоидов исследовались в довольно узком интервале катагенеза.

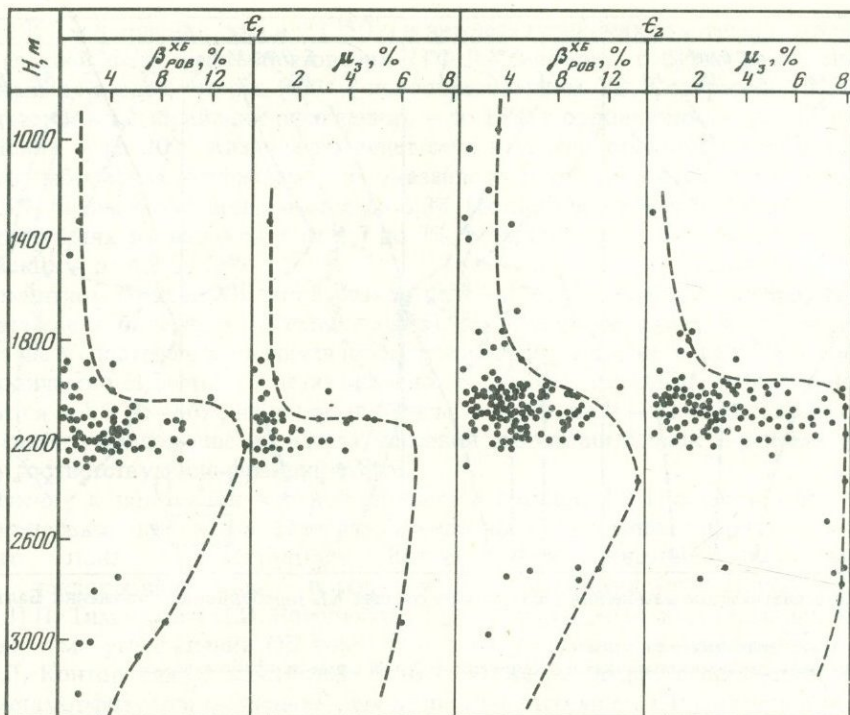
Катагенетические изменения РОВ изучались на примере кембрийских аргиллитов и алевролитов, содержащих $C_{орг} > 0,1\%$, а также ордовикских и нижнесилурийских глинистых мергелей и аргиллитов с содержанием $C_{орг} > 0,5\%$. Это позволило в значительной степени снять влияние диагенетических процессов. К тому же аналитические данные для пород с повышенными концентрациями РОВ более достоверны. В то же время при большом содержании синбитумоидов меньшее значение имеет "загрязнение" породы паравтохтонным и эпигенетическим битумоидами.

На рис. 1–4 показаны катагенетические изменения синбитумоидов в зависимости от глубины погружения вмещающих пород, т. е. от влияния температуры, давления и времени.

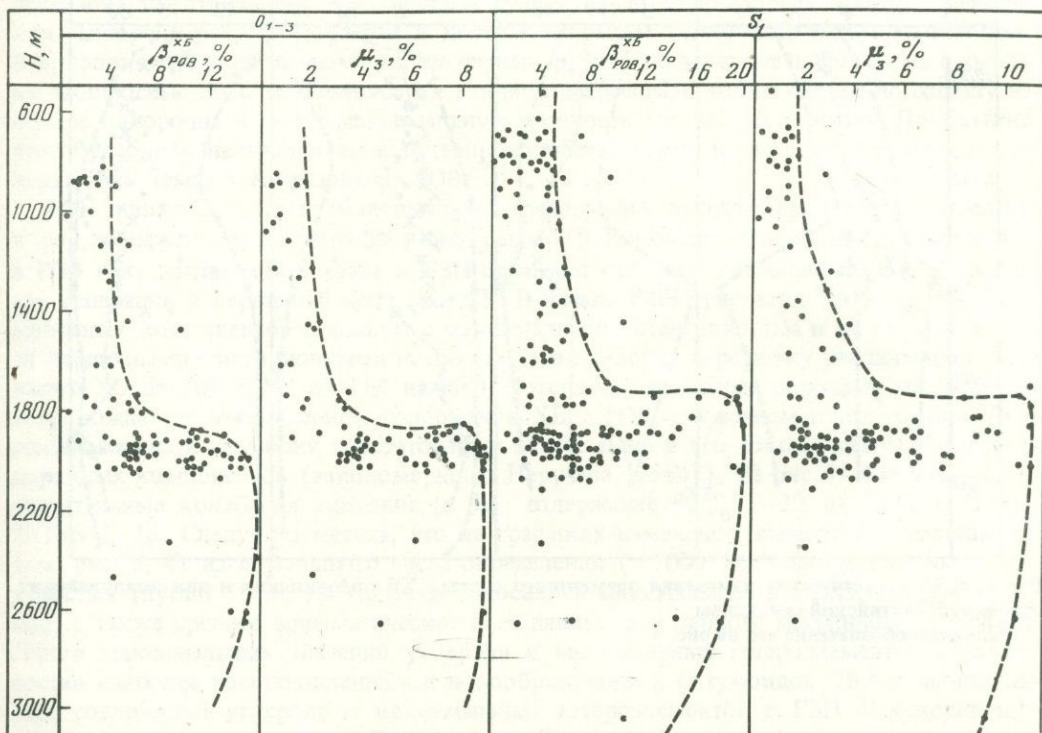
В верхней зоне, отвечающей зоне протокатагенеза, отмечается незначительное увеличение содержания хлороформенного битумоида (ХБ) в РОВ — $\beta_{РОВ}^{ХБ}$ (в кембрийских аргиллитах и алевролитах — до 4,5%, в ордовикских и нижнесилурийских глинистых мергелях и аргиллитах — до 6,8%), некоторый рост концентраций УВ в РОВ (μ_3) (соответственно до 1,7 и 4,8%). Все это вместе с изменением элементного и группового состава ХБ свидетельствует о медленном восстановлении РОВ и незначительном обогащении его битумоидом (а в его составе УВ), которое сопровождается отсевом асфальто-во-смолистых компонентов.

На глубине ~2050 м в нижнекембрийских отложениях, ~1950 м в среднекембрий-

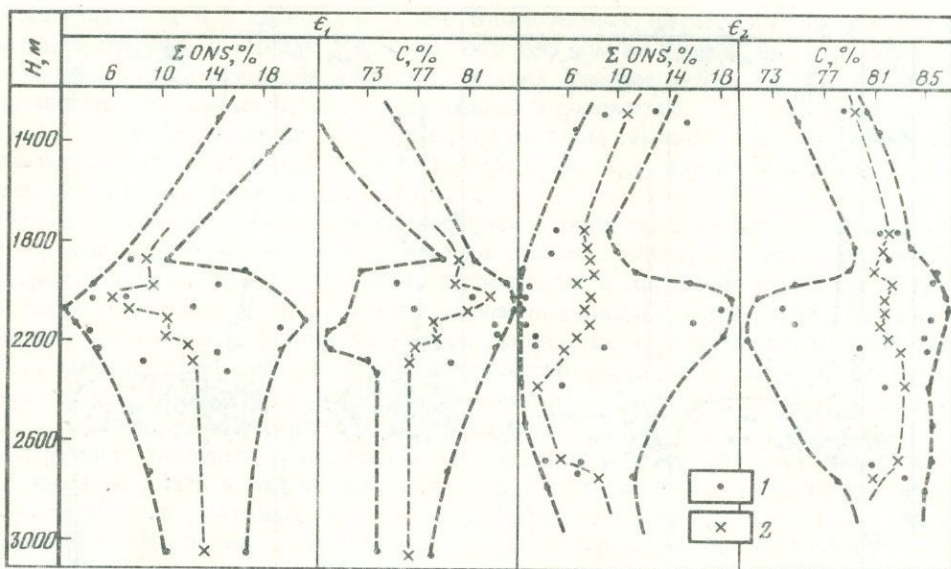
¹ Имеется в виду масляная фракция в групповом составе ХБ.



Р и с. 1. Катагенетические изменения $\beta_{РОВ}^{ХБ}$ и μ_3 в РОВ кембрийских отложений Балтийской синеклизы



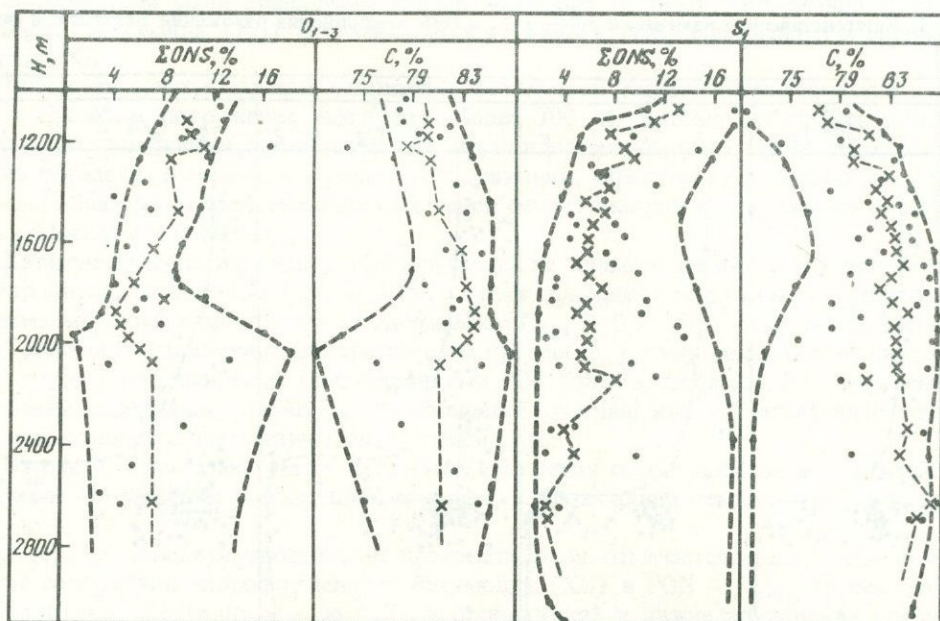
Р и с. 2. Катагенетические изменения $\beta_{РОВ}^{ХБ}$ и μ_3 в РОВ ордовикских и нижнесилурийских отложений Балтийской синеклизы



Р и с. 3. Катагенетические изменения элементного состава ХБ кембрийских отложений Балтийской синеклизы

Условные обозначения к рис. 3 и 4

1 — минимальные и максимальные содержания; 2 — среднее арифметическое



Р и с. 4. Катагенетические изменения элементного состава ХБ ордовикских и нижнесилурийских отложений Балтийской синеклизы

Условные обозначения см. на рис. 3

ских, ~1850 м в ордовикских и ~1750 м в нижнесилурийских отложениях проявляется начало главной фазы нефтеобразования (ГФН), связанное с бурно развивающимися процессами термодеструкции РОВ и новообразованием УВ. Содержание $\beta_{\text{РОВ}}^{\text{ХБ}}$ резко увеличивается в кембрийских отложениях — до 15%, в ордовикских — до 16%, в нижнесилурийских — до 20%. Аналогично ведет себя и углеводородный коэффициент (μ_3). В нижнекембрийских отложениях до указанного переломного момента μ_3 достигает лишь 1,5%, потом резко поднимается до 6,3% (больше чем в 4 раза). В среднекембрийских отложениях μ_3 возрастает от 1,7 до 7%, в ордовикских — от 3,8 до 9%, в нижнесилурийских — от 4,8 до 11%.

В элементном составе ХБ такой резкий переход не наблюдается, так как уже в зоне протокатагенеза битумоид, унаследованный от стадии диагенеза, восстанавливается. Содержание С постепенно увеличивается, сумма гетероэлементов (ΣONS) уменьшается, а количество Н меняется незначительно. В верхней части ГЗН в битумоидах на С приходится в ХБ 85–86%, на гетероэлементы — 2–4%, на Н — 11–13%. Таким образом, состав синбитумоидов еще до начала массовой эмиграции близок к углеводородному спектру соответствующих фракций нефти.

Изменения в положении верхней глубинной границы ГЗН, по-видимому, обусловлены, во-первых, локальным разогревом недр после внедрения интрузий в конце герцинского этапа на территории Юго-Восточной Швеции, во-вторых, различной теплопроводностью пород и их соотношением в разрезе. Как установили П.П. Тимофеев и Л.И. Боголюбова [1963], при одинаковых термодинамических условиях темп углефикации ОВ возрастает в ряду песчаник–аргиллит–уголь. По данным А.Э. Конторовича с соавторами [1967], углистый детрит в песчаниках и алевролитах метаморфизуется медленнее, чем дисперсно рассеянное ОВ в аргиллитах. Особенно снижает темп углефикации присутствие карбонатного материала. Кембрийский разрез Южной Прибалтики характеризуется в отличие от других разрезов ниже-среднепалеозойских отложений чередованием сравнительно маломощных прослоев песчаников, алевролитов и аргиллитов и поэтому обладает наилучшей теплопроводностью. В ордовикском карбонатном разрезе черные аргиллиты залегают небольшими прослоями мощностью до 6 м. Темно-серая глинисто-мергелевая толща силура по составу наиболее однородна и имеет максимальную мощность (до 350 м) в Южной Прибалтике, что обусловило наименьшую ее теплопроводность. А это, в свою очередь, определило повышение темпа преобразования РОВ.

ГФН является этапом максимальной реализации нефтематеринского потенциала пород, выраженным в генерации и эмиграции УВ. Изменение содержания синбитумоида в РОВ и изменение его состава в ГЗН отражают сложение разнонаправленных процессов генерации и первичной миграции УВ. В начале ГФН генерация УВ и других битуминозных компонентов проходит с максимальной интенсивностью и не компенсируется первичными миграционными потерями. Это приводит к резкому увеличению содержания ХБ до 20% и УВ до 11% на РОВ. Потеря материнскими породами микронепти сопровождается уменьшением содержания ХБ в РОВ, снижением концентрации УВ в синбитумоиде и приводит к остаточному накоплению в его составе кислых углеводородных компонентов (закономерность Неручева [1964]). На рис. 1–4 можно видеть значительные колебания значений (в %): содержание $\beta_{\text{РОВ}}^{\text{ХБ}}$ 1–20, μ_3 1–11, С 71–86, ΣONS 2–18. Следует отметить, что на графиках изменения элементного состава ХБ (см. рис. 3, 4) из-за большого числа определений (~1000) значения разделены по интервалам глубин 50 м. На графиках нанесли минимальные и максимальные значения, а также среднее арифметическое всех данных для данного глубинного интервала. Линия максимальных значений углерода и минимальных гетероэлементов отражает состав наиболее восстановленных и новообразованных битумоидов. Линия минимальных содержаний углерода и максимальных гетероэлементов в ГЗН фиксирует аномальный состав остаточных битумоидов. Линия средних арифметических значений приближенно отражает количественную сторону эмиграции микронепти в данном глубинном интервале.

Как можно видеть, наибольшее количество остаточных битумоидов заключено в нижнекембрийских аргиллитах и алевролитах. Среднекембрийские аргиллиты и алевролиты, а также ордовикские аргиллиты частично уже использовали свой нефтематеринский потенциал, а из нижнесилурийских глинистых мергелей и аргиллитов, вероятно, эмигрировала лишь незначительная часть образовавшейся микронефти. Подобная неравномерность обусловлена несколькими причинами.

Во-первых, РОВ нижнекембрийских нефтематеринских пород (НМП) в значительной степени сложено низкоконцентрированным оксисорбосапропелевым ОВ, которое, как было установлено на Сибирской платформе, генерирует меньшее количество битумоидов и нефтяных УВ по сравнению с сапропелевым ОВ, причем среди УВ, эмигрирующих из материнских пород, в этом случае [Органическая геохимия..., 1981] преобладают газообразные УВ.

Во-вторых, миграция микронефти возможна при наличии проницаемых пород, в которые выжимается микронефть из НМП и в которых происходит движение флюидов, ведущее к формированию залежей. Зоны нефтенакпления по отношению к ГЗН в отложениях различных систем палеозоя размещены неодинаково. В песчано-глинистых отложениях кембрия все известные месторождения нефти приурочены к среднему отделу, так как отложения нижнего кембрия не имеют надежных, выдержанных по площади флюидопоров и образовавшиеся УВ мигрировали вверх, достигая ловушек в толщах среднего кембрия.

Зоны нефтенакпления уже в конце каледонского этапа находились в ГЗН или близко к ней. Неудивительно поэтому, что в кембрийских отложениях открыты нефтяные месторождения.

В ордовикских карбонатных и глинисто-карбонатных отложениях, которые от промышленно-нефтеносных кембрийских слоев отделены экранирующей глинистой толщей нижнего ордовика, промышленная нефтеносность установлена пока только на западном борту Балтийской синеклизы, в шведском секторе Балтики, а именно [Skoglund, 1976 ; King, 1975, 1976, 1978 ; Oil and Gas journal, 1981] на о-ве Готланд. В начале 1981 г. на этом острове уже было пробурено 25 скважин, добывающих высококачественную светлую малосернистую нефть [Oil and Gas journal, 1981].

Граница ГЗН в плане уже в конце герцинского этапа проходила на расстоянии 30 км от зоны природных резервуаров. В восточной части Балтийской синеклизы наиболее благоприятные коллекторы нефти расположены на большем расстоянии от ГЗН. Здесь пока выявлены непромышленные залежи нефти.

В нижнесилурийских отложениях коллекторы не установлены, а в верхнесилурийской части разреза отдельные пачки карбонатных коллекторов, в том числе рифогенные массивы, находятся на большом расстоянии от границы ГЗН. Здесь также пока выявлены непромышленные залежи нефти. Однако многочисленные нефтепроявления в ордовикских и верхнесилурийских отложениях свидетельствуют о возможности открытия скоплений УВ в маломощных рифовых комплексах, под стратиграфическими несогласиями в пластах карбонатных коллекторов, в малоамплитудных ловушках, связанных с локальными поднятиями.

Литература

- Кадумене Е.Ф., Лапинкас П.П., Лашков Е.М. Нефтеносность осадочных формаций (геогенераций) нижнего и среднего палеозоя западной окраины Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Осадочные формации и их нефтегазоносность. М.: Изд-во МГУ, 1978, с. 248—249.
- Конторович А.Э., Паранарова Г.М., Трушков П.А. Метаморфизм органического вещества и некоторые вопросы нефтегазоносности (на примере мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности). — Геология и геофизика, 1967, № 2, с. 16—29.
- Неручев С.Г. Об изменении состава автохтонных битумоидов органического вещества глинистых пород под воздействием факто-

- ров метаморфизма и нефтеотдачи. — Докл. АН СССР, 1964, т. 157, № 4, с. 901—904.
- Органическая геохимия палеозоя и допалеозоя Сибирской платформы и прогноз нефтегазонасности/Т.К. Баженова, С.Н. Белецкая, Л.С. Беляева и др. Л.: Недра, 1981. 211 с.
- Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Особенности углефикации витрена в породах и углях Ангренского бурогоугольного месторождения. — Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 4, с. 938—941.
- King R.E. Petroleum exploration and production in Europe in 1974. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1975, vol. 59, N 10, p. 1814—1870.
- King R.E. Petroleum exploration and production in Europe in 1975. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1976, vol. 60, N 10, p. 1715—1750.
- King R.E. Petroleum exploration and production in Europe in 1977. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1978, vol. 62, N 10, p. 1555—1562.
- Oil and Gas J., 1981, vol. 79, N 23.
- Skoglund R. Olja och gas i Östersjön. — In: Sveriges havs botten resurser och tekniken för att utforska och exploatera dem. Stockholm, 1976, p. 159—171.

УДК 550.4:543.8 (575)

Т.А. Сафранов, Е.Б. Деймонтович, И.А. Половникова,
Н.П. Силина, Г.И. Батова, М.А. Галишев

О ГЕОХИМИИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ АФГАНО-ТАДЖИКСКОЙ ВПАДИНЫ

Гетерогенность разреза мезозойско-кайнозойских отложений Афгано-Таджикской впадины выражается не только в изменчивости фациально-геохимического облика образований платформенного (юра—палеоген) и орогенного (неоген—антропоген) этапов, но и в сложных взаимопереходах терригенных, карбонатных и галогенных пород. Разнообразные условия в бассейне седиментации, изменчивая биологическая продуктивность его вод, разные условия фоссиллизации органического материала предопределили неравномерность распределения и состава органического вещества (ОВ) в отложениях, в близкой степени преобразованных при катагенезе.

По соотношению аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах впадины выявляется широкий спектр геохимических фаций — от окислительных до редуцированных. Окислительные геохимические фации связаны в основном с красноцветными отложениями нижнего мела и неогена. Однако и в красноцветных терригенных породах нередко идентифицируются слабовосстановительные геохимические фации. Дело в том, что при высокой концентрации окисного железа в солянокислую вытяжку переходит лишь часть его, т.е. нарушается истинное соотношение аутигенно-минералогических форм железа [Страхов, Залманзон, 1955; Конторович, 1975]. Большая часть юрских, верхнемеловых и палеогеновых отложений отвечает восстановительным геохимическим фациям. При прочих равных условиях наблюдается закономерное увеличение содержания органического углерода ($C_{орг}$) по мере возрастания степени "восстановленности" пород. Исключение составляют карбонатные породы "редуцированного" и "восстановительного" облика с незначительной примесью терригенного материала и с низкими концентрациями $C_{орг}$ (остаточного, редуцированного и их суммы), в которых даже незначительные потери ОВ при диагенезе способствовали установлению восстановительных условий в карбонатных осадках, изначально обедненных окисными формами Fe, Mn, V и др.

Для большей части исследованных образцов, по данным более 10 000 определений, характерны концентрации $C_{орг}$ в пределах 0,2—0,3%, т.е. ниже субкларков $C_{орг}$ для континентального сектора стратисферы [Вассоевич, 1973]. Экстремально низкие концентрации отмечены в континентальных красноцветных породах и в лагунных сульфатно-галогенных образованиях ($n \cdot 10^{-2}$ — $n \cdot 10^{-3}\%$), а повышенные содержания (0,5—1%) — в карбонатно-глинистых и глинистых породах морского генезиса.

Изучение морфологических особенностей ОВ в шлифах по методике Е.С. Ларской

[Ларская, Борисова, 1976] позволило выявить некоторые закономерности распределения ОВ по площади и в разрезе. Так, в нижнемеловых красноцветах не наблюдались включения ОВ, тем не менее во многих случаях наблюдалось заполнение пористого пространства битумоидом. В разрезе альбских отложений появляются прослой с повышенным содержанием $C_{орг}$ (0,5–1,0%), однако зона их распространения охватывает лишь северо-западную часть территории. В альбских отложениях на всей изученной территории ОВ встречается в детритных формах. Вверх по разрезу – в сеномане и туроне – ареал их распространения смещается, ограничиваясь северными и восточными районами обрамления Афгано-Таджикской впадины. На остальной территории их замещает дисперсное сапропелевое ОВ. Включения битуминозного материала наблюдаются в альбских отложениях, в сеномане они тяготеют к прослоям, отвечающим продуктивным (IX и X) горизонтам, а в туроне битумоиды часто концентрируются в основании разреза. При этом в слабопроницаемых глинистых и карбонатно-глинистых породах битумоиды заполняют трещинки, а в биоморфно-детритусовых, часто пористых известняках битуминозное вещество приурочено к порам.

Если в альбских, сеноманских и туронских отложениях встречаются прослой, несколько обогащенные (до 0,5–1,0%) $C_{орг}$, то в сеномане содержание $C_{орг}$ лишь в отдельных образцах ненамного превышает 0,5%. Для разреза карбонатных палеоценовых отложений характерно чередование пелитоморфных известняков с многочисленными фаунистическими остатками и доломитизированных пористых известняков. В первых преобладает дисперсное ОВ (содержание $C_{орг}$ 0,3–0,4%), во вторых – битумоиды, насыщающие поровое пространство ($C_{орг}$ около 0,1%). Широко распространены включения битумоидов также в ангидритизированных породах палеоценового разреза.

Рассеянное ОВ эоценовых отложений также не обнаруживает высоких концентраций. Тем не менее следы миграции (в виде включений битуминозных веществ в трещинках и порах) встречаются повсеместно в сузакских и алайских слоях Душанбинской и особенно Кулябской зон. Несколько более высокие концентрации ОВ, присутствующего в дисперсной форме, характерны для туркестанских слоев (0,5–1,0%) в Сурханской и Душанбинской зонах. В восточных районах впадины дисперсное ОВ наблюдается вместе с детритным. Еще выше по разрезу вследствие сокращения площади бассейна седиментации в балансе ОВ возрастает доля детритных форм.

Нефтегазопроизводящими толщами (НГПТ) в осадочном чехле Афгано-Таджикской впадины можно считать несколько литолого-стратиграфических комплексов, сложенных прибрежно-морскими и мелководно-морскими образованиями, которые принадлежат к восстановительным геохимическим фациям, относительно обогащены ОВ ($C_{орг}$ 0,3–0,6% и более) преимущественно сапропелевого состава и находятся на грациях катагенеза ПК₃–МК₃. В качестве нефтегазопроизводящих рассматриваются карбонатная формация келловей-оксфордского возраста, терригенно-карбонатная толща верхнего баррема, апта и альба (за исключением восточных районов впадины, где они замещаются разновозрастными красноцветными образованиями), а также глинистая и глинисто-карбонатная формации верхнего мела и палеоцена–эоцена [Яковец и др., 1974]. Нерастворимая часть ОВ (НОВ) в породах нефтегазопроизводящих толщ обычно образована бесструктурными, сорбированными компонентами, что затрудняет диагностику состава рассеянного ОВ. В этой связи большой интерес представляют концентрированные формы с типичным гумусовым (нижне-среднеюрские угли) и/или сапропелевым (нижнеэоценовые горючие сланцы) типами ОВ.

Поскольку угли находятся в нижних подразделениях осадочного чехла Афгано-Таджикской впадины и сопредельных территорий, то они могут служить своеобразным репером максимальной катагенетической преобразованности ОВ. Диапазон градий катагенеза охватывает интервал от ПК₃ (Б₃) до АК₂ (ПА). Угли относятся к группе гумолитов, классам гелитолитов и фюзенолитов (по классификации А.И. Гинзбург с соавторами [1975]). Преобладающим компонентом является витринит или семифюзинит; фюзинит отмечен лишь в отдельных образцах (1–6%). Липоидные микрокомпоненты (лейптинит) играют второстепенную роль (1–5%). Содержание, состав и структура хло-

роформенного битумоида (ХБ) закономерно изменяются в зависимости от петрографического типа и степени катагенетической преобразованности углей.

Содержание и состав гелитолита и фюзенолита в углях марки Б₃ различны: выход ХБ из фюзенолита примерно в 2,5 раза ниже, зато содержание С и Н выше (ниже содержание гетероэлементов). В фюзенолите больше масел и бензольных смол, меньше спиртобензольных смол, асфальтогеновых кислот и асфальтенов, больше алкано-циклановых УВ и меньше тяжелых аренов в маслах. Различия эти фиксируются и на более высоких градациях катагенеза.

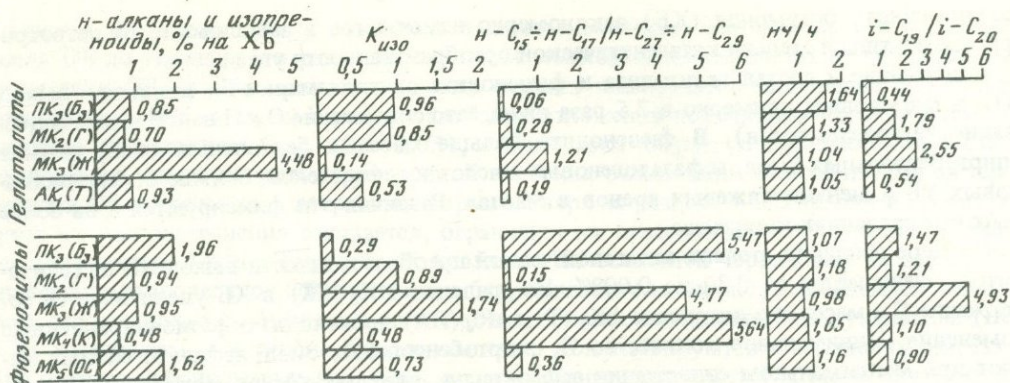
По мере усиления степени катагенетической преобразованности выход ХБ из гелитолитов уменьшается от 0,32 до 0,008%. На градации МК₃ (Ж) в ХБ увеличивается содержание С и масел, а в интервале АК₁ (Т) — АК₂ (ПА) происходят обратнаправленные изменения. Минимальное количество Н, спиртобензольных смол, асфальтогеновых кислот при максимальном содержании асфальтенов, тяжелых аренов и наибольшей цикличности битумоидов было установлено в угле марки Г. В то же время для угля марки Ж характерны самые высокие количества С и масел при низком содержании бензольных и петролейно-эфирных смол.

Выход ХБ из фюзенолитов увеличивается от Б₃ к Ж (от 0,126 до 0,511%). Затем заметно снижается, до 0,089%, в угле марки К и снова возрастает до 0,252% в углях ОС. В направлении от Б к К в ХБ возрастает содержание масел, бензольных смол, тяжелых аренов. Увеличивается цикличность битумоидной структуры, наблюдающаяся параллельно со снижением содержания Н, спиртобензольных смол и алкано-циклановых УВ. В ХБ угля Ж содержание асфальтогеновых кислот минимально. И для гелитолитов и для фюзенолитов концентрация асфальтенов становится максимальной в углях марки Г. Доля легких и средних ареновых УВ в маслах всех изученных углей невелика. Наибольшее количество алкано-циклановых УВ было определено в ХБ гелитолитов марок Д и ПА и в ХБ фюзенолитов марок Б₃ и ОС.

Во всех исследованных ХБ углей были идентифицированы реликтовые УВ (н-алканы и изопреноиды). Максимальное содержание их отмечено в ХБ гелитолита марки Ж — 4,48% (см. рисунок). В ХБ фюзенолитов максимум приходится на Б₃ (1,96%) и ОС (1,62%). Следует отметить, что при максимальном выходе н-алканов и изопреноидов в ХБ гелитолита марки Ж заметно преобладание н-алканов ($K_{н30} = 0,14$), а в ХБ фюзенолитов той же степени углефикации (Ж), наоборот, велика доля изопреноидов ($K_{н30} = 1,74$).

Отношение н-алканов среднего молекулярного веса ($C_{15} - C_{17}$) к тяжелым ($C_{27} - C_{29}$) независимо от уровня катагенетической измененности ниже для гелитолитов и выше для фюзенолитов. Возрастание соотношения $(C_{15} + C_{16} + C_{17}) / (C_{27} + C_{28} + C_{29})$ в гелитолитах в ряду от Б₃ (ПК₃) до Ж (МК₃) включительно свидетельствует о новообразовании в катагенезе среднемолекулярных УВ. Снижение относительного содержания этих УВ при переходе к углю марки Т (АК₁), вероятно, обусловлено удалением их эмиграцией из углей вместе с другими жидкими УВ. Об этом же свидетельствуют и высокие коэффициенты нечетности, установленные в УВ-спектре гелитолитов марок Б и Г, а также отсутствие нечетности в ряду среднемолекулярных УВ у углей самых высоких градаций катагенеза. Преобладание нечетных УВ среди высокомолекулярных гомологов подтверждает унаследованный характер большинства высокомолекулярных н-алканов.

Для фюзенолитов, подвергшихся идиогипергенезу на ранней стадии диагенеза, высокие значения отношения $(н-C_{15} - н-C_{17}) / (н-C_{27} - н-C_{29})$ наряду с отсутствием нечетности в среднемолекулярной части УВ углей марок Б, Ж и К являются свидетельством их новообразования в диагенезе. Подобное соотношение характерно для углей марок Б, Ж и К. Исключение составляет фюзенолит марки Г, в котором наблюдается значительное преобладание высокомолекулярных н-алканов и резко выраженная нечетность по всему их ряду. Преобладание $н-C_{27} - н-C_{29}$ над четными гомологами у фюзенолитов марки ОС объясняется, с одной стороны, значительным содержанием в его составе витринита (40%), а с другой — эмиграцией жидких УВ.



Соотношения в составе нормальных алканов и изопреноидов

Пояснение см. в тексте

Отношение пристан/фитан ($i-C_{19}/i-C_{20}$) определяется как природой исходного ОВ, так и особенностями его диагенетического и катагенетического преобразования. Общепринято представление, что фитан преобладает над пристаном в ОВ гумусового типа. При исследовании гелитолитов и фюзенолитов марки Б₃ отчетливо выявляется различие в значениях пристан/фитан — соответственно 0,44 и 1,47. В нижнеэоценовых горючих сланцах, почти нацело сложенных коллоальгинитом и испытавших относительно слабую катагенетическую трансформацию (ПК), соотношение пристан/фитан составляет 1,12–1,50, т.е. его значение то же, что и в ХБ фюзенолита марки Б₃. При сравнении других изостадийных гелитолитов и фюзенолитов обычно обращает на себя внимание высокое значение отношения $i-C_{19}/i-C_{20}$ в ХБ фюзенолитов. Катагенетические преобразования приводят к относительному преобладанию пристана как в ХБ гелитолитов, так и в ХБ фюзенолитов. Возможно, что снижение доли пристана при переходе к катагенетически сильно измененным углям связано с его эмиграцией в составе наиболее мобильных жидких УВ. Низкая величина отношения $i-C_{19}/i-C_{20}$ в фюзенолите марки ОС (МК₅) обусловлена еще и значительным содержанием гелифицированных компонентов.

Таким образом, геохимические особенности битумоидов углей позволяют рассматривать нижне-среднеюрскую терригенно-угленосную формацию в качестве источника не только газообразных, но и жидких УВ. Нефтематеринский потенциал толщи более высок в западных районах Афгано-Таджикской впадины, где наряду с преимущественно гумусовым типом ОВ встречается ОВ (байос-бат) с преобладанием сапропелевых компонентов. О том, что этот нефтематеринский потенциал был частично реализован, свидетельствует присутствие нефти (в том числе и в угленасыщенной части разреза) в терригенных угленосных отложениях ранне- и среднеюрского возраста [Бабаев и др., 1977].

Палеоструктурный анализ позволил оценить палеотемпературы в подошве нижне-среднеюрских отложений для различных отрезков геологического времени. Палеотемпературы были определены двумя методами: по графикам зависимости между температурой поверхности фундамента и глубиной ее залегания [Польстер и др., 1976] и аналитическим методом по формуле Буршгара-Карцева, несколько модифицированной Е.С. Ларской [1975]. Расхождения составляют $\pm 10^\circ\text{C}$. По палеотемпературным шкалам катагенеза, предложенным И.И. Амосовым и др. [1980], Г.М. Парпаровой и др. [1981], удалось охарактеризовать нарастание катагенетической превращенности ОВ во времени. Установлена несколько растянутая глубинная зональность катагенеза ОВ, что связано с низкими значениями геотермического градиента (палеоградиента и современного) в терригенных отложениях неогена и сульфатно-галогенных образованиях кимеридж-титона. Угли нижне-среднеюрских отложений достигли уровня

современной катагенетической преобразованности к началу среднего—позднего плиоцена, т.е. ко времени проявления тальбарской фазы складчатости, когда произошла радикальная перестройка структуры осадочного чехла описываемой Афгано-Таджикской впадины.

Судя по моделям прогрева отложений, в юрских и меловых НГПТ процессы эмиграции УВ начались задолго до перестройки структурного плана — вначале в наиболее прогнутых частях, а затем по периферии впадины, что позволяет предполагать аккумуляцию УВ в конседиментационных ловушках. Палеогеновые и отчасти турон-сенонские отложения достигли уровня интенсивной эмиграции УВ в постплатформенный орогенный этап.

Палеоценовая карбонатная толща с преимущественно сапропелевым типом ОВ в определенной мере реализовала своей нефтематеринский потенциал в неоген-четвертичное время. В ней аккумулировалась сингенетичная нефть. В пользу этого предположения говорит сходство химико-битуминологических параметров син- и эпибитумоидов [Яковец и др., 1974] и сопоставимость значений $\delta^{13}\text{C}$ (отрицательные значения) для ОВ и его миграционных компонентов: НОВ — 2,46; масла из хлороформенной фракции эпибитумоида — 2,50; нефракционированная нефть — 2,46; асфальтены, выделенные из нефти, — 2,43; фракция нефти 200°С (конец кипения) — 2,51 (алкано-циклановые УВ — 2,54, твердые алканы — 2,54, ареновые УВ — 2,44); фракция нефти (начало кипения) 200°С — 2,47 (алкано-циклановые УВ — 2,49, ареновые УВ — 2,52). Распределение изотопов углерода в изученных образцах закономерное, если не считать инверсии значений $\delta^{13}\text{C}$ алкано-циклановых и ареновых УВ во фракции нефти (начало кипения) 200°С. В то же время распределение значений $\delta^{13}\text{C}$ во фракции 200°С — (конец кипения) нормальное и укладывается в схему, предложенную Э.М. Галимовым и В.А. Чиненовым [1977].

В прибортовых частях Афгано-Таджикской впадины и в зонах новейших поднятий процессы генерации и эмиграции УВ в НГПТ к настоящему времени замедлились или практически прекратились, в то время как в тех частях впадины, которые испытывают погружение, эти процессы активизировались. Локализация углеводородных флюидов в меловых и палеогеновых (надсолевых) отложениях контролируется в основном современным структурным планом, а в юрских (подсолевых) отложениях — палеоструктурным (платформенным) планом.

Л и т е р а т у р а

- Амосов И.И., Горшков В.И., Гречишников Н.П. Палеотемпературы преобразования нефтегазоносных отложений. М.: Наука, 1980. 112 с.
- Бабаев А.Г., Габрильян Р.А., Саямова С.К. Терригенная формация юрского возраста Бухаро-Хивинского региона и Юго-Западного Гиссара и ее нефтегазоносность. М.: Недра, 1977. 138 с.
- Васюкович Н.Б. Основные закономерности, характеризующие органическое вещество современных и ископаемых осадков. — В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1973, с. 11—59.
- Галимов Э.М., Чиненов В.А. Геохимия углеводородов нефти на основе изучения их изотопного состава: Тез. докл. 8-го Междунар. конгр. по органической геохимии. М., 1977, т. 2, с. 162—163.
- Гинзбург А.И., Корженевская Е.С., Волкова И.Б. и др. Петрографические типы углей СССР. М.: Недра, 1975. 247 с.
- Конторович А.Э. Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности. М.: Недра, 1976. 249 с.
- Ларская Е.С. Тепловая история пород осадочного чехла Русской эпигерцинской платформы и некоторых альпийских передовых прогибов юга СССР в связи с особенностями преобразования органического вещества. — В кн.: Органическое вещество нефтегазопроизводящих пород — основной источник углеводородов нефти и газа. Ташкент: САИГИМС, 1975, с. 115—128.
- Ларская Е.С., Борисова Л.Б. Морфологические особенности рассеянного органического вещества осадочных пород. — В кн.: Исследования органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1976, с. 163—168.
- Парпарова Г.М., Неручев С.Г., Жукова А.В. и др. Катагенез и нефтегазоносность. Л.: Недра, 1981. 240 с.
- Польстер Л.А., Висковский Ю.А., Высоцкий В.И. и др. Главный этап миграции углеводородов в терригенных толщах как пока-

затель времени формирования залежей нефти и газа. — В кн.: *Время формирования залежей нефти и газа*. М.: Наука, 1976, с. 59–67.

Страхов Н.М., Залманзон Э.С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для ли-

тологии. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1955, № 1, с. 34–51.

Яковец Ю.А., Сафранов Т.А., Яковец Е.Б. К прогнозированию нефтегазоносности Таджикистана по геохимическим критериям. Душанбе: Дониш, 1974, с. 133–143. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 159).

УДК 552.578.1:552.5

И.С. Старобинец, С.Л. Зубайраев

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ РАССЕЯННЫХ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Изучение распределения рассеянных в осадочных породах углеводородных газов (УВГ), основная часть которых составляет газовый фон пород, весьма важно при решении вопросов газообразования, нефтегазоаккумуляции, поисков залежей углеводородов (УВ). Практически в любых породах по всему осадочному разрезу обнаруживается то или иное количество метана, его газообразных гомологов, непредельных УВ (этилен, пропилен, бутилены), углеводородных компонентов (N, Ar, CO₂, H₂, He и др.). Обобщение большого материала по различным регионам показывает, что формирование газового фона пород при отсутствии залежей УВ определяется совокупным влиянием следующих факторов: содержания, состава и степени катагенетического преобразования органического вещества (ОВ) пород, литологических особенностей последних и их физических свойств, гидрогеологических условий, степени воздействия гипергенных процессов.

Концентрация и состав рассеянного органического вещества (РОВ) в породах являются определяющими в формировании углеводородного газового фона. Присутствие в разрезе пород с повышенным содержанием ОВ обычно сопровождается возрастанием концентраций УВГ (табл. 1). При прочих равных условиях (отсутствие влияния залежей, незначительная литологическая изменчивость и др.) отмечается, как правило, тенденция к прямой зависимости между концентрацией ОВ по органическому углероду (C_{орг}) и УВГ в породах (рис. 1). Степень корреляции (r) достигает 0,7–0,9 (см. табл. 1). Во многих случаях сильная корреляционная связь имеет место между концентрацией УВГ и хлороформенным битумоидом (ХБ). Наличие корреляционных связей между C_{орг}, ХБ и УВГ, а также между метаном, его гомологами и непредельными УВ косвенно свидетельствует о преобладании сингенетических газов.

Выход и состав УВГ пород определяется типом ОВ. По данным Е.А. Рогозиной [1964], сапропелевое ОВ генерирует УВГ с повышенным содержанием гомологов метана, а гумусовое ОВ — в основном метан. Моделирование этого процесса [Старобинец, Ломейко, 1975] показало, что отличия отмечаются также по таким важным показателям, как общее количество образованных УВГ, соотношение в них предельных и непредельных компонентов — (C₂H₆ + высш.)/(C₂H₄ + высш.), изобутана и н-бутана. В первом случае значение перечисленных параметров заметно выше. Приведенные взаимоотношения между рассеянными ОВ и УВГ свидетельствуют об их генетической связи, т.е. основным источником последних является ОВ осадочных пород.

Степень преобразования (градация катагенеза) рассеянного ОВ также накладывает заметный отпечаток на состав и выход УВГ пород. Так, например, в отложениях миоцена и олигоцена Северо-Устьюртской впадины ОВ находится на самых ранних стадиях преобразования¹, соответствующих градациям катагенеза ПК₁ и ПК₂. Для этих отло-

¹ Стадии литогенеза и градации катагенеза ОВ по Н.Б. Вассоевичу [1954], С.Г. Неручеву и др. [1976].

Таблица 1

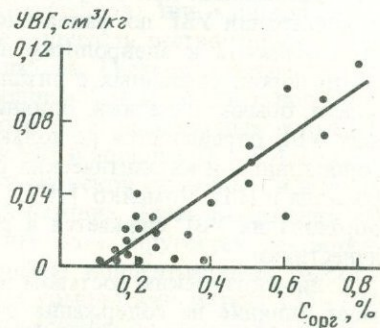
Связь ОВ, битумоидов и УВГ в отложениях некоторых литолого-стратиграфических толщ Восточного Предкавказья, Магышлака и Московской синеклизы (непродуктивные участки)

Регион, площадь	Горизонт, отложения	n*	Средние содержания			Коэффициент корреляции УВГ	
			С _{орг} , %	битумоида А, %	УВГ, см ³ /кг	с С _{орг}	с ХБ
Восточное Предкавказье, Ики-Бурунское поднятие	Апшеронский ярус, морские мелководные глины и суглинки	13	0,12	0,002	0,002	0,5	0,6
	Майкопская свита, морские мелководные глины	11	0,76	0,06	0,10	0,5	0,6
Жетыбай-Узеньская ступень, Тасбулатское поднятие	Сарматский ярус, карбонатно-глинистые отложения	17	0,56	0,005	0,008	0,5	0,6
	Майкопская свита, глины	13	1,30	0,02	0,24	0,6	0,7
Московская синеклиза, Ростовская площадь	Верхний ордовик, карбонатные отложения	10	0,10	0,007	0,01	0,9	0,9
То же, Дьяковская площадь	Вендский комплекс, аргиллиты	18	0,20	0,05	0,01	0,8	0,8
То же, Молоковская площадь	Верхний ордовик, глинисто-карбонатные отложения	14	1,36	0,02	4,0	0,8	0,9

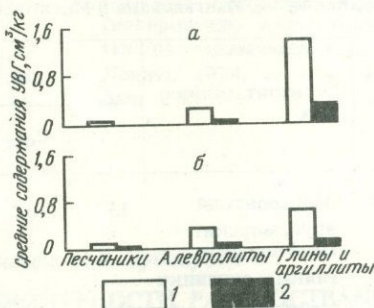
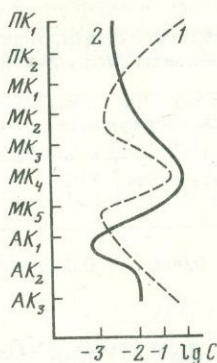
*n — количество исследованных образцов.

жений характерно преобладание метана, концентрации этана и пропана низки, а непредельные соединения С₂—С₄ достигают максимальных содержаний именно в этих горизонтах разреза и составляют 4—10% от суммы УВГ. Погружение отложений в сторону Косбулакской впадины, приводящее к интенсификации процессов преобразования ОВ, сопровождается увеличением концентраций метана и этана. Одновременно уменьшается доля относительно высокомолекулярных гомологов метана (С₄—С₆) при увеличении их абсолютных концентраций. Таким образом, на ранних стадиях протокатагенеза более интенсивно выражена термokatалитическая генерация метана и этана по сравнению с относительно более высокомолекулярными компонентами и происходит значительное образование непредельных углеводородов С₂—С₄.

На более высоких стадиях катагенеза (градации МК₁—МК₃) заметно возрастает роль гомологов метана и падают концентрации непредельных соединений. Так, в отложениях редкинской свиты вендского комплекса на площадях Московской синеклизы по мере увеличения глубины залегания доля метана в углеводородной части газа уменьшается до 12—40% при росте абсолютных концентраций. Влияние гра-



Р и с. 1. Зависимость между концентрацией рассеянных УВГ и С_{орг} в осадочных породах (апшеронский ярус и майкопская свита Восточного Предкавказья)



Р и с. 2. Влияние градаций катагенеза гумусового ОВ пород (содержание витринита 70–100%) на концентрацию рассеянных УВ. По И.С. Старобинцу и др. [1978]

1 – метан; 2 – сумма его гомологов ($C_2 - C_5$). С – концентрация УВГ в углистых породах, m^3/t

Р и с. 3. Влияние литологического состава пород на концентрацию рассеянных УВГ (Московская синеклиза)

Отложения: а – вендские, б – рифейские
1 – метан; 2 – гомологи метана

дация катагенеза ОВ на выход рассеянных УВГ подтверждается исследованиями угленосных отложений (И.С. Старобинец, Т.П. Емец и др.). Как видно из рис. 2, максимумы выхода метана и его гомологов для гумусового ОВ (во избежание новообразования УВГ дегазация пород проводилась при температуре 20–70°С с применением глубокого вакуума) отмечаются на стадиях мезокатагенеза, что согласуется с материалами по генерации УВГ в лабораторных условиях при повышенных температурах [Соколов и др., 1975].

Таким образом, количественные и качественные характеристики рассеянных сингенетических углеводородных газов зависят от глубин залегания соответствующих пород, определяющих интенсивность процессов деструкции ОВ и степень его преобразования. Распределение рассеянных УВГ в значительной мере контролируется литологическими особенностями пород. Установлено [Роль..., 1976], что с возрастанием в составе цемента обломочных пород пелитовой фракции, увеличением доли полевых шпатов, слюд, пелитизированных обломков, смешанослойных образований и монтмориллонита среди глинистых минералов наблюдается повышение содержания рассеянных УВГ. Слоистые и микрослоистые глины и аргиллиты с налетами песчано-алевролитового материала на плоскостях напластования, рассланцованные и плитчатые разности пород имеют меньшую газонасыщенность по сравнению с породами, обладающими массивной текстурой. С увеличением содержания глинистого материала в сульфатных породах их газонасыщенность растёт.

Особенно показательна зависимость содержаний УВГ от типа пород. В разновозрастных отложениях при отсутствии миграционного потока, идущего от залежей, средние концентрации УВГ по фациальному профилю отложений, как правило, увеличиваются от песчаников к алевролитам и глинам (рис. 3). Масштабы колебаний газонасыщенности пород, связанных с литологической изменчивостью в пределах разновозрастного пласта, обычно невелики. Влияние литологического фактора на выход и состав рассеянных УВГ определяется не только различиями в концентрации ОВ, но и изменениями сорбционных и каталитических свойств пород. Так, по лабораторным данным И.С. Старобинца и Н.Н. Ломейко [1975], каталитическая способность пород в отношении новообразования УВГ снижается в ряду аргиллиты – мергели – песчаники – доломиты – известняки.

С литологическим составом пород связаны их физические свойства, которые оказывают влияние на содержание рассеянных УВГ. Фактические данные свидетельствуют, что на непродуктивных площадях с ростом пористости проявляется тенденция к увели-

Таблица 2

Зависимость содержания метана от величины закрытой пористости в породах различного литологического состава на непродуктивных площадях Московской синеклизы

Порода	Количество образцов	Средняя закрытая пористость, %	Среднее содержание метана, см ³ /кг	В том числе, %		
				в открытых порых	в закрытых порых	
					механическая дегазация	химическая дегазация
Песчаники	8	3,2	0,08	47	16	37
	8	7,0	0,12	36	25	39
Аргиллиты	5	2,9	0,12	18	4	78
	5	5,3	0,16	14	5	81
Известняки	7	3,1	1,4	1,2	1,0	97,8
	7	9,6	3,4	0,8	0,4	98,8

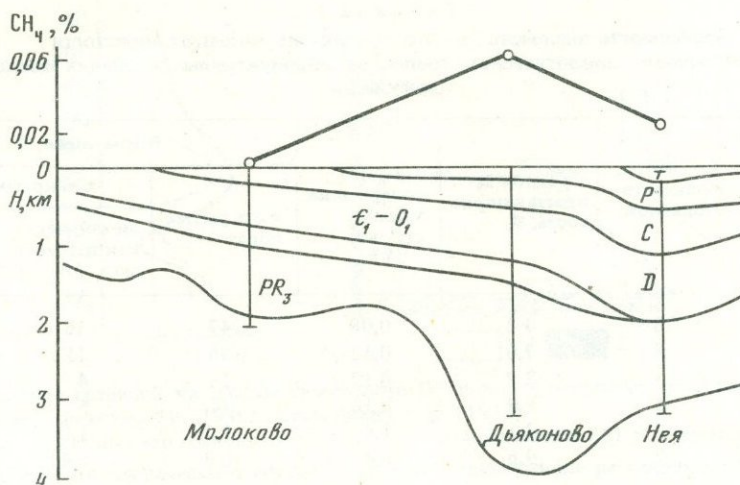
чению содержаний УВГ в закрытых порых и к их уменьшению в открытых порых (табл. 2). При этом концентрация метана и его гомологов в ряду песчаники — алевролиты — глины в соответствии с ростом закрытой пористости увеличивается [Роль..., 1976].

Указанные зависимости между УВГ и литологией вмещающих пород наблюдаются на непродуктивных участках. В зонах влияния залежей картина обычно меняется.

Количественное содержание УВГ в пределах отдельных литолого-стратиграфических комплексов определяется тектоническим строением региона, но главным образом глубиной погружения исследуемого участка (рис. 4). В региональном плане концентрации УВГ увеличиваются в сторону погружения пластов в соответствии с ростом пластовых температур и давления. Например, по мере погружения девонских горизонтов (Московская синеклиза) концентрация УВГ (от суммарной газонасыщенности пород с учетом неуглеводородных компонентов) возрастает от 0,009 до 0,04—0,06%. Те же величины для отложений венд-рифейского комплекса верхнего протерозоя меняются от 0,005 до 0,06%. Аналогичная картина наблюдается и в других изученных регионах. Так, средние содержания метана и его гомологов в породах палеогеновых отложений Северо-Устьуртской впадины по мере регионального погружения слоев возрастают от 0,15—0,30 (Шатарлинская структурная терраса, Аррандугское и Аккульковское поднятия) до 4 см³/кг (Косбулакская мульда). Нижнемеловые и юрские породы Северо-Бузачинского свода отличаются пониженным выходом УВГ (0,07—0,37 см³/кг); в тех же отложениях в пределах погруженных участков Южно-Бузачинского прогиба он увеличивается до 0,6—1,1 см³/кг.

Определенную роль в формировании геохимического облика рассеянных газов играют гидрогеохимические особенности водоносных комплексов: тип, минерализация и степень метаморфизма вод, их газонасыщенность и упругость растворенных газов. В этом отношении показательна Северо-Устьуртская впадина. Гидрогеологическая раскрытость отложений, присутствия в нижнемеловом водоносном комплексе вод сульфатно- и гидрокарбонатно-натриевого и хлормагнезиевого типа, насыщенных сульфатами, коррелируется с резко пониженными содержаниями УВГ в породах (0,2—0,4 см³/кг).

