

В. М. ЧЕБОТАРЕВ

ДВА ТИПА ПРОЦЕССА НАКОПЛЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ И ЕГО БИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА*

Исследуя технологические свойства горючих сланцев (ГС) как топлива, Х. Х. Арукюла и Л. А. Сакс установили, что наиболее изменчивым показателем качества ГС является удельная теплота сгорания. Авторы видят причину этого в сложности строения сланцевого пласта и в пространственной неоднородности его свойств [1].

Обеспечить более стабильные технологические параметры сланцевого топлива можно путем выделения в рабочем пласте блоков ГС, однородных по удельной теплоте сгорания, на стадии детальной разведки месторождений.

В этом аспекте рассмотрим слой (пласт) как элементарную текстурную единицу осадочной толщи [2]. Назовем литогеохимической фацией (ЛГФ) часть слоя, или слой, или комплекс слоев, которые на всем протяжении имеют одни и те же петрографические и, соответственно, геохимические характеристики. В силу последнего условия ЛГФ можно считать геохимической единицей, которая характеризуется определенным качественным и количественным составом породообразующих химических элементов.

Согласно концепции В. В. Белоусова, базирующейся на законе фаций Н. А. Головкинского—И. Вальтера, связь между тектоникой и слоеобразованием выражается в суммарной мощности отложений, которая в любой точке бассейна седиментации тождественна глубине погружения его дна в этой точке [3, 4]. Поскольку пространство тектонического движения компенсируется осадком либо полностью, либо частично, постольку пространство осадившегося слоя будем в общем случае называть тектоническим пространством седиментации, а его мощность — седиментационной амплитудой тектонического движения.

Из изложенного выше следует, что слоеобразование представляет собой процесс упорядочения вещественного состава осаждающегося материала, который локализуется в пространстве в тектонической форме слоя. Поэтому слой, в более общем смысле, представляет собой элементарную тектоногеохимическую систему, тектоногенной форме которого соответствует определенное геохимическое содержание, различное в разных фациальных обстановках. Если петрографической однородности слоя соответствует столь же однородный химический состав породы, который характеризуется, например, числом j хими-

* Публикуется в порядке дискуссии. Ряд положений автора не согласуется с геологическими данными. — *Ред.*

ческих элементов (соединений), то их массы $P_1, P_2, \dots, P_i, \dots, P_j$ в сумме равны массе $P_{\text{общ}}$ всего заключенного в слое вещества, то есть

$$P_{\text{общ}} = \sum_{i=1}^j P_i, \quad j \in \{1, 2, \dots, k\},$$

где k — максимальное количество элементов, которые могут образовывать любую ЛГФ. Доля α_j^0 каждого i -го элемента, то есть его относительное содержание, будет равна

$$\alpha_i^0 = P_i / P_{\text{общ}}.$$

Любой слой можно представить геометрически в виде конечного трехмерного пространства, каждая точка которого характеризует величину амплитуды тектонического прогибания дна седиментационного бассейна в соответствующий момент времени, а все множество указанных точек — седиментационное пространство тектонического движения. Геометрическая форма слоя однозначно определяется множеством M значений мощности $m \in M$ в точках, образующих какую-либо из ограничивающих слой структурных поверхностей.

Предположим, что мы располагаем данными о мощности и составе породы некоторой фиксированной ЛГФ, полученными при бурении. Тогда в цилиндрическом объеме бурового ядра радиусом R масса P горной породы определяется равенством

$$P = \pi R^2 d_{\text{ог}} m, \quad (1)$$

где $d_{\text{ог}}$ — объемная масса (плотность) горной породы; $\pi R^2 d_{\text{ог}} = \text{const}$.

Следовательно, каждому значению $m \in M$ соответствует единственное значение P , определяемое по формуле (1), то есть имеет место однозначное отображение f числового множества M в P , которое представляет действительную функцию одной действительной переменной m . Графиком функции (1) является прямая, уравнение которой описывает функциональную зависимость массы горной породы от латерального изменения мощности слоя.

