

<https://doi.org/10.3176/oil.1986.2.02>

УДК 550.40 : 661.7

Г. М. ПАРПАРОВА, С. Г. НЕРУЧЕВ, А. В. ЖУКОВА,
В. Ф. НЕПОМИЛУЕВ, А. Г. КОРСАКОВА, И. А. ЗЕЛИЧЕНКО

САПРОПЕЛЕВОЕ РАССЕЯННОЕ ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО В ЗОНЕ БОЛЬШИХ ГЛУБИН И ВЫСОКИХ ГРАДАЦИЙ КАТАГЕНЕЗА (ПО ДАННЫМ ХИМИКО-УГЛЕПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

Сведения о вещественно-петрографическом составе и оптических свойствах микрокомпонентов сапропелевого рассеянного органического вещества (РОВ) — признанного источника нефти и газа, — находящегося в зоне больших глубин (глубже 4 км) и на высоких градациях катагенеза, весьма ограничены. Это в значительной степени обусловлено тем, что, как давно известно, типично сапропелевое органическое вещество (ОВ) отсутствует выше градации МК₂(Г).*

При низких градациях катагенеза — до МК₂(Г)—начала МК₃(Ж) — диагностика сапропелевого ОВ горючих сланцев и осадочных пород особых затруднений не вызывает. На высоких — от МК₃(Ж) до АК(А) — сапропелевое ОВ во многом теряет свои характерные признаки. Поэтому при выборе объектов исследования и диагностике сапропелевого ОВ в зоне конечного мезокатагенеза — апокатагенеза учитывались не только и даже не столько углепетрографические признаки, сколько геологические: повышенная концентрация ОВ в морских фациях при отсутствии заметного терригенного сноса (т. е. планктоногенный источник ОВ), возраст осадков (в додевонских отложениях отсутствие типичного гумусового ОВ за счет накопления остатков наземной растительности), повышенная концентрация характерного набора микроэлементов (V, Mo, U), свойственная большинству доманикоидов, и т. д.

Для исследований были взяты 189 образцов дебитуминированного керогена — нерастворимого органического вещества (НОВ) сапропелевого состава, полученного методом обогащения [1] из глинистых и карбонатных пород морских отложений разного возраста (от протерозоя до неогена), с концентрациями С_{орг} от 0,6 до 20%. В коллекции преобладали образцы НОВ из отложений древних (Русская, Сибирская) и эпипалеозойских (Западно-Сибирская, Туранская, Скифская) платформ — около 65%, остальные были представлены керогеном из

* В настоящее время для обозначения степени катагенетической преобразованности РОВ наиболее общепринята шкала, предложенная С. Г. Неручевым, Н. Б. Вассоевичем и Н. В. Лопатыным (Неручев С. Г., Вассоевич Н. Б., Лопатын Н. В. О шкале катагенеза в связи с нефтеобразованием. — В кн.: Тр. XXV сессии Междунар. геол. конгр. : Докл. сов. геологов; Горючие ископаемые. М., 1976, с. 47—62), по которой градации катагенеза ОВ сопоставляются с угольной шкалой углефикации:

- ПК — Б (буроугольная),
- МК₁ — Д (длиннопламенная),
- МК₂ — Г (газовая),
- МК₃ — Ж (жирная),
- МК₄ — К (коксовая),
- МК₅ — ОС (отощено-спекающаяся),
- АК₁ — Т (тощая),
- АК₂ — ПА (полуантрацитовая),
- АК₃ — А (антрацитовая).

палеозойских отложений Прикаспийской впадины и геосинклинальных зон Большого Кавказа, Новой Земли, Тянь-Шаня, палеоген-неогеновых отложений Западно-Кубанского прогиба и ряда других районов. Все образцы НОВ были детально изучены химическими и углепетрографическими методами. Поскольку известно [2], что, за исключением альпийских прогибов, на глубинах свыше 4 км РОВ изменено катагенетическими процессами примерно до $МК_2(\Gamma)$, нами были обобщены данные о сапропелевом РОВ от градации $МК_2(\Gamma)$ до градации АК(А).

Вещественно-петрографический состав и оптические свойства микрокомпонентов сапропелевого ОВ

При изучении вещественно-петрографического состава сапропелевого ОВ была использована классификация микрокомпонентов [3], по которой сапропелевые микрокомпоненты подразделяются на группы альгинита и хитинита. К группе альгинита относится талломоальгинит (ТА) — остатки планктонных водорослей — и коллоальгинит (КА) — продукт их разложения. В группу хитинита входят Δ -хитинит (X_1), представляющий собой остатки зооорганизмов с элементами хитина в скелете, и коллохитинит (КХ), состоящий в основном из разложившихся хитиновых остатков. Коллохитинит как самостоятельный микрокомпонент выделяется для палеозойских отложений (O—S—D).

Коллоальгинит и коллохитинит преобладают (75—100%) в сапропелевом РОВ классов F_1 и F_2 [3]. Кроме того, в сапропелитах обычно присутствуют остатки донных водорослей, представленные микрокомпонентами групп псевдовитринита (PVt), псевдофузинита (PF) и псевдолейптинита (PL), и высших растений — в виде микрокомпонентов групп витринита (Vt), фузинита (F), семифузинита (SF) и лейптинита (L). Содержание их в сапропелевом РОВ, как правило, не превышает 25%.