В водоносных комплексах верхнего протерозоя Московской синеклизы и юрских отложений на Мангышлаке и Устьурте наблюдается иная картина. Здесь содержание высокоминерализованных вод хлоркальциевого типа с высокой упругостью растворенных углеводородных газов сопровождается повышенными концентрациями рассеянных в породах УВГ (до 10—20 см³/кг), обогащенных гомологами метана (35—70% на углеводородную часть газа). Эти факты находят объяснение с гидрогеологических



Р и с. 4. Влияние глубины залегания (H) одновозрастных пород на изменение содержания УВГ (протерозойские отложения Московской синеклизы)

CH_4 — концентрация метана в газовой фазе пород, мольные доли %

позиций: более подвижные низкоминерализованные воды препятствуют накоплению рассеянных УВГ в породах.

Влияние гипергенных факторов на распределение рассеянных углеводородных и неуглеводородных газов сказывается в различии состава газов из верхних геохимических зон (активного и затрудненного водогазообмена), являющихся объектом поискового геохимического зондирования на нефть и газ (табл. 3).

Для верхней зоны активного водогазообмена характерны абсолютное преобладание метана (в углеводородной части газа), облегченный изотопный состав углерода метана, повышенные содержания непредельных УВГ (C_2H_4 + высш.), практическое отсутствие в газах бутанов и пентанов. Если учитывать и неуглеводородные компоненты, то в этой зоне преобладают газы углекислого и азотно-углекислого состава. Вниз по разрезу содержания CO_2 уменьшаются. Для нижней зоны характерны относительно повышенные концентрации гомологов метана при общем низком содержании УВГ в породах, более низкие значения соотношения (C_2H_4 + высш.) / (C_2H_6 + высш.), несколько утяжеленный изотопный состав углерода метана, преобладание газов азотного и углекисло-азотного состава (по газам закрытых пор). Граница между зонами активного и затрудненного водогазообмена может быть проведена по изменению состава газов закрытых пор¹ с углекислого или азотно-углекислого на углекисло-азотный и азотный. Обязательным компонентом сингенетичных газов в породах являются непредельные УВ, хотя в зоне затрудненного водогазообмена их роль заметно уменьшается (см. табл. 3).

На формирование газового фона верхних геохимических зон большое влияние оказывает жизнедеятельность аэробных и анаэробных бактерий и повышенная подвижность подземных низкоминерализованных вод (генерация биохимического изотопно легкого метана и частично непредельных УВГ, разрушение УВ с образованием CO_2 , расходование O_2 на окислительные процессы с накоплением остаточного N_2 , дегазация вод, газовый обмен в системе породы — воды и др.). Биохимические процессы в зоне затрудненного водогазообмена идут в направлении новообразования главным образом метана, а в зоне активного водогазообмена — в направлении окисления углеводородных газов.

Совокупное воздействие перечисленных выше геолого-геохимических факторов при-

¹ Условно газы, остающиеся в породе после термовакуумной дегазации.

Т а б л и ц а 3

Отличительные черты газового фона зон активного и затрудненного водообмена
(Московская синеклиза и Северный Устюрт)

Зона водогазообмена	Состав углеводородной части газа, %			$(C_2H_4 + \text{высш.})$ $(C_2H_6 + \text{высш.})$	$^{13}C(C_2H_4)$	Выход на породу, см ³ /кг	
	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈ + высш.			CO ₂	N ₂
Активного	До 99	До 1	Следы	5-7	-7; -9	До 100	До 40
Затрудненного	70-80	20-30	1-3	1-2	-5; -6	До 30	До 200

водит к формированию регионального газового фона и определяет вертикальную зональность его изменения. Его концентрация и состав в осадочных породах зависит от типа и степени превращенности ОВ в зонах катагенеза и от интенсивности биохимических процессов в верхней зоне диагенеза.

При проникновении УВГ, рассеивающихся из залежей нефти и газа, происходит нарушение закономерных связей сингенетических газов с ОВ и вмещающими породами, что является основой для обоснования газогеохимических поисковых критериев. К последним относятся показатели [Старобинец, 1983], отражающие нарушение связи эпигенетических УВГ: 1) с ОВ (отсутствие корреляции между $C_{орг}$ и УВГ, аномальные величины отношений $CH_4/C_{орг}$, $(C_2H_6 + \text{высш.})/C_{орг}$, УВГ/ХБА и др.); 2) с минеральной частью пород и их структурно-текстурными особенностями (отсутствие корреляции между концентрацией УВГ и типами пород, а также с параметрами микротрещиноватости); 3) с другими типами УВГ, извлекаемых из "закрытых" пор с помощью различных методов дегазации. Полезными могут быть также показатели, указывающие на изменения качественного и изотопного состава сингенетических УВГ под влиянием миграционных УВГ — аномальные значения параметров $(C_2H_6 + \text{высш.})/(C_2H_4 + \text{высш.})$, $(C_2H_6 + \text{высш.})/CH_4$, УВГ/(N₂ + CO₂), C^{13}/C^{12} и др.

Л и т е р а т у р а

- Вассоевич Н.Б.* Основные стадии развития нефтематеринских отложений: Спутник полевого геолога-нефтяника. М.: Гостоптехиздат, 1954, т. 2, с. 414-418.
- Неручев С.Г., Вассоевич Н.Б., Лопатин Н.В.* О шкале катагенеза в связи с нефтеобразованием. — В кн.: Горючие ископаемые. М.: Наука, 1976, с. 47-63. (МГК, 25-я сес. Докл. сов. геологов. Проблема 7).
- Рогозина Е.А.* К вопросу о газовой фазе органического вещества. — Геология нефти и газа, 1964, № 11, с. 51-56.
- Роль осадочных пород в распределении рассеянных углеводородных газов/И.С. Старобинец, А.В. Архангельский, Е.С. Тихомирова и др. М.: Недра, 1976. 141 с.
- Соколов В.Л., Симоненко В.Ф., Гуляева Н.Д.* Газообразование при углефикации в глубоких недрах по экспериментальным данным. — В кн.: Вопросы поисков газовых месторождений. М.: Недра, 1975, с. 176-181. (Тр. ВНИИГАЗ; Вып. 47/55).
- Старобинец И.С.* Состояние научных основ геохимических методов поисков залежей нефти и газа. — В кн.: Геохимические методы поисков месторождений нефти и газа. М.: Наука, 1983.
- Старобинец И.С., Емец Т.П., Жильцова Л.И.* и др. О влиянии мацерального состава углей на углеводородообразование. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 3, с. 45-52.
- Старобинец И.С., Ломейко Н.Н.* Изучение каталитического влияния пород различного литологического состава на образование газообразных углеводородов из природных органических соединений. — В кн.: Органическое вещество нефтепроизводящих пород — основной источник углеводородов нефти и газа. Ташкент, 1975, с. 108-115. (Тр. ИГиРНИГМ; Вып. 17).

Ю.И. Корчагина

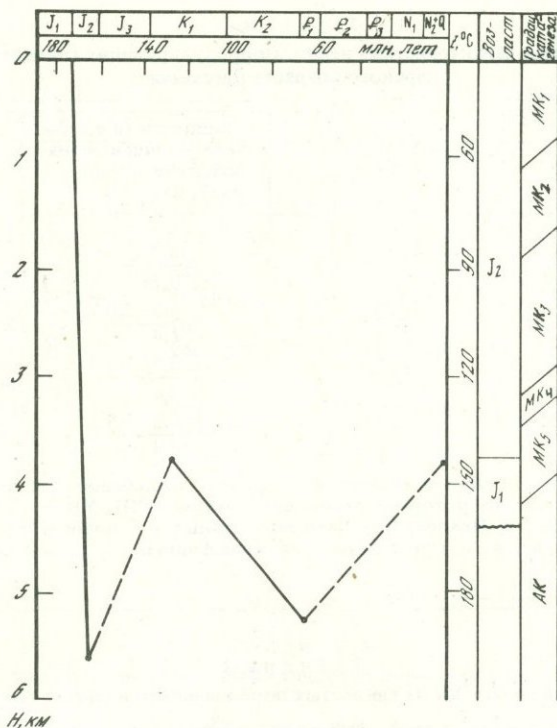
НЕФТЕГАЗОПРОДУЦИРУЮЩИЕ СВОЙСТВА ЮРСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ДАГЕСТАНА

Современный уровень геохимических исследований позволяет определять количества образцованных и эмигрировавших углеводородов (УВ) из нефтегазопроизводящих толщ пород, дифференцированно оценивать удельные плотности выхода жидких и газообразных УВ. Исследования такого плана все шире используются в практике нефтепоисковых работ, а актуальность их возрастает по мере выхода с поисками нефти и газа в акватории, высокоширотные области, а также с расширением фронта работ на больших глубинах в старых нефтедобывающих районах. К последним относится и Дагестан, в котором в последние годы бурением охвачены глубокие горизонты юры и триаса.

Объектом данного исследования послужили терригенные отложения юрского возраста Равнинного (Прикумское поднятие, структуры Солнечная, Озерная, Солончаковая и др.) и Предгорного (поднятия Селли, Мугри, Балхас-Хунук) Дагестана. Терригенный комплекс ниже-среднеюрских отложений широко распространен в Дагестане. Наибольшая мощность (более 3000 м) данных отложений установлена в Предгорном Дагестане; в платформенной части (с севера на юг и с востока на запад) она сокращается и не превышает 600–700 м. В разрезе не установлена граница раздела между средней и нижней юрой, стратиграфия их слабо разработана, поэтому отложения этого возраста часто рассматриваются в качестве единого комплекса. Осадконакопление в юрское время проходило в обширном морском, преимущественно мелководном бассейне. Наиболее благоприятные геохимические условия для формирования потенциально нефтематеринских осадков (восстановительные, местами резко восстановительные) существовали здесь в среднеюрскую эпоху. В районах Предгорного Дагестана вверх по разрезу нижней и средней юры наблюдается смена морских глинистых отложений субугленосными параллическими и угленосными континентальными образованиями, аккумуляция которых происходила в условиях расширения области денудации, что нашло отражение в изменившемся составе обломочных пород. Преобладание восстановительных геохимических условий при накоплении юрских осадков было связано с поступлением на дно повышенных количеств органического вещества (ОВ). В разрезах скважин нижеюрские аргиллиты, плотные, темно-серые, образуют пачки по 50–150 м, прослоенные серыми и темно-серыми алевролитами. Для большей части среднеюрских отложений характерно чередование аргиллитовых пачек (мощностью от 3–4 до 5–30 м) с горизонтами алевролитов и песчаников. Типичным для ниже-среднеюрских отложений является наличие цикличности в виде алевролитово-глинистых циклитов. Аргиллиты насыщены остатками растительного детрита, что является косвенным свидетельством смешанной гумусово-сапропелевой природы ОВ, рассеянного в данных породах. В позднеюрское время в пределах современного Прикумского поднятия господствовали лагунно-морские условия седиментации.

В целом для нефтегазопроизводящего юрского комплекса Дагестана характерно распространение ОВ преимущественно смешанного типа, с увеличением роли арконовой составляющей в районах поступления в осадок гумусовых компонентов вблизи от источника сноса терригенного материала.

Из разрезов юрских отложений Равнинного и Предгорного Дагестана были отобраны преимущественно образцы глинистых пород, которые были подвергнуты полному геохимическому анализу [Корчагина, Четверикова, 1976]. В породах определялось содержание органического углерода (C_{org}), хлороформенного и спиртобензольного битумоидов, УВ. Последние идентифицировались с помощью структурно-кольцевого анализа и газожидкостной хроматографии. После исчерпывающего удаления раство-



Р и с. 1. Модель прогрева
Предгорный Дагестан, скважина Мугри 1

римых компонентов из ОВ порода обрабатывалась концентрированными плавиковой и соляной кислотами и выделялось нерастворимое ОВ (НОВ), в котором определялся элементный состав, проводились замеры показателя преломления коллоальгинита. В отдельных пробах замерялась отражательная способность витринита. Полученные аналитические данные позволили судить об исходном генетическом типе РОВ, степени его катагенетической превращенности, а также представилась возможность провести расчеты различных коэффициентов [Корчагина, Четверикова, 1983], отражающих долю битумоида и УВ в составе ОВ, вычислить коэффициенты эмиграции жидких УВ, рассчитать газогенерацию, генерацию и эмиграцию жидких УВ от начала до середины мезокатагенеза (МК₁–МК₂₋₃) и за всю стадию мезокатагенеза (МК₁–МК₅, начало АК₁). Полученные данные представлены в табл. 1–4 и показаны на рис. 1.

По нашим данным и сведениям из литературных источников [Мирзоев, Джапаридзе, 1976], глинистые породы юрского возраста в основном обогащены ОВ: среднее содержание $C_{орг} = 0,8–1,15\%$, что, как правило, выше субкларка, установленного для данного литотипа пород. В отдельных прослоях средней юры оно повышается до 4–10%. Одновозрастные аргиллиты из средне- и нижнеюрских разрезов с близкой степенью катагенетического преобразования (до МК₃) в Предгорном и Равнинном Дагестане не различаются по содержанию $C_{орг}$. В западной зоне Предгорного Дагестана пониженные концентрации ОВ ($C_{орг} = 0,3\%$) встречаются в породах высокой катагенетической превращенности (МК₅–АК₁); в Равнинном Дагестане подобные содержания ОВ определены и на грациях МК₁–МК₂. Хлороформ извлекает из пород юры в основном 0,04–0,00n%, что в значительной мере связано с эмиграцией легких компонентов. Для пород нижней и средней юры граций МК₁–МК₃ содержание ХБ находится на уровне 0,04–0,05%; для более высоких граций оно снижается до 0,007% (среднее).

Широкое распространение в породах юры битумоидов различного генетического типа

Таблица 1
 Геохимическая характеристика нефтегазопроизводящих глинистых пород
 юрского возраста Дагестана

Район	Возраст	Мощность (в числителе — общая, в знаменателе — учтенная), км	Градация катагенеза
Предгорный	J ₁₋₂	<u>2,0</u> 0,75	МК ₁ —МК ₃
	J ₁₋₂	<u>2,5—3,0</u> 1,4	МК ₄ —АК ₁
Равнинный	J ₃	<u>0,5—1,5</u> 0,4	МК ₁ —МК ₂
	J ₁₋₂	<u>0,5—1,5</u> 0,4	МК ₃

Примечание. Здесь и далее в числителе — пределы колебаний, в знаменателе — среднее, в скобках — число образцов, по которым вычислено среднее; ХБ, УВ — в основном остаточные содержания; на МК₁—МК₃ в Предгорном Дагестане данные в основном по средней юре; β^{ХБ} — битумоидный коэффициент, μ₃ — углеводородный коэффициент, К_{эм} — коэффициент эмиграции УВ.

Таблица 2
 Групповой состав ХБ из глинистых пород юрского возраста Дагестана

Возраст	Градация катагенеза	УВ, %		Смолы, %		Асфальтены, %	МН/НА
		МН	НА	бензолные	спиртобензолные		
J ₂	МК ₁ —МК ₄	<u>10—21</u> 15 (8)	<u>17—51</u> 32,3	<u>4,9—24</u> 10,6	<u>2,1—14</u> 9,1	<u>16,5—42,3</u> 33,3	<u>0,3—0,8</u> 0,5
		<u>10,5—50,0</u> 28 (4)	<u>7,8—35</u> 23,5	<u>7—23,8</u> 14	<u>10—15,5</u> 12	<u>6,7—32,1</u> 22,6	<u>0,3—4,1</u> 1,2

Примечание. МН — метаново-нафтеновые УВ; НА — нафтеново-ароматические УВ.

Таблица 3
 Структурно-кольцевой состав* МН УВ глинистых пород юрского возраста Дагестана

Возраст	Градация катагенеза	Содержание С, %		Число колец	Число атомов С	
		в нафтенных кольцах	в алкановых структурах		в нафтенных кольцах	в алкановых структурах
J ₂	МК ₁ —МК ₄	<u>20—45</u> 35	<u>55—80</u> 65	<u>0,8—1,8</u> 1,4	<u>5—10</u> 8,3	<u>12—20</u> 16
		<u>45—50</u> 47	<u>55—60</u> 58	<u>1,7—2,1</u> 1,9	<u>10—12</u> 11	<u>12—14</u> 13

* В расчете на усредненную молекулу.

Содержание в породе			Коэффициенты		
С _{орг} , %	ХВ, %	УВ, г/м ³	β^{XB} , %	μ_3 , %	K _{эм}
0,42–4,4	0,006–0,07	210–1280	0,7–4,9	0,7–4,2	0,4
1,2 (20)	0,05	540	3,8	2,1	
0,2–1,9	0,005–0,016	30–150	0,4–1,7	0,08–3,1	0,8
1,0 (10)	0,007	100	1,2	0,7	
0,4–1,08	0,017–0,06	190–1180	2,7–6,9	1,2–5,5	0,3
0,8 (13)	0,045	680	4,8	3,2	
0,3–2,0	0,025–0,062	330–915	2,4–8,9	1,6–6,2	0,5
1,0 (17)	0,042	625	5,5	3,2	

Т а б л и ц а 4
Выход продуктов углефикации из РОВ глинистых пород юрского возраста Дагестана

Возраст	R ^a	Градации катагенеза*	В расчете на РОВ, %				На Σ "летучих", %		
			Σ "летучих"	H ₂ O	CO ₂	УВ	H ₂ O	CO ₂	УВ
J ₁₋₂	8,8	МК ₃ –МК ₄	15,5	4,5	6,0	5,0	30	38	32
			22	4,6	6,7	10,8	21	31	49
J ₁₋₂	10,6	МК ₅ –АК ₁	18,4	5,9	6,6	6,0	32	36	32
			24,3	4,6	5,6	14,1	18	40	42

* Расчет выполнен на ОВ градации МК₁; исходные данные: R^a = 7,6; C = 74,91%; H = 5,96%.
П р и м е ч а н и е. В числителе – данные при расчете по CH₄, в знаменателе – по C₁₀.

(остаточные, паравтохтонные) свидетельствует о развитии процессов генерации и эмиграции микронепти, т.е. о нефтегазопродуцирующих свойствах этих пород. В породах, находящихся на градациях МК₁–МК₃, доля остаточных битумоидов в составе ОВ колеблется от 0,7 до 4,9% (β^{XB}); более высокие градации катагенеза (МК₅–АК₁) характеризуются резким снижением битумоидного коэффициента в остаточных разностях ($\beta^{XB} = 0,4–1,7\%$). Для пород с наиболее высокой степенью катагенетической превращенности типичны пониженные концентрации хлороформенного битумоида в породе, в составе ОВ, а также преобладание метаново-нафтеновых УВ над нафтеново-ароматическими (см. табл. 2).

В породах ранней юры на градациях МК₅–АК₁ отношение МН/НА = 1,2, а в подобных же аргиллитах, менее измененных в катагенезе, оно снижается вдвое: МН/НА = 0,5. По данным структурно-кольцевого анализа, в группе метаново-нафтеновых УВ градаций МК₁–МК₃ содержание С, приходящегося на алкановые структуры, несколько выше (65%) по сравнению с однотипными УВ градации МК₅ (53%). Относительно высокая цикличность метаново-нафтеновых УВ из пород высшей катагенетической превращенности, видимо, связана с их большей остаточностью по сравнению с породами менее измененными (см. табл. 3).

Современное содержание жидких УВ в породах юрского терригенного комплекса отражает лишь их частичную концентрацию от исходного содержания (см. табл. 1). При расчете масштабов эмигрирующих УВ исходили из остаточного содержания в породах и $K_{эМ}$, увеличивающегося по мере усиления уровня катагенетической превращенности пород. Так, для пород начала мезокатагенеза (МК₁—МК₃) $K_{эМ} = 0,4-0,6$, а для градаций МК₄—АК₁ $K_{эМ}$ возрастает до 0,8. При расчете плотности эмигрировавших УВ из нефтегазоматеринского (НГМ) терригенного комплекса J_{1-2} учитываемая мощность рассчитывалась исходя из доли глинистых пород в разрезе. В Предгорном Дагестане при общей мощности ниже-среднеюрских отложений 2,5—3 км разрез примерно на 50% сложен глинистыми породами. В этом случае общую оценочную мощность разреза можно принять равной 1400 м для пород на градации МК₅—АК₁ и 750 м для пород на МК₃—МК₄, где в разрезе лишь 25—50% приходится на глины. При расчете продуктивности жидких и газообразных УВ из юрских отложений в Равнинном Дагестане учитываемая мощность принята равной 400 м.

Выход продуктов углефикации рассчитывался по методу материального баланса с учетом данных об элементном составе ОВ на градации МК₁ и соответствующего состава ОВ на конечных этапах катагенеза (МК₃, МК₅, АК₁). Общий выход "летучих" в процессе углефикации ОВ пород при расчете по метану от МК₁ до МК₃—МК₄ составил примерно 16% и от МК₁ до МК₅ 18% (см. табл. 4). Среди продуктов углефикации на метан приходится приблизительно 1/3 (около 32% относительных). Теоретический выход жидких УВ, рассчитанный по балансу по C_{10} , составляет 11—14% от ОВ к конечной учетной стадии катагенеза, что значительно выше истинного выхода жидких УВ в условиях катагенеза. На основании полученных данных были рассчитаны удельные продуктивности газообразных (в $м^3/м^3$) и жидких (в $г/м^3$) УВ и плотности эмигрировавших УВ из толщ, в которых учитывались лишь мощность глинистых пород в разрезе (табл. 5, 6). Удельная газопродуктивность в большей степени определяется содержанием $S_{орг}$ в породах, чем степенью их катагенетической превращенности. Так, при одинаковом выходе метана (6% от ОВ) в интервале от МК₁ до МК₃ породы, в разной степени обогащенные ОВ, могут существенно различаться по газопродуктивности, приблизительно на порядок (0,9—9,2% $м^3/м^3$). Градиент выхода метана из пород с одинаковым содержанием ОВ от меньшей градации к последующей составляет примерно 0,4—0,5%.

Удельная газопродуктивность ниже-среднеюрских пород от МК₁ до МК₃ в Предгорном и Равнинном Дагестане оказалась сходной — 2,5 и 2,1 $м^3/м^3$. Но при расчете на мощность оцениваемых толщ резко выделяются разновозрастные отложения Предгорного Дагестана: до МК₃ они выделили 1,9 млрд. $м^3/км^2$ метана, в то время как в Равнинном Дагестане в 2,5 раза меньше — 0,8 млрд. $м^3/км^2$ (среднее). В данном случае определяющую роль сыграли большие мощности пород — генераторов газа в Предгорном Дагестане: 0,75 против 0,4 км в Равнинном. Таким образом, масштабы газогенерации ниже-среднеюрских отложений в Предгорном Дагестане во много раз превосходили таковые в равнинных его районах.

Удельная продуктивность газа на последующих градациях катагенеза составила еще 2,5 $м^3/м^3$, а в расчете на мощность пород, измененных в катагенезе от МК₁ до начала АК₁, при оценочной мощности 1,4 км — 3,4 млрд. $м^3/км^2$.

Выход жидких УВ из нефтегазопродуцирующих юрских толщ оценивался с учетом остаточного содержания УВ в породах и расчетных $K_{эМ}$, увеличивающихся по мере возрастания катагенетической превращенности пород. Так, для пород на глубинах 1—2 км, которые соответствуют здесь градациям МК₁—МК₂, $K_{эМ} = 0,2$, а для того же возраста пород, но прошедших зону мезокатагенеза (до начала АК₁), в породах фиксируется лишь 20% УВ от их исходного содержания, и в этом случае $K_{эМ} = 0,8$. Наиболее высокое удельное содержание УВ определено в породах середины мезокатагенеза (см. табл. 6). Для этих же пород рассчитана и наиболее высокая плотность эмиграции УВ: 400 и 230 тыс. $т/км^2$, соответственно для Предгорного и Равнинного Дагестана. Если оценить общую мощность глин в 400 м, то при прочих равных условиях более высокий

Таблица 5
Выход газообразных УВ из юрских отложений Дагестана

Район	Градация катагенеза	Учетная мощность глин, м	Удельная газопродуктивность к конечной градации, м ³ /м ³	Плотность эмигрировавших УВ, млрд. м ³ /км ²
Предгорный	МК ₃ –МК ₄	750	<u>0,9–9,2</u> 2,52	<u>0,63–7,0</u> 1,9
	МК ₅ –АК ₁	1400	<u>0,5–4,7</u> 2,5	<u>0,7–6,5</u> 3,4
Равнинный	МК ₁ –МК ₂ *	400	<u>0,8–2,3</u> 1,7	<u>0,3–0,9</u> 0,7
	МК ₃	400	<u>0,6–4,2</u> 2,1	<u>0,3–1,7</u> 0,8

* Породы отобраны из верхнеюрских отложений; все остальные пробы – из ниже-среднеюрских.

Таблица 6
Выход жидких УВ из глинистых юрских отложений в Дагестане

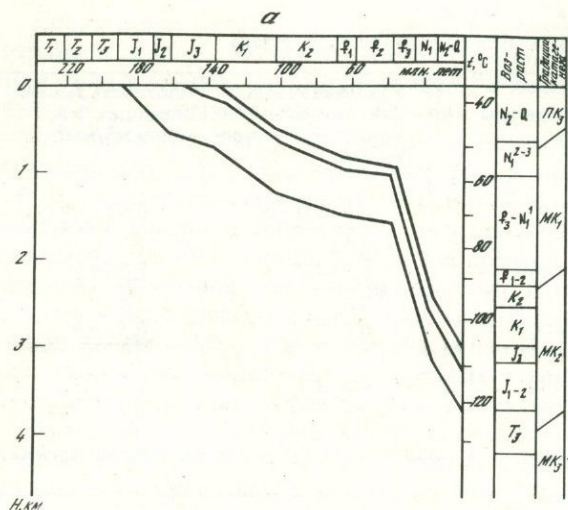
Район	Глубина изученных проб, км	Градация катагенеза	Исходное содержание УВ в породе, г/м ³	В числителе – учетная мощность глин в толще, м; в знаменателе – К _{эм}	Плотность эмигрировавших УВ, тыс. т/км ²
Предгорный	1–2	МК ₁ –МК ₂	<u>140–925</u> 560 (6)	<u>500</u> 0,2	60
	2,3–3,9	МК ₃ –МК ₄	<u>180–2385</u> 1000 (14)	<u>800</u> 0,5	400
	3,2–4,3	МК ₅ –АК ₁	<u>60–900</u> 430 (11)	<u>600</u> 0,8	210
Равнинный	3,2–3,6*	МК ₁ –МК ₂ *	<u>260–1690</u> 800 (4)	<u>400</u> 0,3	96
	3,7–4,1	МК ₃	<u>660–1520</u> 1440 (6)	<u>400</u> 0,5	230

* Породы отобраны из верхнеюрских отложений; все остальные пробы – из ниже-среднеюрских.

Выход жидких УВ определяется в разновозрастных породах Равнинного Дагестана: 230 и 200 тыс. т/км² соответственно. Ниже-среднеюрские отложения, находящиеся на градациях МК₃–МК₄, отвечают условиям главной зоны нефтеобразования (ГЗН); на последующих градациях МК₅ – начало АК₁ из данных пород выход жидких УВ сокращается в 2,5 раза: удельная нефтепродуктивность 430 г/м³.

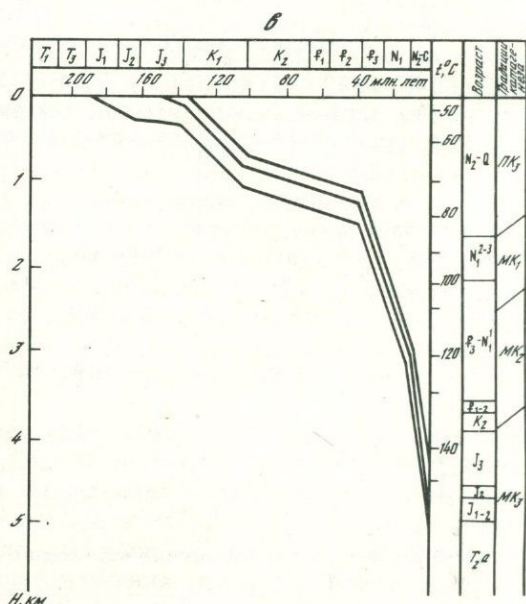
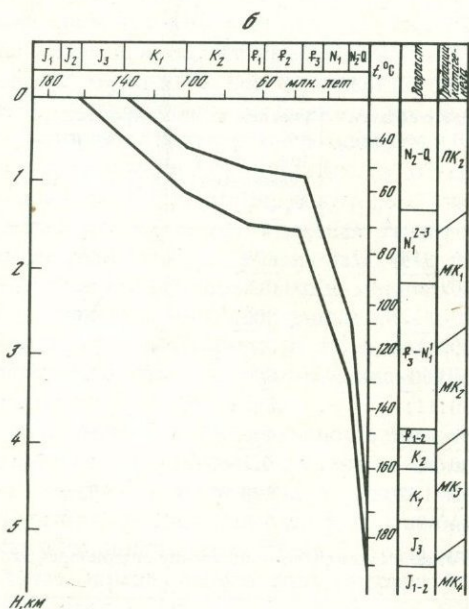
Полученные расчетные данные позволяют судить лишь о возможных масштабах нефтегазогенерации в породах, находящихся на различных этапах литогенеза. Важным моментом при оценке перспектив нефтегазоносности территорий является время вступления потенциально нефтегазоматеринских (НГМ) толщ в ГЗН, иными словами, встает вопрос: когда осуществляется основная реализация их потенциала, с какой скоростью проходят данные породы ГЗН?

Особенностью данного региона является резкое отличие в скоростях юрской седиментации на территории Предгорного и Равнинного Дагестана, а также иная направленность их постседиментационного развития. Так, если на территории Предгорного



Р и с. 2. Модели прогресса

Равнинный Дагестан, скважины: а — Озерная 1, б — Татумовская 1, в — Тереклинская 1



Дагестана скорость осадконакопления была равна 375—400 м/млн. лет, то во втором случае она не превышала 50 м/млн. лет. Это предопределило разную мощность юрского комплекса отложений (наибольшую в Предгорном Дагестане и наименьшую в Равнинном). Такая динамика осадконакопления привела к тому, что уже в позднеюрское время отложения нижней юры вошли в ГЗН и к настоящему времени большая их часть уже прошла пик нефтегенерации (см. рис. 1). Одновозрастные отложения в Равнинном Дагестане, напротив, достигли ГЗН лишь в палеогене (рис. 2), что позволяет рассчитывать на большую сохранность УВ, эмигрировавших из НГМ комплекса юры в данном регионе. Согласно расчетным данным (метод СИТ) Д.А. Мирзоева и Л.И. Джапаридзе [1976], наиболее высокой катагенетической превращенностью характеризуется ОВ байосских глин восточной части Прикумского поднятия, по нашим же данным, она выше в восточных и юго-восточных районах поднятия. Породы вступили в ГЗН с середины позднего мела. Одновозрастные отложения центральной и западной частей

Прикумского поднятия в подобных условиях оказались лишь в конце олигоцена. Для основной массы юрских отложений, развитых в районе Прикумского поднятия, Д.А. Мирзоев и Л.И. Джапаридзе определяют максимум главной фазы нефтеобразования в диапазоне от позднего олигоцена до начала плиоцена.

Таким образом, комплексное геохимическое исследование юрских отложений позволяет прийти к важным заключениям.

Более высоким нефтегазоматеринским потенциалом обладали ниже-среднеюрские отложения Предгорного Дагестана (а также одновозрастные породы в Горном Дагестане, где они в настоящее время выведены на поверхность) по сравнению с соответствующими породами в Равнинном Дагестане. Потенциал определялся более высокой концентрацией ОБ в осадках, большей мощностью этих отложений и большим содержанием глин в разрезе. Раннее вхождение данного комплекса пород в ГЗН привело к быстрой реализации нефтематеринского потенциала, а последующая инверсия на большей части этой территории — к разрушению возможных скоплений УВ. Высокая катагенетическая превращенность ОБ в породах (МК₅ — начало АК₁) позволяет рассматривать их в качестве генераторов газа и конденсата. Наибольшая плотность эмигрировавших УВ в условиях ГЗН составляла 400 тыс. т/км², газа — около 2 млрд. м³/км².

Одновозрастные отложения в Равнинном Дагестане вошли в ГЗН лишь в палеогене—неогене, что делает перспективной нефтеносность данного региона. Максимальная плотность эмигрировавших УВ из пород в ГЗН составила 230 тыс. т/км², газа — 0,8 млрд. м³/км².

Литература

- Корчагина Ю.И., Четверикова О.П. Методы исследования рассеянного органического вещества. М.: Недра, 1976. 229 с.
- Корчагина Ю.И., Четверикова О.П. Методы оценки генерации углеводородов в нефтепродуцирующих породах. М.: Недра, 1983. 221 с.
- Мирзоев Д.А., Джапаридзе Л.И. Органическое вещество, его битумоидные компоненты и степень их преобразования при катагенезе. — В кн.: Исследование органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1976, с. 261—269.

УДК 553.98.061.333.551.781.5.477.83 + 477.86

С.Н. Белецкая, Г.В. Маевская, Л.И. Сергеенко

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ПЕРВИЧНОМИГРАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ПОРОДАХ МЕНИЛИТОВОЙ СВИТЫ ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАРПАТЬЯ

В свете развиваемых некоторыми авторами положений о воздействии тектонических движений на преобразование рассеянного органического вещества (РОВ) и миграцию битумоидов [Галимов, 1973; Царев, Сороко, 1982] значительный интерес представляет изучение первичномиграционных процессов (ПМП) в отложениях менилитовой свиты (Р₃) Восточного Предкарпатья, сложное геологическое строение которого связано с наличием крупных тектонических нарушений, в частности сбросов и надвигов. Юго-западная часть Внутренней зоны Предкарпатского прогиба представляет собой многостажное скопление глубинных скиб (чешуй), надвинутых одна на другую [Новосилецкий, 1975]. Скибовая зона Карпат может рассматриваться как природная модель для изучения воздействия тектонического фактора на различные геохимические процессы, в том числе на ПМП.

Для диагностики ПМП использовался метод, основанный на дифференцированной обработке недробленных (нд.) и дробленных (д.) пород различными растворителями и сравнении количества и состава извлеченных битумоидов с учетом летучих углево-

Т а б л и ц а 1

Общая характеристика исследованных пород менилитовой свиты Предкарпатья

Площадь, скважина	Номер образца	Глубина, м	Тектоническое районирование	Литология (количество алевритового материала, размер зерен)
Верхнесине-видная, 1	1	Обнажение	Оровская скиба Карпат	Карбонатно-глинистая порода (20%; 0,10–0,02 мм, глауконита 5%, пирита 15%)
Верхнесине-видная, 2	2	”	То же	То же (слоистая разность)
Быстрица-Над-ворнянская	188/76-11	”	Береговая скиба Карпат	Известковистый аргиллит (50%; 0,10–0,70 мм, глауконита 5%)
Багровская, 1	42	1153–1158	Береговая скиба Карпат, Бориславская глубинная скиба	Глина слабоалевритистая (30%; 0,04–0,10 мм)
Пасечная, 814	3	2551–2554	Береговая скиба Карпат, Долинская глубинная скиба	Аргиллит тонкослойчатый, алевритистый, слабоизвестковистый (30%; 0,04–0,18 мм, глауконита 10%)
Оровская, 160	2К	3389–3391	Оровская скиба Карпат, Бориславская глубинная скиба	Глинистая сланцеватая порода (22%; мелкозернистая)
Смильнянская, 24	3К	4091–4094	Оровская скиба Карпат, Долинская глубинная скиба	Аргиллит тонко- и линзовиднослойчатый, алевритистый (25%; 0,02–0,12 мм)
Рожнятовская, 2	172	4688–4695	Внутренняя зона Предкарпатского прогиба, Слободская глубинная скиба	Алевролит глинистый (65%; 0,04–0,06 мм, глауконита до 15%, стилолиты)
Сходницкая, 22	4К	5755–5759	Оровская скиба Карпат, Долинская глубинная скиба	Аргиллит алевритистый (51%; от 0,18–0,30 до 0,9–1,1 мм, глауконита 15%)

дородов (ЛУВ) фракции C_8-C_{14} [Белецкая, Сергеенок, 1980]. Изучались следующие категории битумоидов: 1) миграционноспособные компоненты, находящиеся в открытых породах (Π_0) и извлекаемые сжатым углекислым газом из недробленных пород при пластовых давлениях и температурах, обозначаемые $\Gamma\mathcal{O}$ [Белецкая, 1967]; 2) битумоиды, извлекаемые хлороформом из недробленных пород после удаления $\Gamma\mathcal{O}$ и содержащие блокирующие асфальтеново-смолистые компоненты и заблокированные углеводороды ($УВ_{зб}$), в сумме обозначаемые $ХБ_{зб}$; 3) битумоид закрытых пород (Π_3), извлекаемый хлороформом из дробленных пород ($ХБ_{д}$).

Сумма трех категорий битумоидов ($\Gamma\mathcal{O} + ХБ_{зб} + ХБ_{д}$) дает хлороформенный экстракт (ХБ) – битумоид, извлекаемый хлороформом из сразу раздробленной породы и обычно изучаемый в битуминологии.

Когда объем ядерного материала был недостаточен, из недробленной породы извлекался только хлороформный экстракт, объединяющий $\Gamma\mathcal{O}$ и $ХБ_{зб}$ и обозначаемый $ХБ_{нд}$.

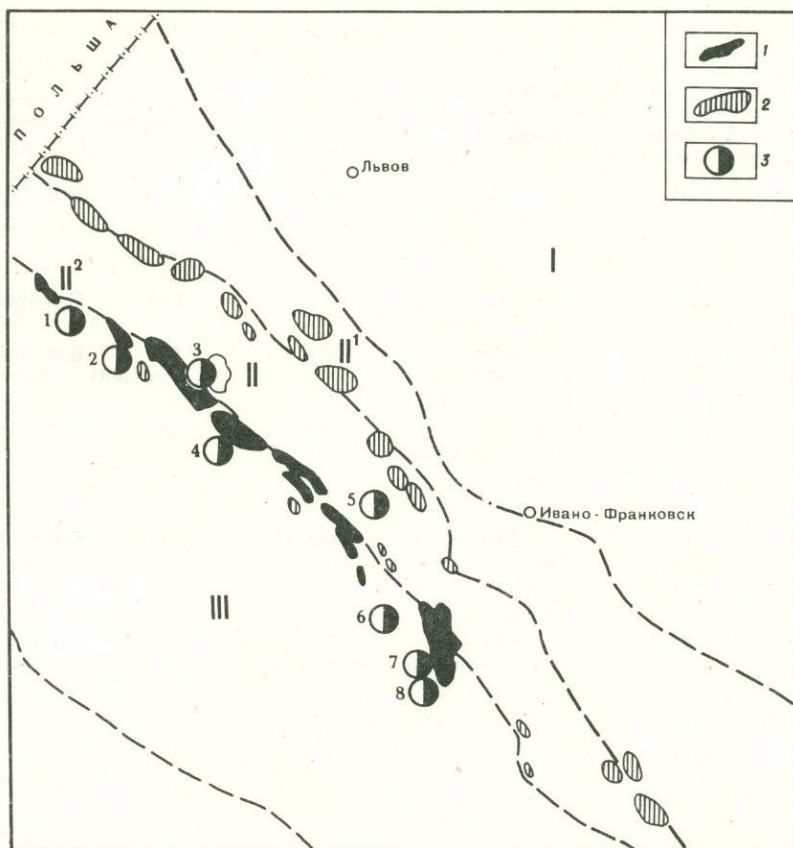
В настоящее время изучено девять образцов пород менилитовой свиты, отобранных

Плотность, г/см ³	Пористость, %		Нерастворимый в HCl остаток, %	С _{нк} , % на породу	Автор кол- лекции
	общая	открытая			
2,27	3,38	1,28	92,0	10,90	И.В. Гринберг
2,0	12,20	11,60	89,2	12,68	Н.И. Иванец
2,33	5,17	4,56	93,0	7,07	В.М. Бекетов
2,43	5,96	3,67	85,5	2,90	М.Д. Бобровник
2,31	5,52	0,64	95,6	5,75	Ю.И. Филяс
2,37	2,83	0,74	95,4	5,97 11,54	В.В. Колодий
2,46	4,23	0,54	92,1	7,0	"
2,53	3,34	1,05	82,1	5,91	М.Д. Бобровник
2,65	1,70	0,40	92,1	3,25	В.В. Колодий

в широком интервале глубин (от обнажений до 5,8 км) из самых различных участков скибовой зоны Карпат между площадями Смильно — Пасечное. Пункты отбора проб пород показаны на рис. 1. Общая характеристика исследованных образцов приведена в табл. 1.

Результаты извлечения битумоидов из различных пор представлены на рис. 2 и в табл. 2. Изучение распределения битумоидов в поровой системе позволило установить, что во всех исследованных породах содержится сингенетичный остаточный битумоид со следами межпорового перераспределения УВ из P_3 в P_0 . Об остаточности и сингенетичности битумоидов свидетельствуют следующие показатели.

1. В исследованных породах установлено низкое содержание битумоидов в P_0 , величина битумоидного коэффициента для битумоида открытых пор $\beta_{ХБ_{нд}}$ колеблется от 0,3 до 3% (среднее $\sim 1,5\%$). Исключение составляет образец из разреза Оровской площади, для которого $\beta_{ХБ_{нд}} = 6,2\%$. Для понимания состояния миграционных процессов весьма существенно то, что как в этом, так и в других исследованных образцах количество миграционноспособных компонентов очень мало: $\beta_{ГЭ_0} = 0,3\%$. Уместно



Р и с. 1. Пункты отбора проб менилитовой свиты (схема тектонического районирования из работы Р.М. Новосилецкого [1975])

I — юго-западное окончание Русской платформы; II — Предкарпатский прогиб: II¹ — Внешняя зона, II² — Внутренняя зона; III — Складчатые Карпаты

1, 2 — залежи: 1 — нефти, 2 — газа; 3 — пункты отбора проб пород: 1 — Смильна, 2 — Сходница, 3 — Оров, 4 — Верхнесинеvidное, 5 — Рожнятов, 6 — Багровка, 7 — Быстрица-Надворнянская, 8 — Пасечное

напомнить, что в аргиллитах баженовской свиты эта величина достигает ~10%, а в карбонатно-глинистых породах доманиковской свиты — 4%.

2. Установлена недозаполненность Π_0 битумоидом, выявляющаяся при сравнении отношений, характеризующих распределение битумоидов в поровой системе — $X_{Бнд}/X_{Бд}$, и отношений, отражающих распределение пор в породе — Π_0/Π_3 . Последние в исследованных породах значительно выше или равны отношениям, характеризующим распределение битумоидов (см. табл. 3, графы 3 и 4).

3. Низкие значения отношений МН-УВ/АР-УВ свидетельствуют об отдаче МН-УВ, среднее значение в суммарном битумоиде около 0,8.

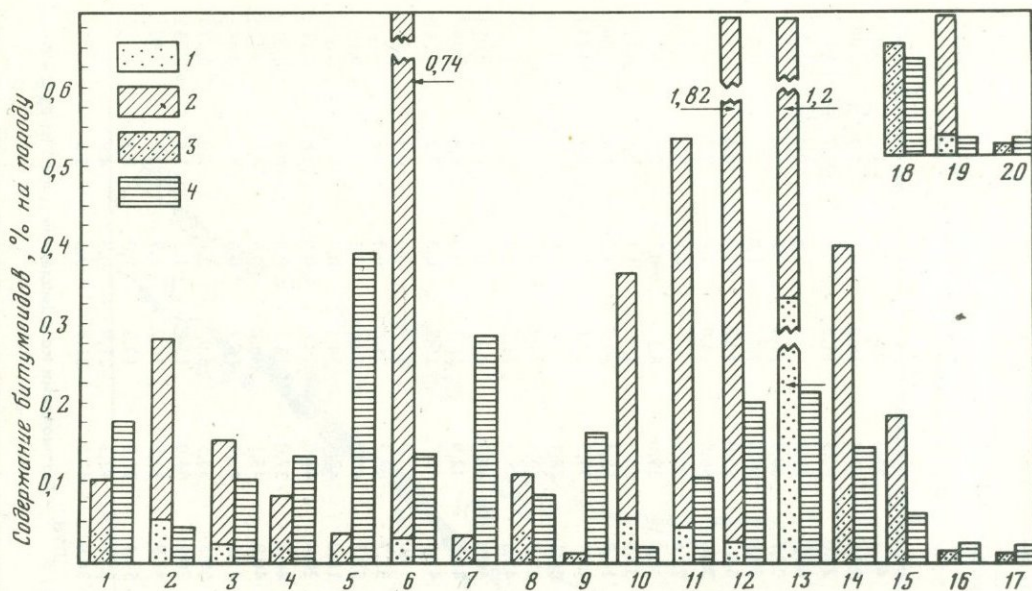
Несмотря на остаточный характер битумоида, в составе экстрактов из Π_0 некоторых пород по сравнению с битумоидом из Π_3 наблюдается определенный избыток УВ, в основном МН-УВ, который фиксируется по большему содержанию УВ в $X_{Бнд}$ и по более высокому значению отношения МН-УВ/АР-УВ в этом битумоиде. К тому же отношения, характеризующие распределение УВ в поровой системе, превышают отношение Π_0/Π_3 (см. табл. 3, графы 3 и 5). Расчет дефицита УВ в Π_3 ($\Delta УВ_3$), проведенный по ранее предложенным формулам [Белецкая и др., 1975], показал, что избыток УВ в Π_0 , скорее всего, обусловлен межпоровым перераспределением. Достаточно

Т а б л и ц а 2

Содержание и состав битумоидов, извлеченных из различных пор пород менилитовой свиты

Площадь, скважина	Номер образца	Характер экстракта	Выход битумоидов, % на породу	Состав битумоидов, %					МН-УВ	β^C ХБ	$\beta^{ЛУВ}$
				МН-УВ	АР-УВ	ΣУВ	Σ смол	асфальтены			
Верхнесинеvidная, 1	1	ХБ _{нд}	0,111	15,6	25,4	41,7	55,2	3,8	0,6	1,0	0,07
		ХБ _д	0,180	4,5	15,5	20,0	63,7	16,3	0,3	1,7	0,08
		ХБА	0,291	8,7	19,3	28,0	60,5	11,5	0,5	2,7	0,15
Верхнесинеvidная, 2	2	ГЭ _о	0,043	40,6	27,6	68,2	31,8	—	1,5	0,3	0,08
		ХБ _{эб}	0,245	12,6	15,1	27,7	60,9	11,4	0,8	2,0	—
		ХБ _{нд}	0,288	16,8	17,0	33,8	56,5	9,7	1,0	2,3	0,08
		ХБ _д	0,047	3,8	3,0	6,8	53,0	40,2	1,3	0,4	—
		ХБА	0,335	15,0	15,0	30,0	56,0	14,0	1,0	2,7	—
Быстрица-Надворнянская	188/76-11	ГЭ _о	0,019	59,7	12,9	72,6	27,4	—	4,6	0,3	0,14
		ХБ _{эб}	0,140	13,9	18,9	32,8	59,0	8,2	0,7	2,0	—
		ХБ _{нд}	0,159	19,3	18,2	37,5	55,3	7,2	1,1	2,3	0,14
		ХБ _д	0,101	8,2	6,7	14,9	65,4	19,7	1,2	1,4	0,09
		ХБА	0,260	15,0	13,7	28,7	59,2	12,1	1,1	3,7	0,23
Багровская, 1	42	ХБ _{нд}	0,088	46,5	22,6	69,1	28,4	2,5	2,0	3,0	—
		ХБ _д	0,135	11,4	15,6	27,0	56,3	16,7	0,7	4,7	—
		ХБА	0,223	25,2	18,4	43,6	45,3	11,1	1,4	7,7	—
Пасечная, 814	3	ХБ _{нд}	0,026	21,6	29,2	50,8	40,0	9,2	0,7	0,4	0,02
		ХБ _д	0,390	9,7	31,3	41,0	42,9	16,1	0,3	6,8	0,49
		ХБА	0,416	10,5	31,1	41,6	42,7	15,7	0,3	7,2	0,51
Оровская, 160	2К	ГЭ _о	0,018	51,3	21,7	73,0	27,0	—	2,4	0,3	0,16
		ХБ _{эб}	0,724	10,3	21,4	31,7	47,2	21,6	0,4	6,2	—
		ХБ _{нд}	0,742	11,3	21,4	32,7	46,7	20,6	0,5	6,5	0,16
		ХБ _д	0,128	4,6	13,4	18,0	47,5	34,5	0,3	1,1	0,05
		ХБА	0,870	10,2	20,2	30,4	47,0	22,6	0,5	7,6	0,21
Смильянская, 24	3К	ХБ _{нд}	0,036	19,4	25,3	44,7	37,0	18,3	0,8	0,5	0,02
		ХБ _д	0,288	14,1	26,8	40,9	43,1	16,0	0,5	4,1	0,42
		ХБА	0,324	14,8	26,6	41,4	42,4	16,2	0,6	4,6	0,44
Рожнятовская, 2	172	ХБ _{нд}	0,116	41,0	19,5	60,5	33,5	6,0	2,1	2,0	0,37
		ХБ _д	0,090	10,9	9,2	20,1	64,0	15,9	1,2	1,5	0,03
		ХБА	0,206	27,9	15,0	42,9	46,8	10,3	1,9	3,5	0,40
Сходницкая, 2	4К	ХБ _{нд}	0,009	27,8	26,6	54,4	27,8	17,8	1,0	0,3	—
		ХБ _д	0,160	8,0	27,8	35,8	42,3	21,9	0,3	4,9	—
		ХБА	0,169	9,1	27,7	36,8	41,5	21,7	0,3	5,2	—

Примечание. МН-УВ — метаново-нафтенковые УВ; АР-УВ — ароматические УВ; $\beta^{ЛУВ}$ — битумоидный коэффициент летучих УВ; β^C ХБ — битумоидный коэффициент.



Р и с. 2. Распределение битумоидов в поровой системе пород, обогащенных РОВ, на различных грациях катагенеза

Битумоиды: 1 – миграционноспособные ($\Gamma\text{Э}_0$), 2 – заблокированные (ХБ_{36}), 3 – из открытых пор (сумма $\Gamma\text{Э}_0 + \text{ХБ}_{36}$), 4 – из закрытых пор (ХБ_D)

Площади: 1 – Верхнесивидная, скв. 1; 2 – Верхнесивидная, скв. 2; 3 – Быстрица-Надворнянская; 4 – Багровская; 5 – Пасечная; 6 – Оровская, скв. 160; 7 – Смильнянская; 8 – Рожнятовская; 9 – Сходницкая; 10 – Кашпирские сланцы; 11 – Литва, скв. IV-2; 12 – руч. Покосный; 13 – Верхнесальмская; 14 – Возейская; 15 – Мишваньская; 16 – р. Брус; 17 – Донбасс; 18 – Левкинская; 19 – Краснодарская, скв. 17; 20 – р. Аксай

“вернуть” в Π_3 от 0,04 до 0,36 г УВ (на 1 кг породы) и отношения, характеризующие распределение УВ, после реконструкции состава ($\text{УВ}_{\text{нд}} - \Delta \text{УВ}_3$) ($\text{УВ}_D + \Delta \text{УВ}_3$) приходят в соответствие со значениями Π_0/Π_3 (см. табл. 3, графы 3, 10).

Специфической особенностью распределения битумоидов в исследованных породах менилитовой свиты является то, что независимо от глубины погружения основная масса битумоидов извлечена из Π_3 ($\beta_3 = 3,6\%$). В качестве другой существенной особенности пород менилитовой свиты можно рассматривать весьма низкое содержание извлекаемых блокирующих асфальтеново-смолистых компонентов и заблокированных УВ (см. табл. 2 и рис. 2). Среднее содержание этих компонентов по восьми исследованным образцам пород составляет всего лишь 0,09% (на поруду). Исключением является образец с Оровской площади, в котором содержится 0,72 ХБ_{36} , в том числе 0,23% УВ_{36} .

В экстрактах из восьми образцов пород менилитовой свиты методом газожидкостной хроматографии (ГЖХ) были исследованы летучие УВ (ЛУВ) фракции C_{8-14} и тяжелые УВ (ТУВ) фракции C_{15} и выше. Ориентировочное количество ЛУВ определялось по методике, предложенной ранее [Белецкая, Сергеев, 1980, 1981]. Величины битумоидного коэффициента ЛУВ – $\beta^{\text{ЛУВ}}$ для битумоидов различных пор приведены в табл. 2. Установлено, что в экстрактах из Π_0 пород Верхнесивидной, Пасечной и Смильнянской площадей доля ЛУВ_0^{f} очень низка (в среднем $\sim 1\%$ в суммарном битумоиде) при $\beta_0^{\text{ЛУВ}} = 0,04\%$, в то время как доля ЛУВ_3 достигает 6%, при $\beta_3^{\text{ЛУВ}}$ в среднем около 0,3%, а гамма УВ значительно шире. В породах, для которых установлено значительное межпоровое перераспределение битумоидов (до 17,5%, см. табл. 3, графу 10), из Π_0 извлечено ЛУВ в несколько раз больше, чем из Π_3 (площади Быстрица-Надворнянская и Рожнятовская).