Назовем сумму объемов частиц i -го порообразующего элемента парциальным объемом и обозначим его через v_i . Пусть объем слоя равен v_0 . Тогда доля объема v_i , занимаемого i -м элементом в общем объеме слоя, будет

$$\omega_i = v_i / v_0,$$

а его парциальный объем в ядре $v_i = \pi R^2 m \omega_i$.

Обозначим через S_i ту часть мощности m слоя, которая образуется частицами i -го элемента, и, назвав ее «парциальной мощностью i -го порообразующего элемента», равной произведению $m \omega_i$, запишем, что $v_i = \pi R^2 S_i$. Найдем долю a_i парциальной мощности S_i в общей мощности m слоя:

$$a_i = \pi R^2 S_i / \pi R^2 m = S_i / m.$$

Отсюда

$$S_i = a_i m, \quad a_i = \text{const}. \quad (2)$$

Имея в виду изложенное выше, значение a_i можно получить из отношения массы q_i i -го элемента к массе P породы в ядре, то есть

$$a_i = q_i / P.$$

Размерность величины S_i выражается в тех же линейных единицах, что и мощность m , которая равна сумме парциальных мощностей породообразующих элементов:

$$\sum_{i=1}^j S_i = \sum_{i=1}^j a_i m = m \sum_{i=1}^j a_i = m,$$

так как $\sum_{i=1}^j a_i = 1$.

В этом заключается геохимический смысл тектонического параметра мощности m слоя.

В процессе седиментации слоя могут участвовать источники химико-биологического, фазового и эолового происхождения, которые функционируют в акватории его формирования с постоянной продуктивностью, независимо от поступления терригенного материала. При этом формируется некоторое постоянное приращение парциальной мощности $\Delta S_i = \beta_i$. Следовательно, в каждом сечении слоя

$$a_i = S_i / m + \beta_i / m.$$

Отсюда

$$S_i = a_i m + \beta_i, \quad \beta_i = \text{const.} \quad (3)$$

Если накопление i -го элемента происходит в области, ограниченной мощностью $m_{\text{обл}} > 0$, то есть ЛГФ представляет собой часть слоя, то $S_i = a_i (m - m_{\text{обл}})$ или $S_i = a_i m - \beta_i$. Дифференцируя (3), получим

$$\frac{dS_i}{dm} = a_i.$$

Физический смысл постоянной a_i заключается, таким образом, в скорости (или темпе) аккумуляции химических элементов.

Если химический состав ЛГФ остается неизменным, то есть седиментогенным, то можно полагать, что различия между современными значениями параметров накопления и их значениями для периода седиментации обусловлены лишь пропорциональным уменьшением мощности, которое связано с уплотнением осадка. В этом смысле можно говорить, что параметры m и S_i характеризуют процесс латерального накопления породообразующих элементов.

Для реальных ЛГФ значение a_i в каждом элементарном объеме, например в некоторой части керна длиной dm , может варьировать, оставаясь в среднем по всему пересечению m на уровне, близком к постоянной a_i . Эти особенности обычно выражаются в том, что вертикальные профили концентрации элементов других горных пород подобны в различных сечениях ЛГФ. Хорошее представление об этом дают каротажные диаграммы. В случае ЛГФ величина a_i является функцией накопления мощности осадка.

Предположим, что нам известна функция $a_i = f(m)$ и область ее определения $b - a = m$. Тогда истинное среднее значение \bar{a}_i определяется из следующего выражения:

$$\bar{a}_i = \int_a^b f(m) dm / (b - a).$$

Умножив левую и правую части данного равенства на $b - a = m$, получим:

$$S_i = \int_a^b f(m) dm.$$

Будем называть ЛГФ геохимически однородной, если в области определения функции (2) значение $a_i = \bar{a}_i \pm \varepsilon$. Величина ε характеризует латеральную флуктуацию состава ЛГФ, которой определяются ее геохимические границы. Разность $\Delta a_i = |a_i - a_i^0|$ в каждом сечении ЛГФ определяется в основном случайной флуктуацией минерального состава. Поскольку $\Delta S_i = (a_i - a_i^0)m$, можно говорить, что геохимические границы ЛГФ по i -му элементу являются линейными.