Оптические свойства сапропелевых микрокомпонентов изучали углепетрографическим методом в прозрачно-полированных шлифах и аншлифах-брикетах из НОВ в проходящем, отраженном и падающем ультрафиолетовом свете [4]. Определение степени катагенетической преобразованности сапропелевого РОВ, особенно для зоны больших глубин, — задача достаточно сложная, главным образом потому, что в керогене отсутствует типичный индикатор катагенеза — витринит. Поэтому привязки к грациям катагенеза для РОВ осуществляли по комплексу признаков. В частности, были использованы конкретные значения показателя преломления витринита из выше- и нижележащих отложений, оптические свойства микрокомпонентов в углепетрографических препаратах; частично учитывали химический состав дебитуминированного керогена. Однако наиболее важное значение придавалось общим закономерностям глубинной зональности катагенеза ОВ [2]. В литературе единичны сведения об оптических свойствах сапропелевого РОВ на высоких грациях катагенеза [5—7]. В отличие от углей ТА РОВ на высоких грациях катагенеза прозрачен, имеет желтый цвет и люминесцирует. В углях уже на Ж—К стадии углефикации он теряет прозрачность и становится темно-коричневым или черным. Ниже приводится описание микрокомпонентов сапропелевого РОВ на грациях катагенеза $МК_2(\Gamma)$ —АК(А).

Талломоальгинит в сапропелевом РОВ встречается в виде единичных (1—3%) включений овальной формы, иногда пористых, размером от тысячных до десятых долей миллиметра (в среднем

Оптические свойства бесструктурных сапропелевых микрокомпонентов на градициях катагенеза МК₂(Г)—АК(А)

Градации катагенеза	Группы микрокомпонентов	Оптические свойства микрокомпонентов		Люминесценция (в падающем УФ-свете)	N-показатель ломления	Некоторые типичные примеры
		Цвет в проходящем свете	Цвет в отраженном свете (в воздухе)			
МК ₂ (Г)	КА	Желтый разных оттенков: коричневато-сероватожелтый	От серого до белого, рельеф повышается	Отсутствует или очень слабая сероватожелтая	1,695—1,755	Западная Сибирь, J _{3v} —K _{1h} — баженовская свита; северо-западный борт Прикаспийской впадины, D ₃ —C ₁ ; Сибирская платформа, Алдано-Майский прогиб, R ₂ — малгинская свита
	КХ	Желтовато-коричневый с красноватым оттенком	То же	То же	То же	Русская платформа, D _{3gr} — доманик; западное обрамление Тунгусской синеклизы, S _{1п} ²
МК ₃ (Ж)	КА	Коричневый, реже желтовато-коричневый	»	Отсутствует	1,755—1,830	Север Западной Сибири, J _{3v} —K _{1h} ; юго-западная часть Прикаспийской впадины, C ₀ —P ₁ ; Нелско-Ботубоинская антеклиза, V _{mt}
	КХ	Красновато-коричневый	»	»	То же	Русская платформа, D _{3gr} — доманик
МК ₄₋₅ — —АК _{1-2(?)} — (К—ОС—П— —ПА(?))	КА и КХ	От темно-коричневого до черного	»	»	1,830—1,940	Колыма, J ₃ — киммеридж; Норильский р-н, S _{1пн} ² ; Иркутский амфиатр, Ангаро-Ленская ступень, V _{mt}
	КА и КХ	Черный и пепельно-серый (в тонких участках шлифа)	»	»	1,940—2,00	Колыма, J ₃ ; геосинклинальная зона Большого Кавказа, S, D; Прибайкалье, Р ₁ — улунтуйская и улунтуйско-кочергатская свиты

**Характеристика микрокомпонентов группы хитинита из образцов
(по данным углепетрографических исследований)**

Площадь	Палеоглубина, м, и возраст отложений	Скважина (глубина, м) или обнажение	Порода
Прибалтика (Литва)**			
Модунай	Примерно аналогичная современной S_1ln	Скважина 1 (1736,2—1747,0)	Слабо алевритистый аргиллит с остатками граптолитов
Грибженай	То же	Скважина 3 (2013,2—2028,7)	Глинисто-кремнисто-органическая порода с остатками граптолитов
»	»	Скважина 3 (2055,0—2059,0)	Глинистая брекчия с обломками фауны
Западное обрамление Тунгусской синеклизы***			
р. Летняя	≈ 1800 S_1ln^2	Обнажение	Граптолитовый сланец
р. Курейка	≈ 2600 S_1ln^2	»	То же
»	То же	»	»
»	»	»	»
Норильский р-н***			
р. Убойная	≈ 4000 S_1ln^2	»	»

* Генетическая принадлежность РОВ — собственно сапропелиты (F_2).

** Образцы из коллекции В. К. Шиманского и А. И. Шапиро.

*** Образцы из коллекции Т. К. Важеновой.

0,25 мм). В проходящем свете имеет светло-желтый или оранжевый цвет, в отраженном — темно-серый, в УФ-свете отчетливо люминесцирует желтоватым светом, как ТА из малометаморфизованных углей.