Отношение $\text{ЛУВ}_0/\text{ЛУВ}_3$ для большинства исследованных пород меньше отношения

P_0/P_3 , что свидетельствует о недозаполненности P_0 подвижными ЛУВ. Особенно мала доля ЛУВ фракции C_8-C_{10} , которую удалось зафиксировать только при извлечении миграционноспособных компонентов сжатым газом, так как при этом происходит фракционирование и накопление ЛУВ из большой навески породы (до 3 кг) в фильтрах установки.

Таким образом, изучение распределения ЛУВ в поровой системе подтверждает вывод об отдаче УВ из P_0 пород менилитовой свиты.

Состав тяжелых углеводородов (ТУВ) отличается несколькими специфическими чертами. Во-первых, наблюдается значительное количество изопреноидных УВ, в том числе нор-пристана (изо- C_{18}), пристана, фитана. $K_{изо}$ (в среднем по 15 исследованным фракциям) около 2,2, а в отдельных образцах достигает 5,1 (табл. 4). Во-вторых, отмечается четко выраженное преобладание пристана над фитаном, среднее значение отношения П/Ф до 2,2, а максимальное — до 6. В-третьих, наблюдается некоторое преобладание УВ с нечетным содержанием атомов С над УВ с четным в области $C_{23}-C_{29}$ в битумоиде с площадей: Верхнесивевидная (обнажение), Пасечная (2,5 км), Рожнятовская (4,7 км), Смильнянская (4,1 км). Из всего этого можно сделать вывод, что $K_{нч}$ не зависит от современной глубины залегания исследованных пород менилитовой свиты. По мнению Тиссо и Вельте [1981], подобное соотношение признаков может свидетельствовать о присутствии в исходном РОВ остатков высших наземных растений, а преобладание пристана над фитаном и увеличение роли изо- C_{18} и изо- C_{16} говорит о значительной степени катагенетического преобразования РОВ. Отметим также, что П/Ф, как правило, выше для миграционноспособных компонентов, особенно для ГЭФ, улавливаемых в специальных фильтрах, и для битумоидов из P_3 , чем для ХБ и битумоидов из P_0 . Из этого следует вывод, что в процессе миграции меняется соотношение П/Ф, а битумоид, мигрирующий в газовой фазе, будет иметь повышенное содержание пристана.

Было проведено также сравнительное изучение распределения битумоидов в поровой системе пород менилитовой свиты и в породах из других геотектонических зон, где они обогащены РОВ и находятся на различных градациях катагенеза. Это — волжские кашпирские сланцы юрского возраста ($C_{нк} \approx 26\%$), граптолитовые силурийские сланцы Прибалтики ($C_{нк} \approx 9\%$), карбонатно-глинистые породы доманиковой свиты Волго-Уральской области и Тимано-Печорской провинции и аргиллиты баженовской свиты Западной Сибири ($C_{нк} \approx 8\%$), а также одновозрастные с менилитовыми сланцами породы майкопской и кумской свит Северного Кавказа ($C_{нк} = 3\%$). Исследовано более 100 образцов пород. Некоторые результаты даны на рис. 2. Имея в виду то, что содержание ХБ₃₆ и ХБ_д в процентах от $C_{нк}$ для одновозрастных и однотипных пород, находящихся на одной градации катагенеза, колеблется в узком интервале значений [Белецкая, Сергеев, 1980], сравним исследованные породы по этим параметрам.

Среднее значение β_3 в пределах ПК — 0,07%, на градации МК₁ для пород баженовской свиты оно повышается до 0,4, а для доманиковой — до 0,8%. При переходе к МК₂ в породах этих свит значение β_3 возрастает до 2,2 и 7,6 соответственно, а на градации МК₃ снова снижается до 0,7 и 3%. В отложениях менилитовой свиты значение β_3 (среднее по 9 исследованным образцам) равно $\sim 3,1\%$. Естественно предположить, что РОВ менилитовой свиты прошло главную фазу нефтеобразования (ГФН). К такому же выводу приводит сравнение содержаний ХБ₃₆. На градации ПК заблокированные УВ практически отсутствуют, при переходе к МК₁ величина β_{36} возрастает до $\sim 7,4\%$ в породах баженовской свиты и до 11% — доманиковой, на МК₂ эта величина достигает 12 и 15% соответственно, а на градации МК₃ снижается до 4 и 5%. В породах менилитовой свиты β_{36} менее 2%. Исключение составляет образец с Оровской площади, для которого $\beta_{36} = 6,2$. Присутствие сравнительно большого количества ХБ₃₆ в этой породе является наглядным свидетельством того, что преобразование РОВ пород менилитовой свиты проходило по схеме, типичной для отложений, обогащенных РОВ. Весьма низкое содержание миграционноспособных и заблокированных компонентов в остальных

Т а б л и ц а 3
 Отношения, характеризующие распределение битумоидных компонентов
 в поровой системе пород менилитовой свиты Предкарпатья

Площадь, скважина	Номер образца	П _о /П _з	ХБ _{нд} /ХБ _д	УВ _{нд} /УВ _д	СМ _{нд} /СМ _д
1	2	3	4	5	6
Верхнесинеvidная, 1	1	0,60	0,60	2,10	0,50
Верхнесинеvidная, 2	2	19,30	6,10	30,00	6,60
Быстрица-Надвор- нянская	188/76-11	7,40	1,60	39,00	1,30
Багровская, 1	42	1,60	0,70	1,70	0,30
Пасечная, 814	3	0,13	0,07	0,08	0,06
Оровская, 160	2К	0,40	5,80	10,50	5,70
Смильнянская, 24	3К	0,14	0,13	0,14	0,11
Рожнятовская, 2	172	0,50	1,30	3,90	0,70
Сходницкая, 2	4К	0,30	0,06	0,08	0,04

* Исходный битумоид получен из расчета $\beta = 38\%$.

** Углететрографический анализ проведен А.В. Жуковой.

Примечание. СМ — смолы; Асф — асфальтены; породы: д — дробленые, нд — недробленые; П_з — закрытые поры.

Т а б л и ц а 4
 Отношения, характеризующие распределение пристана и фитана
 в битумоиде, извлеченном из различных пор пород менилитовой свиты Предкарпатья

Площадь	Номер образца	Характер экстракта	изо-19/н-17	изо-20/н-18	П/Ф	(изо-19 + изо-20/н-17 + н-18-К _{изо})
Верхнесинеvidная	1	ХБ _{нд}	3,0	4,5	1,6	3,4
		ХБ _д	5,2	4,8	2,0	5,1
Быстрица-Надвор- нянская	2	ГЭФ _{нд}	1,8	2,0	2,0	1,8
		Х*				
		П	ГЭФ _{нд}	1,1	1,2	3,3
Багровская*	42	ГЭФ _д	1,0	1,3	6,0	1,1
		ХБ _{зб}	н-17-ОТС		1,0	—
		ГЭсеп*	0,9	0,6	1,3	0,7
		ХБ _{нд} *	0,8	0,5	0,3	0,6
Пасечная	3	ХБ _{нд}	1,5	1,2	3,0	1,4
		ХБ _д	1,5	1,3	2,8	1,5
Оровская*	2К	ХБ _{зб} *	3,2	7,0	1,2	4,3
		ГЭФ _д	1,2	1,0	2,9	1,1
Смильнянская	3К	ХБ _{нд}	5,5	2,6	1,8	3,9
		ХБ _д	6,5	2,7	2,2	4,5
Рожнятовская	172	ХБ _{нд}	0,7	0,6	1,4	0,7
		ХБ _д	1,0	0,9	1,5	1,0

*Анализ фракции проведен М.А. Галишевым.

Примечание. Фракции: ф — из фильтров установки, сеп — из сепараторов; битумоид из породы: нд — недробленной, д — дробленной; ГЭ — газовые экстракты; ХБ — хлороформный битумоид; зб — заблокированные компоненты; П/Ф — отношение пристана к фитану.

АсФ _{нд} /АсФ _д	Дефицит УВ в П ₃ (Δ УВ ₃)		$\frac{(УВ_{нд} - \Delta УВ_3)}{(УВ_д + \Delta УВ_3)}$	Отдача битумоидов, % от исходного битумоида*	Показатель преломления коллоальгинита** N _{КА}
	%	г/1 кг породы			
7	8	9	10	11	12
0,20	6,9	0,20	0,50	92	1,734
1,50	0,5	0,02	2,00	92	—
0,60	7,5	0,20	0,60	90	1,746
0,10	17,8	0,40	0,30	75	1,724
0,03	1,0	0,04	0,06	81	1,754
3,50	2,6	0,23	3,50	76	
0,14	0,6	0,02	0,11	87	1,708
0,50	17,5	0,36	0,63	90	
0,04	1,0	0,02	0,05	87	1,789

породах менилитовой свиты в сочетании с высоким значением β_3 свидетельствует о глубоком преобразовании блокирующих асфальтеново-смолистых компонентов, переходе их в нерастворимое состояние и эмиграции основной массы подвижных компонентов из открытых пор.

Петрографическое изучение пород менилитовой свиты было проведено Р.С. Сахигареевым, который установил, что это карбонатно-глинистые породы с примесью песчано-алевритового материала, представленного зернами полевого шпата, кварца и обломками карбонатных пород. ОВ и битумоиды концентрируются в глинисто-карбонатной части, а зерна песчано-алевритовой размерности этих компонентов лишены примеси. Породы различаются между собой по содержанию песчано-алевритового материала, глауконита и ОВ, а также размером кластических зерен. Эти параметры охарактеризованы в табл. 1.

Петрографические данные о состоянии ПМП аналогичны результатам битуминологического анализа. В породах менилитовой свиты установлены многочисленные признаки активной эмиграции битумоидов. Фиксируется обилие следов флюидоразрывов (ФР) в виде черных и реже темно-коричневых извилистых нитевидных образований, расположенных параллельно напластованию, по ослабленным зонам, вдоль органических включений и зерен алевритового материала. В большинстве пород ФР образуют более или менее густую непрерывную сеть и выполнены асфальтеново-смолистыми компонентами, выделившимися при перераспределении сингенетичного битумоида вследствие потери подвижных фракций, что свидетельствует о имевших место процессах дифференциации и эмиграции битумоидов. Наибольшее количество ФР фиксируется в породах из разрезов Верхнесиверидной и Смильнянской площадей, для которых наблюдается низкое содержание ХД_{нд} (см. табл. 2). Весьма существенно, что асфальтеновые компоненты, выполняющие ФР и поры выщелачивания, имеют характерный керитоподобный блеск в отраженном свете, свидетельствующий о значительном преобразовании этих компонентов до градации катагенеза МК₃, а возможно, и МК₄. Битуминологически установлено низкое содержание асфальтенов в ХБ_{нд} (в среднем ~9%), в ХБ_д оно несколько повышается (до 20%) и в спиртобензольном битумоиде возрастает до 60%, но основная масса этих компонентов, визуально наблюдаемых в шлифах, перешла в нерастворимое состояние и составляет часть НОВ.

Повсеместно отмечается растворение карбонатного материала агрессивными флюидами, сопровождающееся значительным увеличением емкости за счет образования вторичных пор выщелачивания. В настоящий момент, однако, основная масса этих пор заполнена асфальтеново-смолистыми компонентами, потерявшими растворимость, что объясняет низкую открытую пористость, определяемую аналитически (см. табл. 1).

Алевритовый аргиллит из разреза Оровской площади, который по битуминологическим данным выделяется среди других образцов, содержит битумоид самых разных оттенков коричневого цвета. Обращает на себя внимание отсутствие четких следов ФР. Создается впечатление, что в прошлом отсутствовали условия для нормального уплотнения этой породы, дифференциации и эмиграции битумоидов. В ней сохранились блокирующие асфальтеново-смолистые компоненты, растворимые в хлороформе, в количестве, сопоставимом с другими доманикоидными породами, находящимися на градации МК₂, например с аргиллитами баженовской свиты. Абсолютное содержание ХБ_д для пород менилитовой свиты по девяти исследованным образцам около 0,17%, приблизительно такое же, как для аргиллитов баженовской свиты. Это позволяет рассчитать ориентировочную отдачу из менилитовых сланцев по аналогии с породами баженовской свиты, для которых величина $\beta_{ХБ}$ исходного реконструированного битумоида на градации МК₂ равна ~38% [Белецкая, Сергеенок, 1980]. Расчет эмигрировавших из менилитовых пород битумоидов был проведен, исходя из сохранившегося до настоящего времени $S_{нк}$, масштабов генерации соответствующего $\beta = 38\%$ за вычетом битумоидов, сохранившихся в породе, в сумме с ЛУВ и с учетом асфальтеновых компонентов, перешедших в нерастворимое состояние (среднее β около 1%). Результаты расчета приведены в табл. 3, графа 11. Можно видеть, что наибольшей отдачей характеризовались породы Верхнесинеvidной и Смильнянской площадей, а наименьшей — отложения Оровской площади, что находится в полном соответствии с выводами, полученными на основании битуминологического петрографического анализа.

При углепетрографическом изучении дебитуминизированного керогена, проведенном А.В. Жуковой, из пород различных площадей было установлено, что показатель преломления коллоальгинита ($N_{ка}$) изменяется в интервале значений 1,708–1,789 (см. табл. 3), что отвечает градации катагенеза МК₂, и только кероген из породы Сходницкой площади отвечает более высокой градации — МК₃ или МК₃–МК₄.

Близкие результаты были получены Ю.М. Королевым (ИГиРГИ) и З.Г. Капланом (ВНИГРИ) при рентгеноструктурном анализе керогена наших образцов: породы Верхнесинеvidной площади отвечали градации катагенеза МК₁, Багровской — МК₂, а породы Сходницкой площади — градации МК₃.

Если исходить из предположения, что зона Предкарпатского краевого прогиба, по аналогии с Западно-Кубанским и другими альпийскими прогибами, характеризуется растянутой глубинной зональностью катагенетического преобразования РОВ, то ГФН здесь достигается в интервале глубин около 4–4,5 км, переход же от МК₂ к МК₃ происходит на глубине 5,5 км. Последнее согласуется с результатами углепетрографического и рентгеноструктурного анализов.

По результатам же изучения распределения битумоидов в поровой системе только битумоид из породы Оровской площади можно отнести к градации МК₂. Преобладание в других породах битумоидов из закрытых пор, низкое содержание блокирующих асфальтеново-смолистых компонентов и УВ_{эб}, а также отсутствие миграционноспособных битумоидов — все это свидетельствует о значительном преобразовании последних и об эмиграции основной массы подвижных компонентов. $K_{отд} = 0,7–0,9$, что соответствует градациям катагенеза МК₄, МК₅ и даже АК. Согласно петрографическим данным уровень катагенеза РОВ соответствует градациям МК₃–МК₄.

Суммируя все вышесказанное, можно сделать вывод, что тектонический фактор, воздействовавший на породы менилитовой свиты при формировании скибовой зоны Предкарпатского прогиба, не нашел заметного отражения в структуре керогена РОВ. Однако он весьма существенно повлиял на характер эмиграции битумоидов из По,

усилил преобразование блокирующих асфальтеново-смолистых компонентов и способствовал высвобождению заблокированных УВ. Не исключено, что именно массовый уход подвижных соединений из P_0 ускорил конденсацию асфальтеновых компонентов и переход их в нерастворимое состояние.

Таким образом, состояние ПМП в породах менилитовой свиты Предкарпатья позволило установить активное влияние тектонического фактора на процессы дифференциации битумоидов, эмиграцию подвижных компонентов и преобразование асфальтеново-смолистых веществ.

Литература

- Белецкая С.Н.* Экспериментальное изучение механизма первичной миграции рассеянных битумоидов из осадочных пород в однофазном газовом состоянии. — В кн.: Генезис нефти и газа. М.: Недра, 1967, с. 420–428.
- Белецкая С.Н., Боровая Г.М., Неручев С.Г.* Диагностика процессов первичной миграции битумоидов в породах кембрийских отложений Восточной Сибири. — В кн.: Вопросы миграции нефти и газа. Л., 1975, с. 37–56. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 370).
- Белецкая С.Н., Сергеенко Л.И.* Характеристика состояния миграционных процессов в аргиллитах баженовской свиты Западной Сибири. — В кн.: Условия нефтегазоносности и особенности формирования месторождений нефти и газа на Западно-Сибирской плите. Л.: ВНИГРИ, 1980, с. 101–114.
- Белецкая С.Н., Сергеенко Л.И.* Закономерности генерации и эмиграции низкокипящих углеводородов в процессе катагенетического преобразования РОВ: Тез. докл. Всесоюз. совещ. по геохимии углеорода. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1981, с. 149–152.
- Галимов Э.М.* Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Наука, 1973. 383 с.
- Новосилецкий Р.М.* Геогидродинамические и геохимические условия формирования залежей нефти и газа Украины. М.: Недра, 1975. 226 с.
- Тиссо Б., Вельге Д.* Образование и распространение нефти. М.: Мир, 1981. 501 с.
- Царев В.П., Сороко Т.И.* Влияние механических полей на преобразование ископаемого ОВ: Тез. докл. 7-го Всесоюз. семинара "Органическое вещество в современных и ископаемых осадках." Ташкент: ИГиРНИГМ, 1982, с. 32–33.

УДК 552.58.061.981 (477)

В.А. Витенко, Р.М. Новосилецкий, Е.Ф. Шевченко

НЕФТЕГАЗОГЕНЕРАЦИОННЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ОТЛОЖЕНИЙ ОСНОВНЫХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ РЕГИОНОВ УКРАИНЫ

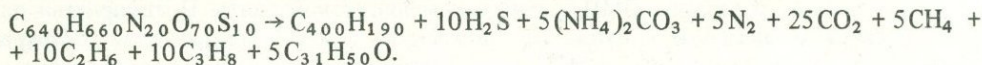
Нефтегазогенерационный потенциал осадочных образований изучался в Днепровско-Донецкой и Предкарпатской нефтегазоносных областях.

В разрезе нефтегазоносных палеозойских отложений Днепровско-Донецкой впадины выделяются карбонатная, карбонатно-терригенная, соленосная, вулканогенно-осадочная и вулканогенная толщи девонского возраста и карбонатная, карбонатно-терригенная, субугленосная, угленосная и пестроцветная формации каменноугольного возраста.

Петрографические и химические данные свидетельствуют о том, что органическое вещество (ОВ) в отложениях девона представлено сапропелитами со средней примесью гумитов, равной 10–15%.

Изучение особенностей преобразования рассеянного органического вещества (РОВ) в карбонатных и глинистых породах карбонатно-терригенных формаций позволило выявить ряд особенностей. Кероген карбонатных пород обычно подвержен карбонизации (77–79%), чем глинистые отложения (80–88% С). В составе углеводородных газов пиролиза керогена карбонатных пород максимум приурочен к C_3 , глинистых — к C_1 и C_3 . Жидкие углеводороды (УВ) пиролиза керогена карбонатных пород, по сравнению в жидкими УВ глинистых, характеризуются более высоким средним молекулярным весом, равным 240 (200 из глинистых пород).

Учитывая состав керогена, условный молекулярный вес которого равен 10 000, и количественный выход летучих при пиролизе РОВ из новой терригенно-карбонатной формации девона Днепровско-Донецкой впадины, можно записать суммарное уравнение химической реакции образования УВ следующим образом:

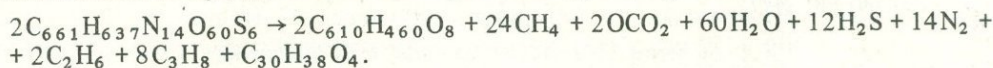


Состав углеводородной части газа (в %) для карбонатной и карбонатно-терригенной формаций характеризуется соответственно следующими данными: C_1 — 15 и 25, C_2 — 40 и 45, C_3 — 30 и 25 и C_4 — 15 и 5. Для отложений карбонатной формации характерен более "сухой" газ.

Средняя эмпирическая формула жидких УВ составляет $C_{15}-H_{31}$, среди которых на ранних грациях катагенеза (ПК₃—МК₁) отмечается высокое содержание полиметиленовых соединений и ограниченное присутствие n-алканов. Нефти карбонатной формации характеризуются низким содержанием метановых соединений с некоторым повышением доли аренов. Средний групповой состав УВ для карбонатной и карбонатно-терригенной формаций соответственно равен (в %): метановых 40 и 45, нафтеновых около 35, ароматических 25 и 20. n-Алканы представлены гомологами в ряду C_6-C_{40} . Жидкие УВ газоконденсатных систем содержат больше ароматических соединений по сравнению с нефтями.

Вулканогенные породы девона Днепровско-Донецкой впадины характеризуются низким содержанием РОВ (0,1%). В ОВ преобладают кислые компоненты, а среди УВ отмечается повышенное содержание ароматических соединений, отношение МН/НА = 0,6. Карбонатные породы вулканогенно-осадочной формации девона содержат ОВ в количествах, превышающих субкларковые величины. В керогене, выделенном из мергелей задонско-елецкого горизонта Ивашковской и Седневской площадей, при нагревании до 400° С в азоте на этапе МК₁ произошло возрастание доли С с 77 до 79%, а на этапе МК₃ — с 83 до 86%.

Изменения элементного состава и состава продуктов пиролиза керогена ОВ карбонатно-глинистых пород девона можно выразить следующей реакцией:

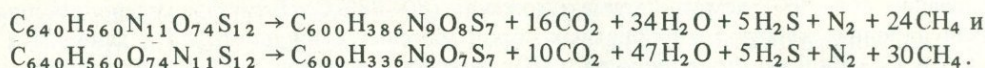


Из реакции превращения ОВ видно, что кероген характеризуется низким выходом летучих и высоким отношением газообразных УВ к жидким (1,5 против 0,4). Тем самым он должен быть отнесен к РОВ с низким генерационным потенциалом.

Нефти вулканогенно-осадочной формации девона Днепровско-Донецкой впадины содержат большое количество аренов и относятся к сравнительно редкому метаноароматическому типу. В составе аренов преобладают соединения с показателем преломления 1,53—1,59 и цикличностью 2,2—4,5. Смолистые компоненты составляют 10%, отношение кислых смол к нейтральным больше 3.

Отложения субугленосной и угленосной формаций карбона впадины имеют широкое распространение. Мощность угленосной формации в центральной части грабена достигает 3 км, а содержание ОВ в углистых прослойках — 40%. Битумный коэффициент в углистых образцах составляет 6—12. Отношение кислых битумоидов к нейтральным на подэтапах МК₁—МК₂ < 1, МК₂—МК₃ > 1.

В лабораторных условиях при реакциях расщепления ОВ достигается высокий выход летучих продуктов. Выход и состав летучих продуктов в процессе катагенеза РОВ и угля может быть выражен соответственно схематически реакциями



При исследовании группового состава битумоидов угленосной формации карбона было установлено низкое содержание масляной фракции с высокой цикличностью УВ

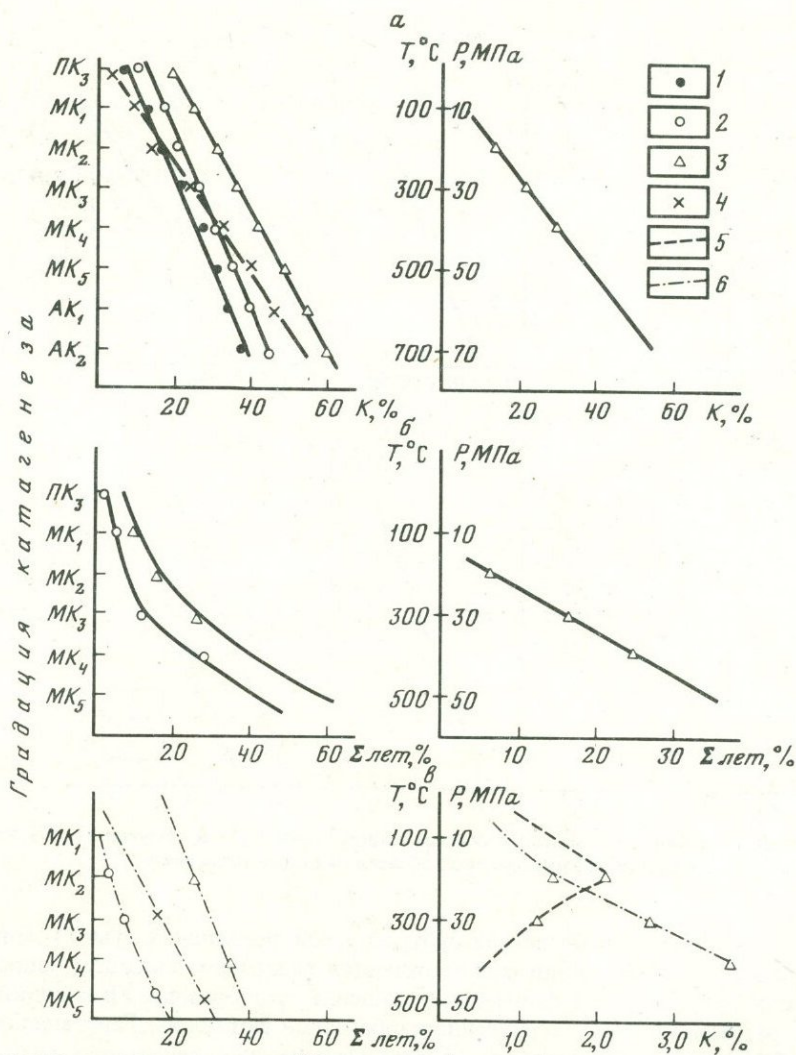


Рис. 1. Результаты пиролиза керогена (К) различных формаций

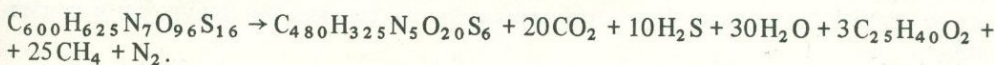
а — летучие продукты; б, в — выход: б — CO_2 , в — УВ

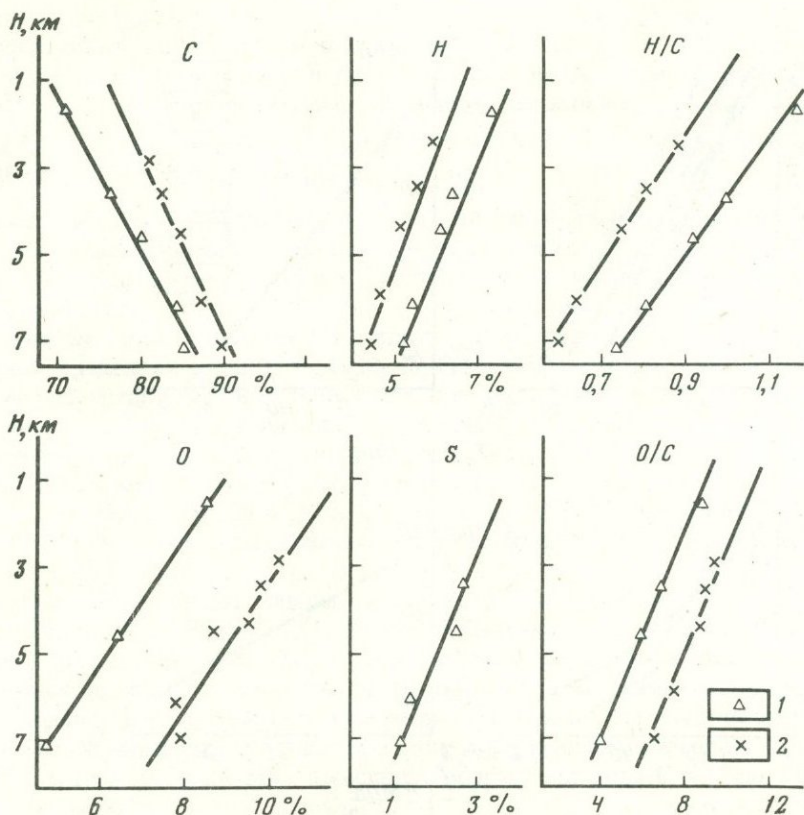
1—4 — формации: 1 — угленосная, 2 — субугленосная, 3 — терригенно-карбонатная, 4 — флишевая; 5, 6 — УВ: 5 — жидкие, 6 — газообразные

с молекулярным весом 500 условных единиц и более. На стадии катагенеза от ПК до АК в составе хлороформенного битумоида отмечается увеличение содержания УВ с 10 до 45%. Нефти угленосной формации характеризуются широкой изменчивостью физико-химических свойств. Плотность их колеблется от 0,77 до 0,99 г/см³, в основном от 0,80 до 0,86 г/см³.

Отложения субугленосной формации содержат РОВ в количествах, в 1,5–2 раза превышающих субкларковые значения. ОВ представлено смешанным сапропелево-гумусовым типом с содержанием гумитов 40–70%.

Изменения в элементном составе при катагенезе керогена субугленосной формации показаны на рис. 1 и 2. На основании полученных данных составлено уравнение суммарной реакции преобразования РОВ на этапе мезокатагенеза:





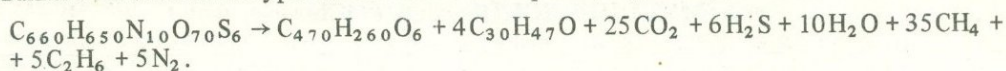
Р и с. 2. Изменение с глубиной элементного состава сапропелевого (1) и гумусового (2) керогена флишевой формации Карпатской нефтегазоносной области на стадии катагенеза

Преобразования сапропелито-гумитов субугленосной формации и гумито-сапропелитов терригенно-карбонатной толщи сопровождаются различным выходом жидких УВ. В зоне генерации субугленосной формации отношение газообразных УВ к жидким около 2, что в 5 раз больше, чем в терригенно-карбонатной формации. Генерационный же потенциал субугленосной формации в 2,5 раза меньше, чем терригенно-карбонатной толщи.

Углеводородные газы на всех фазах нафтидогенеза остаются сухими, доля в них гомологов метана не превышает 10%. В толщах субугленосной формации с содержанием сапропелитов < 0,5% преобладают залежи газоконденсата. Нефти в них парафинистые (2–4%), смолистые и по составу нафтенно-метановые. Для бензиновой фракции характерен высокий коэффициент ароматизации шестичленных колец. Отношение аренов к полиметиленовым соединениям 1–1,3. В средних фракциях с ростом температуры кипения содержание нафтенов уменьшается, а метановых соединений увеличивается. В гомологическом ряду n-алканов конденсатов максимумы приурочены к соединениям C₆, C₈, C₁₀, при переходе к более высокомолекулярным представителям повышенные содержания становятся типичными уже для нечетных гомологов.

В Предкарпатской нефтегазоносной области наиболее высоким генерационным потенциалом характеризуются отложения флишевой и молассовой формаций. ОВ в отложениях флишевой формации представлено в основном сапропелевым типом, а примесь гумитов составляет 10–20%. Количество УВ в РОВ флишевой формации зависит от степени катагенеза. При этом максимум их содержания приурочен к подэтапу МК₃.

По элементному составу керогена и результатам моделирования процессов преобразования РОВ составлено уравнение химической реакции для стадии катагенеза:



Генерационный потенциал битумоидов сапропелевого ОВ флишевой формации на 25% ниже, чем терригенно-карбонатной.

В тортон-сарматских отложениях молассовой формации преобладает ОВ смешанного типа, доля гумусовых компонентов в нем колеблется от 10 до 50%. Согласно элементному составу керогена степень катагенеза на глубине 1,7–2,5 км соответствует МК₂. Генерационный потенциал отложений невысокий.

Проведенные исследования генерационного потенциала в основных нефтегазоносных регионах Украины позволяют сделать некоторые общие выводы. При катагенезе ОВ выход летучих продуктов и их состав определяются фациальными и формационными особенностями вмещающих отложений. В равноценных термодинамических условиях наиболее низкая карбонизация РОВ отмечается в карбонатных породах, глинистые характеризуются повышением на одну, а песчаные — на две градации и более. Генерация УВ в отложениях морской терригенно-карбонатной формации по сравнению с дельтовой субугленосной выше для жидких в 10, а для газообразных в 2 раза. Особенностью флишевой формации является повышенный выход летучих продуктов с преобладанием в них УВ при преобразовании РОВ на градациях МК₄–АК₁.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ

УДК 553.32.553.981

*В.П. Царев, Т.И. Сороко***ВЛИЯНИЕ МЕХАНИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ
НА ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ИСКОПАЕМОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА**

В Институте физико-технических проблем Севера ЯФ СО АН СССР и других организациях более семи лет проводятся исследования, в том числе лабораторные эксперименты, в целях изучения влияния природных тектоно-сейсмических процессов на преобразование ОВ и генерацию углеводородов (УВ), а также на их первичную, латеральную миграцию и аккумуляцию [Черский и др., 1979, 1982; Царев и др., 1980, 1981].

При проведении лабораторных экспериментальных исследований условия подобия с природными обстановками соблюдались практически по всем параметрам, определяющим процесс нефтегазообразования: составу исходных компонентов, величинам деформаций (статических и динамических) зерен образцов, температурным условиям.

Образцы, представленные смесью кварц-полевошпатовых песков (фракция 0,1–0,2 мм) с добавками и без добавок глин и измельченными (фракция 0,25 мм) гумусовыми и сапропелево-гумусовыми углями, как концентрированным РОВ, так дробленными породами, насыщались морской водой и подвергались при температурах 20–70°С воздействиям статических (до 15 кГс/см²) и динамических нагрузок с частотой до 30 Гц и приращением давления в импульсе до 0,001 кГс/см². Увеличение статических и динамических нагрузок образцов должно было имитировать действие тектоно-сейсмических процессов на горные породы.

В этих условиях (при 20–70°С) в образцах зафиксированы физико-химические изменения ОВ, которые происходят и при реализации природных процессов нефтегазообразования.

По сравнению с контрольными образцами в экспериментальных отмечены следующие превращения: происходит генерация газообразных компонентов, в том числе УВ; в органическом веществе углей (керогене) увеличивается степень карбонизации, которая сопровождается утратой кислородсодержащих функциональных групп; в хлороформенных битумоидах уменьшается доля асфальтово-смолистых компонентов и увеличивается содержание углеводородной фракции; в составе n-алканов (C₁₆–C₃₄) возрастает роль низкомолекулярных структур и максимумы на кривых распределения сдвигаются в сторону меньших молекулярных масс; наблюдается уменьшение коэффициента нечетности. Все эти процессы протекают аналогично природным в направлении разукрупнения сложных молекул и появления менее сложных, в том числе УВ, с одновременным образованием более упорядоченных высокомолекулярных конденсированных систем, которые составляют нерастворимую часть ОВ.

Таким образом, при действии слабых упругих деформаций (температуры до 70°С) преодолевается термодинамический барьер — снижается величина энергии активации

химических реакций, вызывающих преобразование как нерастворимой части ОВ, так и растворимых компонентов.

В самом общем виде эффект такого влияния может быть объяснен формированием под воздействием механических сил на локальных участках твердых компонентов горных пород активных центров — свежих поверхностей и других дефектов, образованием свободных радикалов, эмиссией из этих зон электронов и т.д. Эти образования характеризуются высокими значениями свободной энергии. Избытки свободной энергии и являются движущей силой, которая приводила к реализации уникальных механохимических реакций [Черский и др., 1979, 1982; Царев и др., 1980, 1981].

Модели механизмов механохимических реакций были рассмотрены в работе Н.В. Черского с соавторами [1979]. Результаты последующих исследований позволяют дополнить и уточнить эти представления.

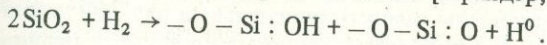
Механохимические реакции осуществляются в горных породах при участии как органических, так и неорганических компонентов. И те и другие оказывают существенное влияние на генерацию УВ. Механическое разрушение и деформирование гомеополлярных кристаллов или аморфных веществ, образующих скелет горных пород, связаны с разрывом химических связей и образованием парамагнитных центров (ПМЦ) [Колбанев, Бутягин, 1974; Быстриков и др., 1981; и др.] — свободных радикалов.

ПМЦ обнаружены при подобных воздействиях в твердых веществах с жесткой трехмерной сеткой связей [Колбанев, Бутягин, 1974; Быстриков и др., 1981]. Такие же явления происходят при переходе от кристаллического состояния вещества к аморфному в процессе механического активирования. При этом, например, в кварце разрывается одна из 5000 связей $-\text{O}-\dot{\text{S}}i-$ [Шрайдер, 1974]. При поперечном изломе плоских сеток слоистых структур краевые атомы можно рассматривать как радикалы. Такой механизм приводит к появлению свободных радикалов в графите [Колбанев, Бутягин, 1974], а возможно, и в слоистых силикатах. Подобные изменения происходят в основном в приповерхностных областях зерен в слое толщиной 400 Å [Колбанев, Бутягин, 1974].

В карбонатах (солях угольной кислоты) при механической активации могут также осуществляться процессы генерирования свободных радикалов и ПМЦ. Структура наиболее распространенного в природе представителя этого класса веществ — кальцита может рассматриваться как образование комплекс-радикал [Бокий, 1971]. Макрокомплекс образует сетка атомов кальция, находящихся в узлах кристаллической решетки. Атомы кальция расположены в параллельных плоскостях. Между плоскостями находятся радикалы CO_3^{2-} . Каждая группа CO_3^{2-} образует с двумя атомами кальция ионные связи. При механических воздействиях в первую очередь будут рваться связи комплекс-радикал, т.е. $-\text{Ca}, -\text{CO}_3, -\text{Ca}-$. Первым этапом превращения при разрыве одной связи должно быть образование ионов $\text{CO}_3^{\cdot-}$ и $(\text{CaCO}_3) \cdot \text{Ca}^{+1}$ [Бокий, 1971].

Если механическая активация минералов происходит в водной среде, в зонах разрыва химических связей будет протекать комплекс реакции: катионы присоединяют кислород, восстанавливая воду до водорода, а анионы — группу ОН.

Такие реакции, например при активации SiO_2 , изучены экспериментально и протекают с выделением водорода по схеме [Шрайдер, 1974; Schreider, 1966]



Реакции присоединения кислорода к иону металла при механическом активировании окислов приводят к образованию перекисей и гидроперекисей.

Если механическому активированию подвергаются соли угольной или кремниевой кислоты, образуются соли пероксокислот. Например, щелочные и щелочноземельные металлы образуют средние соли пероксомоноугольной кислоты M_2CO_4 и MCO_4 (где $\text{M} - \text{Na}, \text{K}, \text{Ca}, \text{Sr}, \text{Ba}$) [Фирсова и др., 1975]. Известны надкремниевая кислота H_2SiO_4 или $\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}_2$ [Берестецкая и др., 1980] и соли пероксокислот, например CaSi_2O_5 , BaSi_2O_5 и т.д. Перекисные группы на поверхности механически активированного кварца установлены прямыми определениями [Берестецкая и др., 1980; Колбанев и др.,

1980]. При нагревании перекисные соединения разлагаются с выделением кислорода. Например, соли пероксомоноугольной кислоты разлагаются при температурах 45–80°C [Фирсова, 1975].

Образование перекисных соединений (радикалов O_2) при механической обработке каолинита и лепидолита в водной среде было подтверждено с помощью метода ЭПР [Лаптева и др., 1981]. На образование перекисей в результате внедрения в решетку механически активированной окиси меди кислорода указывалось в работе Р. Шрайде-ра [1974].

Таким образом, схема физико-химических процессов, обусловленных механической активацией соединений с ионной и ковалентной связями, включающих практически все компоненты горных пород в водной среде, следующая.

1. Разрыв связей металл — неметалл, вызывающий образование закисных форм или нейтральных атомов металлов.

2. Взаимодействие этих реагентов с водой или другими кислородсодержащими соединениями, например CO_2 , приводящее к связыванию кислорода и образованию восстановленных форм H^0 , H_2 , CO и других, а также перекисных соединений в твердой матрице исходного вещества. Исключительно важным является то обстоятельство, что в природных условиях гидрофильные поверхности неорганических компонентов всегда покрыты пленками воды. Поэтому радикалы, образующиеся при разрыве химических связей, должны прежде всего реагировать с водой. Как было показано, продуктом таких реакций является водород. Причем на ранних стадиях образуется атомарный водород (H^0), т.е. водородный радикал.

3. При повышении температуры, а также при прекращении механического активирования происходит разложение перекисей с выделением кислорода. Фактически при реализации такой схемы осуществляется обратимый процесс — механически активированное вещество захватывает кислород, восстанавливая окисленные элементы, а затем возвращается в исходное состояние, выделяя кислород. Механическая энергия, затраченная на разрыв химических связей в твердом теле, используется для инициирования процессов восстановления, например, для разложения воды на H^0 , H_2 и O_2 , превращения CO_2 в CO при низких температурах.

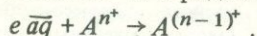
Другим исключительно важным механизмом, реализующимся при деформациях горных пород, является эмиссия электронов. Крамер [Экзоэлектронная эмиссия, 1962] впервые обнаружил, что механически активированные твердые тела в широком интервале температур, начиная с комнатных, испускают электроны. Такие процессы впоследствии были названы экзоэмиссией электронов и изучались многими исследователями [Механоэмиссия ..., 1977; Доклады ..., 1981; и др.]. Энергия эмитируемых электронов составляет от 1 эВ до десятков килоэлектронвольт. Эмиссия электронов осуществляется также при разрыве адгезионных контактов [Дерягин и др., 1973], в частности между зернами горной породы.

Явления эмитирования электронов наблюдались при сорбции и десорбции жидкостей и газов на механически активированных твердых поверхностях, при разрушении двойного электрического слоя и т.д. [Крылова, 1974]. Все перечисленные процессы, вызывающие эмиссию электронов, реализуются при слабых и сильных деформациях горных пород. В работе Э.М. Гутмана [1981] выполнены оценки минимальных величин деформаций, при которых происходит зарождение дислокаций — доноров свободных радикалов и электронов. Для металлов и природных минералов эти величины составляют менее 10^{-9} , что на порядки меньше величин, достигаемых в природных условиях.

Явление генерирования носителей электрического тока — электронов и ионов — в процессе слабой упругой деформации горных пород, осуществляемой при прохождении сейсмических волн, доказано многочисленными экспериментами [Соболев, Демин, 1980]. Следует подчеркнуть, что интенсивность механических воздействий на образцы в лабораторных условиях была на много порядков ниже максимальных значений, возможных в природных обстановках.

Эмитированные неорганическими компонентами горных пород электроны в водной

среде взаимодействуют с молекулами воды и образуют гидратированные электроны $e \bar{a}\bar{q}$ [Харт, Анбар, 1973]. Свободная энергия $e \bar{a}\bar{q}$ ΔF равна $-63,9$ ккал/моль и соответствует стандартному электрохимическому потенциалу $E^0 = -2,77$ В, который на $0,67$ В отрицательнее, чем у атома (радикала) водорода H^0 . Следовательно, $e \bar{a}\bar{q}$ является значительно более мощным восстановителем, чем H^0 , находясь в ряду восстановителей между натрием и лантаном [Харт, Анбар, 1973]. $e \bar{a}\bar{q}$ вступает в реакции, реагируя с переносом электрона от занимаемого им места к вакансии в молекуле акцептора (А) независимо от заряда по схеме



Так как маловероятно, чтобы молекула акцептора имела вакансию для электрона в основном состоянии, то в качестве первичных продуктов реакций $e \bar{a}\bar{q}$ образуются возбужденные молекулы. Эти образования могут вступать в химические реакции.

При эмиссии электронов компонентами горных пород прежде всего такими акцепторами будут сами молекулы воды, образующие среду, контактирующую с минералами. При этом комплекс реакций, протекающих с участием гидратированных электронов, которые обозначим H_2O^* , будет следующей [Харт, Анбар, 1973; Бочин и др., 1979]:



При реализации реакций (1) и (3) образуются радикалы H^0 (атомарный водород). Следовательно, как и при реакциях неорганических радикалов с водой, продуктом взаимодействия эмитированных электронов является H^0 .

На примере многих органических реакций установлено, что участие свободных радикалов, и в особенности H^0 , в качестве исходных реагентов снижает энергию активации на $10-20$ ккал/моль и более по сравнению со случаями, когда реакции осуществляются без участия свободных радикалов. Такие величины уменьшения энергий активации позволяют изменить направление процессов на обратное, например высокотемпературные реакции могут быть реализованы при низких температурах.

Процессы нефтеобразования с участием свободных радикалов подробно рассмотрены Э.М. Галимовым [1973]. Им убедительно доказано, что генерация углеводородов при участии свободных радикалов (H^0) из РОВ возможна при температурах ниже 100° С. В работе Н.В. Черского с соавторами [1979] указывалось также, что при наличии в системе H^0 становится термодинамически разрешенной генерация всей гаммы углеводородов (УВ) (предельных и непредельных) из РОВ.

При механических воздействиях на горные породы происходит активация их органической составляющей. Сущность этих процессов заключается в удалении с поверхности ОВ новообразованных веществ (УВ), а также в генерировании внутри частиц свободных органических радикалов и ускорении их миграции к поверхности [Черский и др., 1983].

Интенсивное удаление новообразованных УВ — их первичная миграция, вызывающая новообразование радикалов, — обусловлено многократной циркуляцией флюидов при уплотнении под действием сейсмотектонических процессов и при разуплотнении тонкодисперсных пород после прекращения этих воздействий [Царев, 1983].

Интенсификация процессов новообразования свободных радикалов также связана с разрывом химических связей в твердой матрице при многократном ее деформировании.

В конечном счете слабые упругие деформации горной породы вызывают существенное ускорение образования свободных радикалов на поверхности и во внутриобъемных участках ОВ. УВ образуются в результате рекомбинации радикалов.

В работе Э.М. Галимова [1973] показано, что активация вещества в результате образования свободных радикалов эквивалентна его нагреванию на $\sim 1000^\circ \text{C}$. Поэтому в системах, где происходит генерация органических радикалов, например при механической активации, образование УВ из РОВ возможно при температурах гораздо более низких, чем 100°C .

Л и т е р а т у р а

- Берестецкая И.В., Быстриков А.В., Бутягин П.Ю.* и др. Механохимия поверхности кварца. Ч. 4. Взаимодействие с кислородом. — Кинетика и катализ, 1980, т. 21, вып. 14, с. 1019–1022.
- Бокий Г.В.* Кристаллохимия. М.: Наука, 1971. 400 с.
- Бочин В.П., Лагасов В.А., Русанов В.Д.* и др. О разложении воды в неравновесной плазме. — В кн.: Атомно-водородная энергетика. М.: Атомиздат, 1979, вып. 2, с. 206–211.
- Быстриков А.В., Стрелецкий А.Н., Бутягин П.Ю.* Механохимия поверхности кварца. — В кн.: Доклады VII Всесоюзного симпозиума по механоэмиссии и механохимии твердых тел. Ташкент: Укитувчи, 1981, т. 3, с. 109–113.
- Галимов Э.М.* Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973. 382 с.
- Гутман Э.М.* Механохимия металлов и защита от коррозии. М.: Металлургия, 1981. 272 с.
- Дерягин Б.В., Кротова Н.А., Смилга В.П.* Адгезия твердых тел. М.: Наука, 1973. 280 с.
- Доклады VII Всесоюзного симпозиума по механоэмиссии и механохимии твердых тел. Ташкент: Укитувчи, 1981. Т. 1. 108 с.; Т. 2. 170 с.
- Колбанев И.В., Берестецкая И.В., Бутягин П.Ю.* Механохимия поверхности кварца. Ч. 6. Свойства перекиси SiOOO . — Кинетика и катализ, 1980, т. 21, вып. 5, с. 1154–1158.
- Колбанев И.В., Бутягин П.Ю.* Изучение процесса диспергирования кварца методом ЭПР. — В кн.: Механоэмиссия и механохимия твердых тел. Фрунзе: Илим, 1974, с. 215–217.
- Крылова И.В.* О роли адсорбционных слоев в явлениях экзоэмиссии с металлами и полупроводниками. — В кн.: Механоэмиссия и механохимия твердых тел. Фрунзе: Илим, 1974, с. 189–192.
- Лаптева Е.С., Юсупов Т.С., Бергер А.С.* Физико-химические изменения слоистых силикатов в процессе механической активации. Новосибирск: Наука, 1981. 88 с.
- Механоэмиссия и механохимия твердых тел. Фрунзе: Илим, 1974. 278 с.
- Соболев Г.А., Демин В.М.* Механоэлектрические явления в Земле. М.: Наука, 1980. 216 с.
- Фирсова Т.П., Молодкина А.Н., Морозова Т.Г.* и др. Закономерности образования и физико-химические свойства пероксокарбонатов щелочных и щелочноземельных металлов. — В кн.: Неорганические перекисные соединения. М.: Наука, 1975, с. 104–109.
- Харт Э., Анбар Н.* Гидратированный электрон. М.: Атомиздат, 1973. 280 с.
- Царев В.П.* Экспериментальные данные о механизмах первичной миграции углеводородов при циклическом уплотнении и разуплотнении тонкодисперсных пород. — В кн.: Методы нефтегазопроисковой геохимии. М.: ВНИИЯГГ, 1983, с. 128–134.
- Царев В.П., Кузнецов О.Л., Кузнецов Ю.И.* и др. Влияние механической энергии, выделяющейся в зонах разрядки напряжений земной коры, на геохимические процессы. — В кн.: Изучение напряженного состояния массивов горных пород акустическим методом. М.: ВНИИЯГГ, 1980, с. 31–38.
- Царев В.П., Кузнецов О.Л., Сороко Т.И., Николаев С.В.* Экспериментальные исследования влияния сейсмотектонических процессов на преобразование ископаемого органического вещества. — В кн.: Вопросы нелинейной геофизики. М.: ВНИИЯГГ, 1981, с. 22–51.
- Черский Н.В., Царев В.П., Николаев С.В.* Оценка роли природных механических процессов в преобразовании ископаемого органического вещества. — В кн.: Новые данные о процессах генерации и миграции углеводородов. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1979, с. 4–29.
- Черский Н.В., Царев В.П., Сороко Т.И.* Влияние сейсмотектонических процессов на преобразование ископаемого органического вещества. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1982. 56 с.
- Черский Н.В., Царев В.П., Сороко Т.И.* Новый механизм каталитических превращений ископаемого органического вещества (ОВ) и генерирования углеводородов. — Докл. СССР, 1983, т. 273, № 3, с. 680–690.
- Шрайдер Р.* Новые представления в области механохимии. — В кн.: Механоэмиссия и механохимия твердых тел. Фрунзе: Илим, 1974, с. 57–65.
- Экзоэлектронная эмиссия. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 110 с.
- Schreider R.* Mechanische Kräfte und Chemische Reaktion. — Abh. Dt. Akad. Wiss. Berlin. Kl. Chem., Geol. und Biol., 1966, N 5, S. 51–59.

Г.Ф. Григорьева, И.И. Нестеров, А.В. Рыльков,
Л.Е. Свинтицких, В.Ю. Фишбейн

ТЕРМОДЕСТРУКЦИЯ РАССЕЯННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Для характеристики нефтегениерирующей способности органических веществ (ОВ) в катагенезе широко используются методы лабораторного моделирования термической эволюции ОВ при различных условиях [Barker, 1974; Песно, Бестужев, 1982; Вассоевич и др., 1976; Глебовская и др., 1981; Girand, 1970; Ishiwatari et al., 1978; Tissot et al., 1974; Nagwod, 1977; Хотынцева и др., 1979; и др.]. Наиболее полными и детальными в геохимическом отношении являются исследования Е.А. Глебовской по ступенчатой термодеструкции микрокомпонентов углей. Однако в связи с тем, что фациальные условия накопления осадков и РОВ не идентичны условиям формирования угленосных отложений, необходимость получения данных о нефтегазоматеринском потенциале РОВ различного типа отдельно для керогенной и битуминозной частей, особенно на постдиагенетическом этапе их преобразования, остается исключительно актуальной.

При постановке исследований по термическому разложению керогенной и битуминозной частей РОВ на примере мезозойских отложений Западной Сибири нами преследовались следующие цели. Необходимо было определить глубину термического разложения РОВ под действием постоянной температуры за неограниченное время в пределах изотермических температурных интервалов (ступеней), выявить количественные и качественные изменения в составе новообразующихся и остаточных продуктов в процессе термодеструкции на каждой реакционной ступени в инертной среде без участия минеральных компонентов, определить пределы потенциальных возможностей самого ОВ. Поэтому реакции по термодеструкции проводились в токе инертного газа (He) в прочной реакционной кварцевой камере на установке стационарного типа, снабженной индивидуальным регулируемым обогревом соответствующими ловушками для поглощения и сепарирования жидких и газообразных продуктов термодеструкции. Расход гелия через реакционную камеру составлял 3 мл/мин. Термодеструкция керогена проводилась при следующих температурных ступенях: 80, 100, 120, 140, 160, 200, 240, 280, 320, 360, 450° С; хлороформенного битумоида — соответственно при 90, 125, 150, 180, 220, 260, 300, 370, 470, 600° С. Анализ газообразных углеводородных продуктов разложения керогена и битумоидов выполнялся методом газожидкостной хроматографии (на ХРОМ-3 и ЛХМ-8МД, колонка длиной 3,6 м, диаметром 6 мм, заполненная хромсорбом Р с 15% сквалана, детектор ионизации в пламени, режим изотермический, температура 30° С, расход гелия 35 мл/мин). Расчет содержания отдельных углеводородов (УВ) газовой фазы производился для метана методом абсолютной калибровки, для остальных — методом калибровки по пропану. Для жидких продуктов термодеструкции снимались ИК-спектры, газожидкостные хроматограммы нормальных алканов, изопреноидов, определялся элементный состав. Исследования остаточных веществ от термического разложения выполнялись с помощью элементного анализа, ИК- и ЭПР-спектроскопии.