Следовательно, отклонение Δa_i от истинного значения a_i^0 можно рассматривать как случайную величину, равномерно распределенную в некотором интервале ее значений. Обозначив оценку величины ε через σ_a , запишем уравнения геохимических границ в следующем виде:

$$S_i = (a_i + \sigma_a)m + \beta_i;$$

$$S_i = (a_i - \sigma_a)m + \beta_i.$$

За пределами данных границ лежит либо область других типов ЛГФ, либо область локального изменения данной ЛГФ, связанного с эпигенетической миграцией элементов. Формальное правило типологической классификации установленных для сечений ЛГФ значений S_i вытекает из двойного неравенства

$$(a_i - \sigma_a)m + \beta_i \leq S_i \leq (a_i + \sigma_a)m + \beta_i, \quad (4)$$

определяющего седиментационный тип парциальной мощности S_i .

Рассмотрим изложенное выше в аспекте накопления органического вещества (ОВ) горючих сланцев. В качестве эквивалента, характеризующего количество и качество ОВ, используем удельную теплоту сгорания ГС. По данным опробования бурового ядра вычислим линейную теплоту сгорания S_Q по каждому пластопересечению как произведение удельной теплоты сгорания Q и мощности m пласта. Параметр S_Q представляет собой эквивалент парциальной мощности S_C ОВ, что становится очевидным из следующего рассуждения.

Мощность m пластопересечения представляет собой сумму парциальной мощности ОВ S_C и парциальной мощности минеральной составляющей S_M сланцев, то есть $m = S_C + S_M$. Умножив это равенство на удельную теплоту сгорания Q , получим:

$$S_Q = Q(S_C + S_M) = Qm.$$

Поскольку

$$m = S_C/a_c,$$

то

$$S_Q = QS_C/a_c.$$

Очевидно, что

$$Q/a_c = k$$

является постоянной величиной. Поэтому

$$S_Q = kS_C.$$

Исследование связей между экспериментально полученными параметрами m и S_Q обнаруживает два вида линейной функциональной