В последнее время, благодаря применению более совершенных методов изучения люминесценции, в породах и концентратах с сапропелевым РОВ, наряду с типичными включениями ТА, удалось обнаружить многочисленные светящиеся более слабым желтоватым светом штриховатые образования размером от тысячных до сотых долей миллиметра, напоминающие споринит (Русская платформа, площадь Сулинская, R; Прибалтика, площадь Модунай, S_1ln ; Шпицберген, Русская платформа, J_3v ; Западная Сибирь, площадь Вачимовская, J_3v-K_1h — баженовская свита и др.). При изучении РОВ в проходящем и отраженном свете ($\times 1000$) они почти не заметны, поскольку цветом не выделяются среди бесструктурных сапропелевых

Таблица 2

пород на разных грациях катагенеза

С _{орг} , %	Вещественно-петрографический состав РОВ, %		Углехимическая характеристика НОВ, %			N коллохитинита	R ^a Δ-хитинита в НОВ, % min—max среднее	Степень катагенеза РОВ*
	Хитинит	Коллохитинит	C ^r	H ^r	N ^r			
3,77	5	95	80,62	6,69	2,09	1,724	R ^a _{max} 7,0—7,5 7,2	МК ₁ (Д)
9,23	9	91	82,79	6,46	2,19	1,746	R ^a _{max} 7,8—8,8 8,4	МК ₁ (Д), возможно, начало МК ₂ (Г)
3,06	1	99	80,11	5,62	2,80	1,746	R ^a _{max} 7,3—8,1 7,6	То же
1,85	7	93	79,90— 81,70	3,90— 5,61	2,87— 3,32	1,809	R ^a 86—9,9 9,9	МК ₂₋₃ (Г—Ж)
3,44	5	95	То же	То же	То же	—	10,7 (единичные включения граптолитов)	То же
—	5	95	»	»	»	1,817	R ^a 8,5—10,0 10,2	»
8,27	10	90	»	»	»	»	R ^a 8,2—10,0 10,3	»
8,32	—	—	86,48	2,76	1,66	1,957	R ^a _{max} 9,5—11,8 10,9	МК—АК

микрокомпонентов. М. Тейхмюллер выделила подобные образования из посидониевых сланцев Германии [8]. Она относит их к лейптодетриниту, считая, что это простейшие синезеленые водоросли вида *Schizophycean-Nostocopsis*, которые, по мнению К. Медлера [9], являлись основными биопродуцентами сапропелевого ОВ посидониевых сланцев и других доманикоидов.

ТА широко распространен в ископаемых осадках. В изученной коллекции сапропелитов он встречается в отложениях от протерозоя до неогена. Следует подчеркнуть, что отдельные включения ТА удивительно устойчивы в катагенезе и сохраняют прозрачность и люминесцентные свойства вплоть до градации АК₃₋₄(А). Возможно, это как-то связано со спецификой их захоронения в минеральной среде или же с особенностями химического состава, заключающимися в чрезвычайной обогащенности липидами.

Коллоальгинит преобладает в сапропелевом РОВ класса F₁

(70—100%) [3]. Оптические свойства КА приведены в табл. 1. Отметим, что с повышением степени катагенеза РОВ от МК₂(Г) до АК₃₋₄(А) КА полностью теряет прозрачность, сохраняя пепельно-серый цвет только в тонких участках шлифа. В изученной коллекции РОВ КА встречается в отложениях разного возраста, начиная с протерозоя.

Δ-Хитинит в сапропелевом РОВ встречается в виде остатков скелетов граптолитов (Прибалтика, Тунгусская синеклиза, S₁ln) и тентакулитов (Русская платформа, Приуралье, D₃fr) [3]. Содержание его в образцах изученной коллекции РОВ обычно не превышает 10%, хотя иногда бывает значительно больше — до 45% (табл. 2).

Δ-Хитинит изучен главным образом на градациях МК₁₋₃(Д—Ж). По результатам углепетрографических исследований в прозрачно-полированных шлифах, в проходящем свете он красновато-коричневый или коричневый, в отраженном — серовато-белый, в УФ-свете — не люминесцирующий; по оптическим свойствам напоминает витринит, особенно в концентратах НОВ. Однако на одноименных градациях катагенеза отражательная способность Δ-хитинита большей частью несколько выше, чем у витринита. Для точной диагностики Δ-хитинита необходимы специальные исследования, в частности изучение исходного материала РОВ.

Δ-Хитинит обычно встречается в сапропелевом РОВ класса F₂. В табл. 2 суммированы данные об оптических и химических свойствах сапропелевого РОВ класса F₂, обогащенного микрокомпонентами группы хитинита.

Коллохитинит доминирует в сапропелевом РОВ класса F₂ [3]. В образцах изученной коллекции РОВ содержание КХ доходит до 90—100%. КХ отличен от КА главным образом на градациях МК₂(Г). Для него характерна коричневая окраска с красноватым оттенком (табл. 1). Начиная с градаций МК₃(Ж) оптические свойства КА и КХ сближаются и эти микрокомпоненты становятся практически неразличимыми.

В литературе неоднократно отмечалась специфика химического состава сапропелевого РОВ, обогащенного гумоидными компонентами за счет преобразованных остатков организмов с элементами хитина в скелете [10]. Эти же особенности характерны для изученных нами образцов НОВ, отличающегося сравнительно пониженным содержанием Н^г (3,90—6,69%) и большей частью повышенным — Н^д (2,09—3,32%) (табл. 2). Особо следует отметить несколько повышенное содержание углерода в ряде образцов НОВ, например из силурийских отложений (S₁ln) Прибалтики, находящихся на градациях МК₁(Д) (табл. 2).