Принципиальное отличие выбранной схемы исследований от применявшихся прежде заключалось в том, что время температурного воздействия на каждой изотермической ступени не ограничивалось заранее выбранным временным интервалом, а контролировалось по полному прекращению выделения УВ газообразных продуктов разложения. Каждое последующее повышение температуры опыта на новую ступень начиналось после полного завершения разложения ОВ на предыдущей стадии. Это условие в определенной степени позволило учесть роль временного и температурного факторов воздействия на ОВ и выявить динамику термического разложения, как бы моделирующего термодеструкцию РОВ по мере усиления катагенеза. В таком аспекте исследова-

ния, имеющие целью балансовую оценку состояния РОВ при воздействии факторов температуры и времени на кероген и битуминозную часть РОВ, при лабораторном моделировании ранее не проводились.

В качестве модельных образцов использовались кероген (навеска 0,84 г), выделенный из глинистых пород сеноманского яруса (Ямбургская площадь, скв. 5, 7, 8, глубина 1122–1139 м, стадия катагенеза пород ПК₃–МК₁, РОВ–Д₁, тип РОВ сапропелито-гумитовый) и битумоид (навеска 0,50 г), выделенный хлороформом из нижне-среднеюрских аргиллитов тюменской свиты (Комсомольская площадь, скв. 23, глубина 3011–3017 м, стадия катагенеза пород МК₁–МК₂, РОВ – ДГ, тип РОВ сапропелито-гумитовый).

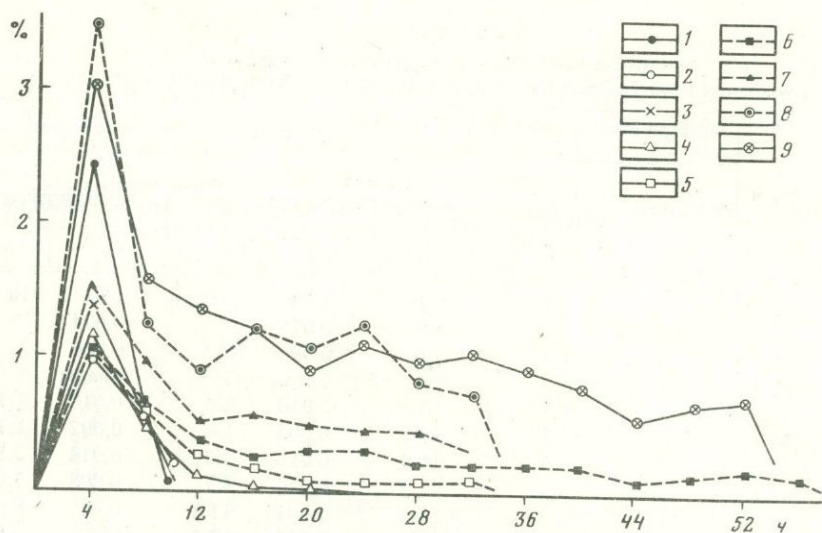
Результаты исследования показывают, что динамика процесса термодеструкции керогена и битумоида имеет свои особенности, но в целом в пределах каждого изотермического этапа он протекает импульсивно: выделяется начальная фаза разложения ОВ, фаза максимальной интенсивности разложения ОВ и фаза завершения. При невысоких температурах (100–140° С) общая продолжительность термического разложения керогена невелика – 10–12 ч, начальная и завершающая фазы реакции почти совпадают. С ростом температуры (от 240 до 360° С) продолжительность распада керогена возрастает в 5–8 раз, начальная фаза сокращается, а фаза завершения процесса растягивается во времени. Выше 360 и 450° С продолжительность разложения керогена резко снижается. На всех изотермических ступенях разложения максимальная потеря веса керогена происходила в первые 4–8 ч термического воздействия (рис. 1).

При относительно невысоких температурах разложения битумоида (90, 125, 150° С) продолжительность во времени фазы начала и завершения термических реакций практически совпадает. С ростом температуры (при 180 и 220° С) начальная фаза процесса значительно сокращается по сравнению с фазой затухания (в 2 раза), но общее время термодеструкции битумоида при этих температурах является самым продолжительным (от 42 до 46 ч). Последующее повышение температуры (от 300° С и выше) характеризуется снижением времени разложения битумоида до 6 ч (рис. 2).

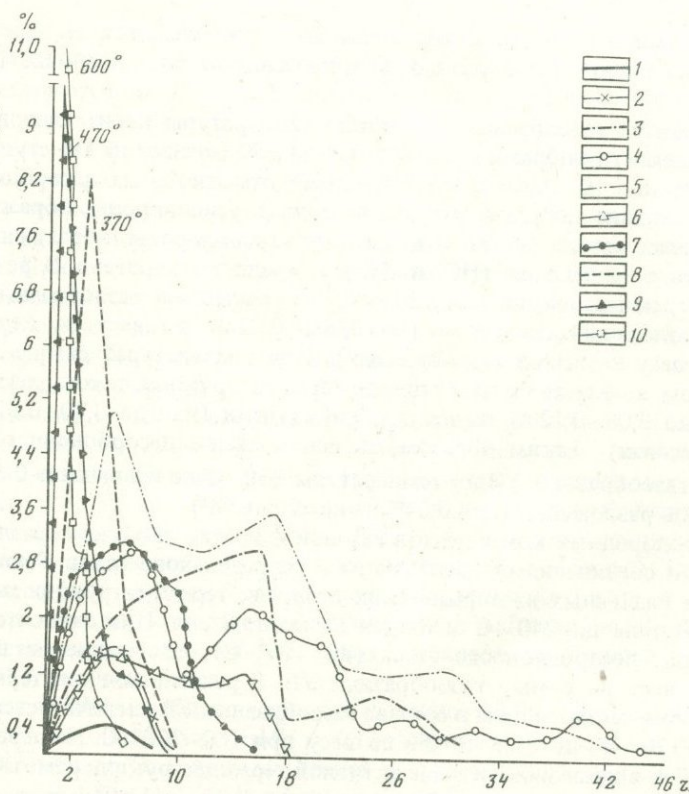
По интенсивности разложения, потере веса ОВ и фазовому состоянию продуктов термодеструкции в преобразовании керогена и битумоида при сравнительно невысоких (100° С) и повышенных (470–660° С) температурах можно выделить с определенной долей условности несколько этапов (табл. 1–3). В процессе термодеструкции керогена выделяются следующие этапы: первый – десорбционный (80–100° С), второй – мягкой термодеструкции (120–200° С), третий – переходный (200–280° С), четвертый – активной термодеструкции (320–480° С) и пятый – интенсивного распада (выше 450 и почти до 660° С).

На десорбционном этапе потеря веса керогена составила 2,2–3,1% (на ОВ ступени), выделяющиеся продукты термодеструкции представлены водой и газообразными компонентами. На этапе мягкой термодеструкции отмечается некоторое незначительное снижение потери веса керогена – 1,8–2,5% (на ОВ ступени). Продукты мягкой термодеструкции представлены в основном газообразными соединениями. На переходном этапе (от 200 до 280° С) потеря веса керогена возрастает до 4,4–5,3% (на ОВ ступени). Выделяются продукты в основном газообразные. Выход углекислого газа составляет 1,8 по весу (на ОВ ступени) при 160° С и 4,7% при 280° С. Усиление активного распада керогена фиксируется начиная с 320 и 360° С. Потеря веса керогена увеличивается до 11,5–14,9% (на ОВ ступени). Общая суммарная потеря веса керогена в процентах к исходному ОВ (до начала разложения), характеризующая потери ОВ за все этапы термодеструкции (от 80 до 360° С), составляет 40%, а к 450° С – 51,7%. Преобладающими продуктами термодеструкции на всех изотермических ступенях являются в основном газообразные компоненты неуглеводородного и углеводородного состава и в следовых количествах – жидкие соединения. Последние практически не выявляются в диапазоне от 120 до 360° С. При температурах 80–100° С и свыше 360° С жидкие УВ образовывались в небольших (следовых) количествах.

В составе газообразных продуктов на всех этапах разложения керогена (кроме



Р и с. 1. Зависимость потери веса керогена глин (в % на ступень) отложений сеномана Ямбургской площади от времени термодеструкции
 Температуры разложения керогена, °С: 1 – 80; 2 – 120; 3 – 140; 4 – 160; 5 – 200, 6 – 240, 7 – 280, 8 – 360, 9 – 450



Р и с. 2. Зависимость потери веса битумоида аргиллитов (в % на ступень) отложений тюменской свиты Комсомольской площади от времени термодеструкции
 Температуры разложения битумоида, °С: 1 – 90, 2 – 125, 3 – 150, 4 – 180, 5 – 220, 6 – 260, 7 – 300, 8 – 370, 9 – 470, 10 – 600

Т а б л и ц а 1
**Материальный баланс термодеструкции керогена
сеноманских глин Западно-Сибирской низменности (Ямбургская площадь)**

t, °С	Время, ч	Потеря веса, % по весу			Выход продуктов реакции, %			
		на ОВ ступени	на исходный кероген	суммарная	Газообразные			
					на ОВ ступени		на исходный кероген	
					УВ	СО ₂	УВ	СО ₂
80	10	3,1	3,1	3,1	1,68	Не опр.	1,68	Не опр.
100	8	2,2	2,2	5,3	0,075	"	0,074	"
120	10	1,7	1,7	7,0	0,006	"	0,006	"
140	9	2,0	2,0	9,0	Следы	"	Следы	"
160	24	1,8	1,7	10,7	0,010	1,8	0,010	1,72
200	34	2,5	2,3	13,5	0,003	1,9	0,002	1,71
240	57	4,4	3,9	16,9	0,016	2,8	0,014	2,5
280	32	5,3	4,4	21,3	0,010	4,7	0,008	3,9
320	33	11,5	8,8	30,1	0,081	11,4	0,06	8,6
360	53	14,9	9,8	39,9	0,123	13,5	0,081	8,8
450	—	22,0	11,7	51,6	—	—	—	—

80° С) преобладающим компонентом является углекислый газ, содержание которого колеблется на сумму газообразных компонентов от 63,3 до 90,0% (от 160° С и выше).

Изменение выхода газообразных с ростом температуры носит сложный характер. Высокое содержание газообразных УВ (от 0,08—1,67% по весу на ОВ ступени или 3,4—53,5% соответственно на сумму газообразных) отмечается на десорбционном этапе при 80—100° С. Можно полагать, что это не только углеводороды, образовавшиеся на предыдущих этапах катагенеза, но и вторичные углеводороды, образующиеся в условиях термического выделения (HCl и HF) и хранения керогена. В режиме мягкой и переходной термодеструкции при 120—280° С выделение газообразных УВ на каждой ступени разложения снижается (до 0,002—0,014% по весу на кероген или до 0,57—0,11% по весу на выход газообразных). При температурах свыше 320 и 360° С, т. е. с переходом в область более активной термодеструкции, выход газообразных УВ увеличивается до 0,08—0,123% по весу на ОВ ступени (или до 0,70—0,82% по весу на сумму газообразных). Таким образом, за исключением десорбционного этапа (80—100° С), выход газообразных УВ до температуры 360° С не превышает 0,6% по весу на сумму продуктов разложения (при 0,04% на исходное ОВ).

Состав углеводородных компонентов газовой фракции продуктов разложения керогена представлен соединениями предельного и непредельного типов. Распределение отдельных УВ на различных изотермических ступенях термодеструкции весьма своеобразно. Выход метана до 240° С меняется незакономерно. При относительно невысоких температурах десорбционного этапа (80—100° С) содержание метана составляет 1,23—6,67% по весу на сумму газообразных УВ. В режиме мягкой термодеструкции (120—200° С) количество метана в составе газообразных УВ увеличивается от следовых количеств при 120° С до 20,9—30,0% по весу при 160—200° С. На переходном этапе при 240—280° С и в начальном режиме активной термодеструкции отмечается уменьшение выхода метана на сумму газообразных УВ до 9,48 и 11,06%, и затем медленное нарастание его содержания до 16,1—18,8% при 320—360° С. Значительное увеличение выхода метана (до 52,2%) фиксируется в режиме активной термодеструкции при 450° С и достигает максимума (97,60% по весу) при 660° С. Практически метан в составе газообразных УВ доминирует при высоких (> 600° С) температурах.

по весу		Выход на сумму продуктов разложения, % по весу					
суммарный		Остаточный кероген суммарный	Пределные УВ	Непределные УВ	Сумма УВ	СО ₂	Сопутствующие компоненты
УВ	СО ₂						
1,68	—	96,9	53,5	—	53,5	46,5	—
1,75	—	94,7	3,4	—	3,4	96,6	—
1,76	—	93,0	0,4	—	0,4	99,6	—
1,76	—	91,0	Следы	—	Следы	100,0	—
1,77	1,7	89,3	0,57	—	0,57	99,4	0,03
1,77	3,4	87,0	0,04	0,07	0,11	76,6	23,3
1,78	5,9	83,1	0,14	0,24	0,28	63,3	36,3
1,79	9,8	78,4	0,04	0,15	0,29	89,4	10,4
1,85	18,6	69,9	0,38	0,32	0,70	99,2	0,1
1,93	27,5	60,1	0,46	0,36	0,82	90,2	8,9
—	—	48,4	—	—	—	—	—

Непределные газообразные УВ появляются в незначительных количествах (0,0017% по весу на ОВ ступени) при температуре 200° С и с колебаниями от 0,078 до 0,0104% по весу фиксируются до 280° С. Увеличение выхода непределных газообразных УВ отмечается в режиме активной термодеструкции с температуры 320–360° С (0,372–0,0540% по весу на ОВ ступени). Содержание непределных на сумму газообразных УВ составляет до температуры 280° С — 63,1–78,6%, а выше 320° С — 43,9–46,3%.

В процессе термодеструкции керогена постоянно анализировался остаток керогена как на отдельных ступенях термодеструкции, так и в конце разложения ОВ при температуре 660° С. При относительно невысоких температурах (до 160° С) в структуре остаточного керогена фиксировались определенные изменения, указывающие на возможное появление свободных высокомолекулярных компонентов в полимолекулярной массе керогена, поскольку ИК-спектр керогена при 160° С существенно изменился по сравнению с исходным и приблизился к ИК-спектру спиртобензольного экстракта остаточных битумоидов по своей спектральной характеристике (рис. 3). С ростом температуры разложения до 320–360° С в остаточном веществе отмечалось постепенное уменьшение концентрации карбонильных группировок различного типа и концентрации ароматических ядер по сравнению с исходным образцом (соответствующие значения оптических коэффициентов при частотах 1700, 1600 см⁻¹ уменьшились от 1,48 до 1,24 и 1,20). Менее существенны изменения концентраций С–Н-связей метильных, метиленовых группировок, а также замещенных ароматического ядра при температурах до 320° С. В режиме мягкой термодеструкции отмечаются и своеобразные колебания концентраций парамагнитных центров (ПМЦ) спектров электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) керогена (табл. 4):

Концентрация ПМЦ исходного керогена составила $25,00 \cdot 10^{18}$ спин/г. После разложения при 160° С концентрация ПМЦ остатка керогена уменьшилась почти в 2 раза — до $12,30 \cdot 10^{18}$ спин/г. Это свидетельствует о происходящих при относительно невысоких температурах (до 160° С) на этапе мягкой термодеструкции внутренних изменениях в структуре керогена. При этом остальные характеристики ЭПР-спектров (ΔH , g -фактор) практически сохраняются постоянными. Дальнейшее возрастание концентрации ПМЦ остатка керогена с $17,85 \cdot 10^{18}$ фиксируется с 200° С и достигает первоначальной величины $25,77 \cdot 10^{18}$ спин/г при 140° С. Содержание С в процессе термо-

Т а б л и ц а 2
Выход углеводородных продуктов в газовой фракции
при термодеструкции керогена на ОВ каждой ступени

Компонент	Содержание компонента, % по весу											
	t, °C											
	80	100	120	140	160	200	240	280	320	360	450	660
CH ₄	0,021	0,005	Следы	Следы	0,002	0,0008	0,0016	0,0011	0,013	0,0231	—	—
	1,23	6,66			20,93	29,70	9,48	11,06	16,13	18,77	50,19	97,60
C ₂ H ₄	—	—	”	”	—	0,00075	0,0042	0,0030	0,0088	0,0113	—	—
						29,21	25,70	30,03	10,97	9,23	6,75	—
C ₂ H ₆	—	—	”	”	—	—	Следы	—	0,0076	0,0112	—	—
									9,46	9,08	15,84	1,70
C ₃ H ₆	—	—	”	”	Следы	0,0007	0,0040	0,0032	0,0161	0,0270	—	—
						27,23	23,94	32,19	19,95	21,97	7,92	0,44
C ₃ H ₈	—	—	”	”	—	—	0,0002	—	0,0122	0,0170	—	—
							1,20	—	15,17	13,81	6,22	0,29
i-C ₄ H ₁₀	0,0003	—	”	”	—	—	Следы	Следы	—	—	—	—
	0,02										0,39	0,02
C ₄ H ₈	—	—	—	—	Следы	0,0000	0,0022	0,0016	0,0123	0,0157	—	—
						9,90	13,49	16,38	15,33	12,77	5,30	0,20
n-C ₄ H ₁₀	0,029	—	—	Следы	”	—	0,0009	0,0006	0,0105	0,0176	—	—
	1,71						5,38	6,32	12,99	14,36	2,20	0,10
i-C ₅ H ₁₂	—	—	—	—	—	—	—	0,0002	—	—	—	—
								1,72	—	—	0,29	0,11
n-C ₅ H ₁₂	1,560	0,033	0,0013	Следы	0,0010	0,0001	0,0017	0,0002	—	Следы	—	—
	92,60	43,73	20,68		9,93	3,96	10,28	2,30			1,70	0,08
2-метил- пентан	—	0,007	0,0014	”	—	—	—	—	—	—	—	—
		9,41	21,82									
3-метил- пентан	—	0,005	0,0012	”	0,007	—	0,0017	—	—	—	—	—
		6,01	18,98		69,14		10,52					
n-C ₆ H ₁₄	—	0,025	0,0024	”	—	—	—	—	—	—	—	—
		34,19	38,52									
Предель- ные УВ	—	—	—	—	—	0,0009	0,0061	0,0020	0,0433	0,0683	—	—
						33,66	36,86	21,40	53,75	56,02		
Непредель- ные УВ	—	—	—	—	—	0,0017	0,0104	0,0078	0,0372	0,0540	—	—
						56,34	63,14	78,60	46,25	43,98		
Сумма УВ	1,68	0,075	0,006	—	0,010	0,0026	0,0163	0,0098	0,805	0,1229	—	—
	100,0	100,0	100,0		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0		

П р и м е ч а н и е. Содержание: в числителе — компонента на ОВ ступени, в знаменателе — на сумму газообразных УВ.

Таблица 3

Материальный баланс термодеструкции битумоида глин отложений тюменской свиты Западно-Сибирской низменности (Комсомольская площадь)

t, °C	Время, ч	Потеря веса, % по весу			Выход продуктов реакции, % по весу		
		на ОВ ступени	на исходный битумоид	суммарная	Газ		
					на ОВ ступени	на ОВ исходного битумоида	суммарный
90	6,5	0,68	0,68	0,68	0,58	0,58	0,58
125	9,0	1,67	1,65	2,33	1,60	1,58	2,16
150	31,0	10,27	9,08	11,41	5,18	4,60	6,76
180	46,0	14,07	10,63	22,04	4,18	3,16	9,92
220	42,0	20,42	13,04	35,08	6,32	3,57	13,49
260	18,0	5,56	2,88	37,96	5,56	2,88	16,37
300	15,0	8,73	4,51	42,47	7,07	3,78	20,15
370	10,0	10,54	4,50	46,97	8,72	3,32	23,47
470	10,0	22,66	8,88	58,85	21,51	7,87	31,34
600	6,0	22,10	6,10	61,95	22,10	6,10	37,44

деструкции до 360° С изменяется незначительно — от 72% для исходного образца до 73,3% для остатка керогена при 360° С.

Усиленная карбонизация керогена фиксируется лишь при 660° С, когда содержание в нем С составляет 89,5%, а Н — 4,3%. Доля Н до температуры 360° С снижается от 5,20 (для исходного керогена) до 4,95% для остатка.

В ходе термодеструкции хлороформенного битумоида (ХБ) также можно выделить несколько этапов его преобразования в соответствии с выходом и фазовым состоянием продуктов термодеструкции. Этап 125–260° С отвечает процессу низкотемпературной термодистилляции, а свыше 300° С — высокотемпературной термодеструкции ОВ. Преобразование битумоида при 90° С сопровождается незначительной потерей веса — 0,68% по весу (на битумоид ступени). Среди продуктов термодистилляции в незначительном количестве идентифицируются газообразные вещества (0,59% по весу) и в следовых количествах (0,090%) — вода. С ростом температуры от 125 до 220° С потеря веса битумоида возрастает до 24,4% по весу. В составе продуктов термодеструкции этого этапа жидкие соединения составляют 14,1, газообразные — 6,3, сероводород — 0,48%. Жидкие продукты существенно доминируют при завершении первого этапа (220° С) и составляют до 70% на сумму продуктов термодистилляции. При достижении 260° С отмечается резкое снижение выхода жидких, до 5,5% по весу (на битумоид ступени), что можно интерпретировать как свидетельство завершения первого этапа преимущественной термодистилляции. Общая суммарная потеря веса битумоида на первом этапе преимущественной термодистилляции составляет 35,08% по весу.

Процесс активной термодеструкции битумоида начинается с 260° С, и начало его развития характеризуется незначительным выходом как жидких, так и газообразных УВ на ОВ. Увеличение степени разложения битумоида отмечается с 300° С и составляет 8,73% по весу (на битумоид ступени). В составе продуктов термодеструкции битумоида содержится жидких — 84,0%, а газообразных — 16,0%. С последующим ростом температуры от 370° С и выше (до 470 и 660° С) возрастает потеря веса битумоида от 10,5 до 22,7% (на битумоид ступени) или до 47,0–61,9% (на исходный битумоид). При этих температурах в составе новообразованных продуктов термодеструкции преобладают газообразные (от 83,8 до 99,9% по весу). Таким образом, если к концу первого этапа термодистилляции и мягкой термодеструкции общая потеря веса битумоида составила практически 40% (на исходный битумоид), то к концу второго этапа активной термодеструкции (к 600° С) разложилось в условиях инертной среды прак-

Выход по продуктам реакции, % по весу							Выход, % по весу на сумму продуктов реакции	
Жидкие			H ₂ S	H ₂ O	Остаточный битумоид			
на ОВ ступени	на ОВ исходного битумоида	суммарный			на ОВ ступени	суммарный	Газ	Жидкие
—	—	—	—	0,10	99,3	99,3	90,0	10,0
0,07	0,07	0,07	—	—	98,3	97,6	95,8	4,2
5,09	4,50	4,57	—	—	89,3	88,6	5,04	49,6
9,89	7,55	12,12	—	—	85,9	77,9	29,7	70,3
14,10	9,47	21,14	0,48	—	79,6	64,9	30,2	69,8
Следы	Следы	21,14	—	—	94,9	62,0	99,9	0,1
1,66	0,73	21,87	—	—	91,3	57,5	83,3	16,2
1,82	0,74	22,61	—	—	89,4	53,9	81,8	18,2
1,15	0,40	23,04	—	—	77,3	45,6	95,8	4,2
Следы	Следы	23,04	—	—	77,9	39,5	99,9	0,1

тически 62,0% по весу от исходного битумоида. Остаток битумоида от разложения составил около 38,0%.

Состав образующихся газообразных и летучих УВ при различных температурах термодеструкции битумоида не сохраняется постоянно. При относительно невысоких температурах термодистилляции (90–180° С) в составе газообразных УВ преобладают длинноцепочечные С₄–С₆ (58–80% на сумму УВ), С₂–С₃ фиксируются в виде следов (4–6%), доля метана меняется неравномерно (16–42%). Низкомолекулярные УВ в составе газообразных начинают преобладать при 220–260° С: метана — 41–60% (на сумму УВ), С₂–С₃ — 18–23%, содержание высокомолекулярных газообразных УВ снижается до 22–36%. С наступлением режима активной термодеструкции (свыше 300° С) в составе газообразных УВ постоянно преобладают низкомолекулярные: доля метана колеблется от 34 до 61%, С₂–С₃ — от 13 до 46%, а С₄–С₆ — от 18 до 20%.

Состав выделяющихся жидких продуктов также отражает своеобразие процессов термодистилляции и термодеструкции битумоида. Жидкие продукты этапа термодистилляции обнаруживают определенную идентичность по составу высокомолекулярным УВ исходного битумоида. В составе высокомолекулярных УВ этапа термодистилляции (до 220° С) обнаружены n-алканы ряда С₁₄–С₂₇ и изопреноиды С₁₈–С₂₀. Отношение пристана к фитану (п/ф) сохраняется на этапе термодистилляции практически неизменным по сравнению с исходным образцом и равно 0,74–0,78. Небольшое повышение температуры (до 200° С) в завершающий этап термодистилляции приводит к появлению в составе жидких продуктов более высокомолекулярных УВ (n-алканов С₂₈–С₃₂), снижению концентрации изопреноидов, практическому исчезновению n-алканов С₁₄–С₁₅. Новообразованные высокомолекулярные жидкие продукты термодеструкции (при 220° С) характеризуются по ИК-спектрам наличием гибридных нафтенных и ароматических структур (фиксируются связи типа —СН₂—, СН₃—, С—Н, С=С), карбонильных группировок С=О различного типа. В составе жидких продуктов начала этапа активной термодеструкции (выше 300° С), по данным ГЖХ, отмечается повышенная концентрация высокомолекулярных УВ (что видно по пикам основных УВ на хроматограммах).

Состав остатка от разложения битумоида также не остается неизменным в процессе термодеструкции. При относительно невысоких температурах (220, 300° С) остаток битумоида по элементному составу (84–85,6% С; 8,9–6,7% Н) приближается к битумоиду остаточного постэмиграционного типа, потерявшему наиболее миграционно-

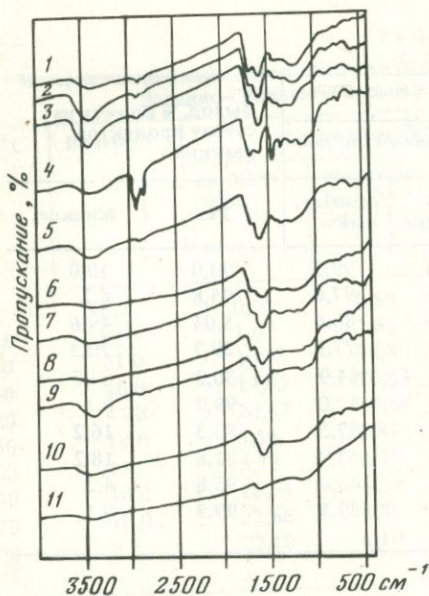
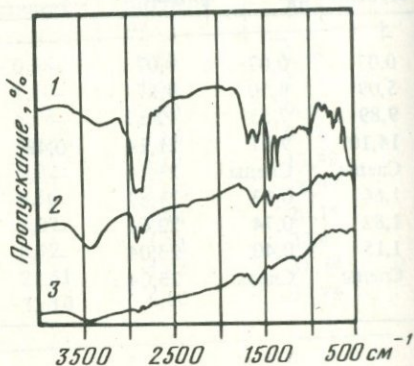


Рис. 3. ИК-спектры исходного керогена (1) и его остатков (2-11) после термического разложения. Температуры разложения, °С: 2 - 80, 3 - 120, 4 - 160, 5 - 200, 6 - 240, 7 - 280, 8 - 320, 9 - 360, 10 - 450, 11 - 660

Рис. 4. ИК-спектры ХБ исходного (1) и после термодеструкции (2, 3). Температуры термодеструкции, °С: 2 - 370, 3 - 600



способные компоненты. Исходный битумоид имел состав 82,1% С, 10,9% Н. С ростом температуры (при 370° С) остаток от разложения битумоида приближается по своему составу и структуре к керогенной массе РОВ смешанного типа: 85,9% С, 6,4% Н. В ИК-спектрах еще фиксируются области поглощения, определяемые колебаниями С=С, С=О-связей и -СН₂-групп. После пребывания при температуре 600° С остаток битумоида приближается к керогенной массе РОВ высокой степени карбонизации: 86,6% С, 4,10% Н. В ИК-спектре наблюдается общий сплошной фон поглощения, фиксируется лишь область колебаний С=С-связей (рис. 4).

Результаты исследования термодеструкции керогена и ХБ РОВ позволяют сделать следующие выводы.

Термическое разложение как керогена, так и битумоида в инертной среде под постоянным и продолжительным воздействием нарастающей температуры носит импульсивный характер, проходя через максимум и в дальнейшем затухая, даже если воздействие температуры на ОВ не прекращается. Однако для различных интервалов температуры импульсивность и продолжительность процесса термодеструкции проявляются по-разному. При относительно невысоких температурах (до 140° С) процесс термодеструкции керогена как в отношении количества разложившегося ОВ, так и в отношении продолжительности во времени слабо выражен. С ростом температуры (но не выше 300° С) происходит увеличение потери веса керогена и продолжительности времени разложения. При температуре свыше 400° С начинается активное термическое разложение керогена и значительная потеря веса ОВ (> 50%). Импульсивность процес-

Таблица 4
Изменение ЭПР характеристик керогена

t, °С	ΔН	ПМЦ · 10 ¹⁸ , спин/г	g-фактор
Исходный кероген	5,66	25,00	2,0036
160	6,23	12,30	2,0037
240	6,23	25,77	2,0037
200	6,23	17,86	2,0037
280	6,23	20,99	2,0036

са при термодистилляции и термодеструкции битумоида сохраняется. Все это позволяет предположить, что и в осадочных породах различных нефтегазоносных бассейнов проявляется импульсивность термического преобразования РОВ и его компонентов, на что указывает неоднозначная степень катагенетической превращенности РОВ в зависимости от скорости погружения отложений и величины воздействия температурно-временного фактора.

Состав и количество новообразованных в процессе термодеструкции углеводородных компонентов свидетельствуют, что потенциальные возможности Н, входящего в состав керогена сапропелито-гумитового типа, реализуются в условиях опыта в генерации главным образом газообразных продуктов, где основную долю составляет углекислый газ и в меньшей степени УВ (предельные и непредельные). Доля метана в составе газообразных УВ значительно доминирует с ростом температуры выше 300° С. Фазовое состояние продуктов термодеструкции керогена сдвигается в сторону образования твердых компонентов до 300° С (остаток керогена составляет свыше 60%). При 450° С количество твердого остатка и летучих примерно одинаковое. Выше 450° С преобладают летучие, остаток от разложения составляет 40%. В условиях, когда кероген РОВ рассматриваемого типа лишен каталитических условий гидрирования, новообразование жидких компонентов — не более 1% на исходное ОВ.

Более существенным изменениям в процессе термодеструкции подвергается битуминозная часть РОВ. При относительно невысоких температурах термодеструкции (не выше 260° С) происходит процесс преимущественной термодистилляции, сопровождающийся выделением жидких углеводородных компонентов (до 70–80%) в свободную фазу при практически их полной идентичности с составом исходных углеводородных компонентов. Доля новообразованных газообразных соединений невелика и не превышает 16%. Отношение изопреноидов п/ф на этапе термодистилляции сохраняется постоянным. Потеря веса при термодистилляции достигает 35% на исходное ОВ. Разрушение битумоида и новообразование значительного количества газообразных соединений (до 84%) отмечают при температурах выше 300–360° С. Новообразованные высокомолекулярные жидкие компоненты составляют 14–16% на ОВ. С ростом температуры (выше 370° С) доля газообразных достигает 96% на сумму продуктов термодеструкции битумоида. В процессе термического преобразования битумоида после 600° С остается твердый остаток, по своим свойствам отвечающий керогенной массе РОВ. Количество новообразованных жидких продуктов этапа активной термодеструкции битумоида (> 300° С) составляет 11,5% на исходное ОВ.

Таким образом, термодеструкция керогена РОВ сапропелито-гумитового типа в катагенезе при отсутствии условий каталитического гидрирования способна приводить к генерации главным образом газообразных продуктов, где существенная роль будет принадлежать углекислому газу, в меньшей степени — углеводородным компонентам.

Эти особенности преобразования основной (керогенной) массы РОВ и его наиболее восстановленной битуминозной части (ХБ) должны оказывать определенное влияние на соотношения углеводородных фаз, образующихся в глубоко погруженных горизонтах осадочных разрезов нефтегазоносных бассейнов, содержащих преимущественно сапропелито-гумитовый и гумитовый типы РОВ. Представляется целесообразным в дальнейшем осуществить исследование по анализу преобразований РОВ гумито-сапропелитового и сапропелитового типов. Важным в связи с постановкой такого рода лабораторно-экспериментальных работ является выявление соотношений между температурными условиями экспериментов и реально существующими (существовавшими) температурами в недрах с учетом фактора геологического времени.

Литература

Бестужев М.А., Песно Б. Изучение термического преобразования спорополенина под давлением. — В кн.: Седикахиты на разных этапах литогенеза. М.: Наука, 1982, с. 159–168.

Вассоевич Н.Б., Геодекян А.А., Ильинская В.В. и др. Опыт мягкого термоллиза органического вещества осадочных пород. — В кн.: Исследование органического вещества совре-

- менных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1976, с. 317–324.
- Глебовская Е.А., Мельцанская Т.Н., Лейлер Л.А. и др. Ступени катагенетических превращений органического вещества. — В кн.: Исследование органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1976, с. 299–308.
- Глебовская Е.А., Резцов В.И., Куликова Е.М. и др. Основные закономерности катагенетических преобразований органического вещества пород (данные лабораторного моделирования). — В кн.: Общие закономерности литогенетических преобразований органического вещества. Л.: ВНИГРИ, 1981, с. 7–18.
- Хотынцева Л.И., Пахомова Т.Ф., Файзулина Е.М. и др. Роль отдельных компонентов гумусового и сапропелевого органического вещества в процессе газо- и нефтеобразования. — В кн.: Органическое вещество в современных и ископаемых осадках: Тез. докл. Всесоюз. семинара. М.: Изд-во МГУ, 1979, с. 298.
- Barker C. Pyrolysis techniques for source-rock evaluation. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1974, vol. 58, N 11, p. 2349–2361.
- Girard A. Application of pyrolysis and gas chromatography to geochemical characterization of kerogen in sedimentary rock. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1970, vol. 54, N 3, p. 439–455.
- Harwood P.G. Oil and gas generation by laboratory pyrolysis of kerogen. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1977, vol. 61, N 12, p. 2082–2102.
- Ishiwatari R., Rohrback B.G., Kaplan L.R. Hydrocarbon generation by thermal alteration of kerogen from different sediments. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1978, vol. 62, N 4, p. 687–692.
- Tissot B.; Durand B., Combaz A., Espitalie J. Influence of nature and diagenesis of organic matter in formation of petroleum. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1974, vol. 58, N 3, p. 499–505.

УДК 553.98:550.4:547.9

Ю.М. Королев

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПРЕОБРАЗОВАНИИ ИСКОПАЕМОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И СТЕПЕНИ ЕГО КАТАГЕНЕЗА, ПОЛУЧЕННЫЕ РЕНТГЕНОГРАФИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

Изучение процессов формирования и последующей трансформации ископаемого органического вещества (ИОВ) в породах осадочного чехла является одной из фундаментальных проблем в познании эволюции нефтеобразования на нашей планете. Уже накоплен значительный объем геохимических и петрографических исследований ИОВ, результаты которых отражены в трудах советских и иностранных ученых — А.М. Акрамходжаева, И.И. Аммосова, Н.Б. Вассоевича, А.Э. Конторовича, Н.В. Лопатина, С.Г. Неручева, Д. Вельте, Б. Тиссо, Д. Ханта и др.

Однако изучение катагенеза ИОВ с помощью прямых методов, а именно рентгенографическим способом, открывает новые возможности, позволяющие проводить точную идентификацию как промежуточных, так и конечных продуктов. Это открывает новые возможности познания процессов трансформации ОВ в литогенезе с кристаллохимических позиций.

Ниже излагаются результаты рентгенографического изучения ОВ твердых горючих ископаемых и нерастворимой части рассеянного ОВ (НОВ). Сравнительный анализ дифракционных рентгеновских спектров бурых и каменных углей, с одной стороны, и спектров НОВ — с другой, позволяет констатировать идентичность компонентного состава указанных типов ОВ.

Как было показано ранее [Королев, 1984], все виды твердых горючих ископаемых состоят в основном из двух фаз природных полимеров — А (графитовая) и Б (боггедовая).

Структура фазы А имеет большое сходство с графитовой. Она характеризуется аналогичными графитоподобными сетками с расстоянием С—С, равным, как и в графит-

те, 1, 42 Å, но с диаметром всего 15–30 Å. Кроме того, в отличие от графита подобные сетки в изученных объектах неупорядоченно смещены одна относительно другой в плоскости a , что является одним из критериев аморфности.

Фаза Б обладает более сложным строением. Рентгеноструктурное изучение наиболее чистой природной разности — оленекского богхеда позволило установить [Королев, 1983], что структура богхеда сложена плоскими углеводородными сетками диаметром 25 Å, состоящими из фрагментов с разным типом сочленения гексаметиленовых циклов. Такая сложная молекула с молекулярным весом 1500–2000 имеет четыре подобных соседа, расположенных параллельно один другому на расстоянии ~ 5 Å. Атомы Н, связанные с атомами С, располагаются равномерно по обе стороны плоского углеродистого каркаса. Расстояние С–С в богхеде равно 1,50 Å. Учитывая специфику структуры богхеда и широкое распространение этого типа соединения в ИОВ, предлагаем этот тип структуры именовать богхедовым.

Следует отметить, что богхедовый компонент, обладая однородным строением, имеет отличия в химическом составе ИОВ сапропелевого и гумусового типов. У чистых сапропелевых углей богхедовый компонент по элементному составу близок к углеводороду, а в аналогичной составляющей гумусового ОВ имеет место изоморфное замещение С на гетероатомы О, N, S.

Описанные оба типа полимера А и Б рентгеноаморфны, но каждый обладает только ему присущим дифракционным спектром, что позволяет проводить как качественный, так и количественный фазовый рентгенографический анализ.

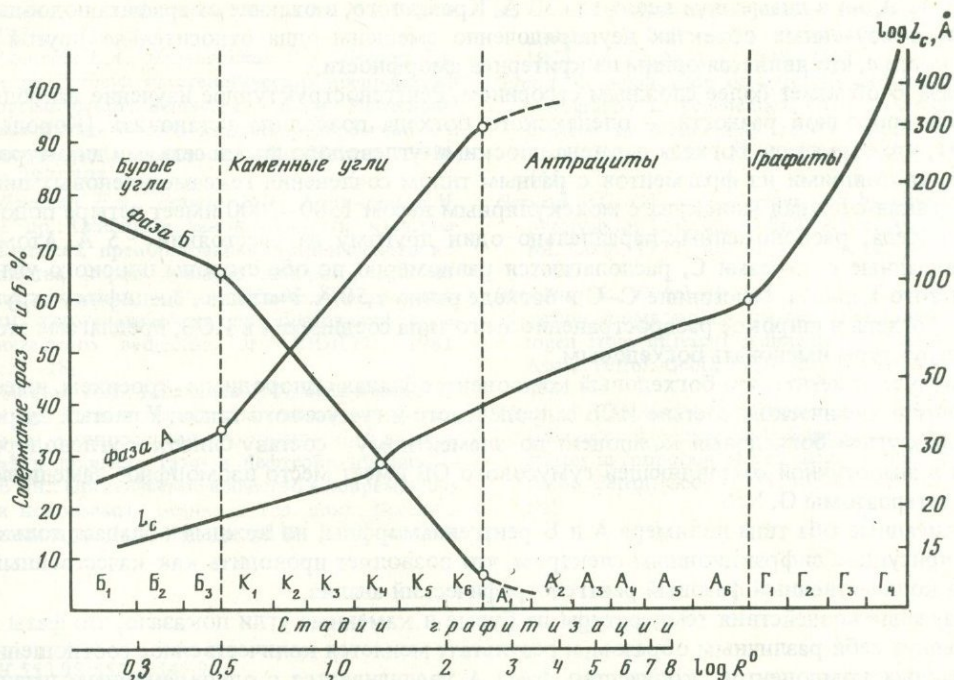
Изучение воздействия температуры на бурые и каменные угли показало, что фазы А и Б ведут себя различным образом, в результате меняется количественное соотношение указанных компонентов: количество фазы А увеличивается с одновременным уменьшением содержания фазы Б. При этом фаза Б под действием температурного фактора начинает разлагаться с выделением жидких и газообразных углеводородов (УВ), но определенная часть фазы Б переходит в фазу А.

Исследование большого количества образцов (более 500) гумусовых углей выявило заметное изменение интенсивности главных максимумов фаз А и Б, что свидетельствует о различном количественном соотношении указанных компонентов. Так, при катагенезе фаза А увеличивается, и на стадии K_6 (AK_1 по Вассоевичу) ее содержание достигает 90%. Соответственно количество фазы Б меняется в обратном порядке.

Для оценки масштабов генерации УВ важно выявить особенности изменения богхедовой составляющей на разных этапах катагенетического преобразования. Так, если за весь буроугольный цикл (от B_1 до B_3) потеря фазы Б составляет всего 10%, то на каменноугольном этапе (K_1 – K_6) потеря фазы Б резко возрастает и достигает 70% первоначального количества (рис. 1). Со всей очевидностью можно утверждать, что реализация главной фазы нефтегазообразования осуществляется именно на каменноугольном этапе катагенетического преобразования ОВ.

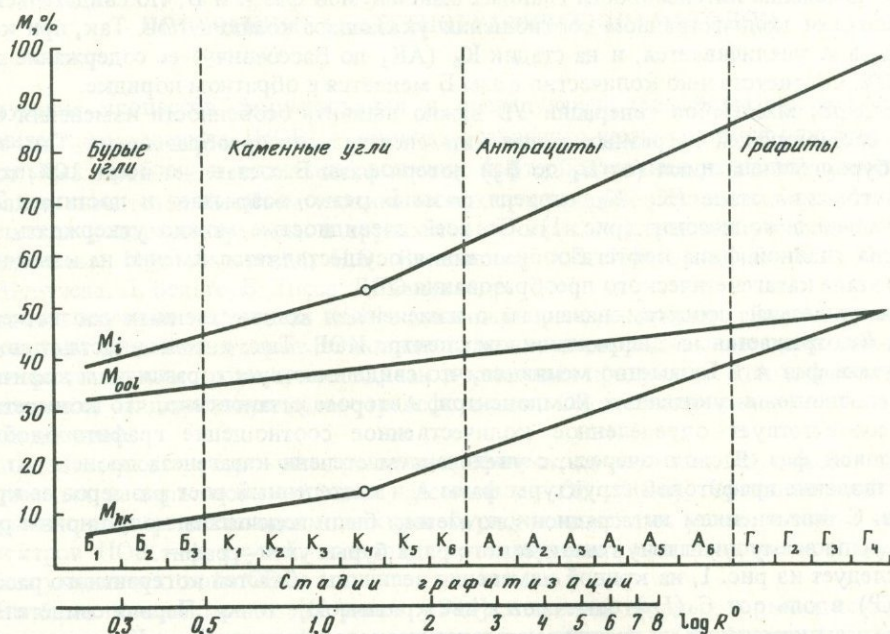
Катагенетический процесс, связанный с изменением количественных соотношений фаз А и Б, отражается на дифракционном спектре ИОВ. Так, интенсивности главных максимумов фаз А и Б заметно меняются, что свидетельствует о различном количественном соотношении указанных компонентов. Автором установлено, что конкретной стадии соответствует определенное количественное соотношение графитоподобной и богхедовой фаз. В свою очередь, с увеличением степени катагенеза происходит совершенствование графитовой структуры фазы А и постепенный рост размеров ее кристаллитов. С применением интеграционного метода были подсчитаны полуширины рефлекса d_{002} по всему диапазону генетического ряда бурые угли—графит.

Как следует из рис. 1, на кривой изменения величины областей когерентного рассеяния (ОКР) вдоль оси C (L_C) отмечаются две критические точки. Первая свидетельствует о резком изменении на границе катагенетического перехода $K_3 \rightarrow K_4$, что связано с увеличением общего количества графитовых сеток в ОКР с 6 до 9. Далее градиент кривой изменения L_C остается практически неизменным до Γ_1 . В этом диапазоне количество графитовых сеток в направлении оси C увеличивается от 10 до 30. Но начи-



Р и с. 1. Характер изменения содержания графитоподобной (А) и богхедовой (Б) фаз и величин областей когерентного рассеяния фазы А (L_c) в зависимости от $\log R^0$

Стадии: Б₁-Б₃ - буроугольная, К₁-К₆ - каменноугольная, А₁-А₆ - антрацитовая, Г₁-Г₄ - графитовая



Р и с. 2. Характер изменения коэффициента дифракции M графитоподобной фазы в различных кристаллографических направлениях в зависимости от $\log R^0$

M_i - коэффициент дифракции; M_{00l} и M_{hk} - компоненты, соответствующие M_i ($M_i = M_{00l} + M_{hk}$). Остальные пояснения см. на рис. 1

ная с Γ_1 градиент кривой L_C сильно возрастает, что свидетельствует о резком увеличении размеров графитовых кристаллитов вдоль оси C . При этом количество графитовых сеток в ОКР 100 и более, т.е. происходит переход фазы А из аморфного состояния в кристаллическое — графит.

В свою очередь, графитоподобную фазу можно рассматривать как систему, состоящую из паракристаллитов, генерирующих когерентное рассеяние, которые разбавлены неорганизованным C , являющимся источником некогерентного (комптоновского) рассеяния. Когерентная составляющая определяет степень ближнего порядка, т.е. степень упорядоченности в пространственном расположении атомов C , и несет поэтому наиболее ценную информацию. Комптоновское рассеяние оказывает влияние на величину фона и его уровень тем выше, чем меньше порядковый номер элемента и чем слабее связаны его электроны.

Таким образом, применительно к углям можно заключить, что, чем организованнее атомы C в графитоподобной фазе, т.е. чем выше стадия катагенеза, тем интенсивнее и четче выражены максимумы когерентного рассеяния, и наоборот.

Соотношение интенсивностей когерентного и комптоновского составляющих лежит в основе определения степени совершенства кристаллической структуры графитоподобной фазы, т.е. степени катагенеза, а численные значения этого соотношения следует называть коэффициентом дифракции — M .

На рис. 2 приведен график изменения коэффициента M в зависимости от величины отражательной способности витринита ($\log R^0$) в различных кристаллографических направлениях.

Если один из компонентов величины M , отражающей степень совершенства графитоподобных сеток вдоль оси C , — M_{001} в течение всего диапазона метаморфизма меняется линейно и монотонно, то поведение другой составляющей M , отражающей степень упорядоченности в наложении графитоподобных сеток, — M_{hk} в плоскости ab (перпендикулярной оси C) несколько иное. Этот компонент также меняется линейно. Но начиная с K_4 наблюдается резкое увеличение градиента, т.е. рост степени упорядоченности в наложении сеток в плоскости ab . Это устанавливается и всеми другими методами, например оптически.

Уместно отметить, что возможности оптического метода фиксировать стадии катагенеза по отражательной способности витринита исчерпываются в начале антрацитово-серии (стадии графитизации $A_4 - A_5$), рентгенографический же способ позволяет получить значение M для объектов самых высоких стадий метаморфизма — суперантрацитов и графитов.

Рентгенографические способы могут успешно конкурировать с существующими методами определения степени катагенеза осадочных пород по органическим включениям, например оптическим, от которого они отличаются рядом преимуществ:

- 1) возможностью использовать для определения всю совокупность ископаемых органических веществ, включая РОВ;
- 2) установлением стадий катагенеза природных органических объектов, не содержащих витринит;
- 3) возможностью быстрого получения результата и большой его точностью;
- 4) простотой изготовления препаратов.

При этом если первый описанный способ особенно эффективен для установления градаций катагенеза ИОВ на ранних стадиях, то второй целесообразно использовать при изучении сильнометаморфизованных объектов.

Итак, применение рентгенографической методики позволило установить, что преобразование природных углеродистых веществ связано с увеличением содержания графитовой фазы и последующим совершенствованием ее структуры, вплоть до образования графита.

В классификации В.А. Успенского и О.А. Радченко [1953] также показано, что конечным продуктом преобразования всех генетических типов каустобиолитов является графит. Поэтому процесс преобразования исходных углеродистых веществ предлагаем

**Шкалы метаморфизма, катагенеза,
графитизации ископаемого ОБ гумусового типа**

Шкала метаморфизма (ГОСТ 21489-76)			Шкала катагенеза по Н.Б. Вассовичу	Шкала графитизации (по коэффициенту дифракции M)		
R° , %	Стадия метаморфизма	Группа стадий метаморфизма		M , %	Стадия графитизации	Семейство гумусового ИОВ
< 0,30	O ₁	Буроугольная	ПК	38–41	B ₁	Семейство бурых углей
0,30–0,39	O ₂		ПК	41–43	B ₂	
0,40–0,49	O ₃		ПК	43–44	B ₃	
0,50–0,64	I	Каменноугольная	MK ₁	45–47	K ₁	Семейство каменных углей
0,75–0,84	II		MK ₂	47–50	K ₂	
1,00–1,14	III		MK ₃	50–52	K ₃	
1,30–1,49	IV		MK ₄	52–54	K ₄	
1,75–1,99	V		MK ₅	54–58	K ₅	
2,00–2,49	VI		AK ₁	58–62	K ₆	
2,50–3,40	VII–VIII	Антрацитовая	AK ₂	63–65	A ₁	Семейство антрацитов
3,41–4,40	VIII–IX		AK ₃	65–69	A ₂	
4,41–5,50	IX		AK ₃	69–73	A ₃	
> 5,50	X		AK ₃	73–77	A ₄	
		–	–	78–81	A ₅	Семейство суперантрацитов*
		–	–	81–84	A ₆	
		–	–	85–88	G ₁	Семейство графитов*
		–	–	88–92	G ₂	
		–	–	92–95	G ₃	
		–	–	95–98	G ₄	

* Новые семейства, выделенные по коэффициенту дифракции M .

именовать "процессом графитизации", а промежуточные этапы – "стадиями графитизации".

Изложенные выше результаты, основанные на кристаллохимических критериях, могут послужить, с одной стороны, исходным материалом для точного установления стадий графитизации как природных, так и синтетических объектов, с другой – основой для классификации ИОВ гумусового типа. График изменения коэффициента дифракции M в зависимости от $\log R^\circ$ был разделен на ряд зон (семейств), каждая из которых объединяет гумусовые ИОВ в зависимости от степени организованности углеродных атомов (см. таблицу; см. рис. 2).

1-е семейство – буроугольное. Включает три стадии – B₁, B₂ и B₃. Значение M меняется от 38 до 44%.

2-е семейство – каменноугольное. Содержит шесть стадий – от K₁ до K₆. Значение M меняется от 45 до 62%.

3-е семейство – антрацитовое. Включает последующие шесть стадий – с A₁ по A₆. Значение M в этой области изменяется от 63 до 84%.

4-е семейство – графитовое. Подразделяется на четыре стадии – от G₁ до G₄. M достигает максимальных значений от 85 до 98%.

Следует обратить внимание на то, что критические точки, выделенные как на графике M , так и на кривых других зависимостей, совпадают с границами зон, ранее выделенных с помощью петрографических и технических характеристик углей.

Таким образом, изучение углеродистых объектов с помощью рентгеноструктурного анализа дало возможность установить закономерность в механизме фазового преобразования ИОВ, что является основой для разработки независимых прямых методов по определению стадий графитизации и создания классификации гумусового ИОВ с кристаллохимических позиций.

Л и т е р а т у р а

Королев Ю.М. Структура оленекского богхеда: Тез. докл. 9-го Всесоюз. совещ. по рентгенографии минерального сырья. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1983, с. 52–53.

Королев Ю.М. Структурные особенности компонентов органического вещества осадочных пород и их изменение в процессе катагенеза:

Тез. докл. совещ. "Эволюция нефтеобразования в истории Земли". М.: Изд-во МГУ, 1984, с. 262–263.

Успенский В.А., Радченко О.А. Схема генетической классификации горючих ископаемых. Л.: Гостоптехиздат, 1953, с. 73–87.