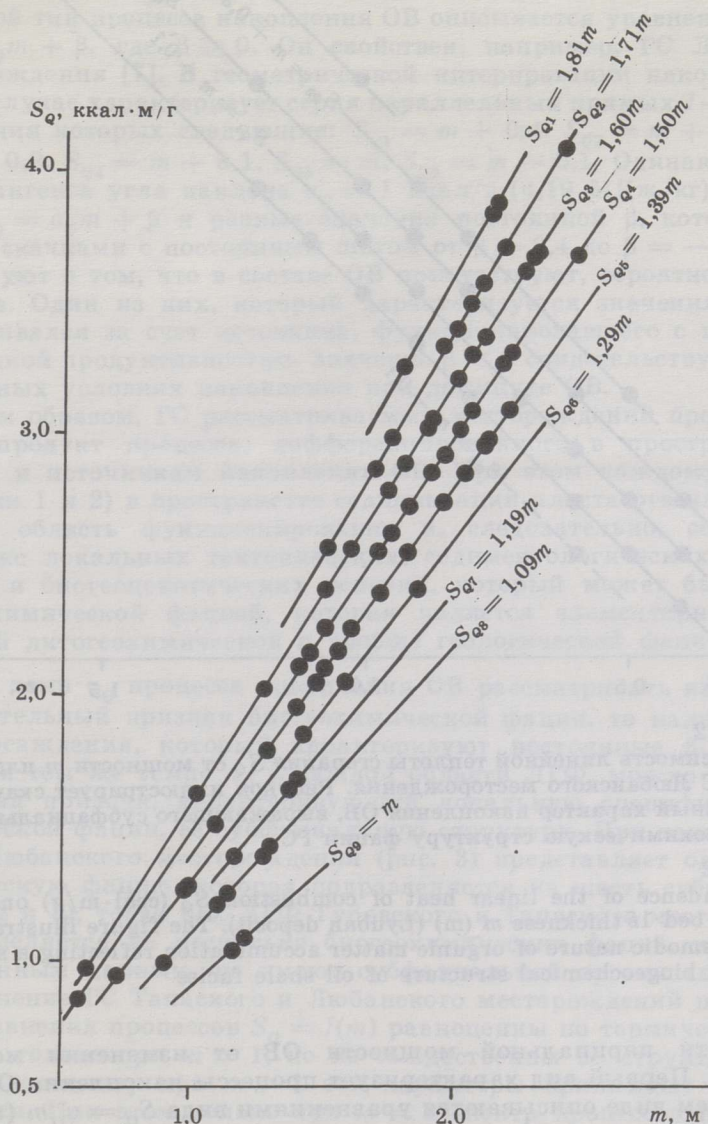


Рис. 1
Зависимость линейной теплоты сгорания S_Q от мощности m пласта ГС Тапаского месторождения. Рисунок иллюстрирует скачкообразный характер накопления ОВ, выражающего биогеохимическую структуру фации ГС

Fig. 1
Dependence of the linear heat of combustion S_Q (ccal·m/g) on oil shale bed thickness m (m) (Tapa deposit). The figure illustrates a spasmodic nature of organic matter accumulation reflecting a bio-geochemical structure of oil shale facies

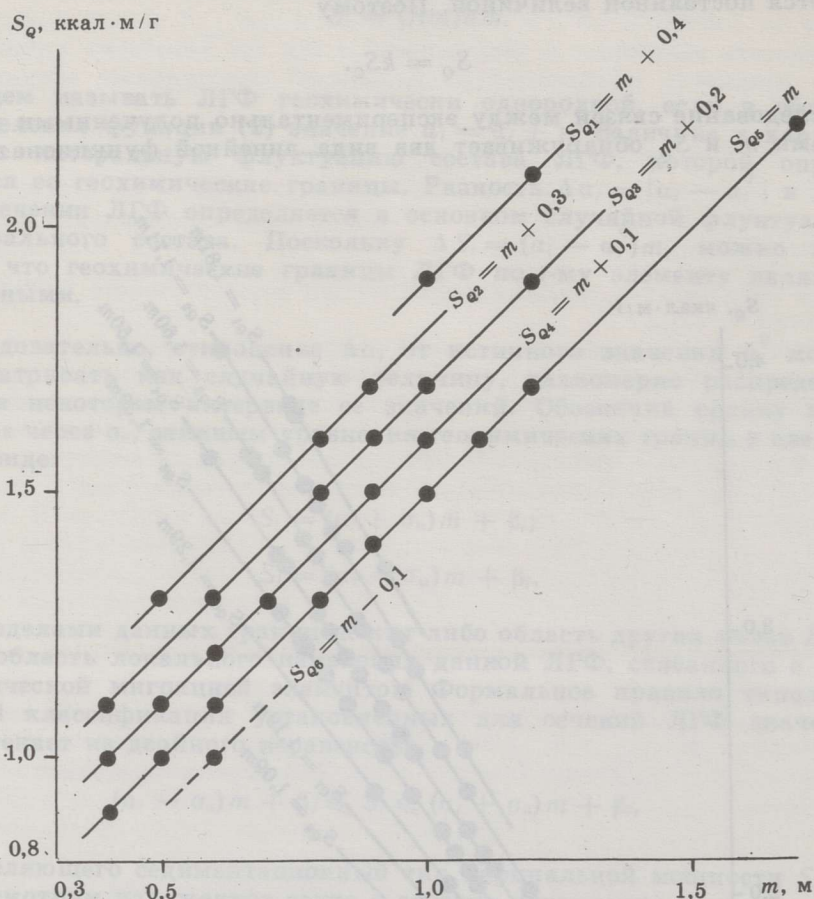


Рис. 2

Зависимость линейной теплоты сгорания S_Q от мощности m пласта 1в ГС Любанского месторождения. Рисунок иллюстрирует скачкообразный характер накопления ОВ, выражающего субфациальную биогеохимическую структуру фации ГС

Fig. 2

Dependence of the linear heat of combustion S_Q (ccal·m/g) on oil shale bed 1v thickness m (m) (Lyuban deposit). The figure illustrates a spasmodic nature of organic matter accumulation reflecting a sub-facial biogeochemical structure of oil shale facies

зависимости парциальной мощности ОВ от изменения мощности пласта ГС. Первый вид характеризует процессы накопления ОВ, которые в общем виде описываются уравнениями вида $S_Q = a_Q m$ (постоянная $\beta = 0$). Этот тип накопления, как показано в работе [5], свойствен ГС Туровского месторождения.