Как уже отмечалось, КХ характерен для сапропелевого РОВ нижне- и среднепалеозойских отложений, обогащенных остатками зооорганизмов с элементами хитина в скелете.

Витринит, фюзинит, семифюзинит, лейптинит, псевдовитринит, псевдофюзинит, псевдолейптинит. Содержание микрокомпонентов перечисленных групп в образцах изученной коллекции РОВ доходит до 30%. Их точная петрографическая диагностика возможна при определении исходного материала и изучении шлифов пород, вмещающих РОВ. Для концентратов НОВ обычно приводится суммарное содержание микрокомпонентов по группам Vt—PVt, L—PL и F—PF. Закономерности катагенетических изменений оптических свойств микрокомпонентов групп Vt, F, SF и L в РОВ такие же, как в углях, по которым освещены в специальной литературе [11]. PVt, большей частью на градациях МК₅—АК₁(ОС—Т), теряет прозрачность, а микрокомпоненты, относи-

мые к *PL*, вплоть до апокатагенеза сохраняют желто-оранжевый цвет и слабую люминесценцию.

Причины «отставания» катагенетической преобразованности отдельных микрокомпонентов *POB* не вполне понятны. Скорее всего, это «отставание» связано, как уже отмечалось, с их обогащенностью липидными компонентами и со спецификой захоронения в минеральной среде.

PVt, *PF* и *PL* встречаются в изученной коллекции *POB* начиная с рифея, а *Vt*, *F*, *SF* и *L* — с девона.

Шкала катагенеза

Данные о степени катагенеза *OB* необходимы при изучении процессов генерации нефти и газа, метаморфизма углей, палеогеотемпературных условий и др.

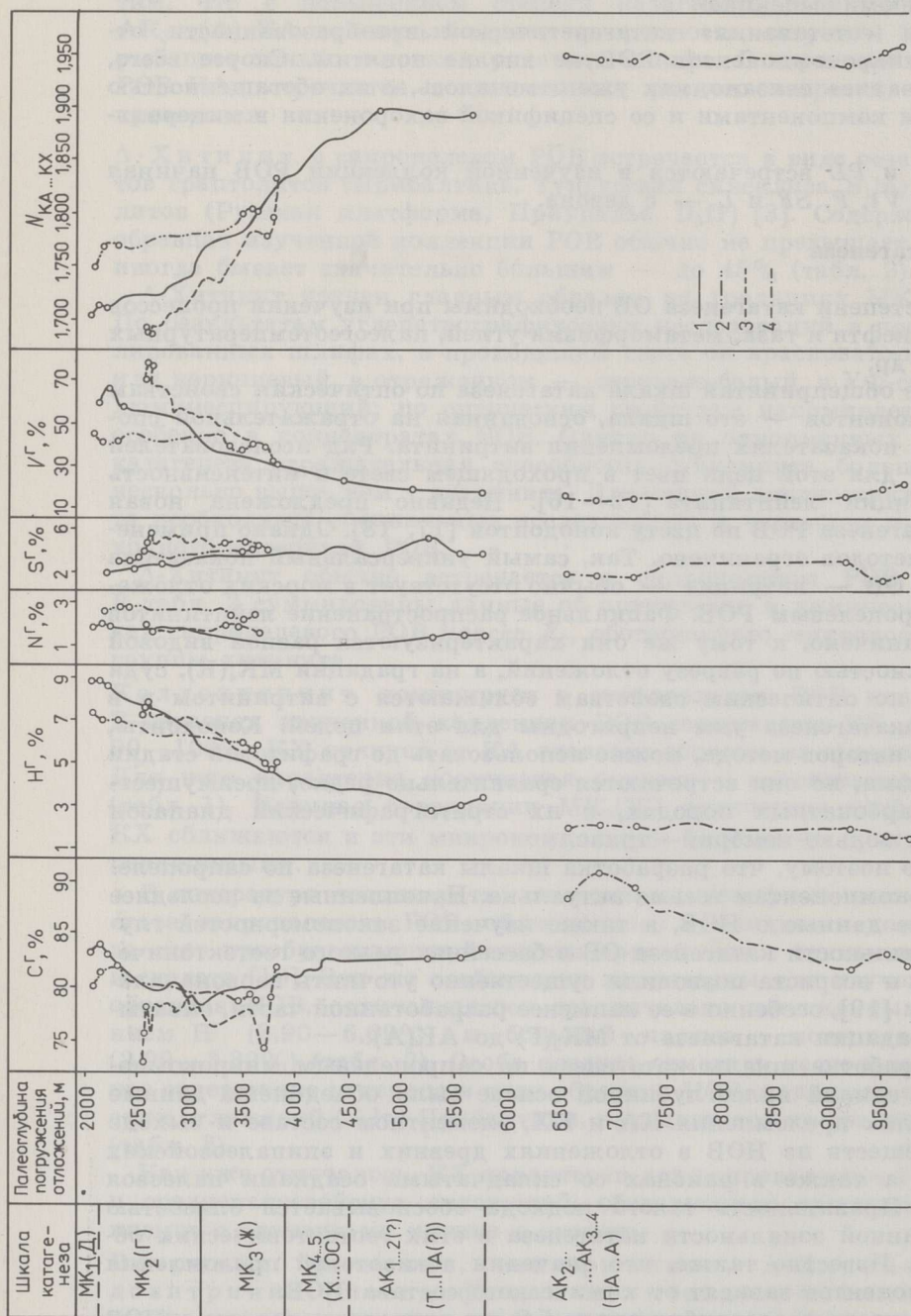
Наиболее общепринятая шкала катагенеза по оптическим свойствам микрокомпонентов — это шкала, основанная на отражательной способности и показателях преломления витринита. Ряд исследователей использует для этой цели цвет в проходящем свете и интенсивность люминесценции лейптинита [12—16]. Недавно предложена новая шкала катагенеза *POB* по цвету конодонтов [17, 18]. Однако применение этих методов ограничено. Так, самый универсальный показатель катагенеза *OB* — витринит — обычно отсутствует в морских отложениях с сапропелевым *POB*. Фациальное распространение лейптинитов также ограничено, к тому же они характеризуются разной видовой принадлежностью по разрезу отложений, а на градации $MK_4(K)$, судя по углям, по оптическим свойствам сближаются с витринитом и в конце мезокатагенеза уже непригодны для этих целей. Конодонты, по мнению авторов метода, можно использовать до графитовой стадии метаморфизма, но они встречаются сравнительно редко, преимущественно в карбонатных породах, и их стратиграфический диапазон охватывает только кембрий—триас.