УДК 553.98 : 543.8 (001.57) (575.4)

Н.П.Калугина, Е.А.Глебовская

ХАРАКТЕРИСТИКА БИТУМОИДОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ТУРКМЕНИСТАНА В СВЕТЕ ДАННЫХ ЛАБОРАТОРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ КАТАГЕНЕЗА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Экспериментальное моделирование процессов катагенетического превращения органического вещества (ОВ) показывает, что решающими факторами катагенеза, помимо температуры, являются режим разгрузки пластов и пластовое давление, определяющие глубины, на которых наступает главная фаза нефтеобразования (ГФН).

Для проверки этого положения методом инфракрасной спектроскопии было исследовано 54 образца хлороформенных битумоидов (ХБ) глини, отобранных из мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Туркменской впадины в интервале глубин 700–5300 м на площадях Банка Ливанова, Банка Губкина, Банка ЛАМ, Банка Жданова, Огурчинская, Восточный Челекен, Котуртепе, Барсагельмес, Куйджик, Кобек, Боядаг, Эрдекли, Гограньдаг, Камышджа, Кеймир, Чикишляр, Гасанкули, Аджияб, Гекча, Изаткули, Западный Аладаг, Чаалджа, Даната и Черкезги. 38 из указанных образцов были любезно предоставлены в наше распоряжение В.К.Солодковым.

В полученных ИК-спектрах (съёмка проводилась на приборе УР-20 во ВНИГРИ) определялись значения нормированных оптических плотностей (НОП) полос поглощения (п.п.): п.п. 1740 см^{-1} , характеризующей присутствие кислородсодержащих структур ($\text{C}=\text{O}$ в алифатических эфирах), п.п. 1610 см^{-1} , свойственной ароматическим структурам, и п.п. 725 см^{-1} , описывающей содержание парафиновых структур. Доказано [Глебовская, 1971], что НОП п.п. 1720 и 1740 см^{-1} являются показателями содержания углеводородов (УВ) в битумоиде, а п.п. 1610 см^{-1} — значений С/Н. НОП п.п. 1740 см^{-1} , кроме того, может быть использована для определения сингенетичности битумоида: в том случае, когда ее значение > 1 , битумоид определяется в основном как сингенетичный; значение < 1 свидетельствует о том, что вторичный битумоид начинает преобладать в образце (для всех стадий, кроме МК₂, для которой подобная диагностика невозможна).

Начальный момент миграции характеризуется значениями НОП п.п. 1740 см^{-1} , близкими к 1. Сапропелевые битумоиды отличаются интенсивным поглощением $\text{C}=\text{O}$ -групп жирных кислот и их эфиров (1720 и 1740 см^{-1} соответственно), связей $\text{C}=\text{O}$ насыщенных эфиров (1170 см^{-1}), групп COOH -кислот (950 см^{-1}) и OH -кислот (размытое поглощение 3400–3200 и 2900–2700 см^{-1}), а также интенсивным поглощением длинных

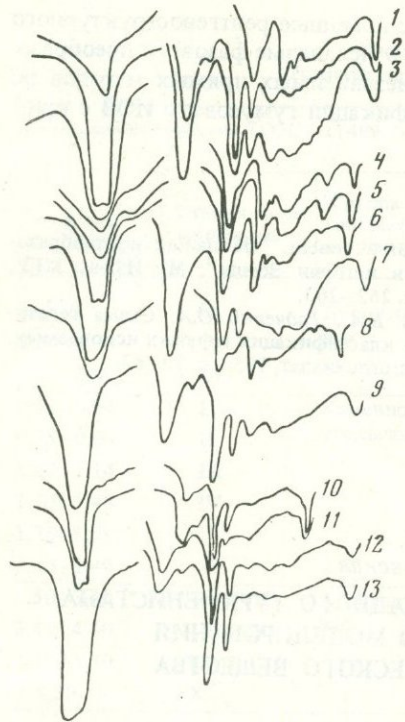


Рис. 1. Сопоставление ИК-спектров ХБ разреза Юго-Западного Туркменистана с ИК-спектрами эталонной коллекции битумоидов сапропелевого ряда и с ИК-спектрами битумоидов, полученных при термодеструкции альгинита

1 — эталонный спектр ХБ (ПК); 2 — ХБ, Банка Жданава, скв. 1, интервал 2225–2329 м (ПК); 3 — ХБ, Эрдекли, скв. 4, 2060–2065 м (ПК–МК₁); 4 — эталонный спектр ХБ (МК₁); 5 — исходный ХБ альгинита в опытах по термодеструкции (МК₁); 6 — ХБ альгинита после воздействия 900 атм при 300° (МК₂); 7 — ХБ, Боядаг, скв. 56, 2260–2266 м (МК₁); 8 — ХБ альгинита после воздействия 450 атм при 250°С; 9 — ХБ, Огурчинская, скв. 2, 5274–5279 м (МК₁–МК₂); 10 — эталонный спектр ХБ (МК₂); 11 — ХБ альгинита после воздействия 450 атм при 300°С; 12 — ХБ, Изаткули, скв. 1, 2416–2421 м (МК₁–МК₂); 13 — ХБ, Барсагельмес, скв. 97, 4674–4679 м (МК₂)

парафиновых цепей (двойной максимум при 720 см^{-1}). В то же время в ИК-спектрах гумусовых битумоидов на стадиях выше ПК не наблюдается интенсивный максимум поглощения 1740 см^{-1} , зато фиксируется поглощение С=О-групп хинонов и diketонов (1650 см^{-1}), а также меняется форма п.п. ОН-групп (отчетливый максимум при 3400 см^{-1}). Связи С=О ароматических эфиров представлены п.п. 1250 см^{-1} .

Все вышесказанное дает возможность проводить уверенную диагностику исходного типа ОВ по ИК-спектрам ХБ.

Использование эталонной коллекции ИК-спектров ХБ [Глебовская и др., 1974, 1977] позволяет получить представление и о степени катагенетической превращенности ОВ. На рис. 1 приведено сопоставление типичных ИК-спектров ХБ глин разновозрастных отложений Юго-Западного Туркменистана с эталонными ИК-спектрами и ИК-спектрами ХБ продуктов лабораторного моделирования катагенетического превращения альгинита. (Эталонные спектры получены как ИК-спектры ХБ углей гумусового и сапропелевого ряда последовательных стадий изменения в литогенезе. Для сапропелевого ряда высшие стадии иллюстрируются ИК-спектрами ХБ РОВ, надежно идентифицированных углепетрографическими и химическими методами [Глебовская и др., 1974].)

Интерпретация данных инфракрасной спектроскопии позволила установить ряд важных выводов.

В пределах Юго-Западного Туркменистана распространено ОВ сапропелевого типа. Среди исследованных образцов основную массу составляют смешанные и вторичные битумоиды, тогда как чисто сингенетичные формы встречаются значительно реже. В них не проявилось закономерное изменение в распределении ароматических, парафиновых и кислородсодержащих структур в зависимости от глубины и стратиграфического положения образцов. Значения анализируемых параметров в разрезах отдельных подъятий указывают на широкое распространение процессов вертикальной миграции УВ-флюидов, вероятнее всего из палеогеновых (и нижележащих) отложений, а также низов красноцветной толщи (средний палеоцен).

Сопоставление ИК-спектров нефтей и битумоидов показывает, что изменение содержания С=О-групп (НОП п.п. 1740 см^{-1}) в зависимости от глубины и стратиграфической приуроченности происходит параллельно в нефтях и битумоидах и что спектры нефтей и битумоидов структур Прибалхано-Ливановской зоны поднятий в основном близки по значениям НОП п.п. 1610 и 725 см^{-1} , характеризующих содержание соответственно ароматических и парафиновых структур.

Следует подчеркнуть, что стратиграфическое положение образцов в разрезе не определяет степени катагенетической превращенности ОВ. Так, ОВ из нижнемеловых отло-

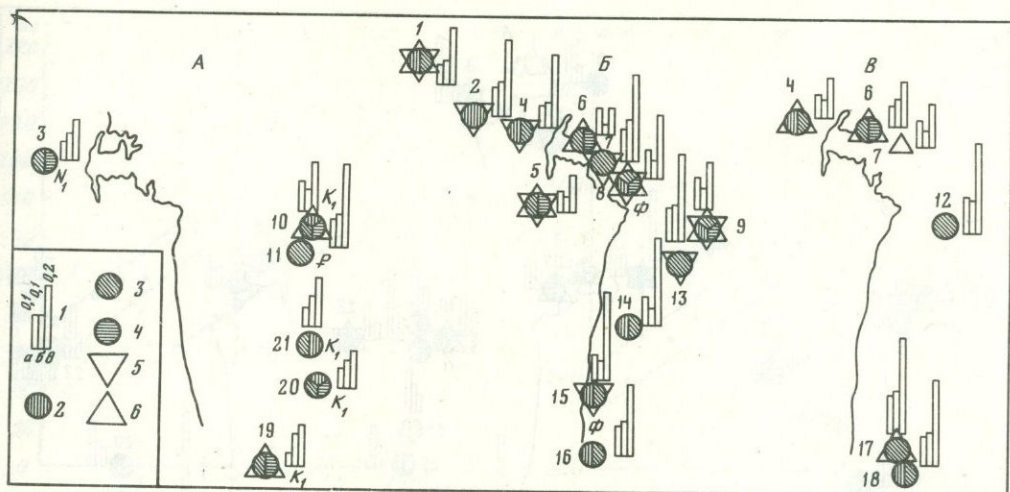


Рис. 2. Схема распределения геохимических показателей ХБ глин Юго-Западного Туркменистана (по данным ИК-спектроскопии) для разновозрастных отложений

Отложения: А - подкрасноцветные (нижний мел - миоцен), Б - нижнекрасноцветные (средний плиоцен), В - верхнекрасноцветные (средний плиоцен)

Основные обозначения к рис. 2 и 3

1 - НОП п.п.: а - 725 см^{-1} , б - 1610 см^{-1} , в - 1740 см^{-1} (масштаб в в 2 раза больше масштабов а, б); 2-4 - стадии катагенеза: 2 - ПК, 3 - MK_1 , 4 - MK_2 ; 5 - следы окислительной обстановки; 6 - примесь вторичного битумоида. Φ - наличие фталатного комплекса

Результаты замеров пластовых температур и давлений по некоторым площадям (в числителе - температура, °С; в знаменателе - давление, атм): на рис. 2Б: 1 - $\frac{64}{-}$, 2 - $\frac{53}{-}$, 4 - $\frac{65-75}{400}$, 5 - $\frac{89}{-}$,

6 - $\frac{-}{500}$, 7 - $\frac{80-90}{460-570}$, 8 - $\frac{90-100}{600-900}$, 9 - $\frac{88-89}{360}$, 13 - $\frac{80-90}{360-600}$, 14 - $\frac{89}{496}$, 15 - $\frac{72}{400-450}$, 16 - $\frac{78}{400}$;

на рис. 2В: 5 - $\frac{51}{-}$, 6 - $\frac{60}{210-380}$, 7 - $\frac{65}{300}$, 12 - $\frac{72}{370}$, 17 - $\frac{60-65}{240-450}$, 18 - $\frac{60}{260}$

Площади: 1 - Банка Ливанова, 2 - Банка Губкина, 3 - Банка ЛАМ, 4 - Банка Жданова, 5 - Огурчинская, 6 - Восточный Челекен, 7 - Котуртепе, 8 - Барсагельмес, 9 - Куйджик, 10 - Кобек, 11 - Боядаг, 12 - Эрдекли, 13 - Гограньдаг, 14 - Камышлджа, 15 - Кеймир, 16 - Чикишляр, 17 - Гасанкули, 18 - Аджияб, 19 - Гекча, 20 - Изаткули, 21 - Западный Аладаг, 22 - Чаалджа, 23 - ната, 24 - Черкезли

жений находится на стадии ПК- MK_1 (Кобек, Изаткули, Гекча). В образце из палеогеновых отложений степень трансформации ОВ отвечала стадии MK_2 (Боядаг). В образце из миоценовых отложений присутствует ОВ, измененное до стадии MK_1 - MK_2 (Банка ЛАМ, см.рис.2,А). Для нижнекрасноцветных отложений характерно изменчивое распределение ОВ с различной степенью катагенетической превращенности (см.рис.2,Б). Наиболее преобразованным оказался ОВ из наземных разрезов Прибалхано-Ливановской зоны поднятий (MK_1 - MK_2 - Восточный Челекен, MK_2 - Котуртепе, ПК- MK_2 - Барсагельмес, Куйджик) и Огурчинской структуры (MK_1 - MK_2). Для находящихся в море площадей Прибалхано-Ливановской зоны поднятий и менее нарушенных разрывами складок Гограньдаг-Окаремской зоны поднятий типична низкая степень трансформации ОВ, не выше стадии MK_1 .

Необходимо отметить, что битумоиды пород из указанных районов отличаются значительно большим содержанием гетерозлементов и меньшим содержанием УВ в битумоиде. На большинстве перечисленных площадей (кроме Восточного Челекена, Камышлджа и Чикишляра) особенности ИК-спектров ХБА свидетельствуют об окислительной обстановке осадконакопления, а в спектрах отдельных образцов, отобранных в разрезах поднятий Кеймир и Барсагельмес, заметно присутствие фталатов. Сходные закономерности наблюдаются и в ИК-спектрах образцов из верхнекрасноцветных от-

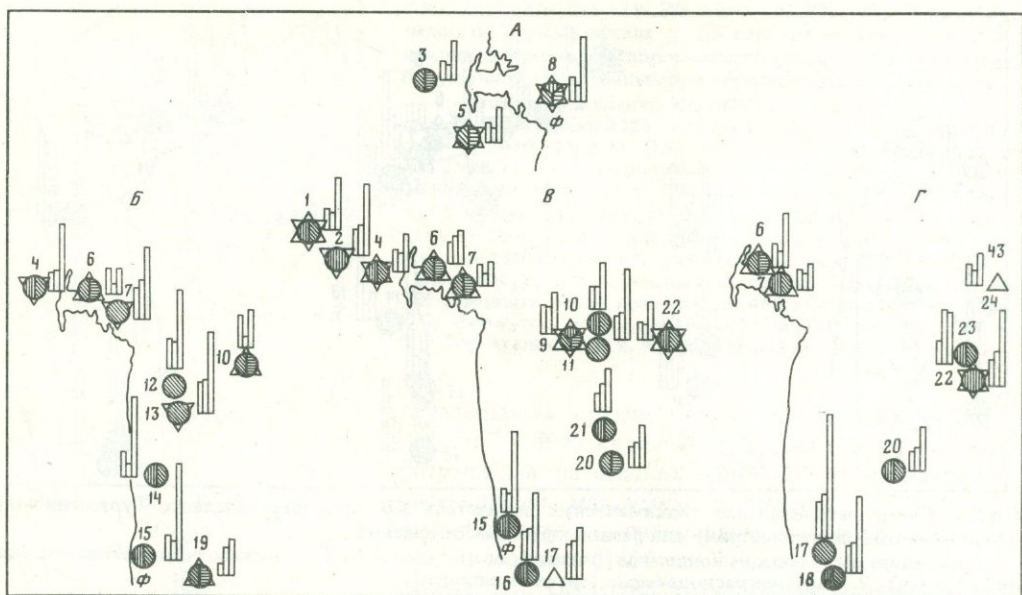


Рис. 3. Схема распределения геохимических показателей ХБ глин Юго-Западного Туркменистана (по данным ИК-спектрометрии) по интервалам глубин

Интервалы глубин, м: А — > 4000, Б — 3000—4000, В — 2000—3000, Г — < 2000 м

Результаты замеров пластовых температур и давлений по некоторым площадям (в числителе —

температура, °С; в знаменателе — давление, атм): на рис. 3А: 3 — $\frac{81}{600-900}$, 5 — $\frac{89}{600-900}$, 8 — $\frac{90-100}{600-900}$; на рис. 3Б: 4 — $\frac{77}{400}$; 7 — $\frac{85-90}{460-560}$, 10 — $\frac{94}{-}$, 12 — $\frac{72}{-}$, 13 — $\frac{83-92}{420}$, 14 — $\frac{89}{450}$; на рис. 3В: 1 — $\frac{64}{-}$, 2 — $\frac{53}{-}$, 4 — $\frac{51}{-}$, 6 — $\frac{86}{-}$, 7 — $\frac{67-76}{-}$, 9 — $\frac{78-94}{360}$, 11 — $\frac{-}{360}$, 15 — $\frac{72}{440}$, 16 — $\frac{80}{395}$; на рис. 3Г: 6 — $\frac{50-60}{-}$, 7 — $\frac{55-65}{-}$, 17 — $\frac{60-65}{-}$, 18 — $\frac{60}{-}$

Остальные условные обозначения см. на рис. 2

ложений (см. рис. 2, В), где распространено ОВ на стадиях ПК—МК₁ (Банка Жданова, Аджияб), МК₁ (Эрдекли, Гасанкули) и МК₁—МК₂ (Восточный Челекен). Здесь, как и в нижнекрасноцветных отложениях из более нарушенных участков Прибалхано-Ливановской зоны поднятий, наблюдается обогащение битумоидов УВ и обеднение их гетероэлементами по сравнению с образцами из менее нарушенных участков Гограньдаг-Окаремской зоны. В ачкагыльских отложениях встречено ОВ, находящееся на стадиях ПК—МК₁ (Даната) и МК₁—МК₂ (Котуртепе). ОВ в образце из апшеронских отложений изменено до стадий ПК—МК₁ (Котуртепе).

Как показывают данные лабораторного моделирования процессов катагенеза ОВ [Глебовская и др., 1981], максимальные фазы генерации УВ связаны с определенными градациями катагенеза, в частности максимуму ГФН соответствуют градации МК₁—МК₂. Это позволяет попытаться конкретизировать место проявления ГФН в разрезе мезозойско-кайнозойских отложений Юго-Западного Туркменистана. Разнообразие термобарических условий наряду со сложным тектоническим строением данного региона нашло отражение в том, что ГФН достигла здесь разновозрастных отложений, причем в разных районах она проявляется на разных глубинах.

Так, например, можно предположить, что ГФН на поднятиях Восточный Челекен и Котуртепе приурочена ко всему изученному разрезу красноцветной толщи на глубинах от 1950 до 3450 м. Отложения нижнекрасноцветной толщи вошли в ГЗН, по-види-

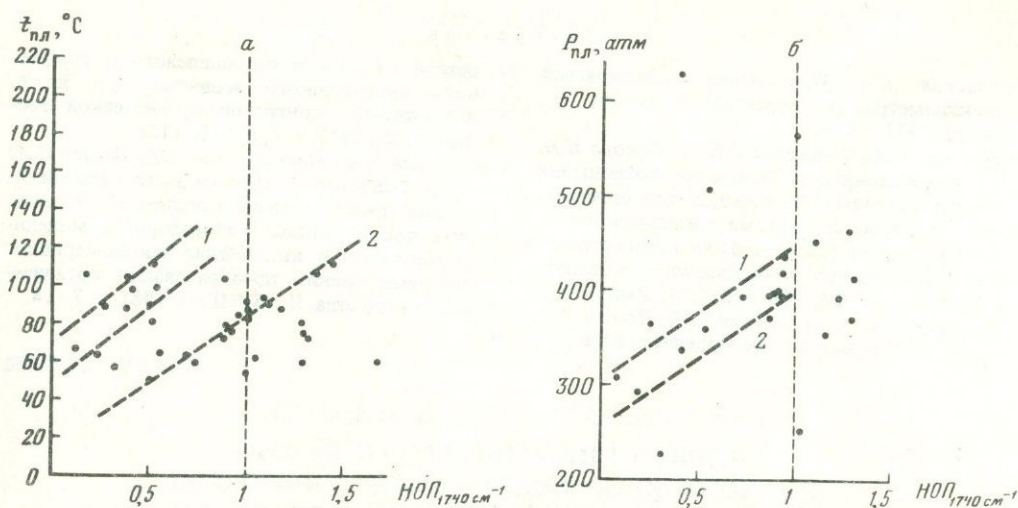


Рис. 4. Зависимость НОП п.п. 1740 см⁻¹ в ИК-спектрах ХБ глин Юго-Западного Туркменистана от пластовых температур (а) и от пластовых давлений (б)
1, 2 — структуры: 1 — нарушенные, 2 — ненарушенные

тому, кроме того, в районах площадей Огурчинская (5270 м), Барсагельмес (4600–5180 м) и Куйджик (2860–2870 м). В миоценовых отложениях ГФН проявляется в разрезе поднятия Банка ЛАМ (4250 м), а меловые отложения, вероятно, проходят ГФН в районах Кобек (1370 м), Изаткули (2420 м) и Гекча (3510 м).

В пределах Юго-Западного Туркменистана не удастся проследить глубинной зональности катагенеза, и в пределах всего изученного разреза ОВ находится здесь на стадиях ПК–МК₂. Это обусловлено, как уже отмечалось, широкой гаммой термобарических условий, существующих в этом регионе (рис. 3, А–Г). На рис. 4, а отражена зависимость содержания гетероэлементов в битумоиде (НОП п.п. 1740 см⁻¹) от пластовых температур. (Данные о температурах и давлениях приводятся по материалам объединения "Туркменнефть".) В сингенетических битумоидах как на нарушенных разрывах поднятиях, так и на ненарушенных наблюдается закономерное увеличение содержания УВ (в данном случае это величина, обратная содержанию гетероэлементов при повышении пластовых температур от 60 до 100°С). В отношении вторичных битумоидов наблюдается обратная тенденция. Необходимо отметить, что в менее нарушенных структурах процесс обеднения битумоидов УВ с ростом пластовых температур происходит значительно медленнее, чем в раскрытых.

Результаты лабораторного моделирования подтвердили представление об отрицательном влиянии высоких давлений на развитие процесса термодеструкции в замкнутой системе и о положительном значении путей разгрузки, способствующих удалению подвижных продуктов [Глебовская и др., 1977].

Эти явления характерны и для разреза Юго-Западного Туркменистана. Пластовое давление оказывает существенное влияние на процессы катагенеза в данном регионе (см. рис. 4, б). Повышение пластового давления от 200 до 300 атм (температура не выше 70°С) как в нарушенных, так и в мало нарушенных зонах сопровождается увеличением содержания УВ в битумоиде. При дальнейшем подъеме давления до 500 атм (температура 70–90°С) как на раскрытых, так и на закрытых структурах наблюдается обратная тенденция, а при пластовых давлениях выше 500 атм (температура выше 90°С) на раскрытых структурах вновь прослеживается некоторое обогащение битумоида углеводородами (УВ).

Таким образом, процессы образования УВ в пределах Юго-Западного Туркменистана определяются не глубиной залегания и стратиграфическим положением вмещающих толщ, а термобарическими условиями недр и тектоническими факторами.

Литература

- Глебовская Е.А. Применение инфракрасной спектрометрии в нефтяной геохимии. Л.: Недра, 1971. 141 с.
- Глебовская Е.А., Иванцова В.В., Бабикова Н.И. и др. Эталонные ИК-спектры поглощения хлороформенных битумоидов для определения стадий метаморфизма органического вещества. — В кн.: Исследование катагенетических превращений органического вещества. Л., 1974, с. 26–34. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 353).
- Глебовская Е.А., Мельцанская Т.Н., Леглер Л.А. и др. Экспериментальное моделирование процессов катагенеза сапропелевого и гумусового органического вещества: Тез. докл. 8 Междунар. конгр. по органической геохимии. М., 1977, т. 1, с. 112–113.
- Глебовская Е.А., Мельцанская Т.Н., Леглер Л.А. и др. Основные закономерности катагенетических преобразований органического вещества пород (данные лабораторного моделирования). — В кн.: Общие закономерности литогенетических преобразований органического вещества. Л.: ВНИГРИ, 1981, с. 7–18.

УДК 552.5 : 552.14

*П.П.Тимофеев, В.В.Еремеев, Л.И.Боголюбова***ЮРСКИЙ И МЕЛОВОЙ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ
ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА
И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ "ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ"**

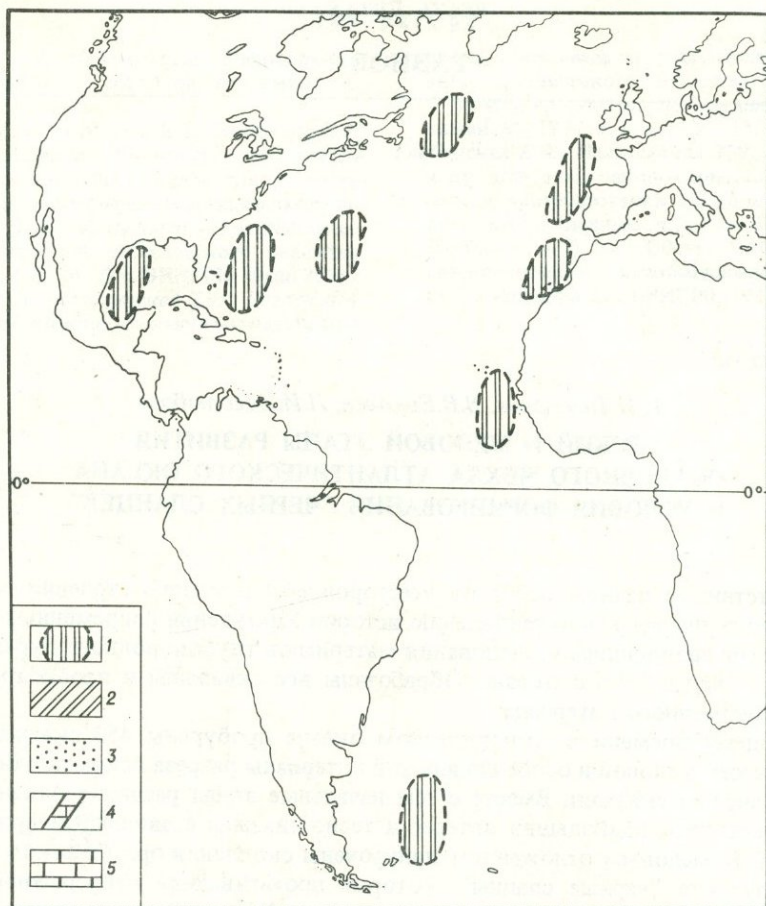
В соответствии с планом работ по всестороннему изучению строения осадочного чехла Мирового океана и восстановлению истории зарождения современных океанических бассейнов проводились исследования материалов глубоководного бурения в пределах всего Атлантического океана. Обработаны все скважины и просмотрена значительная часть каменного материала.

К настоящему времени в Атлантическом океане пробурены 453 скважины. Низы осадочного чехла, меловой и особенно юрский интервалы разреза вскрыты относительно небольшим числом скважин. Вместе с тем начальные этапы развития Атлантического океана представляют наибольший интерес и тесно связаны с эволюцией прилегающих континентов. К меловым отложениям приурочены скопления органического вещества (ОВ), образующие "черные сланцы", которые протягиваются непрерывной полосой вдоль Африканского и Американского континентов. Генезис "черных сланцев" необходимо рассматривать в тесной связи с эволюцией всего Атлантического океана (рис. 1—4).

Приуроченность в основном к меловому периоду позволяет рассматривать эти отложения как закономерный глобальный этап в истории океанской седиментации. "Черные сланцы" обнаружены вдоль западных берегов Африки (Капская и Ангольская котловины и котловина Островов Зеленого Мыса), в Северной Атлантике (Бискайский залив), вдоль восточных берегов Южной Америки (Фолклендское плато) и Северной Америки (Блейк-Багамская впадина, Бермудские острова).

Наиболее широко они представлены в апт-альбе, сеноман-туроне и в меньшей мере в коньяк-сантоне. Их мощность меняется от десятков до сотен метров. Особенностью "черных сланцев" является обогащенность их ОВ, содержание которого меняется от 0,5—0,8 до 33%.

При изучении глубоководных океанических осадков нами впервые были выявлены основные фации и генетические типы и прослежено их изменение в разрезе и на площади в целях воссоздания детальной картины процесса осадкообразования в различных структурно-фациальных зонах. Благодаря проведенным исследованиям мы пришли к выводу, что метод литолого-фациального анализа полностью применим к глубоководным морским осадкам, так как основой для выяснения генезиса осадков дна океана также являются первичные генетические признаки в сочетании с первичным вещественным составом. Оказалось, что главнейшие признаки осадков дна океана сопоставимы с признаками осадков, развитых на континентах. На основании изучения разрезов океанических отложений можно говорить, что в целом как карбонатные, так и терригенные отложения характеризуются таким же широким набором фаций, как и отложения,



Р и с. 1. Юрский этап развития

Условные обозначения к рис. 1—4

Отложения макрофаций: 1 — остаточных осолоняющихся водоемов, 2 — заливов и лагун, 3 — подводной дельты, 4 — мелководного моря, 5 — океанического глубоководья

развитые на континентах. Фации и макрофации характеризуются выдержанностью в разрезе и значительными мощностями. В разных частях океанического глубоководья образуются различные отложения. Все они наделены отличительными чертами осадков глубоководной области океана, но, кроме того, отражают конкретные обстановки седиментации, существовавшие в пределах соответствующих участков акватории. Эти типы очень специфичны и не находят прямых аналогов среди фациальных типов субквальных отложений и области океанического шельфа. На континенте и в зоне шельфа широко распространены терригенные осадки, а в процессах седиментации большую роль играет дифференциация обломочного материала по гранулометрическому признаку. В отложениях глубоководной части океана доминируют органогенные осадки.

На основании изучения первичных генетических признаков нами выявлены генетические типы, фации, макрофации отложений и прослежена их эволюция в целях воссоздания условий формирования осадочных образований в различных частях Атлантики и решения ряда общегеологических вопросов. Выявленные макрофации отвечают главным этапам седиментации, господствовавшим длительное время на всей территории современного Атлантического океана.

Нами установлено присутствие в глубоководных разрезах озерно-морских мелководных и солоноватоводных отложений, накапливавшихся на глубинах до 200 м. Преж-

де всего это макрофашия осадков осолоненного озера, а также макрофашия осадков солоновато-водного озера.

Идентифицированы также отложения лагунно-морские и мелководного моря, формировавшиеся на глубинах от 200 до 800 м. Они включают осадки макрофашии подводной дельты, заливов и лагун подвижного прибрежно-морского мелководья, прибрежно-морского мелководья, прибрежно-морской зоны и удаленного от берега мелководья и представлены терригенно- и органогенно-обломочными осадками.

Макрофашия подводнодельтовой седиментации представлена в основном терригенными гравийно-песчано-глинистыми отложениями с подчиненными прослоями галечников с хорошей сортировкой и косою одно- и разнонаправленной слоистостью.

Макрофашия прибрежно-морской подвижной мелководной седиментации выделяется в разрезе выше отложений подводной дельты и вместе с ними образует группу осадков, накапливавшихся в прибрежной зоне океана. К этой макрофашии относятся обломочные песчано-алевритовые породы темно-серого, почти черного цвета за счет обилия гумусового терригенного материала, которые характеризуются прерывистой горизонтально-волнистой, участками косою разнонаправленной слоистостью.

Макрофашия осадков прибрежно-морской мелководной седиментации включает отложения так называемых "черных сланцев" в возрастном интервале апт-сеноман. Термин "черные сланцы" используется для обозначения пород, выделяющихся по внешнему виду и обладающих способностью раскладываться на плитки по наслоению. Этим термином обозначены не только черные, но и темно-серые и серые разности пород. Нами к макрофашии осадков зоны прибрежно-морской мелководной седиментации относятся глинистые, алевритово-глинистые слабокарбонатные и карбонатно-глинистые осадки с четко выраженной горизонтальной слоистостью, легко раскалывающиеся на тонкие плитки и имеющие прямой излом. Они характеризуются повышенным содержанием органического углевода (C_{org}) — 20–30% и более, которое лишь в переходных слоях снижается до 6–2%. Изучение органического вещества (ОВ) показало преобладание в исходном растительном материале микроскопических организмов, названных нами органоглобулями, и присутствие аллохтонных тканей высших наземных растений. Все вещество "черных сланцев" слабо изменено в процессе катагенеза, и его компоненты не потеряли начальной формы.

В целом ОВ "черных сланцев" характеризуется различным соотношением сапропелевого и гумусового материала, согласно которому выделены три типа: сапропелевый, гумусово-сапропелевый и гумусовый. Высокое содержание ОВ, представленного перечисленными типами, является надежным критерием их мелководного происхождения. На мелководные условия седиментации указывает также присутствие в ОВ значительного количества гелефицированных и фюзенизированных тканей высших растений в форме фрагментов и аттрита. О близости источника сноса осадочного материала свидетельствуют также текстурные особенности осадка, проявляющиеся в чередовании линзовидных и прерывающихся полосовидных слоев, в различной степени обогащенных ОВ и, кроме того, в колебании вещественно-петрографического состава ОВ в разрезе толщи.

Макрофашия включает три фации: фацию мергелистых осадков с примесью сапропелево-гумусового и гумусового материала, фацию калкарениито-глинистых осадков с примесью сапропелево-гумусового материала и фацию глинисто-калкарениитовых осадков с примесью сапропелево-гумусового и гумусового материала.

Изучение микрокомпонентного состава ОВ "черных сланцев" в целом показало, что оно представлено в основном тремя типами: 1) сапропелевым, в котором в одних случаях преобладает альгинито-таломит, в других — альгинито-коллинит и сапро-коллинит; гумусовые микрокомпоненты в этом типе, как правило, играют второстепенную роль; 2) смешанным, состоящим из гумусовых и сапропелевых микрокомпонентов, с некоторым преобладанием то одних, то других с теленитовой и коллинитовой структурой; 3) гумусовым, в котором преобладают гумусовые микрокомпоненты в одних случаях гелефицированные, в других фюзенизированные; сапропелевые микрокомпо-

ненты в этом типе относятся к числу аксессуарных и представлены главным образом сапро-коллинитом.

Существенно гумусовый и смешанный типы ОВ характерны для зоны прибрежно-морской мелководной седиментации, существенно сапропелевый — для зоны прибрежно-морской седиментации, но более глубоководной и более удаленной от берега, сапропелевый же — для зоны морской, относительно глубоководной седиментации. Следовательно, тип ОВ может служить индикатором палеогеографической обстановки формирования "черных сланцев" и морских и океанических осадков вообще.

В целом в "черных сланцах" изученных районов Атлантики преобладают типы ОВ палеогеографически соответствующие зонам прибрежно-морской, временами лагунной, иногда очень мелководной или относительно глубоководной седиментации. Следовательно, "черные сланцы" являются, как правило, прибрежно-морскими.

Макрофашия осадков прибрежно-морской зоны тесно связана с рассмотренной выше. Отложения, слагающие ее, накапливались в несколько большем удалении от берега, чем описанные выше. Это фашии мергелистых осадков с примесью сапропелевого материала, фашия калкарениито-кремнисто-глинистых осадков с примесью сапропелево-гумусового материала, а также фашия глинисто-калкарениитовых осадков с примесью сапропелево-гумусового и гумусового материала.

Макрофашия осадков удаленного от берега мелководья представлена отложениями, формировавшимися на некотором удалении от прибрежной зоны на глубине 500 м, а также сложенными терригенно-органогенно-обломочными отложениями.

Группа осадков, накапливавшихся в зоне мелководного моря, включает в себя образования, формировавшиеся на глубинах 500—800 м. Это глинисто-биогенные, биогенные и смешанного состава осадки. Выделяется макрофашия осадков зоны мелководной морской седиментации и макрофашия осадков зоны относительно мелководной морской седиментации.

Макрофашия осадков относительно глубоководного моря включает глинистые и глинисто-алевритовые осадки, формировавшиеся на глубинах до 1000 м.

Макрофашия осадков глубоководного моря включает органогенно-карбонатные осадки, формировавшиеся на глубинах до 1500 м.

Собственно океанические осадки формировались на глубинах 2—4 км и более, где накапливались биогенные и глинисто-биогенные, а также глинистые илы.

Осадки относительного глубоководья накапливались на глубинах 2—2,5 км. Это органогенно-кремнистые с примесью карбонатного материала, а также органогенно-карбонатные осадки с обилием остатков кремнистых организмов.

Глубоководные осадки являются биогенными, в разной степени глинистыми илами. Накапливались они на глубинах 2,5—4 км. Органические остатки — скелетные части нанопланктона и раковины фораминифер.

Осадки абсолютного глубоководья накапливались на глубинах 4 км и более. Так, фашии глубоководных глин аккумулировались в условиях больших глубин ниже критического уровня растворимости карбонатов. Это тонкоотмученные глины с рассеянными гидроокислами железа и кислым вулканическим стеклом.

Анализ распределения макрофаший и фаший в разрезе и на площади позволил выявить основные этапы развития Атлантического океана. В данной статье мы рассматриваем юрский и меловые этапы.

В пределах Атлантического океана юрские отложения вскрыты десятью скважинами (10, 99, 101, 105, 330, 367, 401, 416, 545, 547). Они представляют собой самые низы разреза осадочного чехла. Скважины расположены в краевых зонах Атлантики. Юрские отложения относятся к макрофашии солонатоводных и осолоненных водоемов.

Низы нижнего мела — бериас, валанжин, готерив, баррем — вскрыты скв. 5, 99, 370, 384, 390, 392, 391, 397, 398, 401, 416, 544, 545, 547. Эта часть разреза сложена осадками макрофаший подводной дельты, заливов и лагун, прибрежно-морской мелководной зоны, подвижно-мелководной зоны, удаленного от берега мелководья и мелкого моря, которые преобладают в северо-восточной части Атлантического океана. В то же время

в зоне, примыкающей к Американскому континенту, развиты отложения морского мелководья.

Апт—альб вскрыт скв. 2, 86, 94, 100, 135, 242, 243, 244, 248, 249, 250, 369, 370, 384, 387, 390, 398, 400, 402, 416, 417, 545, 547. Вдоль всей западной и восточной оконечностей Африки и на восточной периферии Северной Америки преимущественным развитием пользуются отложения макрофации мелкого и глубокого моря. В меньшей мере развиты отложения макрофации удаленного от берега мелководья.

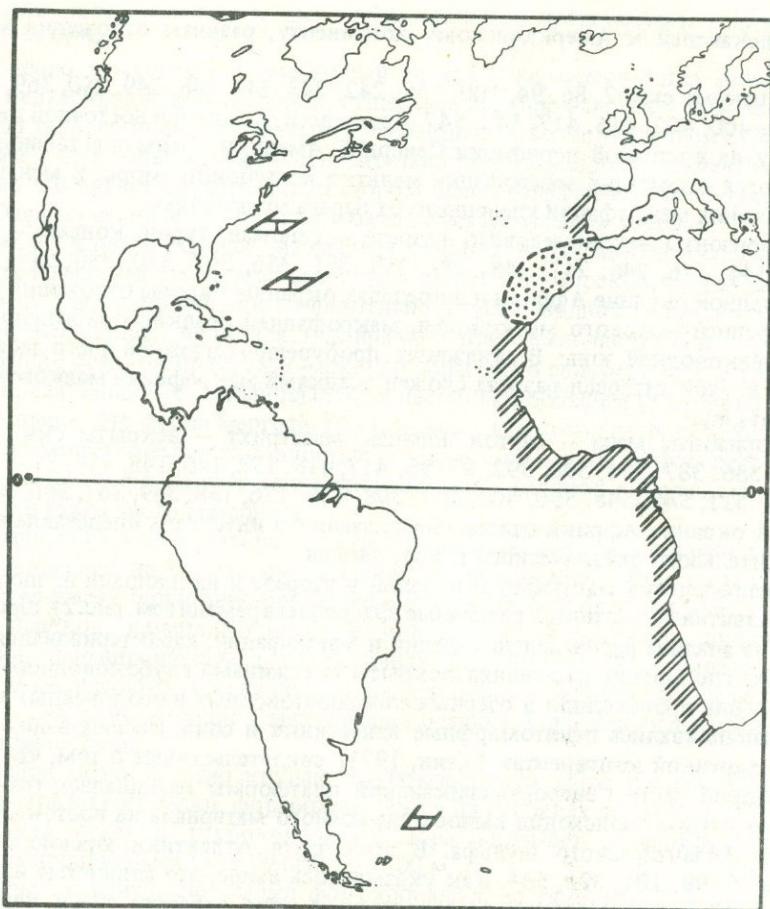
Нижние горизонты верхнемелового разреза — сеноман, турон, коньяк — вскрыты скв. 5, 111, 144, 146, 246, 247, 248, 249, 250, 251, 356, 367, 370, 386, 387, 398, 418. На северо-западной окраине Африки и в пределах окраины Европы отложения представлены макрофацией морского мелководья, макрофацией осадков прибрежно-морской подвижной мелководной зоны. В скважинах, пробуренных в южной и юго-западной частях Атлантики, этот интервал разреза сложен осадками макрофации мелководной морской седиментации.

Верхние горизонты мела — сантон, кампан, маастрихт — вскрыты скв. 111, 384, 385, 382, 10, 386, 387, 534, 390, 392, 97, 98, 417, 418, 152, 146, 143, 354, 355; 356, 357, 516, 327, 530, 511, 549, 548, 550, 400, 401, 398, 135, 136, 138, 369, 367, 366, 362. На северо-западной окраине Африки отложения указанного интервала представлены макрофацией относительного океанического глубоководья.

Анализ распределения макрофаций и фаций в разрезе и на площади позволил составить схему развития Атлантики в различные интервалы времени (см. рис. 2). Юрский этап, как следует из анализа распределения фаций и макрофаций, характеризовался тем, что в тех районах, где юрские отложения вскрыты скважинами глубоководного бурения, осадконакопление происходило в озерных солонатоводных и осолоненных водоемах, в которых накапливались пелитоморфные известняки и соли. Исследования на сопредельных с Атлантикой континентах [Хаин, 1971] свидетельствуют о том, что в юрское время в западной части Северо-Американской платформы развивалась трансгрессия. Одновременно с этим происходил вынос обломочного материала на восток, в пределы современного Атлантического шельфа. В этой части Атлантики юрские отложения вскрыты скв. 5, 99, 101, 391, 534. Как указывалось выше, это глинистые известняки, прослоенные алевритово-глинистыми породами. В ряде скважин среди карбонатных и алевритово-глинистых отложений встречены прослой гипсов и доломитов, что указывает на формирование отложений в условиях осолоняющихся водоемов. Следовательно, в районе, прилежавшем в юрское время к Северо-Американской платформе, осадконакопление осуществлялось в изолированном мелководном водоеме при значительном поступлении терригенного материала и остаточном засолонении, что приводило к формированию сильноглинистых известняков со значительной примесью песчано-алевритового материала и с прослоями гипсов и ангидритов.

Наиболее интенсивный вынос обломочного материала шел со стороны Аппалачей. Материал поступал в районы, где расположены скв. 10, 111. При этом в районе, где бурилась скв. 10, накапливались грубообломочные терригенные осадки гравийно-галечной размерности, чередующиеся с известняками. В районе скв. 111 накапливались песчаные отложения, прослоенные карбонатами. В области современного Мексиканского залива скв. 2 вскрыты верхнеюрские отложения, представленные сильноглинистыми известняками с прослоями ангидритов и эвапоритов. Следовательно, в позднеюрское время накопление осадков происходило в условиях изолированного мелководного водоема при значительном поступлении терригенного материала, выносившегося крупными реками. Сходные седиментационные процессы реализовывались непосредственно в пределах Северо-Американского континента, точнее, в зоне современного Уиллистонского бассейна, где накапливались карбонатно-терригенные осадки с прослоями гипсов.

Для Южно-Американской платформы юрский период явился временем почти полного господства поднятий. Лишь в пределах современных Анд в зоне прибрежной современной седиментации накапливались известняки, мергели, глины, местами с прослоями гипсов и ангидритов. При этом из Анд осуществлялся интенсивный вынос обломоч-



Р и с. 2. Раннемеловой этап развития (начало) — берриас, валанжин, готерив, баррем

ного материала. На юге Патагонии происходили незначительные погружения и накапливались терригенно-карбонатные отложения, чередующиеся с горизонтами карбонатных и терригенных пород при усиленном поступлении терригенного материала. В акватории Атлантического океана на широте Патагонии юрские отложения вскрыты скв. 330. По составу они аналогичны сформировавшимся на континенте. Это сильноглинистые известняки, чередующиеся с прослоями глин, которые также формировались в замкнутых водоемах ограниченных размеров в условиях интенсивного выноса материала с континентов.

Как следует из литературных источников [Хаин, 1971], в течение юрского периода почти вся Африканская платформа, за исключением северной и восточной зон, была приподнята выше уровня океана. На севере Африки, в районе Туниса и Триполи, батские слои представлены глинистыми известняками, включающими мощные серии гипсов и ангидритов.

На восточной периферии Нубийско-Аравийского щита известны тоарские известняки, содержащие примесь глинистого и алевроито-глинистого материала. Здесь присутствуют доломиты, мергели и гипсы. На территории Северного Египта и Израиля в юрское время существовал водоем, периодически сочленявшийся с Тетисом. Углубление моря происходило в северном направлении. В южной части Аравийского полуострова господствовал континентальный режим. В мальме на той же территории располагался водоем, отделенный с северо-востока от Тетиса цепочкой песчаных баров, которые вытянулись

вдоль юго-западного побережья современного Персидского залива. Здесь сформировалась толща известняков, прослоенных эвапоритами и ангидритами. В позднем лейасе, доггере и мальме на территории Эфиопии и Сомали существовали изолированные водоемы, в которых накапливались известняки.

В прибрежной части Южной Кении и Северной Танзании, начиная с байоса и до позднего кимериджа и титона, накапливались карбонатные осадки с прослоями и примесью терригенного материала, а начиная с кимериджа—титона появляются в значительном количестве прослой гипсов, ангидритов и солей. В пределах Мадагаскара в тоаре, байосе, бате и титоне существовали водоемы, в которых накапливались глинистые известняки и мергели, содержащие прослой гипсов и ангидритов. На западной окраине Африки, в Гане и Габоне, также существовали в позднеюрское время изолированные водоемы, где формировались преимущественно карбонатно-терригенные, в основном мергельно-песчаные, отложения с прослоями известняков и глин, в верхах разреза с гипсами и ангидритами. В северо-восточной части синеклизы Конго в позднеюрское время в изолированных водоемах также накапливались конгломераты, чередующиеся с известняками и песчаниками.

В акватории, примыкающей к северо-западной окраине Африки, скважинами глубоководного бурения также вскрыты юрские отложения. Там в разрезе скв 367 преобладают глинистые известняки с гипсами и ангидритами, формировавшиеся в условиях мелководного озерного бассейна.

Скв. 416, 545, 547 вскрыты глинистые известняки, содержащие примесь песчано-алевритового материала, а также прослой глин, гипсов, ангидритов и солей.

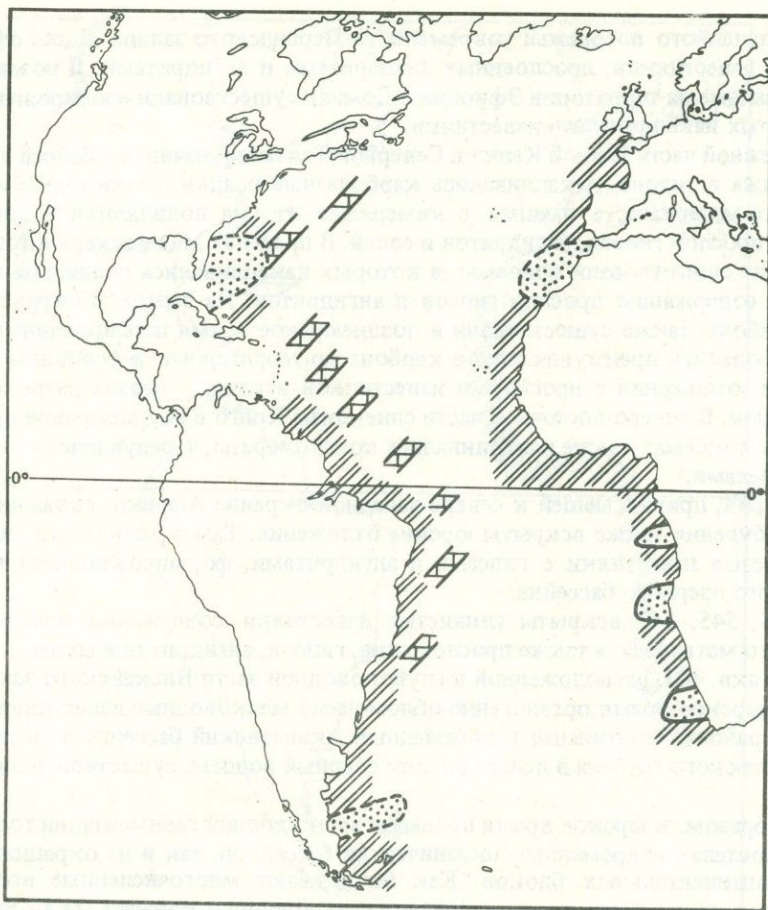
В районе скв. 401, расположенной в глубоководной части Бискайского залива, накапливались в юрское время органогенно-обломочные мелководные известняки. При этом в смежных районах континента (современный Аквитанский бассейн) в пределах современного Адурского грабена в лейасе возник озерный водоем, существовавший до конца юры.

Таким образом, в юрское время процессы мелководной седиментации господствовали как в пределах современных океанических бассейнов, так и на окраинах окружающих их континентальных блоков. Как показывают многочисленные исследования, позднеюрская эпоха была временем господства аридного климата. Н.А. Ясамановым [1984] показано, что в юрское время в южнотропическом поясе находилась большая часть Американского и Африканского континентов.

В работе В.Е.Хаина [1971] показано, что Африканская платформа от Алжира и Туниса до Танзании и Мадагаскара в юрское время была опоясана зонами погружений, где преобладала аккумуляция континентальных аллювиально-пролювиальных осадков и отложений внутриконтинентальных водоемов, среди которых преобладали гипсы и ангидриты. В Западной Африке опускания проявились в самом конце юрского периода, когда здесь стали накапливаться континентальные аллювиально-пролювиальные отложения и отложения внутриконтинентальных водоемов.

Следовательно, в юрское время, когда происходило дробление Гондваны и заложение впадин Атлантического океана, отмечались неравномерные опускания и разрыв континентальной коры с одновременной трансгрессией Тетиса с севера в пределы раскалывающейся Гондваны. Трансгрессии сменялись регрессиями и в наиболее пониженных участках континентальной коры, как в пределах впадин зарождающегося океана, так и на континентах, возникали замкнутые водоемы типа остаточных засоляющихся озер. Регрессии сопровождалась в этих водоемах садкой карбонатов, происходившей на фоне поступления с поднятий терригенного материала, а также испарения воды в условиях аридного климата. Это приводило к формированию алевритово-глинистых и глинистых известняков с большей или меньшей примесью терригенного материала, привносимого с поднятий, а также прослоев сульфатов, образованию которых благоприятствовал аридный климат.

Таким образом, юрская эпоха представляет собой особое время в истории Земли, когда продолжался начавшийся еще в триасе раскол на отдельные фрагменты крупно-



Р и с. 3. Раннемеловой этап развития (конец) — апт, альб

го материка Пангеи. В юрское же время началось и заложение впадин современных океанических бассейнов — Атлантического и Индийского океанов.

Согласно мобилистской концепции между Африканским и Южно-Американским континентами в юрское время имела место узкая щель, сочленявшаяся севернее оконечности Африки с Палеотетисом. Многие авторы указывают на существование с конца юры центральной части Атлантического океана.

Как показано В.Е. Хаиным [1971], Гондвана возникла к началу палеозоя, уже после завершения байкальской тектоно-магматической фазы складчатости. Распад Гондваны относится к более позднему времени. Он начался на юге (с середины палеозоя), затем захватил восточные районы (с конца палеозоя) и, наконец, западные (с середины мезозоя). Обособление Африкано-Аравийской континентальной платформы завершилось в начале мела. Оно сопровождалось перестройкой ее структурного плана, особенно энергичной в конце палеозоя и в первой половине мезозоя, которая отмечена образованием рифтов и щелочно-базальтовым магматизмом. В целом этап позднепалеозойско-раннемезозойской истории Африки соответствует орогенному периоду герцинского цикла в Европе и Северной Америке. В Африке этот этап охватывает весь юрский период и значительную часть раннего мела (см. рис. 2, 3).

В самом начале мелового периода — берриас, валанжин, готерив, баррем — в восточных районах Северо-Американского континента начал развиваться Приатлантический периокеанический прогиб. При этом в самом начале раннемелового времени в условиях

морского мелководья была выработана поверхность выравнивания. Приуроченная к этому времени трансгрессия захватила значительную часть Аппалачей и достигла за западе Голубых гор. При этом в пределах современной Атлантики, прилегающей к Приатлантическому прогибу, в зоне, вскрытой скв. 5, 10, 100, 384, 386, 387, 390, 391, накапливались глинисто-биогенные и биогенные осадки в условиях сообщающегося моря и поставки терригенного материала с континента. Меловый период был временем интенсивных погружений в северной части Андийской геосинклинали.