Очевидно поэтому, что разработка шкалы катагенеза по сапропелевым микрокомпонентам весьма актуальна. Накопленные за последнее десятилетие данные о *NOB*, а также изучение закономерностей глубинной зональности катагенеза *OB* в бассейнах разного геотектонического типа и возраста позволили существенно уточнить первоначальную шкалу [19], особенно в ее наименее разработанной части, охватывающей градацию катагенеза от $MK_2(G)$ до $AK(A)$.

При разработке шкалы катагенеза по сапропелевым микрокомпонентам на единой палеоглубинной основе были объединены данные о показателях преломления K_A и K_X , элементном составе и выходе летучих веществ из *NOB* в отложениях древних и эпипалеозойских платформ, а также в районах со складчатыми осадками палеозоя (рисунок). Правильность такого подхода обосновывается близостью палеоглубинной зональности катагенеза в этих геотектонических областях [2]. Известно также, что значения показателей преломления микрокомпонентов зависят от химического состава *NOB*.

На рисунке до палеоглубин около 5,8 км приведены данные о *NOB* из отложений древних и эпипалеозойских платформ, а начиная с палеоглубин около 6,5 км систематизированы материалы по палеозойским отложениям Новой Земли. Результаты определений были обработаны методом скользящего среднего по 10 точкам [20].

В процессе катагенеза к глубине около 6,5 км содержание углерода в нерастворимой части сапропелевого *OB* возрастает до 91%, а водорода, азота и серы снижается: водорода и серы в среднем до 2, азота — до 1,5% (рисунок). На кислород, следовательно, приходится не более 3,5%. С дальнейшим ростом глубины содержание C^I в *NOB*



Изменение элементного состава, выхода летучих веществ и показателей преломления микрокомпонентов в нерастворимой части сапропелевого РОВ классов F_1 и F_2 от градации МК₂(Г) до АК(А) в отложениях разных геотектонических областей. Условные обозначения: 1—4 — линии скользящего среднего, построенные по 10 точкам, для РОВ классов F_1 (1) и F_2 (2) древних платформ, РОВ класса F_1 эпипалеозойских платформ (3) и РОВ классов F_1 и F_2 из областей со складчатými осадками палеозоя (4)

не увеличивается, как следовало бы ожидать, а довольно равномерно уменьшается, доходя до 82% на глубине около 9,2 км. Содержание H^r и выход V^r последовательно уменьшаются, причем для отложений эпипалеозойских платформ эти показатели несколько выше. Самым низким содержанием H^r , наименьшим выходом V^r и наибольшим содержанием N^r характеризуется сапропелевое РОВ класса F_2 , обогащенное гумоидными компонентами [3]. На грациях МК₂₋₃(Г—Ж)

содержание S^r в НОВ самое низкое (2—3,5%) в РОВ класса F_1 древних платформ, несколько выше (3—4%) в сапропелитах класса F_2 и самое высокое (4—6%) в РОВ класса F_1 эпипалеозойских платформ. Эти различия скорее всего отражают специфику диагенетических процессов, по-разному протекавших в разновозрастных палеобассейнах и осадках различного литологического состава.

При разработке шкалы катагенеза по показателям преломления N сапропелевых микрокомпонентов в основном были использованы значения $N_{КА}$ и $N_{КХ}$, взятые с рисунка. Дополнительно учитывались конкретные данные по отдельным образцам ОВ, а также микроскопические наблюдения, обобщенные в табл. 3. Оказалось, что с возрастанием градаций катагенеза РОВ значения $N_{КА}$ и $N_{КХ}$ увеличиваются и стабилизируются только в апокатагенезе $AK_{1-2}(ПА-A)$ ($N_{КА}$ 1,945—1,960). До градации $МК_3(Ж)$ значения $N_{КА}$ для отложений эпипалеозойских платформ несколько ниже, чем $N_{КА}$ для отложений древних платформ. Причина — особенности элементного состава НОВ: в отложениях эпипалеозойских платформ оно наименее обуглерожено, содержит больше H^r и характеризуется более высоким выходом V^r . Известно [19], что самые низкие значения показателей преломления микрокомпонентов характерны для РОВ, в наибольшей степени обогащенного H^r и дающего максимальный V^r . Более высокие значения $N_{КХ}$ по сравнению с $N_{КА}$ связаны с обогащенностью этого микрокомпонента гумоидным материалом [19]. Однако в конце градации $МК_2(Г)$ значения $N_{КА}$ и $N_{КХ}$ сближаются ($N_{КА}$ 1,770, $N_{КХ}$ 1,780), а в конце градации $МК_3(Ж)$ становятся одинаковыми значения $N_{КА}$ (1,830) из отложений древних и эпипалеозойских платформ.

Вообще следует отметить, что на этой градации катагенеза не только сближаются значения показателей преломления бесструктурных сапропелевых микрокомпонентов КА и КХ, но и, как уже указывалось, стираются различия в их оптических свойствах. Это, по-видимому, связано с потерей РОВ основной массы полимерлипидов во время ГФН, после которой его гумусово-гумоидные компоненты выглядят практически одинаковыми в различных классах сапропелитов. Вследствие этого РОВ теряет типично сапропелевые признаки под микроскопом, после чего обоснование генетической природы сапропелевого ОВ возможно только по косвенным данным.

Анализ табл. 3 показывает, что на всех градациях катагенеза показатели преломления у сапропелевых микрокомпонентов меньше, чем у витринита. Например, в конце градации $МК_2(Г)$ усредненные значения показателя преломления КА составляют 1,755, что по витриниту равноценно различию в одну градацию. Однако на градации $МК_3(Ж)$ значения N_{Vt} и $N_{КА}$ сближаются, оставаясь при этом более низкими у КА РОВ. Это, вероятно, объясняется тем, что в сапропелевом РОВ на всех этапах катагенеза липидных компонентов содержится больше, чем в гумусовом.

Итак, при рассмотрении углехимических показателей НОВ, а также $N_{КА}$ и $N_{КХ}$ на единой палеоглубинно-катагенетической основе становится очевидной несколько бóльшая преобразованность сапропелевого РОВ класса F_1 древних платформ по сравнению с эпипалеозойскими. Причина этого скорее всего в действии геологического времени на ОВ. Ранее нами была показана хотя и незначительная, но все же вполне ощутимая роль этого фактора в преобразовании ОВ [2], которая теперь хорошо подтверждается при анализе сапропелевого РОВ разновозрастных доманикоидов.

Обращает на себя внимание и пониженное (до 80—82%) содержание S^r в НОВ на больших глубинах и высоких градациях катагенеза, которое наглядно иллюстрирует рисунок. Эту особенность химического состава НОВ нельзя полностью объяснить зольностью, так как

Шкала катагенеза ОВ	Показатели катагенеза ОВ по витриниту (с учетом работ И. И. Аммосова, Л. И. Сарбеевой, С. Г. Неручева, Н. В. Вассоевича, Г. М. Парпаровой и др.)		Показатели катагенеза РОВ по сапропелевым микрокомпонентам		Усредненная шкала катагенеза РОВ по N_{KA}		
	R_{Vt}^a , %	$10R_{Vt}^a$, %	N_{KA}	N_{KX}	N_{KA}	$10R^a$, %	
ПК(Б)	0,20—0,45	60—71	Нет свед. 1,660*	1,620— 1,670*	—	1,620— 1,665	56—62,5
МК ₁ (Д)	0,45—0,60	71—76	1,660—1,690*	1,670— 1,700*	—	1,665— 1,695	62,5—67
МК ₂ (Г)	0,60—0,85	76—84	1,690—1,740	1,700— 1,770	—	1,695— 1,755	67—75
МК ₃ (Ж)	0,85—1,15	84—90	1,740—1,830	1,770— 1,830	—	1,755— 1,830	75—88
МК ₄ (К)	1,15—1,55	90—100	1,850— 1,900	1,830	—	1,830— 1,890	88—97
МК ₅ (ОС)	1,55—2,00	100—109	1,900— 1,950	То же	—	То же	То же
АК ₁ (Т)	2,00—2,50	109— ≈120	1,950— 1,980	1,890** К—ОС—Т(?)	1,945— 1,960 (до 2)**	1,890— 1,940	97—107
АК ₂ (ПА)	2,50—3,50	≈120— ≈130	1,980— 1,995	1,920—1,965**	То же	1,940— 2,00	107—135 (возможно больше)
АК ₃ —(А)	3,50—11,0	≈130— ≈230	1,995— 2,10	То же	То же	То же	То же

* По результатам [19]. ** Данные по отдельным образцам НОВ.