Для Южно-Американской платформы были характерны начавшиеся в титоне погружения, приведшие к оформлению северо-восточной и юго-западной окраины Южно-Американской платформы. В меловое время здесь располагались лагуны, куда поступали значительные количества терригенного материала. В меловой период общим для Северо-Американской и Южно-Американской платформ явилось развитие погружений вдоль их атлантической периферии. В пределах Африканской платформы в раннемеловое время происходило расширение областей осадконакопления, реализовавшегося в континентальных условиях. На огромных пространствах Сахарской плиты во впадинах накапливались континентальные песчаные отложения. В центральной части Южной Африки в раннемеловое время в континентальных условиях накапливались красноцветные, преимущественно песчаные отложения с прослоями глин.

В Северо-Восточной Ливии, Северном Египте, Израиле в барреме господствовали мелководно-морские обстановки. В восточных периферийных районах Африканской платформы в раннем мелу существовали заливно-лагунные обстановки, где накапливались глинистые отложения. Восточная Аравия была занята мелким морем.

На западной периферии Африканской платформы в раннем мелу происходило расширение зоны опусканий. В самом начале мела в пределах дельты Нигера существовали условия заливно-лагунного побережья.

Глинистые осадки в заливно-лагунных условиях формировались и на востоке Атлантики — от Сенегала до Марокко (скв. 367). В области, где бурились скв. 370, 397, 416, сохранялись условия дельты, опоясанной с севера и юга полосами заливов и лагун.

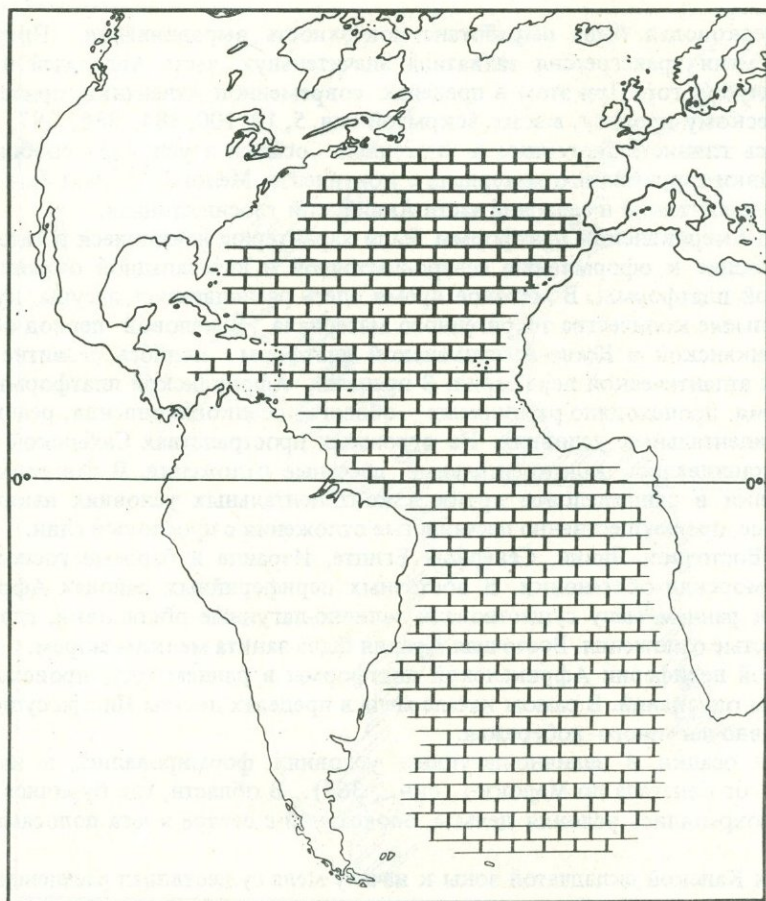
В пределах Капской складчатой зоны к началу мела существовал расчлененный рельеф и накапливались грубообломочные делювиально-пролювиальные образования, которые выносились в лагуны и заливы, вдающиеся в побережье. Заливно-лагунные условия в раннем мелу были характерны для Аквитанского бассейна, а также для прилегающей зоны Атлантики.

В начале раннемеловой эпохи продолжались распад Гондваны и расширение зон бассейнов Атлантического и Индийского океанов, а океан Тетис стал постепенно сокращаться в размерах. При этом на протяжении мелового периода экваториальные условия сохранялись в северных районах Южно-Американского континента и в центральной части Африки (см. рис. 4).

В конце раннего мела вдоль Атлантического побережья Америки продолжал существовать Приатлантический периеокеанический прогиб. В конце раннего мела здесь появилось много заливов и лагун.

На рубеже раннего и позднего мела южная часть Аппалачей испытала поднятие. Выносившийся отсюда обломочный материал поступал в обширную дельту, часть которой располагалась в зоне скв. 100, 103, 386, 387, 391. В краевых частях дельты, расположенных севернее, в районе скв. 386 и 387 (Бермудское поднятие), в осадках концентрировалось ОВ смешанного гумусово-сапропелевого состава, перешедшее впоследствии в "черные сланцы". Южнее накапливались глинистые отложения. Западнее и юго-западнее, в районе бурения скв. 10, 144, 417, 488, в условиях мелководного моря отлагались глинисто-биогенные осадки, севернее, вблизи скв. 111 и 384, — биогенные отложения, также сформировавшиеся в условиях мелкого моря.

В апт-альбское время продолжалось интенсивное погружение Атлантического побережья Южной Америки, приведшее к оформлению северо-восточной и юго-западной окраин Южно-Американской платформы. Здесь происходила аккумуля-



Р и с. 4. Позднемиеловый этап развития – сеноман, турон, коньяк

ция заливно-лагунных отложений, в широтном направлении замещаемых осадками мелкого моря.

Поднятия, захватившие южные районы Андийской геосинклинали, привели к выносу терригенного материала реками, которые текли в сторону Атлантики. В краевой части океана (район бурения скв. 327, 330, 511) здесь располагалась обширная дельта, в краевой части которой накапливались "черные сланцы". ОВ в этих породах имеет смешанный гумусово-сапропелевый состав. В районе Фолклендского плато гумусовая составляющая ОВ представлена главным образом фузенимом, отложенным в зоне прибрежно-морской мелководной седиментации.

В апт-альбское время господствовавшее до того в пределах Африканского континента континентальное осадконакопление во многих районах сменилось морским, что связано с усилением трансгрессии. При этом в Северо-Восточной Ливии, Северном Египте, Израиле в направлении побережья Средиземного моря происходило замещение континентальных фаций морскими терригенными, а затем и карбонатными фациями. Морские отложения появляются здесь с баррема-апта, а в северных районах Нубийско-Аравийского щита лишь с альба. В районе Суэцкого залива область осадконакопления в это время стала расширяться к юго-востоку. На западном побережье Аравийского моря простирались в аптское время понижающаяся к востоку аллювиально-дельтовая равнина, где накапливались песчаные осадки.

Восточнее, через Месопотамию и Персидский залив, простиралось шельфовое, местами более глубокое море, где формировались известняки.

В Габоне, Анголе, Конго и на побережье Танзании апт представлен прибрежно-морскими и морскими отложениями. При этом в пределах Габона и Анголы в начале апта сохранились заливно-лагунные обстановки, где отлагались соли. Со второй половины апта и в альбе началось формирование терригенно-карбонатных отложений. В альбское время море проникло в северную часть впадины Конго, где образовался глубокий залив. Он соединялся с бассейнами Гвинейского залива и западнее переходил в Сенегальский залив.

В зоне, где пробурены скв. 135, 370, 416, в альбское время располагалась дельта реки, бравшей начало в Атласе. В зоне, прилегающей к дельте южнее (скв. 367, 368), накапливались карбонатно-глинистые отложения, обогащенные ОВ, давшие впоследствии начало "черным сланцам". Как показало изучение вещественно-петрографического состава ОВ из керн скв. 367, 369, он достаточно близок всему стратиграфическому разрезу толщи "черных сланцев" и характеризуется преобладанием водородослевого материала, сложенного, по нашим данным, глобулами динофлагеллят. Аллохтонные, фюзенизированные и гелефицированные фрагменты и детрит высших растений, а также споры, пыльца и кутикулы принадлежат к второстепенным компонентам. В качестве примеси в ОВ присутствуют остатки животных организмов. По химическому составу они относятся к углеводно-белковому комплексу и входят в состав сапропелевой составляющей "черных сланцев". Такое соотношение микрокомпонентного состава в ОВ позволяет отнести его к сапропелевому типу со значительной примесью гумусового материала. Этим подтверждается его формирование в зоне, удаленной от берега [Боголюбова, Тимофеев, 1978].

В скв. 369 преобладают карбонатные осадки, содержащие примесь алеврито-глинистого материала.

В пределах Капской складчатой зоны в апт-альбское время продолжал сохраняться расчлененный рельеф. Здесь брала начало река, впадавшая в Южную Атлантику. В зоне скв. 365 находилась ее дельта, в краевой части которой (зона скв. 364) накапливалось ОВ. Вмещающие осадки принадлежат к категории "черных сланцев". ОВ этих "сланцев" по составу гумусовое, включающее в основном аутигенные и аллотигенные гелефицированные микрокомпоненты. Состав осадков свидетельствует об их накоплении в зоне прибрежно-морской мелководной седиментации.

В краевой части Ангольской котловины также вскрыты отложения подводной дельты, переходящие ближе к побережью в отложения заливов и лагун. Здесь также накапливалось ОВ, имеющее смешанный гумусово-сапропелевый состав с некоторым преобладанием сапропелевого материала, что характерно для зоны прибрежно-морской мелководной седиментации.

В зоне скв. 398 в апт-альбское время располагалась дельта крупной реки, бравшей начало на Иберийском полуострове. Вынос терригенного материала реками был связан с поднятиями, обусловленными блоковыми подвижками.

В пределах Аквитанского бассейна в апте и альбе происходил активный соляной диапиризм. Это привело к появлению поднятий и выносу терригенного материала реками, которые впадали в южную часть Бискайского залива.

В краевой части одной из дельт существовали заливы и лагуны, где в осадках накапливалось ОВ. Содержание ОВ "черных сланцев" в керне скв. 402А колеблется в пределах 0,42–2,6%, а в керне скв. 400А — 0,1–3,3%. В первом случае ОВ относится к гумусовому типу с небольшой примесью сапропелевых микрокомпонентов, во втором — к сапропелевому, в котором преобладают альгинито-таломитовые микрокомпоненты. Сопоставление генетических признаков "черных сланцев", приуроченных к разрезам скв. 402А и 400А, указывает на неодинаковую фациальную принадлежность этих типов пород и на неодинаковое их палеогеографическое положение в зоне прибрежно-морской седиментации. Гумусовый тип вещества в форме фрагментов крупного атрита, характерный для "черных сланцев" из скв. 402А, в сочетании с обогащенностью

терригенным материалом свидетельствует о близости питающей провинции на континенте. Ходы илоедов, горизонтально-волнистая, прерывистая, линзовидная, иногда косая слоистость осадков, разнообразная фауна в них, в том числе остатки моллюсков, говорят о мелководности бассейна седиментации, в котором формировались "черные сланцы" скв. 402А, а аутигенные прослои доломитов являются свидетельством появления осолоняющихся лагун.

Следовательно, существенно гумусовый тип "черных сланцев" в данном случае характерен для зоны прибрежно-морской мелководной седиментации. Существенно же сапропелевый, преимущественно альгинито-таломитовый состав ОВ в "черных сланцах" скв. 400А, сравнительно малое содержание гумусовых микрокомпонентов, как правило мелкоалевритовой размерности, в сочетании с небольшим количеством мелкого терригенного материала указывают на формирование этой разновидности "черных сланцев" в прибрежно-морской зоне, более или менее удаленной от побережья. Преимущественно горизонтальная слоистость осадков, содержащих в значительном количестве панцири диатомей и радиолярий, подчеркивает относительную глубоководность этой зоны. Следовательно, этот тип ОВ оказывается характерным для "черных сланцев" зоны относительно более удаленной и относительной более глубоководной прибрежно-морской седиментации [Боголюбова и др., 1979].

В позднем мелу в краевых частях Африканской платформы на фоне постоянного опускания происходило формирование морских отложений, почти непрерывной полосой окаймлявших Африканскую платформу, которая с этого времени приобретает контуры, близкие к современным. Внутренние районы Африки в течение позднего мела испытывали слабые поднятия, сопровождавшиеся выравниванием рельефа.

В начале позднего мела продолжалось опускание приатлантической зоны Северной Америки. Здесь продолжалось накопление осадков в прибрежно-морских и мелководно-морских обстановках. В пределах Флоридско-Багамского поднятия в начале позднего мела свод Окала превратился в остров, причем подъем свода продолжался в течение всего позднего мела. В прилегающих частях Атлантического океана — район скв. 10, 97, 111, 146, 385, 386, 387, 417, 418 — существовал глубоководный морской бассейн, в котором отлагались преимущественно глинистые, в отдельных местах с примесью песчано-алевритового материала отложения. Таким образом, поступление терригенного материала с Северо-Американского континента в начале поздне меловой эпохи подавляло карбонатную седиментацию в нормально-глубоководных условиях.

В позднем мелу продолжалось погружение северо-восточного и юго-западного ограничений Южно-Американской платформы. В сеномане мелководно-морские отложения распространились на побережье Патагонии. Восточнее, в районе скв. 329, 330, 511, располагалась глубоководная зона, где накапливались глинистые осадки. Мелководное море окаймляло весь Южно-Американский континент, захватывая при этом почти всю окраину материка. С возвышенных участков Южно-Американского континента выносился терригенный материал. Реки, выходящие к побережью Атлантики, образовывали на отдельных участках дельты (скв. 356).

Некоторые исследователи считают, что на месте Карибского бассейна в палеозое и мезозое существовала суша с корой континентального типа, испытывавшая в дальнейшем дробление и опускание. Поздне меловая трансгрессия наступала неодновременно в разных районах и распространялась волнами. Преобладающий тип верхнемеловых морских осадков — карбонатные образования: известняки и мергели, особенно широко представленные в Африке. На Индоокеанском побережье этого континента осадки верхнего мела распространены в полосе, протягивающейся от Южной Танзании к югу. В пределах западного побережья Африки, от Марокко до Сенегала, в начале поздне меловой эпохи существовал мелководно-морской бассейн с сетью заливов и лагун. Здесь и накапливались терригенно-карбонатные отложения. Западнее, в пределах Атлантики, этот мелководно-морской бассейн распространялся в область поднятия Сьерра-Леоне (скв. 366) и Островов Зеленого Мыса (скв. 367, 368, 140). Здесь накапливались преимущественно терригенные, в меньшей мере терригенно-карбонатные

образования. В зоне Атлантики, прилегающей к Западной Сахаре и севернее (район скв. 136, 138, 369, 370, 397, 415, 545, 547), также господствовали мелководно-морские условия и формировались терригенно-карбонатные отложения. То же можно сказать о прилегающих районах Южной Атлантики, где также располагался мелководно-морской бассейн с накапливавшимися терригенными глинистыми (район скв. 361 и 364) и терригенно-карбонатными (район скв. 530) образованиями.

Таким образом, в первую половину позднемиоценового времени в окраинных частях Северо- и Южно-Американских континентов, а также Западного и Восточного побережий Африки господствовали преимущественно мелководно-морские условия осадко-накопления. Мелководное море опоясывало всю западную часть Африканского континента и часть Европы и далее на север переходило в глубоководную зону моря.

* * *

В раннеюрское время в связи с расколом Гондваны происходили равномерное опускание и разрыв континентальной коры в зоне современной Атлантики. При этом одновременно распространилась трансгрессия Тетиса, сменившаяся вскоре регрессией, которая привела к образованию в наиболее пониженных участках осолоняющихся остаточных водоемов озерного типа, вытянувшихся преимущественно в меридиональном направлении. Эти водоемы располагались на континентах в зонах, примыкавших к зарождающемуся океану, а также в зоне, расположенной восточнее Африканского континента, на месте современного Индийского океана. Характерен общий состав отложений и единый ход эволюции осадконакопления в этих водоемах: повсеместно накапливались отложения с прослоями гипсов и ангидритов.

В начале раннемиоценового времени продолжались раскол, опускание, раздвижение континентов и усиливалось проникновение вод Тетиса в зону зарождающегося Атлантического океана, а также в область восточной окраины Африканского континента. Происходило расширение ранее существовавших в зонах опусканий водоемов и образование вначале замкнутых, а затем сообщающихся мелководных морей с сетью лагун и заливов. С континентов из областей поднятий начался интенсивный вынос терригенного материала, что проявлялось в повышенной роли терригенных компонентов в составе осадков на дне зарождающихся океанов.

Апт-альбское время было отмечено еще более интенсивным раздвижением дна, а также опусканиями в прилегающих районах Африканского и Американских континентов. Усилившиеся опускания вызвали трансгрессию Тетиса с севера и привели к расширению мелководных морей. В то же время движения положительного знака на раздвигающихся континентах вызывали усиление выноса терригенного материала реками. В морских водоемах стали формироваться подводные дельты, в апикальных частях которых оседал органический материал, поступающий с континента. Вследствие этого в условиях своеобразных седиментационных ловушек активно накапливалось ОВ, давшее в последующем начало "черным сланцам". Подобные условия были характерны главным образом для расширяющейся части Атлантического океана, где "черные сланцы" известны на дне Капской, Ангольской и Островов Зеленого Мыса котловин вдоль западной оконечности Африканского континента и в двух зонах, примыкающих к Северо-Американскому и Южно-Американскому континентам. "Черные сланцы" с сапропелевым и смешанным составом ОВ являются потенциально нефтематеринскими толщами, "черные сланцы" с гумусовым составом ОВ могут быть отнесены к категории потенциально газоматеринских толщ.

Комплексное изучение "черных сланцев", включающее детальный фациальный анализ, а также углепетрографический, химический и другие методы исследований, показало, что "черные сланцы" являются типичными образованиями зон прибрежно-морской, иногда очень мелководной и даже лагунной седиментации. Накапливающийся в этих условиях гумусовый и сапропелевый материал является исходным для нефте- и газообразования. Конечным продуктом постседиментационной эволюции могут стать месторождения нефти и газа в осадочном чехле Мирового океана. В пределах западной

части Индийского океана подобное накопление ОВ было отмечено лишь в зоне современной Мозамбикской впадины. Отсутствие скоплений "черных сланцев" в Индийском океане может служить свидетельством того, что основная масса ОВ поступала в Атлантику с континента. В позднем мелу трансгрессия усилилась и глубокоководные условия распространились на северо-западную и южную части Атлантического океана. В конце позднего мела на западе Индийского океана и в Атлантике повсеместно установился режим относительно глубокоководной океанической седиментации.

Л и т е р а т у р а

- Боголюбова Л.И., Тимофеев П.П. Состав органического вещества "черных сланцев" котловины Островов Зеленого Мыса (Восточная Атлантика) и их нефтематеринский потенциал. — Литология и полез. ископаемые, 1978, № 4, с. 32–34.
- Боголюбова Л.И., Тимофеев П.П., Пронин С.В. Микрокомпонентный состав органического вещества "черных сланцев" Бискайского залива и их нефтегазоматеринский потенциал. — В кн.: Накопление и преобразование седиментов. М.: Наука, 1979, с. 56–57. Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы и смежных областей. М-6 1 : 250 000. М.: Наука, 1978. 428 с.
- Проблемы литологии Мирового океана: Литология и геохимия Атлантического океана. М.: Наука, 1982. 192 с.
- Хайн В.Е. Региональная геотектоника. М.: Недра, 1971. 622 с.
- Ясаманов Н.А. Климаты позднего мезозоя и кайнозоя Мирового океана: Тез. докл. Первой Всесоюзной школы "Стратиграфия и литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана". Т. 2. Литология. М.: ГИН, 1984, с. 32–34.

УДК 552.08.53

Е.Е. Карнюшина, В.Ф. Иванов, А.И. Уткина

ГЛУБИННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КАТАГЕНЕЗА ОХОТСКОГО ТИПА

Катагенетическая зональность определяется тектоническим режимом осадочного бассейна, вещественным составом отложений, вовлеченных в погружение, и длительностью воздействия на них определенных температур и давлений. Разнообразные аспекты этой проблемы раскрыты в трудах И.И. Аммосова [1961], И.И. Аммосова и А.И. Уткиной [1976], Н.Б. Вассоевича [1967], В.И. Горшкова [1978], В.И. Горшкова и Е.Е. Карнюшиной [1971], Е.Е. Карнюшиной [1983], А.В. Копелиовича [1965], А.Г. Коссовской и В.Д. Шутова [1976], Н.В. Логвиненко [1968], Н.В. Лопатина [1979], Ю.Р. Мазора [1983], Г.М. Парпаровой с соавторами [Катагенез. . . , 1981] и других исследователей, изучающих нефтегазоносные и угленосные формации.

Стадийность изменения органического и минерального вещества отражена в различных шкалах катагенеза. Среди них шкала Н.Б. Вассоевича [1975], в основе которой лежит деление на подзоны и градации, признана и применяется на практике широким кругом геологов. Анализ зональности углефикации гумусового органического вещества (ОВ), выполненный авторами данной статьи, базируется на результатах определения отражательной способности витринита (R^a , %), соотнесенных с определенными градами (табл. 1).

Установлено, что темпы углефикации в геосинклинальных осадочно-породных бассейнах выше, чем на платформе. Это связано с относительно быстрым темпом погружения геосинклинальных толщ в бассейнах на большие по сравнению с платформой глубины, в более жесткие термобарические условия. Указанные факторы в значительной мере определяют глубинную зональность и динамику процессов преобразования отложений, в том числе темпы изменения их физических свойств. При изучении кайнозойских формаций западного побережья Камчатки были выявлены значительные по сравнению с платформенными отложениями мощности подзон и градиаций катагенеза

Таблица 1
Градации катагенеза и степень углефикации гумусового вещества

Зона	Подзона	Градации катагенеза	R^a , %
Диагенеза	Протокатагенеза	ДГ	5,7
		ПК ₁	6,0
Катагенеза	Мезокатагенеза	ПК ₂	6,6
		ПК ₃	7,0
		МК ₁	7,5
		МК ₂	8,5
	Апокатагенеза	МК ₃	9,4
		МК ₄	10,0
		МК ₅	10,8
		АК ₁	11,6
		АК ₂	13,0

Примечание. В графе R^a приведены максимальные граничные значения.

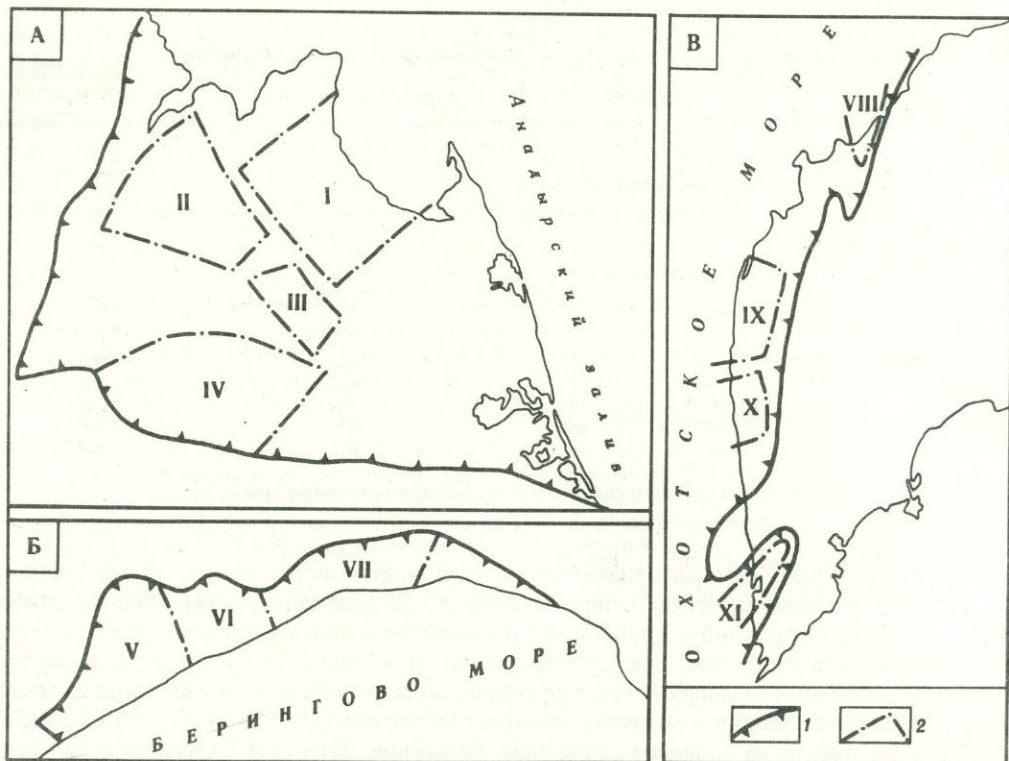
и относительно более быстрое изменение свойств горных пород, что послужило основанием для выделения охотского типа катагенеза [Карнюшина, 1984]. Тип катагенеза с этих позиций определяется глубинной зональностью и динамикой изменения петрофизических свойств отложений при их погружении. Изучение этой зональности возможно в районах устойчивого погружения, где современные глубины залегания пород, температура и давление близки к максимальным за геологическую историю развития бассейна.

В данной работе на примере осадочных бассейнов Западной Камчатки и Чукотки анализируется зональность свойств кайнозойских отложений в катагенезе.

Анадырский осадочный бассейн. Кайнозойские отложения, изучавшиеся в пределах южной части одноименной впадины, имеющей блоковое строение (рис. 1, А), подразделяются на три литолого-стратиграфических комплекса (ЛСК). Нижний ЛСК, песчано-алевролитово-глинистый в объеме майницкой и собольковской свит среднего эоцена — нижнего миоцена, достигает максимальной известной мощности 4500 м в Южном блоке. В центральной части впадины мощность сильно сокращается, до 1500 и даже 300 м, а в северо-восточных районах эти отложения вообще отсутствуют. К среднему угленосному ЛСК относятся аваткульская, елисеевская и озернинская свиты среднего—верхнего миоцена. Эти отложения в пределах впадины распространены повсеместно. Их мощность постепенно возрастает с юга на север от 700 до 2500 м. Верхний ЛСК сложен терригенными угленосными образованиями эчинской свиты плиоцена и осадками четвертичного возраста суммарной мощностью до 550 м.

В эоцен-плиоценовое время южная часть изучаемой территории была втянута в устойчивое погружение со средней скоростью 100 м/млн. лет. На остальной площади до среднего миоцена прогибание было прерывистым. Затем оно стабилизировалось на уровне 60–80 м/млн. лет, максимально 120 м/млн. лет. Глубинная катагенетическая зональность и температура недр, близкие к максимальным в течение кайнозойского этапа геологического развития Анадырского бассейна, характерны для Центрального и Южного блоков (табл. 2).

Подзона протокатагенеза в основном выделяется в миоцен-плиоценовых отложениях (верхний, средний и частично нижний ЛСК). Современные температуры возрастают здесь от 60°С в основании градации ПК₁ (глубина 1400 м) до 107°С в низах градации ПК₃ (глубина 2700 м). Максимальная мощность подзоны (2000 м) установлена в Центральном блоке, где она выделяется под 700-метровой толщей слаболитифицированных плиоцен-четвертичных отложений. В восточных районах, где проявилась тенденция к вздыманию, отложения, преобразованные в протокатагенезе, выходят на дневную поверхность. Большая часть их разреза размыва, а видимая мощность не превышает 100 м.



Р и с. 1. Схема основных структурных элементов Анадырского (А), Хатырского (Б) и Западно-Камчатского (В) осадочных бассейнов

1, 2 — границы: 1 — осадочного бассейна, 2 — изученных структурных элементов; I—IV — блоки: I — Восточный, II — Северный, III — Центральный, IV — Южный; V — Малленская впадина; VI — Накепейлякское поперечное поднятие; VII — Пьльгинская впадина; VIII — Тигильское поднятие; IX — Ичинская впадина; X — Колпаковский прогиб; XI — Гольгинский прогиб

Распространенные в этой подзоне граувакковые песчаники и алевролиты, содержащие не более 25% глинистого и карбонатно-глинистого цемента, обладают высокими емкостными свойствами. На грациях ПК₁—ПК₂ открытая пористость ($m_{от}$) мелкозернистых песчаников и крупнозернистых алевролитов снижается сверху вниз в пределах подзоны от 34 до 10%, медианное значение пористости ($m_{от}^{Md}$) при этом составляет 19%. В крупно- и среднезернистых песчаниках $m_{от}$ достигает 30—25%. Плотность глинистых пород (γ) возрастает от 1,8 до 2,35 г/см³, а их медианная плотность (γ^{Md}) составляет 2,10 г/см³.

В пределах грации ПК₃ в разрезах Центрального блока (глубины 2300—2700 м) все гранулометрические разности граувакк характеризуются близкими значениями открытой пористости, изменяющимися в пределах 19—13%. Плотность глинистых пород увеличивается от 2,35 до 2,45 г/см³.

Подзона мезокатагенеза охватывает эоцен-нижнемиоценовые отложения и вскрыта до грации МК₃ на юге территории, где в скважинах мощность пород в этой подзоне составляет 1900 м. Породы, пройденные скважинами на остальной площади впадины, изменены до граций МК₁—МК₂. Имеющиеся в настоящее время данные позволяют охарактеризовать лишь верхнюю часть подзоны в интервале глубин 2700—3192 м разреза Центрального блока, где современные температуры на соответствующих глубинах равны 107 и 115°С.

Распространенные здесь граувакковые среднезернистые песчаники характеризуются $m_{от}$ 15—10%, а их мелкозернистые разности и алевролиты обладают

Т а б л и ц а 2
Глубинная катагенетическая зональность кайнозойских отложений
Анадырского осадочного бассейна

Градации катагенеза	Основные структурные элементы — блоки			
	Южный, скв. Р-7	Центральный, скв. Р-6	Восточный, скв. ОП-1	Северный, скв. Р-23
ПК ₁	500	1400	100	500
	400	700	100 (видимая)	500
ПК ₂	1250	2300	600	1300
	750	900	500	800
ПК ₃	1600	2700	1300	Размыто
	350	400	700	
МК ₁	2100	Вскрыто	1550	1800
	500	3192	250	500
		492		
МК ₂	3000		Меловые отложения до глубины 2550 м	Вскрыто
	900			2540
МК ₃	Расчет 3800			740
	Вскрыто 500			

П р и м е ч а н и е. Здесь и далее в числителе — глубина подошвы, м; в знаменателе — мощность, м.

пористостью 13–8%. Плотность аргиллитов возрастает в этом интервале от 2,4 до 2,5 г/см³.

Расчеты по методу Н.В. Лопатина [1971, 1976] показывают, что подошва нижнего ЛСК достигла зоны катагенеза в Южном блоке Анадырского осадочного бассейна примерно 45 млн. лет назад. Условные скорости углефикации составляли при этом 0,6–0,8% R^a/10 млн. лет, респлендный градиент 0,9–1% R^a/1 км. В Центральном блоке градиент вдвое меньше, что связано со значительными скоростями погружения пород в позднем миоцене и с сокращением длительности катагенетических процессов, не превышающих здесь 30 млн. лет.

Хатырский осадочный бассейн. В разрезе кайнозойских отложений бассейна выделяются три ЛСК. Нижний — эоцен-олигоценый комплекс мощностью до 3500 м включает глинистые флишоидные образования ионайской и анольской свит. Перекрывающие их ниже-среднемиоценовые отложения малленской и ундаль-уменской свит, а также синхронные серии образуют грубообломочный средний ЛСК мощностью до 5000 м. Оба рассмотренных комплекса пользуются широким распространением. Нижнемиоцен-плиоценый комплекс наиболее маломощен (до 1500 м) и развит лишь в северо-восточной части прогиба (майнопольгинская, трехреченская и январкаймская свиты). В его составе преобладают глинисто-диатомовые породы, замещающиеся в латеральном и вертикальном направлениях терригенными образованиями.

Наиболее погруженным элементом Хатырского бассейна является Пльбгинская впадина (см. рис. 1, Б), в разрезе которой выделяются все отмеченные выше отложения, проходившие зону катагенеза со скоростью до 100 м/млн. лет. В Малленской впадине максимальная скорость прогибания достигала 200 м/млн. лет в палеогене и раннем миоцене, причем более поздние образования здесь отсутствуют. В пределах Накепейлякского поперечного поднятия в доинверсионный этап его развития темп погружения, видимо, не опускался ниже 70 м/млн. лет. Позднейшая тектоническая активизация привела к подъему на поверхность достаточно сильно преобразованных пород нижнего комплекса.

Современная глубинная катагенетическая зональность, близкая к максимальной,

Таблица 3
Глубинная катагенетическая зональность
кайнозойских отложений Хатырского осадочного бассейна

Градации катагенеза	Основные структурные элементы		
	Пыльгинская впадина, скв. Р-35	Малленская впадина, скв. Р-30	Накепейлякское поднятие, скв. ОК-2,3
ПК ₁	450 <u>3350</u> (видимая)	—	—
ПК ₂	1450 <u>1000</u>	—	—
ПК ₃	1850 <u>400</u>	490 <u>490</u> (видимая)	—
МК ₁	2200 <u>350</u>	1200 <u>700</u>	350 (скв. 2) <u>350</u> (видимая)
МК ₂	Вскрыто 3260 <u>1060</u>	2200 <u>1000</u>	500 (скв. 3) <u>500</u> (видимая)
МК ₃	Расчет 4000 <u>700</u>	Расчет 3100 <u>Вскрыто 800</u>	Вскрыто 848 (скв. 3) <u>348</u>

наблюдается в Пыльгинской впадине. Здесь в олигоцен-плиоценовом разрезе выявляются отложения, преобразованные на грациях от ПК₁ протокатагенеза до МК₃ мезокатагенеза. Верхней подзоне катагенеза на глубине 100–150 м отвечают рыхлые плиоцен-четвертичные осадки. Современная температура здесь меняется от 10 до 85°С и на 30–40°С ниже палеотемператур, что связано с влиянием оледенения, начавшегося 500–600 тыс. лет назад, и появлением вечной мерзлоты в четвертичное время (по устному сообщению В.Е. Глотова, 1982 г.). Зона катагенеза в Малленской впадине в пределах Накепейлякского поднятия расположена на 1500–2000 м выше, чем в Пыльгинской впадине, что связано с воздыманием территории на неотектоническом этапе развития (табл. 3).

Подзона протокатагенеза в полном объеме граций выделяется лишь в Пыльгинской впадине, где ей соответствуют отложения верхнего миоцена–плиоцена и частично образования среднего миоцена. Мощность подзоны превышает 1700 м. В Малленской впадине под маломощным чехлом четвертичных осадков залегают породы среднего ЛСК, содержащие углистые включения, которые изменены до грации ПК₃. В пределах Накепейлякского поднятия отложения, отвечающие подзоне протокатагенеза, полностью уничтожены размывом.

Изученная здесь 600-метровая толща глинистых и диатомовых пород верхнего комплекса изменена до грации ПК₂. Сверху вниз в пределах грации наблюдается увеличение минералогической и объемной плотностей в ряду диатомиты — опоки, соответственно от 2,54 до 2,66 и от 1,36 до 1,84 г/см³, что связано с уплотнением пород и минеральными преобразованиями кремнезема из аморфных форм в кристаллические. Медианное значение объемного веса силицитов составляет здесь 1,50 г/см³, общая пористость убывает от 43 до 39%, $m_{от}$ изменяется от 38 до 33%. Глинистые породы, в составе которых доминируют смешанослойные образования, характеризуются возрастанием объемного веса от 1,95 до 2,17 г/см³, $m_{об}$ сокращается в них от 29 до 21%, $m_{от}$ — от 25 до 16%.

Подзона мезокатагенеза в объеме граций МК₁–МК₃ прослежена в разрезах нижнего и среднего комплексов всех изученных структурных элементов Хатырского бассейна. Наиболее полные данные по физическим свойствам пород получены при исследовании керн из скважин Малленской впадины. Установлено, что плотность аргиллитов в пределах подзоны изменяется от 2,37 до 2,53 г/см³, медианные ее значения (в г/см²) по грациям составляют: 2,39 на МК₁, 2,42 на МК₂, 2,51 на МК₃. Общая пористость

глинистых мелкозернистых песчаников и алевролитов сокращается от 12 до 7%. В разрезах Накепейлякского поднятия, где на поверхность выведены отложения палеогена, наблюдается весьма пестрое распределение значений плотности и пористости. Например, плотность аргиллитов, прошедших градации $МК_1$ — $МК_2$, возрастает от 2,35 до 2,5 г/см³ в интервале современных глубин 0—800 м, а на градации $МК_3$ в отложениях приподнятых блоков на глубинах до 500 м значения γ колеблются от 2,3 до 2,4 г/см³. Эти явления могут быть связаны с разуплотнением глинистых пород и свидетельствуют о далеко зашедших регрессивных эпигенетических процессах в инверсионных структурах прогиба.

Длительность погружения базальных горизонтов разреза кайнозойских отложений в зоне катагенеза Хатырского осадочного бассейна достигала 45—50 млн. лет, условная скорость углефикации 0,7—0,8% R^a /10 млн. лет, респлендный градиент 0,7—0,8% R^a /1 км.

Западно-Камчатский осадочный бассейн. В составе этого бассейна нами рассматриваются структуры Корьякско-Камчатской складчатой системы (Тигильское поднятие, Ичинский прогиб, Колпаковская впадина) и Гольгинский прогиб, принадлежащий к Курило-Камчатской островодужной системе (см. рис. 1, В). Выделенные в разрезах Западной Камчатки литолого-стратиграфические комплексы охватывают отложения палеогенового и неогенового возраста в полном стратиграфическом объеме. В составе нижнего, терригенного ЛСК выделяются угленосная тигильская серия палеоцена—эоцена и существенно глинистые образования ковачинской серии олигоцена. Суммарная мощность этого комплекса снижается от 5000 м на севере до 1000 м в центральной части территории, вплоть до полного выклинивания на юге. Вышезалегающая олигоцен-среднемиоценовая туфокремнисто-терригенная толща воямпольской серии формирует средний комплекс мощностью от 1500 до 2500 м. Среднемиоценово-плиоценовые терригенно-туффито-кремнистые образования кавранской серии входят в состав верхнего комплекса, мощность которого колеблется от 1000 м в приподнятых блоках впадины или прогибов до 2500 м в наиболее прогнутых их частях.

Наиболее устойчивым прогибание было в Колаковской впадине и Гольгинском прогибе, где оно шло со скоростью до 100 м/млн. лет. Скважинами здесь вскрыты преимущественно отложения двух верхних комплексов до глубины более 3500 м. Вдвое меньшими скоростями погружения характеризуется Ичинский прогиб. В пределах Тигильского инверсионного поднятия кровля палеогеновых отложений выведена в отдельных блоках на дневную поверхность.

Положение подзон катагенеза, наблюдаемое в наиболее прогнутых районах Западной Камчатки, близко к максимальному в истории их геологического развития, а более высокие гипсометрические уровни связаны с позднекайнозойскими инверсиями. В целом наблюдается подъем границ градаций с юга на север и удревнение литолого-стратиграфических комплексов в их пределах (табл. 4).

Подзона протокатагенеза охватывает часть разреза мощностью 1500 м. Сюда попадают миоценовые отложения прогибов и верхняя часть палеогенового разреза в Тигильском поднятии. Наиболее высокие современные температуры в подзоне замерены в Гольгинском прогибе, где они достигают 84°С на глубине 1580 м на границе градаций $ПК_3$ — $МК_1$.

Закономерности изменения физических свойств пород были изучены в широко распространенных здесь мелкопесчаных и алевроитовых туффитах, максимальная открытая пористость которых уменьшается в пределах подзоны сверху вниз от 50 до 20%. Этот же параметр для биогенных силицитов изменяется от 45 до 16%. Уплотнение пелитовых туффитов сопровождается сокращением минимальных значений объемного веса от 1,4 до 2,2 г/см³. Медианные значения перечисленных выше величин в пределах определенных градаций катагенеза представлены в табл. 5.

Характерно, что при чрезвычайно высокой открытой пористости рассматриваемых типов пород их проницаемость относительно невысока и меняется от 200—100 мД до сотых долей миллиардси. При этом в туфообломочных породах проницаемость ($K_{пр}$)

Т а б л и ц а 4
Глубинная катагенетическая зональность
кайнозойских отложений Западно-Камчатского осадочного бассейна

Градация катагенеза	Основные структурные элементы			
	Гольгинский прогиб, скв. Крестовская ГП-1	Колпаковская впадина, скв. Половинная ГП-1	Ичинский прогиб, скв. Междуреченская ГП-1	Тигильское поднятие, скв. Гаванская ГК-38, ГП-1
ПК ₁	300 <u>100</u> (видимая)	—	100 <u>50</u> (видимая)	—
ПК ₂	1050 <u>750</u>	500 <u>500</u> (видимая)	800 <u>700</u>	150 <u>150</u> (видимая)
ПК ₃	1580 <u>530</u>	1500 <u>1000</u>	1200 <u>400</u>	750 <u>600</u>
МК ₁	2550 <u>970</u>	2500 <u>1000</u>	2500 <u>1300</u>	1150 <u>500</u>
МК ₂	Расчет 3700 <u>Вскрыто 1000</u>	3530 <u>1030</u>	Расчет 3200 <u>Вскрыто 509</u>	2250 <u>1100</u>
МК ₃	Расчет 4400 <u>700</u>	Вскрыто 3568 <u>38</u>	Меловые отложения вскрыты в приподнятых блоках	Расчет 3000 <u>750</u>
МК ₄				Расчет 3500 <u>500</u>

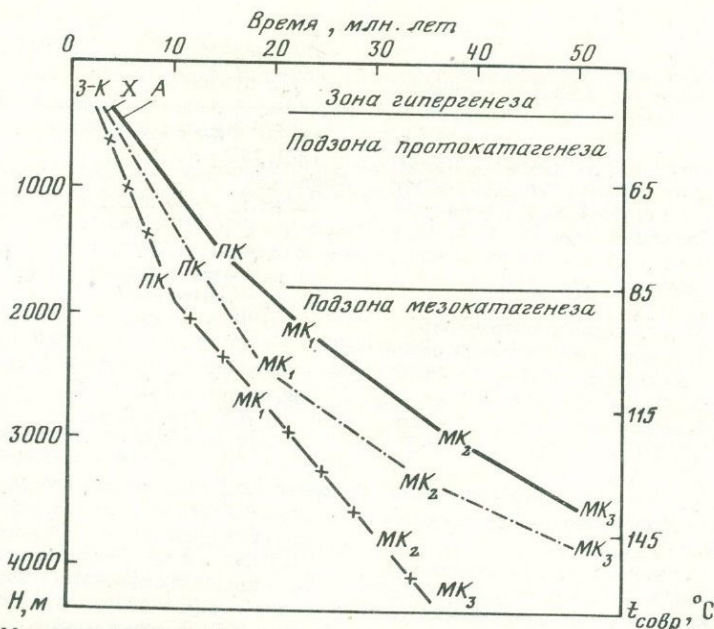
Т а б л и ц а 5
Физические свойства вулканогенно-осадочных пород
в зоне катагенеза

Градация катагенеза	Медианные значения параметров физических свойств		
	Открытая пористость, %		Объемный вес, г/см ³
	Песчаные и алевритовые туффиты	Туфодиазомиты, туфоопки	
ПК ₁	45	42	1,45
ПК ₂	37	30	1,85
ПК ₃	25	18	2,1
МК ₁	15	11	2,3
МК ₂	10	3	2,45
МК ₃	3	1	2,6

обычно составляет 4--25 мД, а в силицитах не превышает первых единиц миллиардов. Широкие колебания $K_{пр}$ могут быть связаны с неравномерным проявлением в вулканогенно-осадочных толщах процессов глинизации и карбонатизации.

Подзона мезокатагенеза вскрыта в кайнозойских отложениях до глубины > 3700 м. Максимальные температуры, замеренные в разрезе подзоны в Гольгинском прогибе на глубине 3550 м, составляют 148,6°С. Катагенетические изменения средних стадий прослеживаются по всему разрезу кайнозойских отложений. Разрез отложений, находящихся на грациях МК₁—МК₂, пройден скважинами в различных частях осадочного бассейна и достигает по мощности 2000 м. Наиболее глубоко измененные породы (градации МК₃—МК₄) известны в приподнятых блоках Ичинского прогиба и в Тигильском поднятии, где их вскрытая мощность немногим более 700 м.

Катагенетические преобразования, соответствующие градациям МК₁—МК₂, затронули в основном средний и нижний литолого-стратиграфические комплексы, а в наиболее погруженных участках Колпаковской впадины этими изменениями охвачен также верх-



Р и с. 2. Модель глубинной катагенетической зональности
Осадочные бассейны: З-К — Западно-Камчатский, X — Хатырский, А — Анадырский

ний комплекс среднемиоценово-плиоценовых пород. Сокращение максимальной открытой пористости песчаных и алевроитовых туффитов и туффосилицитов прослежено до верхней границы градации МК₃ ($R^a = 8,8\%$), где соответственно значения пористости меняются от 20 до 1% и от 16% до десятых долей процента. Плотность пелитовых туффитов возрастает на этих грациях от 2,2 до 2,65 г/см³, γ терригенных глинистых пород — до 2,7 г/см³.

Время максимального пребывания в зоне катагенеза рассмотренных кайнозойских отложений Западно-Камчатского осадочного бассейна составляет в одних районах 55—50 млн.лет (структуры Корякско-Камчатской системы), в других — 35 млн.лет (Гольгинский прогиб). Условная скорость углефикации 0,8—1% $R^a/10$ млн.лет, респлендный градиент 0,5—0,7% $R^a/1$ км.

В исследованных осадочных бассейнах обращают на себя внимание сопоставимость скорости погружения устойчиво опускавшихся блоков земной коры (до 100 м/млн.лет), близость максимальных современных температур, достигающих 150—180°C на градации МК₃, а также время пребывания отложений в условиях катагенеза, не превышающее 55 млн.лет. Следует отметить также одинаковые темпы углефикации гумусового вещества (0,6—0,8 $R^a/10$ млн.лет) и незначительную разницу в глубинном положении подзон и градаций в разрезах (рис. 2). Последнее связано с некоторым увеличением респлендного градиента ($\Delta R^a/1$ км) — от 0,5—0,8 в Западно-Камчатском и Хатырском бассейнах до 1 на большей части территории Анадырской впадины, где наблюдается относительное повышение гипсометрии границ подзон в пределах устойчиво погружавшихся блоков. Несколько иначе обстояло дело в районах, втянутых в более поздние активные погружения. К таковым относится, например, Центральный блок Анадырского бассейна, характеризующийся наибольшей растянутостью начальных подзон катагенеза (см. табл. 1). В целом же современная глубинная зональность и динамика постдиагенетических процессов в кайнозойских отложениях Анадырского, Хатырского и Западно-Камчатского бассейнов могут рассматриваться в ранге единого охотского типа катагенеза. Его можно использовать в качестве модели для кайнозойских прогибов с аналогичным тектоническим развитием.

- Аммосов И.И.* Стадии изменения осадочных пород и парагенетические отношения горючих ископаемых. — Сов. геология, 1961, № 4, с. 7–24.
- Аммосов И.И., Уткина А.И.* Изменение витринита и минеральных веществ при температуре недр до 160°С (на примере неогеновых отложений севера Сахалина). — В кн.: Исследования органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1976, с. 279–283.
- Вассоевич Н.Б.* Теория осадочно-миграционного происхождения нефти (исторический обзор и современное состояние). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11, с. 135–156.
- Вассоевич Н.Б.* Происхождение нефти. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1975, № 5, с. 5–23.
- Горшков В.И.* Палеотермальная зональность осадочных толщ. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1978, № 7, с. 14–18.
- Горшков В.И., Карнюшина Е.Е.* Катагенез терригенных отложений юры Северной Туркмении. — В кн.: Проблемы диагностики условий и зон нефтеобразования. М.: ИГиРГИ, 1971, с. 67–74.
- Карнюшина Е.Е.* Обломочные формации на изоградациях катагенеза. — В кн.: Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1983, с. 245–254.
- Карнюшина Е.Е.* Типы катагенеза: Тез. докл. 27-й МКК.С.04. Литология осадочных пород. С.05. Геология докембрия. М.: Наука, 1984, т. 2, с. 87–88.
- Катагенез и нефтегазоносность / Г.М. Парпарова, С.Г. Неручев, А.В. Жукова и др. Л.: Недра, 1981. 240 с.
- Копелишвили А.В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 310 с. (Тр. ГИН; Вып. 121).
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д.* Типы регионально-эпигенеза и начального метаморфизма и их связь с тектонической обстановкой на материках и в океанах. — Геотектоника, 1976, № 2, с. 15–30.
- Логвиненко Н.В.* Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 91 с.
- Лопатин Н.В.* Температура и геологическое время как факторы углефикации. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 3, с. 95–106.
- Лопатин Н.В.* К определению влияния температуры и геологического времени на катагенетические процессы углефикации и нефтеобразования. — В кн.: Исследование органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1976, с. 361–367.
- Лопатин Н.В.* О естественных границах шкалы катагенеза. — В кн.: Накопление и преобразование седикахитов. М.: Наука, 1979, с. 200–216.
- Мазор Ю.Р.* Соотношение стадий преобразования углей и вмещающих пород. — В кн.: Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1983, с. 254–264.

УДК 551.243.31 : 553.98.32 (470.63) + (470.67)

Б.П. Назаревич, И.А. Назаревич, Т.Н. Волкова

О СООТВЕТСТВИИ СТЕПЕНИ КАТАГЕНЕЗА РАССЕЯННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И ТОНКОДИСПЕРСНОГО МАТЕРИАЛА ГЛИНИСТЫХ ПОРОД АПТ-АЛЬБА ЦЕНТРАЛЬНОГО И ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Сущность и направленность процессов преобразования глинистых минералов в ходе нарастающего катагенеза осадочных толщ в настоящее время могут считаться в целом достаточно хорошо выясненными. В частности, трансформация смектитов через совокупность смешанослойных образований в слюдястые или хлоритовые минералы, детально изученная многими исследователями, является одним из таких процессов.

Однако продолжают оставаться дискуссионными многие вопросы, связанные как с определением основных факторов этих преобразований, так и, особенно, с оценкой их относительной роли. Одни исследователи связывают преобразование монтмориллонита и тенденцию к уменьшению в составе глинистого вещества набухающих компонентов с возрастанием глубины погружения соответствующих отложений [Бабаев и др., 1976; Акрамходжаев, Саидходжаев, 1976; Зхус, 1977; и др.], другим ведущим фактором этого процесса считают температуру [Лебедева и др., 1976; Архипов и др., 1976; и др.]. Наконец, в целом ряде случаев делается вывод о том, что трансформационные превра-

щения глинистых минералов контролируются совокупным воздействием всех факторов катагенеза [Карпова, 1972; Катагенез . . . , 1981; и др.].

Особенностью всех указанных работ, а также большого числа близких по содержанию публикаций является то, что их авторы, рассматривая поведение монтмориллонита и смешанослойных образований в зависимости от изменения глубины залегания пород, их температуры, давления, стадий преобразования органического вещества и прочих факторов, не ставят перед собой, казалось бы, органически вытекающую из приведенного материала обратную задачу — определение уровня катагенеза пород по стадийному состоянию минералов монтмориллонитовой и гидрослюдистой групп.

Подобного рода задача была поставлена в работах другой группы исследователей, выдвинувших еще в 1963 г. представление о глинистых минералах как об индикаторах глубинного изменения терригенных пород (А.Г. Коссовская, В.Д. Шутов, В.А. Дриц и др.). Позднее В.Д. Шутов писал, что "появление и сохранение устойчивых новообразованных структурно-минералогических признаков, характеризующих определенные стадии эпигенетического развития пород, являются критерием для выделения фаций регионального эпигенеза и метагенеза" [Шутов, 1975, с. 83]. Однако такого типа фации, определяемые характерными ассоциациями новообразованных минералов (как глинистых, так и обломочного каркаса), возникающих в определенных термодинамических условиях при определенном химико-минералогическом составе исходных пород, намечают лишь сравнительно крупные этапы развития или преобразования пород. Так, весь период существования осадочных пород после завершения диагенеза и вплоть до превращения их в метаморфические образования, т.е. весь катагенез и метагенез, на основании использования "фаций регионального эпигенеза" подразделяется всего лишь на четыре стадии: начальный и глубинный эпигенез, ранний и поздний метагенез [Шутов, 1975].

В то же время для решения широкого круга задач нефтяной геологии требуется выделение гораздо более узких интервалов, чему и служит шкала градаций катагенеза седиментитов, разработанная Н.Б. Вассоевичем с соавторами [Вассоевич, 1975] и предусматривающая выделение в том же интервале существования осадочных пород 12 подразделений. Основным показателем для выделения этих подразделений служит величина отражательной способности (ОС) витринита, являющаяся наиболее универсальным параметром уровня катагенеза рассеянного органического вещества (РОВ) и вмещающих его пород.