Вещественно-петрографический и химический состав НОВ сланцев палеозойских отложений* некоторых районов Тянь-Шаня Средней Азии

Таблица 4

Место отбора образца	Возраст отложений	C _{орг} **	Характеристика НОВ по данным технического и элементного анализов				Характеристика РОВ по данным углепетрографических исследований					
			V ^r	C ^r	H ^r	S ^r	N ^r	O ^r	Микрокомпонентный состав РОВ**	N _{КА} изм. %	10R _{Vt-PVt} ^a изм., %	Степень катанеза РОВ***
Таджикистан: Оз. Искан-дер-Куль	C(?)	0,6	9,55	88,12	1,82	3,23	2,17	4,66	≈ 100% КА < 1% ТА	1,960	—	AK ₃₋₄ -A
Перевал Шахристан	S	4,0	1,57	99,73	0,27	0	0	0	≈ 100% КА < 1% Vt-PVt	—	162	AK ₃₋₄ -A; ОВ графитизировано: много белых анизотропных чешуйчатых обломков с 10R ^a от 180 до 210
Долина пос. Гарибак, р. Зеравшан	S	4,69	14,3	77,63	2,22	0	2,85	17,3	≈ 99% КА ≈ 1% ТА + Vt-PVt	1,940	111-125	AK ₃₋₄ -A, единичные белые анизотропные чешуйчатые обломки с 10R ^a 140
Зеравшанский хребет, р. Фан-Дарья	S ₁	5,85	12,2	84,2	1,70	12,3	1,80		≈ 99% КА ≈ 1% ТА + Vt-PVt	1,965	120-130	AK ₃₋₄ -A, много белых анизотропных чешуйчатых обломков
Киргизия, р. Сулюкта	C ₁₋₂	1,40	7,73	81,61	2,85	9,40	1,55	4,59	≈ 100% КА < 1% ТА < 1% Vt-PVt	1,965	110-111	AK ₂₍₇₎₋₃ (ША ⁽⁷⁾ -A)

* Область палеозойской складчатости.

** Цвет микрокомпонентов: в проходящем свете: КА — черный, в тонких участках шлифа пепельно-серый; Vt-PVt — черный, ТА — желтый; в отраженном свете: КА и Vt-PVt — белые, рельеф самый низкий у КА, у Vt-PVt выше, самый высокий у мелких анизотропных чешуйчатых обломков ОВ; в падающем УФ-свете: КА и Vt-PVt не люминесцируют, ТА светится слабозелтым светом.

*** Генетический класс РОВ — собственно сапропелиты (F).

явно пониженные значения C^r характерны и для малозольных концентратов, содержащих менее 1% золы. Причины этого явления пока малопонятны. Сомнительно, чтобы в НОВ на антрацитовой стадии содержание кислорода снова возросло до 10—15% (сумма остальных гетероэлементов вряд ли превышает 3,5—5%), поэтому остается предположить возможность внедрения в молекулярную структуру ОВ каких-либо неорганических элементов породы (Fe, Si). В табл. 4 характеризуются некоторые типичные образцы нерастворимой части сапропелевого РОВ, преобразованного до апокатагенеза.

В заключение следует отметить, что в ходе исследований впервые были изучены оптические свойства сапропелевых микрокомпонентов РОВ на грациях от МК₂(Г) до АК(А). Была установлена некоторая задержка, по сравнению с углями, в их катагенетических преобразованиях, особенно у ТА, для которого она скорее всего объясняется первичной обогащенностью липидами и особой экологической устойчивостью исходных водорослей, сформировавшейся еще на самых ранних этапах зарождения Земли.

Разработана шкала катагенеза РОВ по сапропелевым микрокомпонентам. Установлено, что на грации МК₃(Ж) оптические свойства различных микрокомпонентов сближаются, после чего сапропелевое РОВ в основном утрачивает характерные признаки под микроскопом.

На примере сапропелевого РОВ из разновозрастных доманикоидов различных геотектонических областей показано некоторое влияние геологического времени на ОВ. Полученные данные могут использоваться для определения степени катагенеза ОВ в отсутствие в изучаемых отложениях витринита, а также при изучении метаморфизма сапропелевых сланцев и процессов нефтегазообразования.

Авторы благодарят В. М. Бекетова, Т. К. Баженову, Л. С. Беляеву, Н. Г. Жузе, Г. П. Былинкина за предоставленные ими материалы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Руководство по анализу битумов и рассеянного органического вещества горных пород (для лабораторий геологоразведочных организаций). — Л., 1966.
2. Катагенез и нефтегазоносность. — Л., 1981.
3. Парнарова Г. М., Неручев С. Г. Основы генетической классификации рассеянного органического вещества пород. — Геол. и геофиз., 1977, № 5, с. 45—52.
4. Парнарова Г. М., Чистякова А. С., Крылова Л. И. Методика углепетрографического исследования остаточного органического вещества пород. — Литол. и полезн. ископаемые, 1966, № 5, с. 140—141.
5. Парнарова Г. М., Неручев С. Г., Горская А. И. Характеристика дебитуминизированного сапропелевого (сапропланктонитового) рассеянного органического вещества высоких стадий метаморфизма. — Химия тв. топлива, 1973, № 6, с. 55—62.
6. Волкова И. В. Классификация и номенклатура включений углеродистого вещества в породах Ауминза-Бесапанского комплекса (УзССР). — В кн.: Зап. Узб. отд. Всесоюз. минералог. общ-ва. Ташкент, 1983, с. 140—143.
7. Волкова И. В., Богданова М. В. Исследование органического вещества металлоносных черносланцевых толщ. — Л., 1983.
8. Teichmüller M., Ottenjann K. Liptinite und lipaide in einem Erdölmuttergestein. — Erdöl und Kohle, 1977, 30, S. 387—398.