Но при всех достоинствах этого объективного показателя его значение суживается далеко не повсеместной встречаемостью витринита в осадочных породах, обусловленной фациальной приуроченностью лишь к определенным типам осадков и распространенностью в породах не древнее девонского возраста. Поэтому важное значение имеет нахождение широко распространенных во всех типах пород любого возраста таких минеральных компонентов, которые могли бы служить вспомогательным параметром шкалы градаций катагенеза осадочных пород. Накопленный к настоящему времени обширный материал по катагенетическому преобразованию глинистых минералов, и в первую очередь по трансформации минерального ряда монтмориллонит-гидрослюда, вполне позволяет подойти к решению задачи об использовании стадийного состояния этих минералов в качестве мерила уровня катагенеза содержащих их пород. Рассмотрению одного из вариантов такого подхода и посвящена данная работа.

Объектом исследования послужили глинистые породы аргиллитово-алевролитово-песчанниковой толщи апт-альбского возраста Центрального и Восточного Предкавказья. Для этой толщи ранее Б.П. Назаревичем, И.А. Назаревич, А.Н. Стафеевым была реконструирована стадийная история на основе использования данных о степени катагенеза РОВ (замеры ОС витринита и величины абсорбции микрофитофоссилий) и с помощью расчетно-аналитических методов [Назаревич и др., 1983]. Было показано, что современное стадийное состояние апт-альбской толщи, находящейся благодаря залеганию в диапазоне глубин от 0,5—1 до 4,5—5 км в самых разнообразных термобарических условиях (современные температуры меняются от 50 до 165°С, а пластовые давления увеличиваются от 50 до 600 атм), отвечает градациям катагенеза от МК₁ до МК₄, о чем свидетель-

ствуют замеренные значения ОС витринита из апт-альбских пород от 0,61% на Советской площади до 1,2% в некоторых скважинах Сельской площади.

Эти данные о стадияльном состоянии апт-альбской толщи, а также выдержанные по площади вещественный состав и фациальный облик глинистых пород, концентрирующихся на большей части рассматриваемой территории в прикровельных слоях нижнемолового разреза, а в ряде западных районов составляющих преобладающую его долю, создают благоприятные условия для прослеживания сопряженности процессов катагенетического преобразования РОВ вмещающих пород и тонкодисперсного материала глинистых пород.

Проведенные рентгенодифрактометрические исследования тонкопелитовой фракции апт-альбских аргиллитов и, в очень небольшой степени, глиен показали, что в ее сложении основную роль играют смешанослойные минералы ряда монтмориллонит-гидрослюда и гидрослюда и значительно им уступают по своей распространенности монтмориллонит, каолинит, шамозит и хлорит.

Смешанослойный минерал типа монтмориллонит-гидрослюда в составе тонкодисперсного материала апт-альбских глинистых пород пользуется почти повсеместным распространением, отсутствуя лишь в районе Журавской, Александровской и некоторых близлежащих площадей. Во всех случаях он является преобладающей составляющей фракции $< 0,001$ мм. Все определения соотношений между монтмориллонитовыми и гидрослюдистыми фрагментами, выполненные для насыщенных этиленгликолем препаратов по диаграмме Ч.Е. Уивера [1962], показывают, что количество разбухающих фрагментов колеблется в интервале от < 20 до 80–90%. Характерной особенностью подавляющего большинства исследованных образцов служит одновременное присутствие, "сосуществование", в составе тонкодисперсного материала двух или нескольких (трех-четырёх) смешанослойных фаз с различным содержанием разбухающих фрагментов. Примечательно при этом то, что только лишь наличие фазы с максимальным содержанием разбухающего компонента (РК) обнаруживает отчетливую взаимосвязь с уровнем катагенетической преобразованности пород, определяемым степенью катагенеза РОВ.

Гидрослюда в глинистых породах апт-альбской толщи, характеризующаяся несовершенством кристаллической структуры, пользуется повсеместным распространением, но в большинстве случаев в количественном отношении резко подчинена смешанослойному минералу, а иногда даже играет роль примеси в составе тонкодисперсного материала. И лишь в районах отсутствия в глинистом материале смешанослойных образований (уже упоминавшиеся Журавская, Александровская и другие площади) она становится господствующим компонентом тонкопелитовой фракции, при этом заметно возрастает степень совершенства ее структуры, фиксируемая симметрией первого базального рефлекса.

Остальные минералы глинистой фракции играют роль компонентов-примесей и, кроме того, пользуются неповсеместным распространением. Монтмориллонит обнаруживается в единичных случаях и в очень небольшом количестве лишь на Прикумской, Комсомольской, Тугулукской и Зольской площадях.

Каолинит отмечается примерно в 30% проанализированных образцов — его присутствие связано главным образом с внешними зонами рассматриваемой территории, тогда как в центральных зонах его место в тонкодисперсном материале глинистых пород занимает 7-аугстремовый минерал — шамозит, также играющий роль компонента-примеси. Количество шамозита в тонкопелитовой фракции заметно возрастает по мере обогащения аргиллитов кластическим материалом.

В противоположность каолиниту и шамозиту хлорит присутствует во всех исследованных образцах, но чаще всего отмечается наличие дефектного хлорита после прокаливании при 500°C в течение 2 ч происходит до 12,4–13,5 Å, и его присутствие отмечается на большей части территории, за исключением отдельных районов, где глинистая фракция не содержит смешанослойного минерала. Реже присутствуют нормальные хлориты, которые после термической обработки дают первый базальный рефлекс в 13,8–14,0 Å.

Распределение по площади как отдельных составляющих тонкодисперсного материала глинистых пород апт-альба, так и образуемых ими минеральных ассоциаций отчетливо указывает на приспособимость этого материала к меняющимся T - P -условиям существования пород. Наиболее рельефно эта приспособимость проявляется в поведении монтмориллонита и смешанослойных образований. При нанесении данных о содержании РК в смешанослойных структурах на карту стадиального состояния нижнемеловых отложений [Назаревич и др., 1983] выявляется следующая картина (рис. 1).

Отражением хорошо известного и выявленного многочисленными работами процесса трансформации монтмориллонита через ряд последовательных фаз смешанослойных минералов в гидрослюдю под воздействием нарастающих T и P служит постепенное уменьшение содержания РК в смешанослойных структурах по мере нарастания степени катагенеза пород апт-альбской толщи, фиксируемой по возрастанию величины ОС витринита. Но на фоне этой общей тенденции устанавливается и прерывистость, стадийность данного процесса, позволяющая сделать вывод о коррелируемости стадий трансформации смешанослойных образований со стадиями катагенеза РОВ, намечаемыми по параметру ОС витринита.

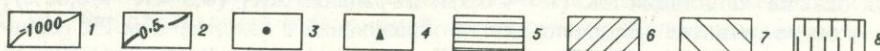
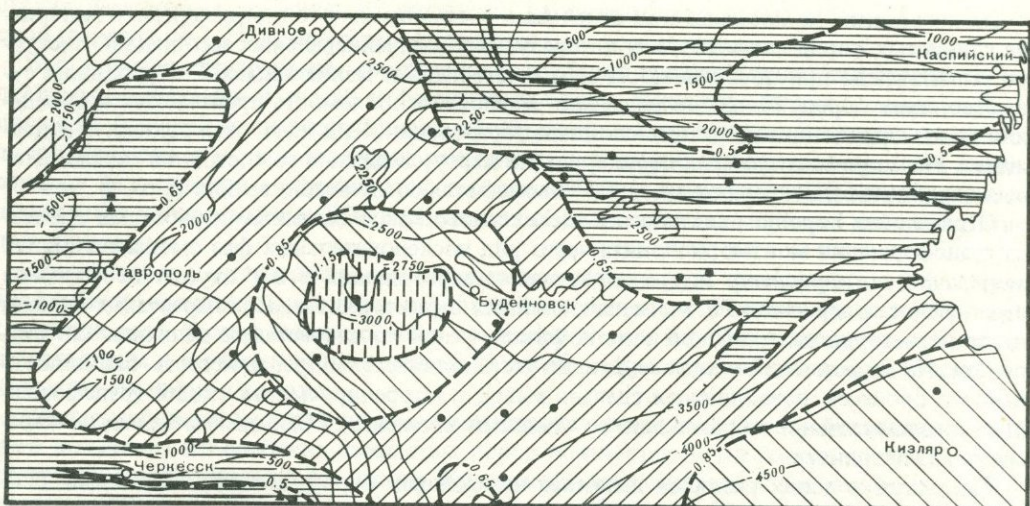
Так, лишь в зонах развития наименее измененных пород, степень катагенеза РОВ которых отвечает подстадии ПК ($R^0 \leq 0,5\%$) и градации МК₁ ($0,5 \leq R^0 \leq 0,65\%$), отмечается массовое развитие смешанослойных образований с содержанием РК свыше 40%, а в отдельных случаях до 100%. Последнее соответствует обособлению в составе тонкодисперсного материала в качестве самостоятельной фазы монтмориллонита; такие случаи зафиксированы на площадях (Прикумская, Комсомольская, Тугулуцкая, Зольская), расположенных в непосредственной близости от границы, разделяющей породы, преобразованные до уровней ПК и МК₁ (изореспленда по кровле нижнего мела 0,5% R^0). Отсюда может быть сделан вывод о том, что стадийный интервал устойчивого существования монтмориллонита отвечает протокатагенезу (ПК) и что в самом начале мезокатагенеза (градация МК₁) начинается быстрое его превращение в смешанослойные структуры при значениях R^0 витринита, равных 0,5–0,55%. Ранний мезокатагенез в целом (градация МК₁ со значениями ОС витринита $0,5 \leq R^0 \leq 0,65\%$) – этап быстрого сокращения содержания РК в смешанослойных структурах до 40%.

С нарастанием степени катагенетического преобразования пород процесс трансформации смешанослойных образований существенно замедляется. За время прохождения породами градации МК₂ ($0,65 \leq R^0 \leq 0,85\%$) содержание РК в смешанослойных структурах уменьшается уже всего на 15% (от 40 до 25%), что устанавливается по смещению первых базальных рефлексов после насыщения этиленгликолем до величины 11,6–15,2 Å. Подавляющее большинство проанализированных из этой зоны образцов имело после насыщения максимум при 12,6 Å, что соответствует примерно 30% разбухающих фрагментов.

В следующей зоне, отвечающей среднему мезокатагенезу (градация МК₃ со значениями ОС витринита $0,85 \leq R^0 \leq 1,15\%$), процесс трансформации смешанослойных образований в основном завершается: здесь, судя по величине разбухания в насыщенных этиленгликолем препаратах до величины 11–11,6 Å, господствуют смешанослойные структуры с содержанием РК 20–25%.

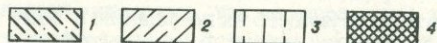
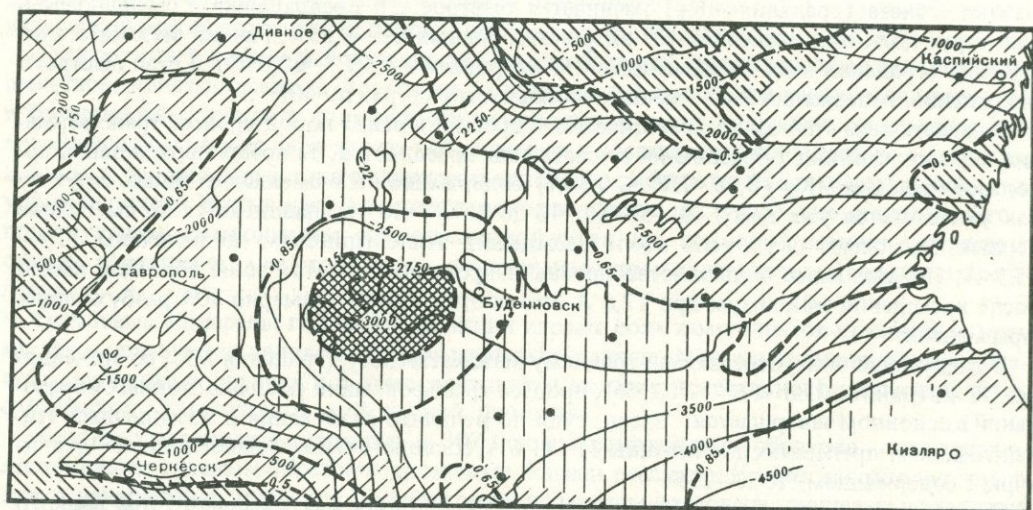
Наконец, по достижении породами апт-альбской толщи максимального для данного района преобразования, соответствующего их попаданию в зону позднего мезокатагенеза (начало градации МК₄ при значениях ОС витринита $R^0 \geq 1,15\%$), смешанослойные образования в составе тонкодисперсного глинистого материала уступают место гидрослюдистому минералу, содержащему около 20% межслоевых промежутков разбухающего типа, т.е. минеральному новообразованию, которое, по данным А.Г. Коссовской, "отличается высокой устойчивостью и практически не изменяется в широком диапазоне уровней эпигенетической переработки пород, запечатленных в изменении марок углей: от газовых в верхних до спекающихся в нижних горизонтах..." [Граувакки, 1972, с. 152].

Этот процесс трансформации монтмориллонит-гидрослюдистого материала сам по се-



Р и с. 1. Изменение содержания разбухающего компонента в смешанослойных образованиях глинистых пород апт-альбской толщи Центрального и Восточного Предкавказья

1 — изогипсы кровли нижнего мела, м; 2 — изореспленды (единицы R^0 , %) по кровле нижнего мела; 3 — скважины; 4 — разрезы, в которых в составе тонкодисперсного материала глинистых пород в качестве самостоятельной фазы встречается монтмориллонит; 5—8 — области с содержанием (в %) разбухающего компонента в составе смешанослойных образований: 5 — 100—40, 6 — 40—25, 7 — 25—20, 8 — < 20



Р и с. 2. Распределение минеральных ассоциаций тонкодисперсного материала глинистых пород апт-альбской толщи Центрального и Восточного Предкавказья

1—4 — ассоциации глинистых минералов: 1 — монтмориллонит-смешанослойная с примесью гидрослюдь, каолинита и дефектного хлорита, 2 — гидрослюдисто-смешанослойная с примесью каолинита и дефектного хлорита, 3 — гидрослюдисто-смешанослойная с примесью шамозита и дефектного хлорита, 4 — гидрослюдистая с примесью смешанослойного минерала, шамозита, дефектного и нормального хлорита

Остальные условные обозначения см. на рис. 1

бе в значительной мере предопределяет формирование и пространственное размещение ассоциаций глинистых минералов в аргиллитах апт-альбской толщи (рис. 2). Остальные же компоненты тонкодисперсного материала в том интервале уровней катагенеза, который присущ данной толще, обнаруживают относительную устойчивость, а те изменения, которые удается обнаружить в их составе и строении, по-видимому, не могут быть объяснены одними лишь стадийными превращениями, а служат суммарным выражением первичных седиментационных неоднородностей и наложенных на них преобразований. Обособление двух из четырех ассоциаций глинистых минералов, выявленных в тонкодисперсном материале апт-альбских аргиллитов, полностью контролируется процессами катагенеза исходного глинистого вещества. Об этом свидетельствует как характер различий в составе указанных ассоциаций (монтмориллонит-смешанослойный с примесью гидрослюды, каолинита и дефектного хлорита у первой ассоциации и гидрослюдино-смешанослойный с примесью каолинита и дефектного хлорита у второй ассоциации), так и то, что граница между полями развития этих ассоциаций практически совпадает с положением изореспленды $R^0 = 0,5\%$, разделяющей породы, преобразованные до уровней ПК и МК₁.

Более существенно отличие третьей ассоциации: в ее составе (по сравнению со второй ассоциацией) не только заметно снижается содержание РК в смешанослойных структурах, но и на смену каолиниту приходит 7-Å слоистый минерал, для которого длительное время многими авторами (Ж. Милло, А.Г. Коссовская и др.) употреблялось название "шамозит". В настоящее время В.А. Дрицем и А.Г. Коссовской предлагается именовать этот слоистый силикат, относящийся к группе каолинита-серпентина, бертьерином, оставляя название "шамозит" за 14-Å триоктаэдрическим представителем хлоритовой группы [Дриц, Коссовская, 1984]:

Относительно генезиса "шамозитового" (бертьеринового) минерала разными исследователями допускается как седиментационно-диагенетическое, так и чисто катагенетическое его образование. Так, А.В. Шилин с соавторами, анализируя особенности шамозитов из девонских отложений Волгоградского Поволжья и пород позднего докембрия Енисейского кряжа, приходят к выводу о том, что "исходным материалом для образования шамозита может служить тонкодисперсный аллотигенный каолинит, хотя возможен и синтез его из высокоминерализованных растворов. В зонах катагенеза шамозит образуется за счет переработки первичного каолинитового цемента пород" [Шилин и др., 1976, с. 127]. В.А. Дриц и А.Г. Коссовская [1984] приводят данные А. Ииджима и Р. Матсумото о бертьерине из пород палеогеновых и триасовых угленосных формаций Японии, образовавшихся главным образом в пресноводных бассейнах. Японскими исследователями показано, что "бертьерины образуются в результате процессов эпигенетического (катагенетического) преобразования пород при температурах от 65 до 150°C при погружениях на глубину до 3 км в условиях повышенного геотермического градиента . . . Детальные микроскопическое и микрозондовое исследования показали, что бертьерин образуется за счет реакционного взаимодействия сидерита и каолинита" [Дриц, Коссовская, 1984, с. 20].

В рассматриваемой апт-альбской толще зона развития минеральной ассоциации с "шамозитом" (бертьерином) по ряду признаков и параметров (глубина погружения пород, пластовая температура, повышенный геотермический градиент, обогащенность ряда горизонтов этой толщи сидеритом) весьма близка к обстановке образования бертьерина в угленосных формациях Японии. Это обстоятельство, казалось бы, дает основание объяснить появление "шамозита" (бертьерина) в составе тонкодисперсного материала глинистых пород апт-альба Центрального и Восточного Предкавказья за счет катагенетического преобразования каолинита во взаимодействии с сидеритом. Но граница развития минеральной ассоциации с "шамозитом" (бертьерином) в отличие от границы между двумя предыдущими ассоциациями не совпадает с границей зон стадийного преобразования РОВ и смешанослойных образований, а занимает по отношению к ней секущее положение (см. рис. 2). Принимая во внимание, что апт-альбская толща имеет морской генезис и что во время накопления ее глинистых пород существовали условия для отно-

Состояние минерального ряда монтмориллонит-гидрослюда на разных уровнях катагенеза

Уровень катагенеза (шкала Н.Б. Вассоевича с соавторами) [см. Вассоевич, 1975]	Величина ОС витринита, R^0 , %	Встречаемость монтмориллонита	Содержание РК в смешанослойных структурах, %	Индивидуальные представители ряда монтмориллонит-гидрослюда
ПК	< 0,5	+	100-40	Монтмориллонит + смешанослойный минерал
МК ₁	0,5-0,65	-	100-40	Смешанослойный минерал типа монтмориллонит-гидрослюда
МК ₂	0,65-0,85	-	40-25	То же
МК ₃	0,85-1,15	-	25-20	"
МК ₄	> 1,15	-	< 20	Метастабильная гидрослюда с подвижными межслоевыми промежутками

Примечание. + — присутствует, — — отсутствует.

сительного обогащения придонных и иловых вод ионами Mg^{2+} и Fe^{2+} , следует признать, что в данном случае имеет место сочетание как седиментационно-диагенетического, так и в основном катагенетического образования "шамозитового" (бертьеринового) компонента глинистых пород.

Зона развития последней, четвертой минеральной ассоциации тонкодисперсного материала апт-альбских глинистых пород практически полностью совпадает с полем распространения наиболее глубоко измененных пород с уровнем преобразования РОВ, отвечающим градации МК₄, а граница этой зоны примерно соответствует положению изореспленды по кровле нижнего мела со значением $R^0 = 1,15\%$. Уже одно это обстоятельство заставляет предполагать, что обособление данной ассоциации обусловлено фактором катагенеза. В пользу этого также свидетельствуют и все наблюдаемые отличия ее состава. Собственно смешанослойные образования, свойственные всем остальным ассоциациям, уступают здесь место гидрослюдистому минералу с содержанием разбухающих промежутков < 20%. Заметную роль впервые приобретает гидрослюда с совершенной структурой, фиксируемой высокой симметрией основного базального рефлекса, не изменяющего положения при всех обработках. Появление наряду с дефектным: хлоритом, входящим в состав всех выявленных ассоциаций, нормального хлорита также является результатом катагенетической переработки исходного материала, хотя источник для этого новообразования однозначно установить не удастся. Им может быть как "шамозит", способный, по данным А.В. Шилина и др. [Шилин и др., 1976], при повышении давления и температуры медленно переходить в хлорит, так и/или сам дефектный хлорит, являющийся по отношению к содержащим его породам аллотигенным компонентом, образование которого К.Р. Утсалом и др. [1976] связывается с условиями выветривания и начальным составом материнских пород.

Таким образом, на примере апт-альбской терригенной толщи Центрального и Восточного Предкавказья удастся проследить характер преобразования глинистого материала в значительном диапазоне уровней катагенеза. Общая направленность этого преобразования в конечном счете сводится к последовательному, многоступенчатому переходу от многокомпонентной исходной глинистой массы с составом, обусловленным особенностями аллотигенного материала и седиментационной обстановки, к преимущественно двухкомпонентной (хлоритово-гидрослюдистой) смеси, утрачивающей первичные седиментационные признаки и по мере этой утраты все более и более несущей черты стадийных образований. При этом ярко проявляются различия в "способности" отдельных компонентов глинистого материала быть индикаторами тех или иных стадий и ступеней процесса катагенетического изменения пород.

Так, в том интервале градаций катагенеза, который свойствен породам апт-альбской толщи (от ПК до МК₄), каолинит трансформируется в "шамозит" (бертьерин), причем переход этот осуществляется по достижении РОВ и вмещающими его породами уровня катагенеза, отвечающего градациям МК₂ и МК₃. При переходе от градации МК₃ к МК₄ в составе тонкодисперсного материала происходит новообразование нормального хлорита за счет "шамозита" и/или дефектного хлорита. Следовательно, в рассматриваемом диапазоне уровней катагенеза каолинитовый и хлоритовый компоненты глинистого материала испытывают лишь по одному стадийному переходу.

В этом же интервале реализуются все этапы процесса трансформации монтмориллонита через смешанослойные образования в гидрослюдистый метастабильный минерал с ограниченным содержанием разбухающих межслоевых промежутков. Существенно важно при этом то, что отдельные этапы этой трансформации отчетливо коррелируются с градациями катагенеза, устанавливаемыми по преобразованию РОВ (см. таблицу). Эта коррелируемость позволяет установить зависимость между уровнем катагенеза пород и рассеянного в них ОВ и количественными соотношениями в составе смешанослойных образований стабильного гидрослюдистого компонента и межслоевых промежутков разбухающего (монтмориллонитового) типа и в дальнейшем использовать эти соотношения в качестве самостоятельного независимого измерителя уровня катагенеза глинистых пород сходного состава и фациально-генетического типа.

Л и т е р а т у р а

- Акрамходжаев А.М., Саидходжаев Ш.Г. Особенности трансформации глинистых пород и рассеянного в них органического вещества в диагенезе и катагенезе (на примере нефтегазоносных палеогеновых отложений Узбекистана): Тез. докл. 11-го Всесоюз. совещ. по изучению и использованию глин и глинистых минералов. М.: ИГЕМ, 1976, с. 159–161.
- Архипов А.Я., Файер М.М., Гальянова Т.И. Глинистые минералы глубокозалегающих глинистых пород: Тез. докл. 11-го Всесоюз. совещ. по изучению и использованию глин и глинистых минералов. М.: ИГЕМ, 1976, с. 33–34.
- Бабеев Ш.Б., Валиев М.С., Завьялов Ф.П. Сравнительная характеристика структурного преобразования минералов глин на больших глубинах: Тез. докл. 11-го Всесоюз. совещ. по изучению и использованию глин и глинистых минералов. М.: ИГЕМ, 1976, с. 98–100.
- Вассоевич Н.Б. Происхождение нефти. – Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1975, № 5, с. 3–23.
- Граувакки/В.Д. Шутов, А.Г. Коссовская, В.И. Муравьев и др. М.: Наука, 1972. 346 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 238).
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Слоистые силикаты в земной коре. – Литология и полез. ископаемые, 1984, № 6, с. 3–23.
- Зхус И.Д. Глинистые минералы терригенных отложений. М.: Наука, 1977. 113 с.
- Картова Г.В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М.: Недра, 1972. 172 с.
- Катагенез и нефтегазоносность/Г.М. Парпарова, С.Г. Неручев, А.В. Жукова и др. Л.: Недра, 1981. 240 с.
- Лебедева Г.В., Каплан М.Е., Лебедев Б.А., Скубелина Л.С. Пути преобразования глинистых минералов в нефтегазоносных бассейнах: Тез. докл. 11-го Всесоюз. совещ. по изучению и использованию глин и глинистых минералов. М.: ИГЕМ, 1976, с. 147–149.
- Милло Ж. Геология глин. Л.: Недра, 1968. 358 с.
- Назаревич Б.П., Назаревич И.А., Стафеев А.Н. История стадийного развития нижнемеловых отложений Центрального и Восточного Предкавказья и их нефтегазоносность. – В кн.: Успехи в развитии осадочно-миграционной теории нефтегазообразования. М.: Наука, 1983, с. 120–132.
- Уивер Ч.Е. Распределение смешанослойных глинистых минералов и их определение в осадочных породах – В кн.: Вопросы минералогии глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1962, с. 342–368.
- Угсал К.Р., Ванамб В.И., Угсал В.И. О дефектных хлоритах: Тез. докл. 11-го Всесоюз. совещ. по изучению и использованию глин и глинистых минералов. М.: ИГЕМ, 1976, с. 101–102.
- Шилин А.В., Котельников Д.Д., Солодкова Н.А., Вачугова Л.И. О структурно-кристаллохимических особенностях и генезисе серпентиноподобных глинистых минералов (шамозитов): Тез. докл. 11-го Всесоюз. совещ. по изучению глин и глинистых минералов. М.: ИГЕМ, 1976, с. 126–127.
- Шутов В.Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 110 с.
- Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. 169 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 221).

Д.А. Мирзоев, Л.И. Джапаридзе

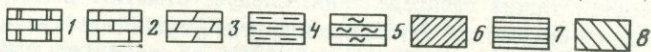
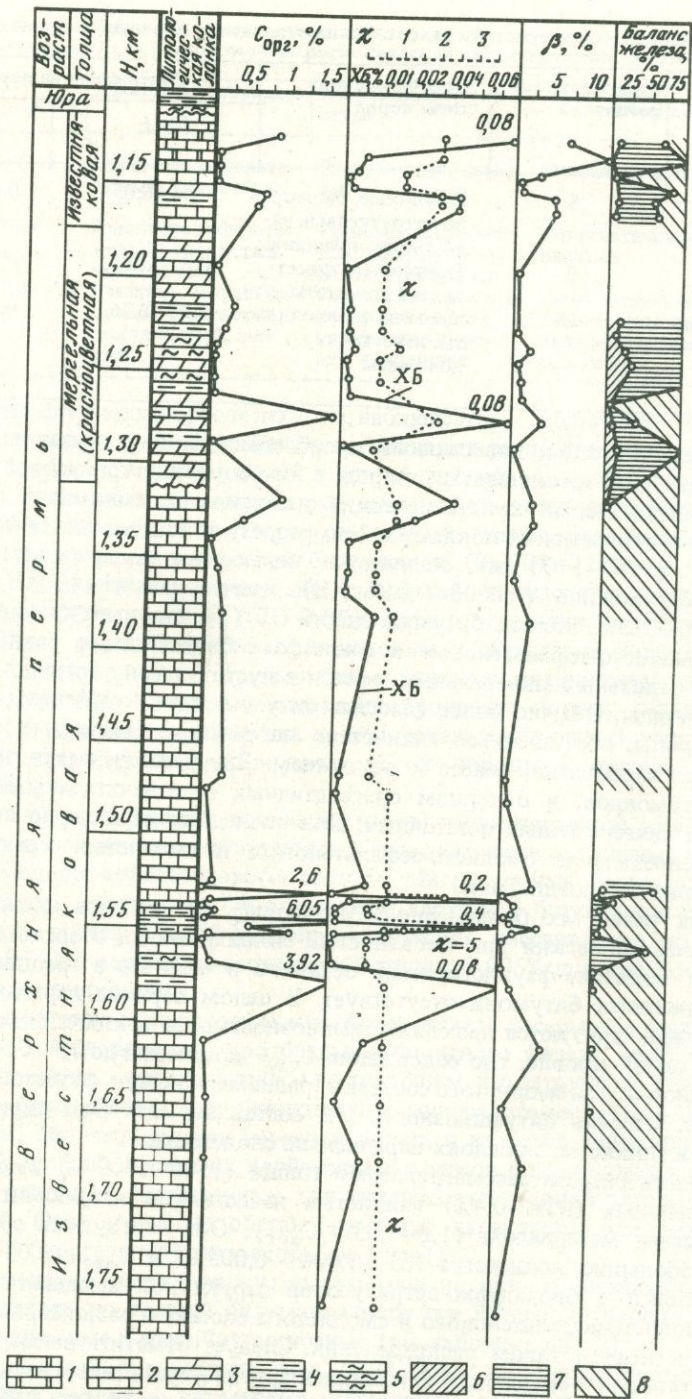
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ПЛОЩАДИ ЭЛИСТАНЖИ ЧЕЧЕНО-ИНГУШЕТИИ

В пределах северного склона Кавказа палеозойские отложения вскрыты скв. 37, 42 Элистанжи, которые пробурены в присводовой части Варандийской антиклинали, в полосе выходов оксфорд-келловейских отложений между речья Аксай—Аргун. Это карбонатные и терригенно-карбонатные осадки позднепермского возраста мощностью > 1000 м, в разрезе которых выделены три литологические толщи: верхняя известняковая — Е, красноцветная (мергельная) — Ж, нижняя известняковая — З [Станулис, Смольянинова, 1977].

Геохимические особенности пород оценивались по таким показателям, как $S_{орг}$, ХБ, β , распределение которых в разрезе определяется литологическим составом пород (рис. 1). Верхняя толща представлена в основном темно-серыми глинистыми органогенно-обломочными известняками с прослоями доломитов, массивных светлых известняков и глинисто-карбонатных пород. Содержание $S_{орг}$ и ХБ изменяется в них в пределах 0,07—0,86 и 0,0006—0,08% соответственно. Наиболее обогащенные ОВ пачки глинистых доломитов и известняков находятся в верхней части разреза. Породы содержат сингенетичные смолисто-асфальтеновые и смолистые битумоиды, отличающиеся равномерным распределением. На хроматограммах обычно присутствуют смолисто-асфальтеновый и смолистый маслянистый битумоиды, что свидетельствует об их сингенетичной природе. Прослой битуминозных (ХБ = 0,04%) мергелей и аргиллитов описаны в нижней части разреза. Здесь смолистый и смолисто-асфальтеновый битумоиды распределяются равномерно в глинисто-карбонатной массе вокруг скоплений ОВ и пирита. Алевритовая примесь в основном не люминесцирует, вокруг единичных зерен рассеян легкий битумоид.

Между описанными выше битуминозными пачками залегают светлые известняки с незначительным содержанием (0,0006—0,0025%) эпибитумоида нейтрального типа ($\chi = 1$). Породы характеризуются низкими содержаниями $S_{орг}$ (0,03—0,07%) и преобладанием маслянистого и легкого битумоидов с равномерным или кавернозно-поровым распределением. В трещиноватых разностях наблюдаются смолисто-асфальтеновый и смолистый эпибитумоиды в трещинах. Степень битуминозности ОВ (β) изменяется от 0,7 до 12%. Наиболее высокие значения этого коэффициента устанавливаются в обогащенных ОВ и битумоидами породах и некоторых разностях известняков, содержащих эпибитумоиды.

Залегающая ниже красноцветная толща сложена глинисто-карбонатными мергелистыми отложениями с примесью терригенного материала и редкими прослоями алевритов и песчаников. Породы характеризуются низкой битуминозностью (ХБ = 0,0001—0,00025%, $\beta = 0,02$ —2%) и незначительной концентрацией $S_{орг}$ (0,07—0,3%). Преобладают сингенетичные смолисто-асфальтеновые и смолистые битумоиды, равномерно рассеянные вместе с ОВ в глинисто-карбонатной массе. Иногда отмечается послойное чередование смолисто-асфальтенового и смолистого битумоидов и нелюминесцирующих участков. Для алевритов и обогащенных терригенным материалом мергелей характерны концентрация смолистых и смолисто-асфальтеновых битумоидов в глинисто-карбонатной массе цемента и точечные включения легкого и маслянистого битумоидов на поверхности терригенных зерен. Присутствие тяжелых остаточных синбитумоидов в описываемой толще фиксируется также по преобладанию в составе ХБ кислых компонентов над нейтральными ($\chi = 0,3$ —0,5). Наряду с этим в прослоях глинистых известняков содержится большое количество битумоидов (ХБ = 0,08%) восстановленного характера ($\chi = 2$). Содержание ОВ здесь также повышено (1,63% $S_{орг}$), а степень битуминозности (β) возрастает до 4%.



Р и с. 1. Сводный геолого-геохимический разрез палеозойских отложений площади Элистанжи
 1 — доломиты; 2 — известняки; 3 — мергели; 4 — аргиллиты; 5 — алевролиты; 6—8 — формы железа: 6 — окисное, 7 — закисное, 8 — пиритное; ХБ — хлороформный битумоид; X — ХБ/ДСББ (битумоид, дополнительно извлекаемый из пород спиртобензолом после ХБ последовательно); β — битумоидный коэффициент

Геохимическая характеристика палеозойских отложений площади Элистанжи

Степень битуминозности пород	Количество образцов	Преобладающие типы пород	Содержание на породу, %	
			$C_{орг}$	ХБ
Высокобитуминозные	5	Глинистые, биоморфно-детритусовые известняки, аргиллиты	0,86–6,05	0,08–0,4
Битуминозные	9	Глинистые известняки и доломиты	0,5–0,98	0,01–0,04
Слаобитуминозные	26	Мергели, алевролиты, известняки, доломиты	0,03–0,26	0,0001–0,005

В разрезе нижней толщи известняков преобладают черные глинистые массивные разности. Среди этих трещиноватых пород с биоморфно-детритусовой структурой встречаются прослои серых кристаллических известняков, доломитов и реже мергелей. Значения геохимических показателей по разрезу толщи меняются неравномерно: верхние пачки (1340–1500 м) отличаются невысоким содержанием OB ($0,07–0,26\%C_{орг}$) и битумоидов ($0,0003–0,01\%$ ХБ), причем значения ХБ в основном не превышают $0,0013\%$. Степень битуминозности OB (β) довольно низкая ($0,3–1,5\%$). Преобладают смолисто-асфальтеновые и смолистые битумоиды с равномерной текстурой. Вокруг отдельных минеральных зерен и в пустотах присутствуют маслянистый и легкий битумоиды. Обычно более тяжелые битуминозные компоненты приурочены к участкам породы, обогащенным глинистым материалом, смолистые и маслянисто-смолистые — к карбонатной массе и раковинам. Здесь наблюдается зональное распределение битумоидов, в основном сингенетичных с незначительными следами перемещения или сингенетичных остаточных. Для последних характерно неравномерное ступковое распределение смолисто-асфальтеновых и смолистых компонентов при отсутствии подвижных соединений.

В некоторых разностях биоморфно-детритусовых известняков наряду с синбитумоидами встречаются легкий или маслянистый эпибитумоиды, сосредоточенные в кавернах, вокруг оолитов, фаунистических остатков и частично в трещинах. При этом в основных трещинах битумоид отсутствует. В целом верхние горизонты известняковой толщи характеризуются низкой битуминозностью, за исключением известняков, залегающих в самой кровле, где содержание $C_{орг}$ возрастает до $0,5–0,98\%$, а ХБ смолисто-асфальтенового и смолистого состава с равномерной или слоистой текстурой — до $0,02–0,04\%$. Степень битуминозности OB составляет 3% . Оно пиритизировано и сосредоточено в глинистых прослоях параллельно слоистости.

В средней части разреза рассматриваемой толщи (1500–1600 м) выделяется пачка высокобитуминозных ($0,08–0,4\%$) глинистых известняков и доломитов, обогащенных органическим материалом ($1,2–6,05\% C_{орг}$). Они чередуются с породами, содержащими небольшие количества ХБ ($0,0001–0,005\%$) и $C_{орг}$ ($0,05–0,26\%$). Глинистые известняки с биоморфно-детритусовой структурой вмещают сингенетичные битумоиды смолисто-асфальтенового и смолистого состава с равномерным или послонным, реже ступковым типом распределения. Следует отметить высокие содержания здесь OB и остаточного битумоида. Раковины и другие фаунистические остатки в основном не люминесцируют. В некоторых разностях известняков (до $0,4\%$ ХБ) наряду со смолистым и смолисто-асфальтеновым битумоидами наблюдается большое количество маслянистого битумоида, концентрирующегося в пустотах, фаунистических остатках и вокруг смолистого и смолисто-асфальтенового битумоидов. Между этими породами залегают известняки и мергели, содержащие небольшое количество эпибитумоидов легкого, маслянистого и реже смолистого состава с неравномерной текстурой — кавернозно-поровой и трещинной. В трещинах обычно присутствует смолисто-

Содержание на породе, %		Люминесцентно-микроскопическая характеристика битумоидов			Содержание в разрезе, %
х	β	Качественный состав	Битуминозная текстура	Генетический тип	
1-5	0,6-7	Смолисто-асфальтовый, смолистый	Равномерная, слоистая	Сингенетичный	12
1-2	2-6	Смолисто-асфальтовый, смолистый, маслянистый	Равномерная, слоистая, кавернозно-поровая, трещинная	Сингенетичный, смешанный	21
0,3-1	0,02-12	Смолисто-асфальтовый, смолистый, маслянистый, легкий	Сгустковая, цементная, равномерная, кавернозно-поровая, трещинная	Сингенетичный остаточный, сингенетичный смешанный, эпигенетичный	67

асфальтовый битумоид в ореоле легкого, наблюдается облегчение битумоида в направлении от трещины к породе. Иногда в глинистых разностях известняков находится смешанный битумоид (сингенетичный и эпигенетичный). Последний вместе с мелкими углистыми включениями равномерно распределен в глинисто-карбонатной массе пород.

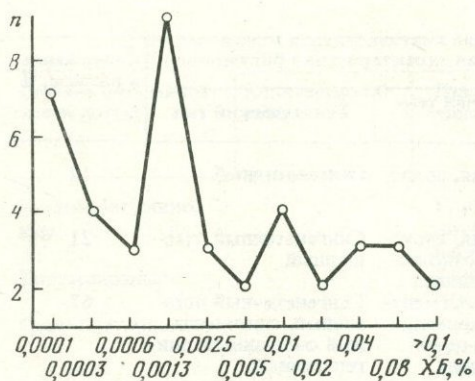
В отложениях из нижней части разреза заметно уменьшение содержания органики ($0,05-0,32\% C_{орг}$) и сингенетичных битумоидов ($0,0001-0,0006\%$), имеющих преимущественно смолисто-асфальтовый, смолистый и маслянистый состав. Степень битуминозности ОВ невысокая ($0,1-0,6\%$), хотя в отдельных образцах увеличивается до $1,8-4\%$. Чаще всего смолисто-асфальтовый и смолистый битумоиды заполняют глинисто-карбонатную массу, причем более тяжелые компоненты концентрируются вокруг сгустков ОВ. Трещины, которыми пронизана порода, обычно битумоидов не содержат. Лишь в некоторых из них присутствуют маслянистый и легкий битумоиды. Облегчение состава битумоида при переходе от породы к трещине характеризует его сингенетичность.

Проведенные исследования показали, что в верхнепермской карбонатной толще присутствуют в основном сингенетичные и сингенетичные остаточные битумоиды смолистого и смолисто-асфальтового состава. Миграционные битумоиды встречаются в незначительном количестве. Об остаточном характере битумоидов свидетельствуют также высокие значения коэффициента эмиграции, рассчитанные по амплитуде колебаний β : $0,9\%$ для верхней известняковой толщи, $0,995\%$ для красноцветной и $0,84\%$ для нижней известняковой.

Изучение аутигенно-минералогических форм железа и серы для выяснения условий образования осадков показало преобладание пиритного железа. Это преимущественно эпигенетичный пирит, развивающийся по трещинам, что затрудняет химический анализ соотношений форм железа для установления минералого-геохимических фаций. Согласно данным, полученным при изучении пород, в которых эпигенетичный пирит отсутствует, образование пермских карбонатных осадков происходило в восстановительной среде в условиях, характерных для сидеритовых и пирит-сидеритовых геохимических фаций. Окислительные обстановки были характерны для эпохи накопления красноцветной (мергельной) формации (см. рис. 1).

Анализ изменения геохимических параметров по разрезу палеозойских отложений позволил выделить по степени битуминозности три категории пород: высокобитуминозные, битуминозные и слабобитуминозные (см. таблицу; рис. 2).

Наиболее высокой битуминозностью ($0,04-0,4\% \text{ХБ}$) характеризуются биоморфно-детритусовые глинистые известняки и глинистые доломиты, реже мергели с включениями терригенного материала. Преобладают сингенетичные смолисто-асфальтовые и смолистые битумоиды с равномерной, реже слоистой или сгустковой текстурой. Известняки кристаллические, реже биоморфно-детритусовые, отличаются незначительной битуминозностью ($0,0006-0,0025\% \text{ХБ}$) с преобладанием равномерно рассеянных сингенетичных остаточных битумоидов. Отмечаются известняки (особенно в верхней



Р и с. 2. Распределение битумоидов в палеозойских отложениях площади Элистажи
n — количество образцов

части разреза), содержащие эпибитумоиды с равномерным или кавернозно-поровым и трещинным распределением. Минимальной битуминозностью (0,0001–0,0013% ХБ) характеризуются мергели с синбитумоидами смолисто-асфальтенового, смолистого и реже маслянистого состава, с равномерной текстурой. Алевролиты, встречающиеся в незначительном количестве, содержат смолистые и смолисто-

асфальтеновые, сингенетичные, иногда остаточные битумоиды, концентрирующиеся в поровом пространстве цемента. В более глинистых разностях они распределены равномерно. Для всех карбонатных пород характерно распределение битумоидов по трещинам. Преобладают эпибитумоиды смолисто-асфальтенового состава, реже в трещинах отмечается легкий или маслянистый битумоид. В большинстве исследованных пород трещины обычно не содержат битумоид.

Выделяемые в разрезе палеозоя литологические толщи отличаются по соотношению битуминозных и слабобитуминозных пород: в отложениях верхней известняковой толщи эти породы находятся в равном соотношении, в красноцветной преобладают слабобитуминозные породы (85%), в нижней толще битуминозные и высокобитуминозные породы составляют более 40%, причем здесь наиболее развиты прослои с максимальными содержаниями органики и битумоидов. Отмечается некоторое увеличение значений геохимических параметров на границах литологических толщ: в верхней известняковой — на контакте с юрой и нижележащей красноцветной толщей, в нижней известняковой — на границе с красноцветной толщей. Аналогичное повышение битуминозности пород и ОВ на границах стратиграфических подразделений наблюдалось также в разрезах мезозойских и палеозойских отложений платформенной части Дагестана [Геохимическая характеристика..., 1982]. Последовательное чередование в разрезе битуминозных и слабобитуминозных пачек пород отражает, вероятно, определенную ритмичность осадконакопления, что может быть использовано при более детальном расчленении карбонатных отложений верхней перми.

Литература

Геохимическая характеристика осадочных образований Прикумской области на глубинах более 4,5 км/ Л.Д. Джапаридзе, Т.Т. Каймаразова, В.И. Сибилева и др. Махачкала, 1982, с. 128–134. (Тр. Ин-та геол. Даг. фил. АН СССР; Вып. 27).

Станулис В.А., Смольянинова К.И. Об открытии палеозойских отложений на территории Чечено-Ингушетии. — Тр./ Сев. КавНИПИ-нефть, 1977, вып. 12, с. 54–60.

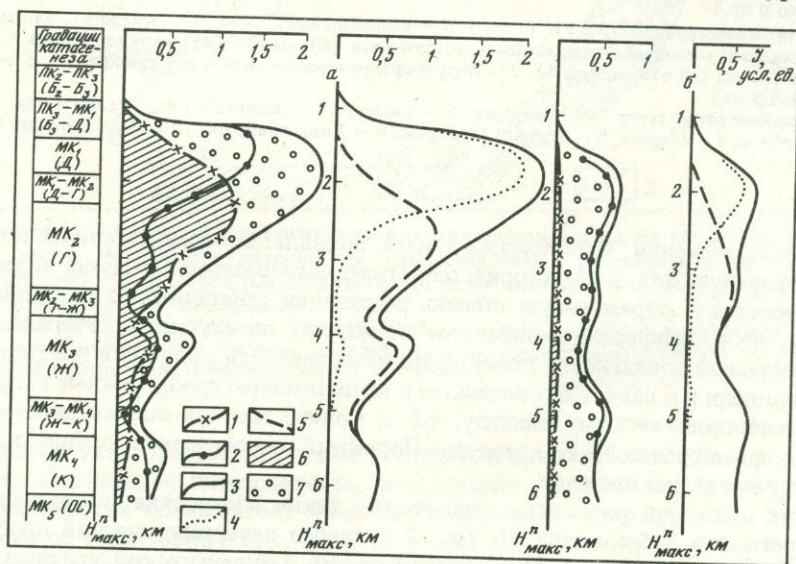
ДИНАМИКА ПРОЦЕССОВ НЕФТЕ- И ГАЗООБРАЗОВАНИЯ
В УЗБЕКИСТАНЕ

Образование, существование и разрушение залежей нефти и газа контролируются широким комплексом самых различных факторов, среди которых особую роль играет соотношение времени генерации и эмиграции углеводородов (УВ), с одной стороны, и времени формирования локальных структур, активизации тектонических движений и т.п. — с другой. Это важное положение, сформулированное А.М. Серегиним, Б.А. Соколовым и Н.П. Москалевым [1978], раскрывает пространственно-временные связи между очагами нефте- и газообразования и зонами нефтегазонакопления.

Анализ процессов нефте- и газообразования с историко-геологических позиций в нефтегазоносных бассейнах широко используется многими геологами-нефтяниками. Вместе с тем при этом большинство из них опирается лишь на качественную оценку динамики нефтегеологических процессов. Только в работах А.Э. Конторовича [1977], Л.А. Польстер с соавторами [1978] и некоторых других геологов используются отдельные элементы количественного анализа, такие, например, как скорость эмиграции жидких и газообразных УВ, но для обобщенного объекта.

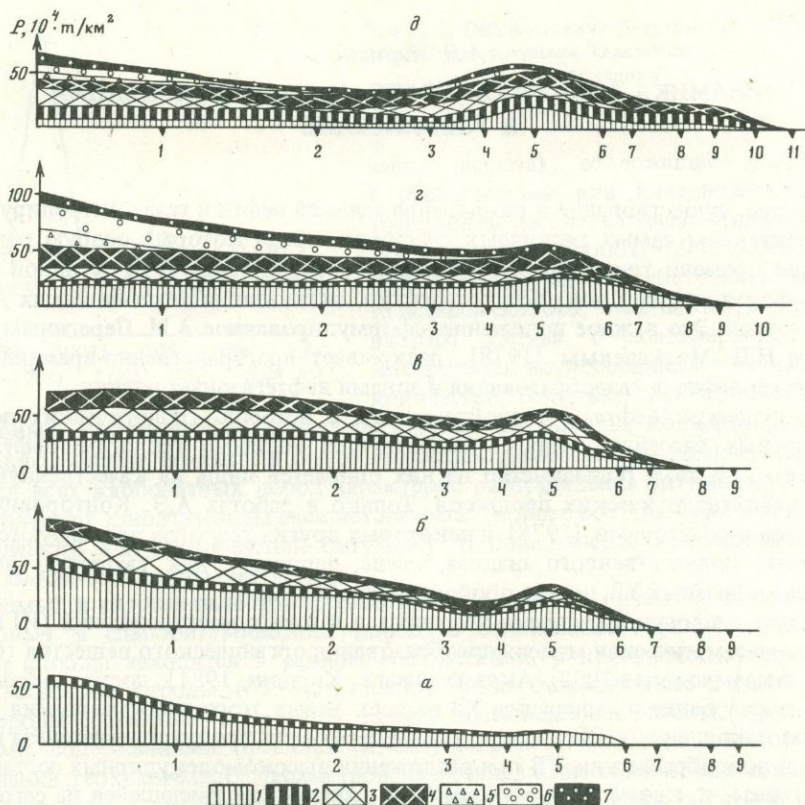
В Институте геологии и разведки нефтяных и газовых месторождений (ИГиРНИГМ) разработана математическая модель преобразования органического вещества (ОВ) в литогенезе [Акрамходжаев, 1982; Акрамходжаев, Кишин, 1981], достаточно полно учитывающая образование и эмиграцию УВ на всех этапах этого преобразования, включая селективное накопление в ОВ до определенных рубежей продуктов диагенеза и раннего катагенеза и новообразование УВ при разложении высокомолекулярных составляющих ОВ в катагенезе, и, кроме того, максимально отвечающая имеющейся на сегодняшний день совокупности экспериментальных и фактических данных (рис. 1).

Поскольку в этой модели количества продуцированных и эмигрировавших УВ рассчитываются для отдельных этапов литогенеза, иначе говоря, для разных уровней после-



Р и с. 1. Вертикальная зональность и особенности реализации генетического потенциала продуктивности ОВ преимущественно сапропелевого (а) и гумусового (б) типов

1 — интенсивность протоэмиграции УВ (Y): 1 — жидких, 2 — УВГ, 3 — суммы, 4 — десорбцией, 5 — при новообразовании в катагенезе; 6, 7 — УВ: 6 — жидкие, 7 — газообразные



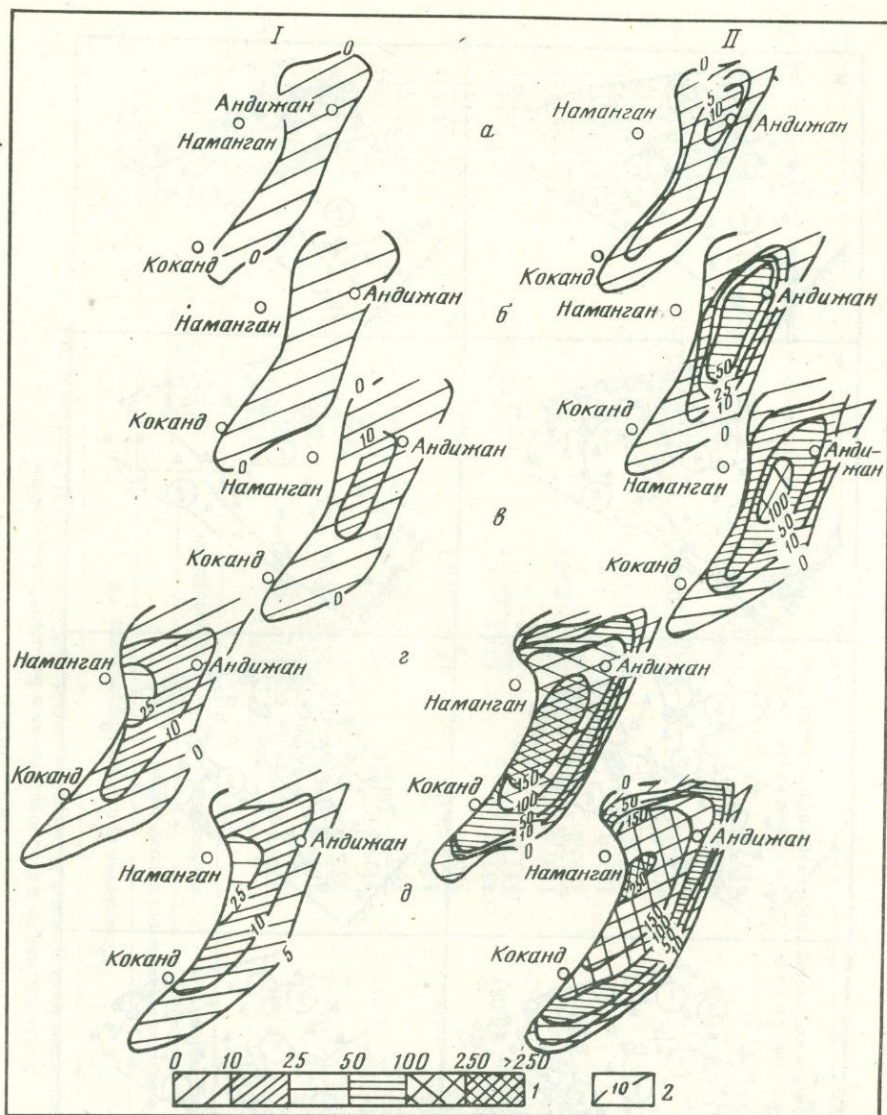
Р и с. 2. Динамика реализации генетического потенциала продуктивности РОВ мезозойских пород в северо-восточной части Амударьинского бассейна (с использованием материалов А.М. Акрамходжаева, Ш.Х. Амирханова, А.Г. Бабаева, Х.К. Исмагуллаева, М.И. Кушнир, В.Н. Пашковского, А.Н. Симоненко и др.)

Плотность протоэмиграции (P) УВ (1, 3, 5, 6 – газообразных, 2, 4, 7 – жидких) за период накопления отложений киммеридж-титона (a), неоком-апта ($б$), альба ($в$), верхнего мела ($г$), палеогена и неогена ($д$) из ОВ отложений (1, 2 – ниже-среднеюрских, 3, 4 – верхнеюрских, 5 – неокомских, 6, 7 – альбских)

Антиклинальные структуры: 1 – Багаджа, 2 – Сакар, 3 – Самантепе, 4 – Денгизкуль, 5 – Уртабулак, 6 – Дарбаза, 7 – Карим, 8 – Южный Мубарек, 9 – Ходжихайрам, 10 – Кызылправат, 11 – Майдаджой

довательного погружения материнских пород, появляется возможность не только получить интегральную для всей истории геологического развития региона количественную характеристику, отражающую степень реализации генетического потенциала продуктивности, но и дифференцировать этот показатель по глубинам. Опираясь на данные о вертикальной зональности проявления интенсивности процессов в каждой точке изучаемой площади и о палеотектоническом и палеотемпературном режиме недр, можно перейти к палеогенетическому анализу, т.е. к количественной оценке динамики продуцирования и эмиграции УВ во времени. Подобный анализ можно осуществлять для какого-либо разреза или площади.

В качестве примеров рассмотрим некоторые такие построения, выполненные для отдельных регионов Узбекистана. На рис. 2 приведен палеогенетический профиль, пересекающий с севера на юг северо-восточную часть Амударьинской впадины. На нем отдельно показаны масштабы продуцирования жидких и газообразных УВ каждой материнской толщей за определенный отрезок геологического времени или к определенному геологическому рубежу. Четко видны время вступления той или иной толщи в про-



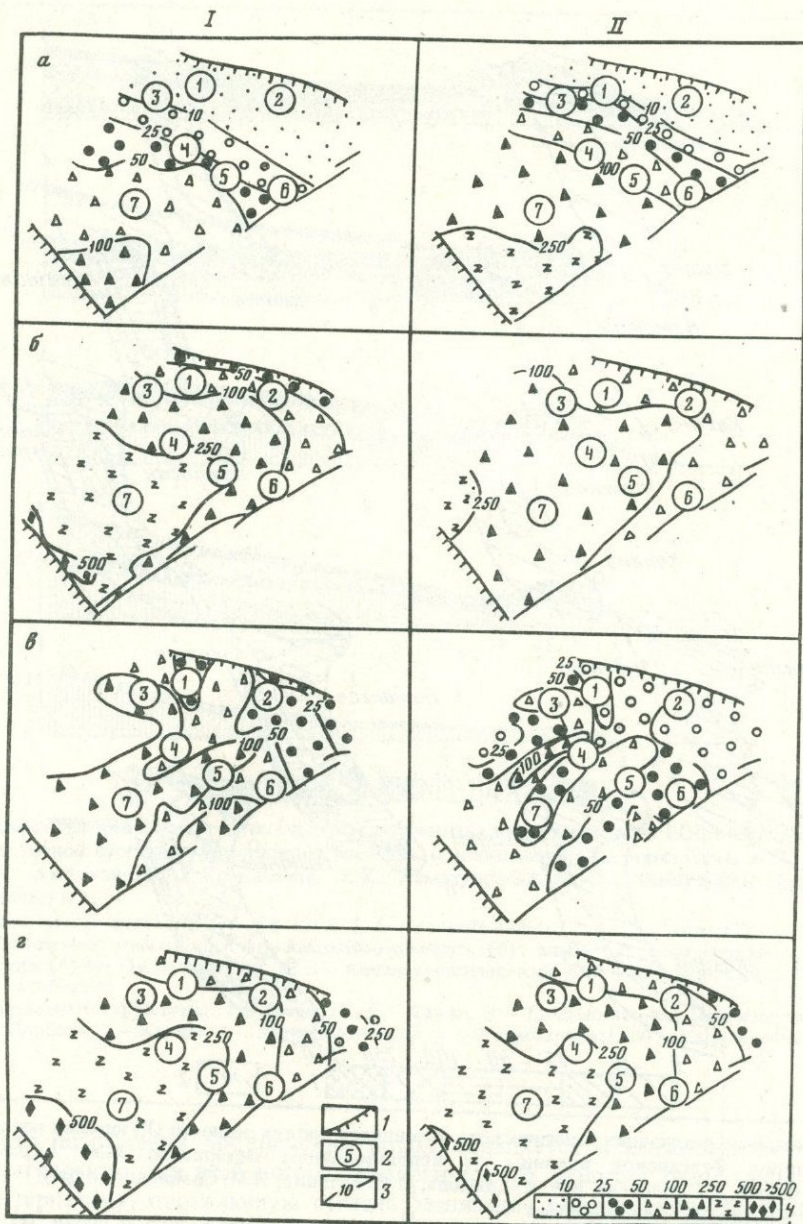
Р и с. 3. Динамика реализации генетического потенциала продуктивности ОБ юрских нефтегазоматеринских пород Ферганской впадины (с использованием материалов А.М. Акрамходжаева, Ш.Х. Амирханова, А.Г. Бабаева, В.А. Кудрякова, М.И. Кушнир, И.М. Симоненко и др.)

УВ: I – жидкие, II – газообразные

I – плотность протоэмиграции УВ (в 10^3 т/м^2) к началу позднемиоценовой эпохи (а), палеогена (б), миоцена (в), кавказа (неоген) (г) и на современном этапе (д); 2 – изолинии равных значений плотности протоэмиграции УВ, 10^3 т/м^2

процесс нефте- и газообразования, этапы усиления или ослабления этих процессов, количественно выраженная интенсивность, соотношение масштабов для разных литолого-стратиграфических комплексов, скорость генерации и эмиграции УВ в отдельных частях изучаемой территории и т.д.

Рассмотрим наиболее интересный объект – верхнеюрскую карбонатную формацию. Уже к концу накопления нижнемиоценовых отложений продуцирование УВ достигло в породах этой толщи такого размера, которое вполне могло обеспечить формирование в них углеводородных скоплений. При этом можно видеть, что в то же время начали



Р и с. 4. Плотность протоэмиграции жидких (I) и газообразных (II) УВ из нефтегазоматеринских пород верхнеюрской карбонатной формации Бешкентского прогиба за период накопления нижнемеловых (а), верхнемеловых (б), кайнозойских (в) образований и интегральная плотность их эмиграции за весь период геологического развития региона (г) (с использованием материалов А.Г. Бабаева, Ш.Д. Давлятова, М.И. Кушнир, В.Н. Пашковского и др.)

1 — разрывные нарушения; 2 — антиклинальные структуры (1 — Северный Камаша, 2 — Ханабад, 3 — Айзават, 4 — Нишан, 5 — Аляутды, 6 — Шуртан, 7 — Сундукли); 3 — линии равных значений плотности протоэмиграции УВ, 10^3 т/км²; 4 — плотность протоэмиграции УВ, 10^3 т/км²

Т а б л и ц а 1
Динамика нефте- и газообразования в Бешкентском прогибе
(с использованием материалов А.М. Акрамходжаева, А.Г. Бабаева, М.И. Кушнир и др.)

Возраст материнских толщ	Количество протоэмигрировавших УВ					Количество эмигрировавших УВ в МZ-KZ
	За период накопления отложений				В целом за МZ-KZ	
	юрских	нижнемеловых	верхнемеловых	кайнозойских		
Нижняя юра	$\frac{510,9}{15,0}$ (0,03)	$\frac{295,3}{22,7}$ (0,08)	$\frac{114,7}{8,3}$ (0,07)	$\frac{109,1}{4,5}$ (0,04)	$\frac{1030,0}{50,5}$ (0,05)	$\frac{817,0}{0,97}$ (79)
Аален – нижний байос	$\frac{860,4}{40,3}$ (0,04)	$\frac{3254,1}{358,3}$ (0,11)	$\frac{1859,1}{287,7}$ (0,15)	$\frac{461,7}{48,9}$ (0,10)	$\frac{6435,3}{726,2}$ (0,11)	$\frac{6095,7}{200,5}$ (94)
Верхний байос – нижний бат	$\frac{37,8}{0,5}$ (0,02)	$\frac{1497,8}{115,8}$ (0,08)	$\frac{1119,5}{160,2}$ (0,15)	$\frac{222,2}{20,8}$ (0,10)	$\frac{2877,3}{297,3}$ (0,10)	$\frac{2488,0}{177,2}$ (86)
Верхний бат – нижний келловей	$\frac{41,3}{-}$	$\frac{1442,7}{2,4}$ (0,02)	$\frac{1281}{485,6}$ (0,38)	$\frac{102,8}{58,2}$ (0,56)	$\frac{2868,6}{546,2}$ (0,19)	$\frac{2576,4}{393,7}$ (87)
Терригенная юра в целом	$\frac{1450,4}{55,8}$ (0,04)	$\frac{6489,9}{499,2}$ (0,08)	$\frac{4375,1}{932,8}$ (0,21)	$\frac{895,8}{132,4}$ (0,15)	$\frac{13211,2}{1620,2}$ (0,12)	$\frac{11977,1}{772,4}$ (90)
Келловей – оксфорд	-	$\frac{1674,5}{708,7}$ (0,42)	$\frac{1781,0}{2743,2}$ (1,54)	$\frac{543,9}{1158,2}$ (2,13)	$\frac{999,4}{4610,2}$ (1,15)	$\frac{3113,6}{3556,8}$ (78)
Неоком	-	-	$\frac{2077,1}{320,7}$ (0,15)	$\frac{428,5}{124,8}$ (0,28)	$\frac{2505,6}{445,5}$ (0,17)	$\frac{1475,7}{206,3}$ (59)
Апт – альб	-	-	$\frac{1067,8}{180,5}$ (0,17)	$\frac{826,6}{329,4}$ (0,39)	$\frac{1894,4}{509,9}$ (0,26)	$\frac{902,1}{179,1}$ (47)
Всего за период	$\frac{1450,4}{55,8}$ (0,04)	$\frac{8164,4}{1207,9}$ (0,14)	$\frac{9301,0}{4177,2}$ (0,45)	$\frac{2694,8}{1744,9}$ (0,04)	$\frac{21610,6}{7185,8}$ (0,33)	$\frac{17468,5}{4714,6}$ (80)

П р и м е ч а н и е. В числителе – газообразные (в млрд. м³), в знаменателе – жидкие (в млн. т) УВ; в скобках – отношение жидких УВ к газообразным. В последней графе в скобках – процент от количества протоэмигрировавших УВ.

Таблица 2
Динамика нефте- и газообразования в Ферганской впадине

Время	Количество протоэмигрировавших УВ		
	Материнские толщи		
	нижне- и среднеюрские	верхнемеловые	палеогеновые
К началу позднего мела	$\frac{281,0}{15,3}$ (0,05)	- -	-
К началу палеогена	$\frac{1777,8}{186,8}$ (0,10)	$\frac{0,39}{0,04}$ (0,10)	-
К началу массагета	$\frac{2987,7}{345,9}$ (0,12)	$\frac{18,4}{3,52}$ (0,19)	-
К началу бактрия	$\frac{8446,3}{1046,7}$ (0,13)	$\frac{136,82}{59,16}$ (0,41)	$\frac{5688,5}{6572,4}$ (1,15)

Примечание. В числителе – газообразные (в млрд. м³), в знаменателе – жидкие (в млн.т) УВ в скобках – отношение жидких УВ к газообразным.

создаваться благоприятные условия для аккумуляции жидких УВ, достигшей наибольшего размаха к концу мела. Это еще раз свидетельствует о том, что первичная генетическая зональность в данном случае должна рассматриваться с позиций преимущественной нефтеносности юрских образований. Впоследствии эта тенденция была осложнена вторичными наложенными процессами, приведшими в конечном итоге к преобладанию в залежах верхнеюрской карбонатной формации газа над нефтью. Анализ динамики реализации генетического потенциала пород говорит о том, что именно древний структурный план, видимо, контролирует размещение нефтяных скоплений, что можно рассматривать в качестве еще одного критерия в деле направленного поиска скоплений нефти.

Рис. 3 и 4 отражают палеогенетические построения на площади. В первом случае показаны масштабы генерации жидких и газообразных УВ в породах юрской толщи к определенным этапам геологического развития Ферганской впадины; во втором – то же в верхнеюрских карбонатных отложениях Бешкентского прогиба, но уже за определенные геологические периоды. Данные о количестве продуцированных УВ каждой толщей по всей площади за соответствующее время приведены в табл. 1 и 2. Анализ всей палеогенетической информации дает ценный материал для решения целого ряда узловых вопросов нефтегазообразования и нефтегазонакопления. Приведем пример решения лишь одного дискуссионного вопроса с помощью результатов палеогенетического анализа.

Долгое время бытовало мнение, что этаж нефтеносности в Западном Узбекистане вообще и в Бешкентском прогибе в частности ограничен снизу глубинами, равными 3 км. Это мнение сложилось в результате анализа имевшихся на тот период сведений о вертикальной зональности размещения углеводородных скоплений в недрах этого региона и отражало, по существу, уровень изученности данной территории. Материалы палеогенетического анализа не подтверждают этой точки зрения. Как видно из табл. 1 и рисунков, выполненных для Бешкентского прогиба, для этого, одного из интереснейших, района характерно постоянное возрастание отношения жидкие УВ/УВГ в продуцируемой углеводородной смеси. Это свидетельствует о том, что карбонатные материнские породы верхней юры еще не вышли на большей части территории из главной зоны генерации и эмиграции нефти, а поэтому, нижний предел возможного нахождения здесь нефти должен быть, конечно, значительно глубже. Данные бурения на площади Северный Шуртан в определенной мере подтвердили эту точку зрения. Здесь с глубины > 3700 м получен приток нефти. Насколько важен для перспектив развития регио-

на этот вывод, вытекает из того, что большое количество ловушек здесь расположено именно на глубинах более 3 км.

Количественная характеристика динамики процессов генерации и эмиграции УВ находит в последнее время все большее практическое применение не только в региональном, но и в локальном прогнозе [Конторович и др., 1981; Нугманов, 1979]. В частности, при оценке продуктивности локальных структур в качестве одного из важных генетических параметров выступает время наиболее интенсивного продуцирования жидких и газообразных УВ. Конечно, палеогенетический анализ сопряжен со значительными трудностями, а подчас и просто невозможен, так как требует наличия данных о палеотектоническом и палеотемпературном режимах недр. Однако там, где эти построения можно выполнить хотя бы в первом приближении, эффективность метода не вызывает сомнения.

Л и т е р а т у р а

- Акрамходжаев А.М. Нефть и газ — продукты преобразования органического вещества. М.: Недра, 1982. 261 с.
- Акрамходжаев А.М., Кишин А.В. Развитие теоретических исследований по проблеме нефтегазообразования. — В кн.: Теоретические и методологические вопросы геологии нефти и газа. Новосибирск, 1981, с. 120—132. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 512).
- Конторович А.Э. Исторический подход при количественной оценке перспектив нефтегазоносности. — В кн.: Основные проблемы геологии и геофизики Сибири. Новосибирск, 1977, с. 46—57. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 250).
- Конторович А.Э., Фотиади Э.Э., Демин В.И. и др. Прогноз месторождений нефти и газа. М.: Недра, 1981. 350 с.
- Нугманов А.Х. К вопросу о нефтегеологическом районировании. — В кн.: Вопросы региональной геологии и тектоники нефтегазоносных областей Узбекистана. Ташкент, 1979, с. 51—66. (Тр. САИГГиМС; Вып. 7).
- Польстер Л.А., Висковский Ю.А., Высоцкий В.И. и др. Время генерации нефти и газа как показатель формирования зон преимущественного нефте- и газонакопления. — В кн.: Условия раздельного формирования зон нефте- и газонакопления в нефтегазоносных бассейнах СССР и зарубежных стран. Тюмень, 1978, с. 150—155. (Тр. ЗапСибНИГНИ; Вып. 137).
- Серегин А.М., Соколов Б.А., Москалев Н.П. Геологические условия раздельного размещения скоплений нефти и газа. — В кн.: Условия раздельного формирования зон нефти- и газонакопления в нефтегазоносных бассейнах СССР и зарубежных стран. Тюмень, 1978, с. 52—58. (Тр. ЗапСибНИГНИ; Вып. 137).

СОДЕРЖАНИЕ

- Роль Н.Б. Вассоевича в организации и проведении Всесоюзных семинаров "Органическое вещество в современных и ископаемых осадках" 3

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

Общие вопросы

- А.А. Геодекян, Н.В. Лопатин, Е.А. Романкевич, В.Я. Троцюк.* Исследование эволюции рассеянного органического вещества как основа сравнительной оценки перспектив нефтегазоносности акваторий 7
- А.Н. Гусева, И.Е. Лейфман.* О молекулярных формах fossilization органического вещества 12
- С.Г. Неручев, Е.А. Рогозина, П.А. Трушков, И.А. Зеличенко.* Экзотермический эффект нефтеобразования 21
- О.К. Баженова, Ю.К. Бурлин.* Роль исходного органического вещества в формировании нефтематеринского потенциала кремнистых образований 31
- А.М. Акрамходжаев, Ш.Х. Амирханов, А.В. Киришин.* Преобразование органического вещества в осадочных породах в процессе литогенеза 38

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

Органическое вещество современных осадков

- Р.Э. Вески.* О выделении почвенной стадии преобразования органического вещества 45
- П.Н. Куприн, Л.И. Потапова.* Синхронные изменения органического вещества и некоторых свойств донных отложений современных морей в процессе литогенеза 46
- А.И. Данюшевская, Д.С. Яшин, Н.Н. Лапина.* Распределение и диагенетическая эволюция органического вещества в донных отложениях зоны полярного седиментогенеза 54
- И.Р. Клесмент, Л.Я. Побуль, Л.А. Наппа.* Состав балхашита и вопросы генезиса сапропелитов 62

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

Органическое вещество ископаемых осадков

- Н.А. Еременко, Р.А. Твердова, Т.В. Тихомолова, В.С. Фонин, Н.В. Головина.* Некоторые особенности нерастворимого органического вещества пород 72
- И.Н. Дроздова.* О недооценке роли зоогенной составляющей в рассеянном органическом веществе ископаемых осадков 80
- А.И. Конохов.* Органическое вещество в мезозойско-кайнозойской истории Атлантики 85
- Т.К. Баженова.* Эволюция накопления органического вещества в осадочном чехле Сибирской платформы 96
- Н.К. Коробейников, Л.К. Семейкина, Э.А. Развозжаева.* Особенности распределения органического вещества в углеродистой формации позднего докембрия Западного Прибайкалья 101
- П.В. Иваишов.* Особенности геохимии органического вещества континентальных юрских осадков северо-востока Русской платформы 104

<i>М.О. Казанцева, Р.А. Твердова, И.П. Соломатина, А.С. Маринина, И.Д. Обухович.</i> О растворенном органическом веществе пластовых вод Волгоградского Поволжья	108
<i>Е.Ф. Кадунене, В.А. Муромцев, К.А. Сакалаускас.</i> Органическое вещество и нефтеносность Балтийской синеклизы	113
<i>Т.А. Сафранов, Е.Б. Деймонтович, И.А. Половникова, Н.П. Силина, Г.И. Батова, М.А. Галишев.</i> О геохимии органического вещества осадочных толщ Афгано-Таджикской впадины	119
<i>И.С. Старобинец, С.Л. Зубайраев.</i> Геохимические закономерности распространения рассеянных углеводородных газов в осадочных породах	124
<i>Ю.И. Корчагина.</i> Нефтегазопроизводящие свойства юрских терригенных пород Дагестана	130
<i>С.Н. Белецкая, Г.В. Маевская, Л.И. Сергеенок.</i> Особенности развития первичномиграционных процессов в породах менилитовой свиты Восточного Предкарпатья	137
<i>В.А. Витенко, Р.М. Новосилецкий, Е.Ф. Шевченко.</i> Нефтегазогенерационный потенциал отложений основных нефтегазоносных регионов Украины	147

ЧАСТЬ ЧЕТВЕРТАЯ

Методические вопросы

<i>В.П. Царев, Т.И. Сороко.</i> Влияние механических полей на преобразование ископаемого органического вещества	152
<i>Г.Ф. Григорьева, И.И. Нестеров, А.В. Рыльков, Л.Е. Свинтицких, В.Ю. Фишбейн.</i> Термодеструкция рассеянного органического вещества осадочных пород	157
<i>Ю.М. Королев.</i> Новые данные о преобразовании ископаемого органического вещества и степени его катагенеза, полученные рентгенографическим методом	168
<i>Н.П. Калугина, Е.А. Глебовская.</i> Характеристика битумоидов Юго-Западного Туркменистана в свете данных лабораторного моделирования процессов катагенеза органического вещества	173

ЧАСТЬ ПЯТАЯ

Разное

<i>П.П. Тимофеев, В.В. Еремеев, Л.И. Боголюбова.</i> Юрский и меловой этапы развития осадочного чехла Атлантического океана и условия формирования "черных сланцев"	179
<i>Е.Е. Карнюшина, В.Ф. Иванов, А.И. Уткина.</i> Глубинная зональность катагенеза охотского типа	192
<i>Б.П. Назаревич, И.А. Назаревич, Т.Н. Волкова.</i> О соответствии степени катагенеза рассеянного органического вещества и тонкодисперсного материала глинистых пород апт-альба Центрального и Восточного Предкавказья	200
<i>Д.А. Мирзоев, Л.И. Джапаридзе.</i> Геохимическая характеристика палеозойских отложений площади Элистанжи Чечено-Ингушетии	208
<i>А.В. Киришин.</i> Динамика процессов нефте- и газообразования в Узбекистане	213

УДК 550.42; 550.43; 577.48; 551.464.7; 551.463.8

Геодекян А.А., Лопатин Н.В., Романкевич Е.А., Троцюк В.Я. Исследование эволюции рассеянного органического вещества как основа сравнительной оценки перспектив нефтегазоносности акваторий. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с. 7–12.

Изложены последние данные и научные представления о стадийности трансформации РОВ и геохимических условиях нефтегазообразования в бассейнах акваторий. Показана в сравнительном плане роль диагенеза и катагенеза в эволюции седиментов, в биогеохимических циклах С, в формировании УВ разного фазового и химического состава.

Библиогр. с. 12 (4 назв.).

УДК 550:552.57/58:550.47

Гусева А.Н., Лейфман И.Е. О молекулярных формах fossilization органического вещества. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с. 12–20.

Рассмотрены тафономический и молекулярный уровни и формы fossilization ОВ при переходе его в ископаемое состояние. Показано, что молекулярные формы fossilization образуются при переходе в осадок на химическом (молекулярном) уровне продуктов распада некромы при химических взаимодействиях между собой и с минеральной составляющей осадка, а также при физико-химических взаимодействиях с водной средой и с органическими и минеральными составляющими осадка. Анализируются соотношения разных форм fossilization, состав исходного и fossilized ОВ, уровни организации органического вещества в осадке.

Табл. 1, ил. 2, библиогр. с. 19–20 (35 назв.).

УДК 552.578.2.061.3

Неручев С.Г., Rogozina E.A., Трушков П.А., Зеличенко И.А. Экзотермический эффект нефтеобразования. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с. 21–31.

При детальном изучении процессов преобразования ОВ и генерации УВ в баженовской и тюменской свитах Западной Сибири были получены данные о значительном и резком возрастании современной температуры в зоне проявления ГФН; четко выделяется крупная положительная температурная аномалия. Общие геотермические градиенты по усредненным значениям достигают величин 4–6°С/100 м, частные — 10–18°С/100 м. Проведенный анализ возможных причин наблюдаемой температурной аномалии позволил заключить, что единственной реальной причиной является значительное выделение тепла при преобразовании ОВ. Рассмотрена теоретическая возможность проявления экзотермического эффекта, приближенно оценены масштабы выделения тепла при превращении ОВ баженовской свиты в зоне ГФН.

Ил. 5, библиогр. с. 31 (7 назв.).

УДК 553.982.0.61.33

Баженова О.К., Бурлин Ю.К. Роль исходного органического вещества в формировании нефтематеринского потенциала кремнистых образований. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с. 31–38.

На основании изучения состава РОВ литотипов биогенно-кремнистых осадков и пород разного возраста, главным образом кайнозойских силицифов Востока СССР, показана ведущая роль в их образовании водорослей с кремневой функцией, имеющих жировой обмен, прежде всего диатомовых. Установлено, что нефтематеринский потенциал фитогенно-кремнистых пород в значительной мере унаследован и связан как с особенностями биохимического состава породообразующих водорослей, так и главным образом со способностью их накапливать липиды в определенных экологических условиях.

Табл. 3, ил. 1, библиогр. с. 37–38 (12 назв.).

УДК 553.98.044:543.8

Акрамходжаев А.М., Амирханов Ш.Х., Киришин А.В. Преобразование органического вещества в осадочных породах в процессе литогенеза. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с. 38–44.

Кратко излагаются результаты изучения НОВ осадочных пород, выявившие неизвестное свойство ОВ сохранять и накапливать в своей нерастворимой части жидкие и газообразные углеводороды — продукты диагенетического и раннекатагенетического преобразования.

Даны обстоятельные ответы на дискуссионные вопросы, возникшие в ходе обсуждения этих результатов. Доказывается достоверность выявленной способности ОВ и определяется ее значение для теории нефтегазообразования и для практики поисково-разведочных работ на нефть и газ.

Табл. 1, ил. 6, библиогр. с. 44 (8 назв.).

УДК 550.7:552.58

В е с к и Р.Э. О выделении почвенной стадии преобразования органического вещества. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с.45–46.

В статье рассматриваются вопросы, связанные с выделением почвенной стадии преобразования органического вещества.

Ил. 1, библиогр. с. 46 (8 назв.).

УДК 553.982.061.33

К у п р и н П.Н., П о т а п о в а Л.И. Синхронные изменения органического вещества и некоторых свойств донных отложений современных морей в процессе литогенеза. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с. 46–53.

Приведены данные, характеризующие литогенетическую зональность в разрезах миоцен-и плиоцен-четвертичных отложений Черного и Каспийского морей. Она находит отражение в свойствах ОВ и его компонентов, изменяющихся при последовательном прохождении стадий осадков, переходных отложений и пород. Взаимодействие минеральных и органических составляющих в разрезе определяет синхронные изменения физико-механических свойств отложений и состава ОВ.

Табл. 1, ил.1, библиогр. с. 53 (13 назв.).

УДК 550.4.547.9.551.351.2 (47+57)

Д а н ю ш е в с к а я А.И., Я ш и н Д.С., Л а п и н а Н.Н. Распределение и диагенетическая эволюция органического вещества в донных отложениях зоны полярного седиментогенеза. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с. 54–62.

Впервые оговорены различные гидродинамические зоны накопления осадков и Сорг в пределах Северного Ледовитого океана. Показано пространственное размещение разных геохимических типов ОВ в верхнем (до 1,5 м) слое донных осадков, в чем отразился их различный генезис. Получены приблизительные оценки масштабов аккумуляции ОВ. Охарактеризована его диагенетическая эволюция в разрезах голоцена–плейстоцена, характерные для зоны полярного седиментогенеза. Критериями эволюции ОВ служат изменения окислительно-восстановительных условий и геохимических параметров ОВ на разных (вплоть до молекулярного) уровнях. Полученная информация необходима для палеогеографических и палеоокеанических реконструкций, а также для познания закономерностей преобразования биогенного вещества в осадках.

Табл. 1, Ил. 2, библиогр. с. 62 (10 назв.).

УДК 662.73

К л е с м е н т И.Р., П о б у л ь Л.Я., Н а п п а Л.А. Состав балхашита и вопросы генезиса сапропелитов, — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985 с. 62–71.

Молодой сапропелит балхашит содержит 13% битумоидов, в его составе находятся также олефины и двухосновные кислоты. При восстановительной деструкции образуется много парафинов и кетонов, в процессе окислительной деструкции возникает мало циклических структур. Балхашит не является типичным сапропелитом, так как под влиянием микробиологических процессов его исходная структура сильно изменилась. Это подтверждают также данные изотопного анализа.

Табл. 3, ил. 4, библиогр. с. 71 (17 назв.).

УДК 552.5 : 543.8 : 0018

Е р е м е н к о Н.А., Т в е р д о в а Р.А., Т и х о м о л о в а Т.В., Ф о н и н В.С., Г о л о в и н а Н.В. Некоторые особенности нерастворимого органического вещества пород. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с. 72–80.

В статье приводятся результаты изучения УВ из концентратов НОВ, характеризующих различные генетические типы исходного РОВ, находящиеся на различных стадиях катагенеза. Проведенные исследования подтвердили сорбционную природу УВ, выделяющихся при термическом разложении НОВ. Отмечено различие продуктов деструкции НОВ разного

генетического типа при одинаковой степени катагенеза РОВ. Совпадение температурного интервала ГФН с пиком десорбции свидетельствует не только о генерации, но и о выделении ранее образовавшихся УВ.

Табл. 3, ил. 2, библиогр. с. 79–80 (17 назв.)

УДК 550.47 : 552.5 (571.51)

Дроздов А.И. О недооценке роли зоогенной составляющей в рассеянном органическом веществе ископаемых осадков. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с. 80–85.

В статье рассматривается сложный поликомпонентный состав главной части РОВ в осадочных породах — автохтонного сапропелевого материала. На примере верхнеюрских—нижнемеловых отложений Хатангской впадины показано значительное участие в сапропелевой части ОВ зоогенной составляющей. Эта особенность генезиса сапропелевого ОВ проявляется в специфике ряда геохимических характеристик РОВ.

Ил. 2, библиогр. с. 85 (20 назв.).

УДК 551.242.32 : 551.263.036

Конюхов А.И. Органическое вещество в мезозойско-кайнозойской истории Атлантики. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с. 85–96.

В статье рассматривается роль ОВ в процессах осадконакопления на разных этапах эволюции Атлантического океана. Прослеживаются основные черты изменения состава органического материала, участие его в различных осадочных формациях. Показано, что на ранних этапах развития океана в осадках накапливались преимущественно органические остатки континентального (наземного и озерного) генезиса. Начиная же с позднего мела широкие масштабы приобрела аккумуляция в осадках ОВ апвеллингового происхождения, связанного с зонами регионального подъема глубинных вод вдоль подводных окраин континентов. Показана роль гумусового ОВ в приливно-отливных отложениях получивших распространение на "зрелых" материковых окраинах в подземном кайнозое.

Ил. 2, библиогр. с. 95–96 (17 назв.)

УДК 552.578.3 + 552.578.2.061.311 (571.5)

Баженов А.Т.К. Эволюция накопления органического вещества в осадочном чехле Сибирской платформы. В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с. 96–101.

В формировании осадочного чехла Сибирской платформы выявляются черты определенной направленности и периодичности. История рифейско-палеозойской седиментации распадается на три мегацикла примерно по 450 млн. лет, каждый из которых подразделяется на циклы более мелких порядков. При этом наблюдается усложнение циклического развития во времени. Накопление ОВ также подчиняется этой тенденции. Горизонты, обогащенные ОВ, соответствуют трансгрессивным и регрессивным стадиям циклов разных порядков. Регрессивным обогащенным горизонтам соответствует наиболее фитопланктоногенное ОВ с наибольшим изначальным $P_{\text{НМ}}$, тогда как для трансгрессивных горизонтов характерна иногда существенная примесь остатков фитобентоса, снижающая $P_{\text{НМ}}$. Масштабы накопления ОВ в эпохи органических максимумов нарастают от раннего рифея к раннему—среднему кембрию, а затем к девону (к концу морской седиментации на Сибирской платформе) снижаются.

Табл. 1, библиогр. с. 101 (6 назв.).

УДК 552.57:551.72 (571.53/55)

Коробейников Н.К., Семейкина Л.К., Развозжаева Э.А. Особенности распределения органического вещества в углеродистой формации позднего докембрия Западного Прибайкалья. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с. 101–104.

Приведена характеристика ОВ. Доказано его седиментационно-метаморфогенное происхождение. Установлена связь с ним рудных элементов. Показана важная роль ОВ в рудном процессе.

Библиогр. с. 104 (2 назв.)

УДК 550.4

И в а ш о в П.В. Особенности геохимии органического вещества континентальных юрских осадков северо-востока Русской платформы. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с. 104—107.

Установлено, что в континентальных юрских осадках ОВ представлено твердыми рассеянными фоссилизированными и концентрированными формами, а также жидкими и газообразными УВ. Различные формы концентрированного ОВ характеризуются определенной геохимической ассоциацией макро- и микроэлементов, отражающих условия осадконакопления и эволюцию ОВ.

Ил. 1, библиогр. с. 107 (5 назв.).

УДК 543.38.543.84

К а з а н ц е в а М.О., Т в е р д о в а Р.А., С о л о м а т и н а И.П., М а р и н и н а А.С., О б у х о в и ч И.Д. О растворенном органическом веществе пластовых вод Волгоградского Поволжья. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с. 108—113.

Методами элементного, ИК-спектрального и газохроматографического анализов изучен состав водорастворенного ОВ пластовых вод и аллохтонного битумоида вмещающих пород рьяда площадей нефтяных месторождений Волгоградского Поволжья.

Установлено, что коэффициент битуминозности пластовых вод изменяется в зависимости от характера залежей и может применяться для их диагностики. Отмечена связь между ОВ пластовых вод и вмещающих пород, особенно со вторичным мигрирующим битумоидом пород.

Табл. 5, ил. 4, библиогр. с. 112—113 (4 назв.).

УДК 553.98.061.32:551.732/733 (474+470.26)

К а д у н е н е Е.Ф., М у р о м ц е в а В.А., С а к а л а у с к а с К.А. Органическое вещество и нефтеносность Балтийской синеклизы. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с. 113—119.

В статье рассмотрены распределение и состав РОВ ниже-среднепалеозойских отложений Балтийской синеклизы, выделены толщи, наиболее обогащенные РОВ. На основании химико-битуминологических исследований состава ХБ установлено начало проявления ГФН, которая в разновозрастных НМП фиксируется на разной глубине. Реализация НМ-потенциала этих пород определялась взаиморасположением зон нефтенакпления и ГЗН материнских толщ и особенностей путей миграции УВ.

Ил. 4, библиогр. с. 118—119 (10 назв.).

УДК 550.4:543.8 (575)

С а ф р а н о в Т.А., Д е й м о н т о в и ч Е.Б., П о л о в н и к о в а И.А., С и л и н а Н.П., Б а т о в а Г.И., Г а л и ш е в М.А. О геохимии органического вещества осадочных толщ Афгано-Таджикской впадины. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с. 119—124.

Мезозойско-кайнозойские отложения характеризуются фашиально-геохимической изменчивостью. Фоновые концентрации рассеянного ОВ находятся на уровне 0,2—0,3%. Концентрированные формы ОВ характерны для ниже-среднеюрских (угли) и нижнеэоценовых (горючие сланцы) отложений. Выявлены закономерные изменения выхода, состава и структуры битумоидов в зависимости от петрографического типа и степени катагенеза углей. Рассмотрены особенности генерации и эмиграции УВ в осадочных толщах Афгано-Таджикской впадины.

Ил. 1, библиогр. с. 123—124 (12 назв.).

УДК 552.578.1:552.5

С т а р о б и н е ц И.С., З у б а й р а е в С.Л. Геохимические закономерности распространения рассеянных углеводородных газов в осадочных породах. М.: Наука, 1985, с. 124—129.

Показано, что при отсутствии влияния залежей нефти и газа концентрация и состав рассеянных в осадочных породах углеводородных газов (УВГ) определяются уровнем концентрации, типом и градицией катагенеза ОВ, а также тектоническими и гидрогеохимическими условиями, на которые накладываются гипергенные факторы. Аргументирована вертикальная зональность распределения УВГ в зонах гипергенеза и катагенеза в связи с газообразованием и нефтегазоносностью.

Табл. 3, ил. 4, библиогр. с. 129 (8 назв.).

Корчагина Ю.И. Нефтегазопродуцирующие свойства юрских терригенных пород Дагестана. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с. 130—137.

Сравнительная оценка нефтегазопродуцирующих свойств юрских отложений Предгорного и Равнинного Дагестана выполнена на основании расчетов по методу материального баланса. Более высоким потенциалом обладали отложения $J_1 - J_2$ Предгорного Дагестана — большие мощности глин в разрезе, более высокие концентрации $S_{орг}$, но раннее вхождение этих отложений в ГЗН способствовало быстрой реализации их потенциала, а последующая геологическая история снивелировала высокие исходные потенциальные возможности отложений. Наибольшая плотность эмигрировавших жидких углеводородов — 400 тыс.т/км², газа — 2 млрд.м³/км².

Одновозрастные отложения в Равнинном Дагестане при меньших исходных потенциальных возможностях (меньшая мощность юрского комплекса) достигли ГЗН только в палеогене—неогене, что является позитивным фактором при оценке перспектив нефтегазоносности района. Максимальная плотность эмигрировавших УВ — 230 тыс.т/км², газа — 0,8 млрд. м³/км².

Табл. 6, ил. 2, библиогр. с. 137 (3 назв.).

УДК 553.98.061.333.551.781.5. 477.83+477.86

Белецкая С.Н., Маевская Г.В., Сергеенок Л.И. Особенности развития первичномиграционных процессов в породах менилитовой свиты Восточного Предкарпатья. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с. 137—147.

С помощью методов отдельного извлечения и сравнительного изучения битумоидов из открытых и закрытых пор, и с помощью петрографического метода оценивались первичномиграционные процессы в породах скибовой зоны менилитовой свиты Предкарпатья. Тектоническое воздействие, которому подверглись породы этой свиты при формировании скибовой зоны Предкарпатского прогиба, не отразилось заметным образом на керогене РОВ, однако весьма существенно повлияло на эмиграцию битумоидов из открытых пор, активизировало преобразование блокирующих асфальтеново-смолистых компонентов и высвобождение заблокированных УВ.

Табл. 4, ил. 2, библиогр. с. 147 (8 назв.).

УДК 552.58.061.981 (477)

Витенко В.А., Новосилецкий Р.М., Шевченко Е.Ф. Нефтегазогенерационный потенциал отложений основных нефтегазоносных регионов Украины. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с. 147—151.

Изучено содержание углерода ОВ карбонатных и глинистых пород и состав УВ, выделяющихся при пиролизе керогена каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины. Проведено сравнение составов реакций, характерных для процессов преобразования ОВ угленосной, субугленосной, терригенно-карбонатной и флишевой формаций. В породах флишевой формации из Карпатской нефтегазоносной области исследовано изменение элементного состава сапропелевого и гумусового керогена флишевой формации на стадии катагенеза.

Ил. 2.

УДК 553.32:553.981

Царев В.П., Сороко Т.И. Влияние механических полей на преобразование ископаемого органического вещества. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с. 152—156.

Приведены результаты лабораторных экспериментальных исследований по изучению превращений ископаемого ОВ при слабых упругих деформациях образцов. Установлено, что при температурах до 70°C в ОВ происходят изменения, аналогичные природному процессу нефтеобразования.

Рассмотрены механизмы генерации УВ из ОВ при его механической активации. Показано, что на первом этапе происходит образование органических радикалов, а также H^0 , при реакции с водой активированных неорганических компонентов. УВ образуются в результате рекомбинации органических радикалов и взаимодействия H^0 с ОВ.

Библиогр. с. 156 (25 назв.).

УДК 550.4.547.9

Григорьева Г.Ф., Нестеров И.И., Рыльков А.В., Свинтицких Л.Е., Фишбейн В.Ю. Термодеструкция рассеянного органического вещества. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с. 157–168.

Проведенное в лабораторных условиях моделирование термических превращений керогена гумитового типа РОВ (стадия ПК₃, Б₃–Д₁) и ХБ глинистых пород (в интервале температур от 80 до 600°C) выявило существование основных термодинамических импульсов — низкотемпературных (десорбционного и термодистилляционного до 260–300°C) и высокотемпературных (мягкой и активной термодеструкции свыше 360–400°C). Десорбционный и термодистилляционный этапы сопровождаются выделением из битумоида газообразных (С₁–С₆) и жидких УВ, среди них н-алканов (С₁₄–С₁₇), изопреноидов (С₁₈–С₂₀). Отношение П/Ф при этом не изменяется. На этапах активной термодеструкции происходит увеличение выхода н-алканов С₂₈–С₃₂, снижение содержания изопреноидов, возрастание отношения П/Ф. Термодеструкция керогена приводит к выделению газообразных продуктов (среди них неуглеводородных: СО₂ — 80–90%, новообразованных УВ — 0,12%). На десорбционном этапе и до температур 300°C в составе газообразных УВ преобладают С₂–С₅, свыше 360°C — метан. Разрушение керогенной матрицы фиксируется при температурах, превышающих 450°C. Термическое преобразование керогена в инертной среде не приводит к генерации жидких УВ за счет деструкции химической структуры самого керогена.

Табл. 4, ил. 4, библиогр. с. 167–168 (10 назв.).

УДК 553.98:550.4:547.9

Королев Ю.М. Новые данные о преобразовании ископаемого органического вещества и степени его катагенеза, полученные рентгенографическим методом. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с. 168–173.

С помощью рентгенографических исследований показано, что все типы ископаемого ОВ состоят из двух полимерных образований (фаз). В кристаллохимическом аспекте освещено преобразование фаз в катагенезе и описаны рентгенографические способы определения стадий графитизации ОВ. Приведена классификационная схема гумусового ОВ, построенная на кристаллохимических принципах.

Табл. 1, ил. 2, библиогр. с. 173 (3 назв.).

УДК 553.98:543.8 (001.57) (575.4)

Калугина Н.П., Глебовская Е.А. Характеристика битумоидов Юго-Западного Туркменистана в свете данных лабораторного моделирования процессов катагенеза органического вещества. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с. 173–178.

Методом ИК-спектроскопии исследованы ХБ глины мезозойско-кайнозойского возраста из разрезов 24 площадей Юго-Западного Туркменистана. Проведено сопоставление полученных ИК-спектров с эталонными ИК-спектрами ХБ и ИК-спектрами ХБ продуктов лабораторного моделирования катагенетического превращения альгинита. Экспериментальное моделирование катагенетического превращения ОВ показывает, что решающими факторами катагенеза являются, помимо температуры, также режим разгрузки пластов и пластовое давление, определяющие глубины, на которых наступает ГФН. В пределах Юго-Западного Туркменистана не удается проследить глубинную зональность катагенеза. В разрезе здесь, по-видимому, преобладает сапропелевое ОВ, находящееся на стадиях ПК–МК₂. ГФН в данном регионе проявляется на глубинах 1950–5270 м в разновозрастных отложениях. Показано, что процессы УВ-образования в Юго-Западном Туркменистане определяются не глубиной залегания и стратиграфической приуроченностью вмещающих толщ, а термобарическими условиями недр и тектоническими факторами.

Ил. 4, библиогр. с. 178 (4 назв.).

УДК 552.5:552.14

Тимофеев П.П., Еремеев В.В., Боголюбова Л.И. Юрский и меловой этапы развития осадочного чехла Атлантического океана и условия формирования "черных сланцев". — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с. 179–192.

На основании литолого-фациального изучения мезозойских разрезов осадочного чехла Мирового океана и изучения вещественного состава "черных сланцев", приуроченных к нижнемеловому интервалу разреза, стало возможным детально восстановить палеогеографию осадкообразования в мезозое и условия формирования "черных сланцев". Установлено, что в юрское время в результате неравномерного опускания и разрыва континентальной

кору в наиболее пониженных участках происходило образование меридионально вытянутых осоложняющихся остаточных озерных водоемов. В начале раннемелового времени образовались мелководные моря с сетью заливов и лагун. В результате усиления выноса терригенного материала реками в морских водоемах формировались подводные дельты, в апикальных частях которых оседало ОВ, накапливающееся в условиях своеобразных седиментационных ловушек и превратившееся впоследствии в "черные сланцы". Появление скоплений "черных сланцев" объясняется характером поступления ОВ с континента.

Ил. 4, библиогр. с. 192 (6 назв.)

УДК 552.08.53

Карнюшина Е.Е., Иванов В.Ф., Уткина А.И. Глубинная зональность катагенеза охотского типа. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с. 192–200.

На основе анализа степени углификации гумусового ОВ установлена глубинная катагенетическая зональность в кайнозойских отложениях Чукотки и Западной Камчатки. Прослежено изменение физических свойств терригенных, вулканогенно-обломочных и кремнистых пород в различных подзонах катагенеза. Оценена динамика вторичных процессов, позволяющая рассматривать их в ранге единого охотского типа катагенеза.

Табл. 5, ил. 2, библиогр. с. 200 (16 назв.).

УДК 551.243.31:553.98.32 (470.63) + (470.67)

Назаревич Б.П., Назаревич И.А., Волкова Т.Н. О соответствии степени катагенеза рассеянного органического вещества и тонкодисперсного материала глинистых пород апт-альба Центрального и Восточного Предкавказья. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с. 200–207.

Прослежена сопряженность процессов катагенетического преобразования РОВ и тонкодисперсного материала глинистых пород апт-альбской толщи Центрального и Восточного Предкавказья. Установлено, что в интервале уровней катагенеза от ПК до МК₄ реализуются все этапы трансформации монтмориллонита через смешанослойные образования в метастабильный гидрослюдистый минерал с ограниченным содержанием разбухающих межслоевых промежутков и что отдельные этапы этой трансформации коррелируются с грациями катагенеза, устанавливаемыми по преобразованию РОВ. Сделан вывод о том, что полученная зависимость между уровнем катагенеза и количественными соотношениями в составе смешанослойных образований гидрослюдистого компонента и межслоевых разбухающих промежутков в дальнейшем может использоваться в качестве независимого измерителя уровня катагенеза глинистых пород сходного состава и фациально-генетического типа.

Табл. 1, ил. 2, библиогр. с. 207 (17 назв.).

УДК 553.98.061.32:551.761 (470.67)

Мирзоев Д.А., Джапаридзе Л.И. Геохимическая характеристика палеозойских отложений площади Элистанжи Чечено-Ингушетии. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с. 208–212.

Приведены результаты геохимического изучения (Сорг, ХБ, и др.) палеозойских отложений, вскрытых на площади Элистанжи. Анализ изменения геохимических параметров битумоидов по размеру позволил выделить три категории пород — высокобитуминозные, битуминозные и слабобитуминозные, последовательность чередования которых отражает цикличность осадконакопления и может быть использована для целей детального расчленения карбонатных отложений верхней перми.

Табл. 1, ил. 2, библиогр. с. 212 (2 назв.).

УДК 553.061.31

Киршин А.В. Динамика процессов нефте- и газообразования в Узбекистане. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с. 213–219.

Показаны возможности палеогенетического анализа для количественной оценки динамики генерации и эмиграции жидких и газообразных УВ в процессе погружения осадочных пород. Рассмотрены двух- и трехмерные варианты палеогенетических построений для северо-восточной части Амударьинской синеклизы и Ферганской впадины. На основе их анализа получены результаты, позволяющие дать ответ на ряд дискуссионных вопросов нефте- и газообразования в этих районах. Показаны возможности использования результатов не только в региональном, но и в локальном прогнозе нефтегазоносности недр.

Табл. 2, ил. 4, библиогр. с. 219 (7 назв.).

**ОРГАНИЧЕСКОЕ
ВЕЩЕСТВО
СОВРЕМЕННЫХ
И ИСКОПАЕМЫХ
ОСАДКОВ**

*Утверждено к печати
Межведомственным
литологическим комитетом
АН СССР*

Редактор
А.И. Конюхов
Редактор издательства
И.М. Ерофеева
Художественный редактор
Л.В. Кабатова
Технический редактор
Н.А. Торгашова
Корректор
Р.Г. Ухина

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 28935

Подписано к печати 05.12.85. Т -- 17266
Формат 70 X 100 1/16. Бумага для глубокой печати
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 18,9. Усл.кр.-отт. 19,0. Уч.-изд.л. 21,2
Тираж 900 экз. Тип. зак. 908. Цена 3 р. 20 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485,
Профсоюзная ул. д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовятся к печати книги:

Вассоевич Н.Б.

Избранные труды. Геохимия органического вещества и происхождение нефти.

1986, 29 л., 4 р. 80 к. (II кв. 180)

В книгу вошли избранные статьи выдающегося советского геолога-нефтяника члена-корреспондента АН СССР Н.Б. Вассоевича, касающиеся геохимии органического вещества, происхождения нефти, геохимии нефти и оценки нефтематеринского потенциала пород.

Для геологов, геохимиков, нефтяников.

Крашенинников В.А., Басов И.А.

1986, 20 л., 3 р. (II кв. 197)

В книге рассмотрена стратиграфия кайнозойских отложений приантарктической области Южного океана и приведено сопоставление с кайнозойем тепловодной области. В основу работы положены результаты глубоководного бурения в океане, Китовом хребте, Тасмановом море, шата Кэмпбелл, Австрало-Антарктическом поднятии и континентальном склоне Антарктиды. Анализируется геологическое строение Южного океана, развитие группы планктонных фораминифер и соотношение с этапами эволюции других групп планктона, палеоклиматическая история региона и его палеогеографические особенности.

Для геологов, микропалеонтологов.

Металлоносные осадки Красного моря.

1986, 26 л., 4 р. 40 к. (II кв. 203).

В книге на основе оригинального фактического материала и литературных данных исследовано накопление металлоносных осадков в Красном море. Выявлены пространственные и временные особенности формирования литологического, минерального и химического состава металлоносных осадков в 14 впадинах рифтовой зоны, составлена их классификация. Рассказано о гидротермальных проявлениях Красного моря, приводящих к накоплению металлоносных осадков.

Для геологов, геохимиков, литологов.

Современные геохимические методы диагностики нефтематеринских отложений (II кв. 218)

1986, 12 л., 1 р. 80 к.

В книге рассказано о критериях диагностики нефтематеринских отложений, новых данных по нефте- и газоматеринским толщам отдельных регионов и особенностях генерации жидких углеводородов в различных осадочных бассейнах СССР. Особое внимание уделено горючесланцовым и карбонатным нефтематеринским толщам.

Для геологов, геохимиков, нефтяников.

История нефтегазообразования и нефтегазонакопления на востоке Сибирской платформы (I кв. 176)

1986, 12 л., 1 р. 80 к.

В монографии описано геологическое строение и нефтегазоносность системы мезозойских депрессий. С генетических позиций рассмотрена история нефтегазообразования и нефтегазонакопления. Показано, что современный структурный план восточной окраины Сибирской платформы сформировался на рубеже позднего мела и палеогена, когда образовались покровно-надвиговые структуры.

Для специалистов, занимающихся вопросами геологии и нефтегазоносных территорий.

Эволюция нефтегазообразования в истории Земли (I кв. 211)

1986, 15 л., 2 р. 30 к.

Книга посвящена проблеме нефтегазообразования в осадочных бассейнах различных тектонотипов в связи с эволюцией биосферы в истории Земли. Показано, что развитие биосферы связано с развитием гидросферы, атмосферы и литосферы Земли. Рассмотрены новые материалы изучения обстановок нефтегазообразования и масштабов генерации углеводородов, уточняющие представления о ее количественной стороне.

Для геологов-нефтяников, геохимиков, литологов.

Книги можно предварительно заказать в магазинах Центральной конторы "Академкнига", в местных магазинах книготоргов или потребительской кооперации.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: 117192 Москва, Мичуринский проспект, 12, магазин "Книга-почтой" Центральной конторы "Академкнига"; 197345 Ленинград, Петрозаводская, ул. 7, магазин "Книга-почтой" Северо-Западной конторы "Академкнига" или в ближайший магазин "Академкнига", имеющий отдел "Книга-почтой".

- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 ("Книга-почтой");
- 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13 ("Книга - почтой");
- 320093 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24 ("Книга - почтой");
- 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95 ("Книга - почтой");
- 375002 Ереван, ул. Гуманяна, 31;
- 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289;
- 252030 Киев, ул. Ленина, 42;
- 252030 Киев, ул. Пирогова, 2;
- 252142 Киев, проспект Вернадского, 79;
- 252030 Киев, ул. Пирогова, 4 ("Книга - почтой");
- 343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1;
- 660049 Красноярск, проспект Мира, 84;
- 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2 ("Книга - почтой");
- 191104 Ленинград, Литейный проспект, 57;
- 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2;
- 196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16;
- 220012 Минск, Ленинский проспект, 72 ("Книга - почтой");
- 103009 Москва, ул. Горького, 19а;
- 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
- 630076 Новосибирск, Красный проспект, 51;
- 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22 ("Книга - почтой");
- 142292 Пущино, Московская обл., МР, "В", 1;
- 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 ("Книга - почтой");
- 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
- 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;
- 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 ("Книга - почтой");
- 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
- 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 ("Книга - почтой");
- 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49;
- 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 ("Книга - почтой");
- 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 ("Книга - почтой");

3р. 20 к.

4571