9. *Mädler K.* Die figurierten organischen Bestandteile der Posidonenschiefer zur Kenntnis des nordwestdeutschen Posidonienschiefers. — In: *Beich. Geol.*, Jb. 58, XII, 1968, S. 287—406.
10. *Успенский В. А.* Об органическом веществе диктионемового сланца. — *Химия тв. топлива*, 1938, 9, № 1, с. 8—17.
11. *Жемчужников Ю. А., Гинзбург А. И.* Основы петрологии углей. — М., 1960.
12. *Ровнина Л. В.* Методика определения исходного типа и уровня катагенеза органического вещества палинологическим методом. — *Тр. Зап. Сиб. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та*, 1983, № 178, с. 37—38.
13. *Ручнов В. И.* Количественные измерения оптических свойств микрофитофоссилий и их применение при поисках нефти и газа. — В кн.: *Современные аспекты применения палинологии в СССР*. Тюмень, 1983, с. 39—47.
14. *Gutjahr C.* Garbonization measurements of pollen grains and spores and their application. — *Zeidse. Geol. Meded*, 1966, N 38, p. 1—29.
15. *Grayson Y. F.* Relationship of palynomorph translucency to carbon and hydrocarbons in clastic sediments. — In: *Petrographic Organique et Potential Petrol.* C.N.R.S. Paris, 1975, p. 261—275.
16. *Correia M.* Diagenesis of sporopollenin and other comparable organic substance: application to hydrocarbon. *Sporopollenin*. London; New-York, 1971, p. 569—620.
17. *Гагиев М. Х., Гревцов М. В., Иванов В. В.* Опыт изучения катагенетической зональности палеозойских карбонатных отложений Северо-Востока СССР по цвету конодонтов. — *Геол. и геофиз.*, 1983, № 5, с. 50—55.
18. *Петросьянц М. А., Овнатанова Н. С.* Палиноморфы и конодонты как регистраторы катагенеза и метаморфизма органического вещества. — *Изв. ВУЗов. Геол. и разведка*, 1983, № 2, с. 34—39.
19. *Парпарова Г. М., Неручев С. Г.* Использование некоторых микрокомпонентов рассеянного органического вещества пород в качестве индикаторов метаморфизма. — В кн.: *Методика исследования нефтей, газа, битумов и пород / ВНИГРИ; вып. 345. Л., 1973, с. 19—23.*
20. *Плохинский И. А.* Биометрия. — Новосибирск, 1961.

Представил Д. Э. Кальо

*Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский
геологоразведочный институт (ВНИГРИ)
г. Ленинград*

Поступила в редакцию
8. 10. 1985

**DISPERSED ORGANIC MATTER IN SAPROPELS
OF GREAT DEPTHS AND HIGH GRADATIONS OF CATAGENESIS
(ON THE BASIS OF CHEMICAL AND PETROGRAPHIC
INVESTIGATIONS OF COAL)**

Coal petrography was used to study optical properties of sapropelic microcomponents of dispersed organic matter (DOM) at gradations of MK₂(gaseous) to AK(anthracite).* In comparison with coals there has been a delay in catagenetic transformations of the former. This is especially characteristic of tallomoalginate that can most probably be explained by its primary enrichment with lipids and ecological stability formed at the early stages of the evolution of the Earth. According to sapropelic microcomponents the scale of DOM catagenesis was developed. It was established that at a gradation MK₃(fat) the optical properties of different microcomponents become alike, as a result of which DOM loses its characteristic features.

On an example of sapropelic DOM of domanicoids of different age from different geotectonic regions its geological age dependence was established.

The characteristic features of DOM in apocatagenesis were specified. The data obtained may be useful in gas and oil formation studies.

*All-Union Research Institute of Oil Deposits
Leningrad*

* At present, the degree of catagenetic transformations of DOM is denoted by a scale in which the gradations of organic matter are compared with those of coal coalification.

1. Рубинштейн Л. С. Углеводороды и их природное образование. — М.: Недра, 1963.

2. Казанская Г. С. Катагенез нефти. — М.: Недра, 1981.

3. Парпарова Г. М., Неручев С. Г. Особенности формирования и миграции дисперсного органического вещества в нефтяных месторождениях. — Докл. АН СССР, 1973, № 5, с. 44—52.

4. Парпарова Г. М., Чапурова А. С., Чурилова Л. А. Миграция дисперсного органического вещества в нефтяных месторождениях. — Докл. АН СССР, 1975, № 5, с. 100—103.

5. Парпарова Г. М., Неручев С. Г., Гуреев А. М. Характеристика дисперсного органического вещества в нефтяных месторождениях. — Докл. АН СССР, 1973, № 5, с. 53—55.

6. Парпарова Г. М., Неручев С. Г. Катагенез дисперсного органического вещества в нефтяных месторождениях. — Докл. АН СССР, 1973, № 5, с. 140—143.

7. Парпарова Г. М., Неручев С. Г. Катагенез дисперсного органического вещества в нефтяных месторождениях. — Докл. АН СССР, 1973, № 5, с. 144—147.

8. Parparova G. M., Neruchev S. G. Catagenesis of dispersed organic matter in oil deposits. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, 1973, No. 5, p. 141—144.