Для ГС Тапаского месторождения, судя по данным, приведенным в работе [6], накопление ОВ тоже описывается функциями первого вида. Действительно, экспериментальные точки на рис. 1, характеризующие пластопересечения Тапаского месторождения, строго укладываются на прямые 1—9, уравнения которых следующие: $S_{Q1} = 1,81m$, $S_{Q2} = 1,71m$, $S_{Q3} = 1,60m$, $S_{Q4} = 1,50m$, $S_{Q5} = 1,39m$, $S_{Q6} = 1,29m$, $S_{Q7} = 1,19m$, $S_{Q8} = 1,09m$, $S_{Q9} = m$. Каждое уравнение описывает закономерный процесс латерального накопления ОВ в соответствующей области геологического пространства, которое характеризуется постоян-

ной величиной α_Q удельной теплоты сгорания ГС. Скачкообразное с постоянным шагом $\alpha_{Q1}, \alpha_{Q2}, \dots$ изменение наклона линий 1—9 свидетельствует о разных темпах накопления ОВ и, соответственно, о различной удельной теплоте сгорания ГС, изменяющейся от $\alpha_{Q1} = 1,81$ ккал/г (7,58 МДж/кг) до $\alpha_{Q9} = 1,0$ ккал/г (4,19 МДж/кг) и менее. Этот же тип накопления, по-видимому, характерен для ГС месторождения Дераа в Сирии [1] и других месторождений.

Второй тип процесса накопления ОВ описывается уравнениями вида $S_Q = \alpha_Q m + \beta$, где $\beta \geq 0$. Он свойствен, например, ГС Любанского месторождения [7]. В геометрической интерпретации накопление ОВ в этом случае характеризует серия параллельных прямых 1—6 (рис. 2), уравнения которых следующие: $S_{Q1} = m + 0,4$, $S_{Q2} = m + 0,3$, $S_{Q3} = m + 0,2$, $S_{Q4} = m + 0,1$, $S_{Q5} = m$, $S_{Q6} = m - 0,1$. Одинаковая величина тангенса угла наклона $\alpha_Q = 1$ ккал/г (4,19 МДж/кг) всех прямых $S_Q = \alpha_Q m + \beta$ и разные значения постоянной β , которая изменяется скачками с постоянным шагом от $\beta = 0,4$ до $\beta = -0,1$, свидетельствуют о том, что в составе ОВ присутствуют, вероятно, два компонента. Один из них, который характеризуется значениями $\beta > 0$, накапливался за счет источника, функционировавшего с постоянной площадной продуктивностью. Значение $\beta < 0$ свидетельствует об узко-локальных условиях накопления при дефиците ОВ.

Таким образом, ГС рассматриваемых месторождений представляют собой продукт процесса, дифференцированного в пространстве по темпам и источникам накопления ОВ. При этом каждому процессу (рисунки 1 и 2) в пространстве седиментации пласта отвечает определенная область функционирования и, следовательно, собственный комплекс локальных тектонических, седиментологических, геохимических и биогеоценологических условий, который может быть назван биогеохимической фацией, которая является элементарной составляющей литогеохимической и вообще геологической фации ГС.

Если темп α_Q процесса накопления ОВ рассматривать как главный отличительный признак биогеохимической фации, то наличие источника осадения, который характеризуют постоянные β_1, β_2, \dots , при одном и том же темпе α_Q в каждой области ЛГФ, можно рассматривать как признак, характеризующий локальную специфику биогеохимической фации, ее субфациальную структуру. При таком подходе ЛГФ Любанского месторождения (рис. 3) представляет одну биогеохимическую фацию, которая подразделяется на шесть субфаций (рисунки 2 и 3), тогда как ЛГФ Туровского и Тапаского месторождений подразделяется на несколько биогеохимических фаций, которые, по полученным данным, не имеют субфациальной организации.

Сравнение ГС Тапаского и Любанского месторождений показывает, что уравнения процессов $S_Q = f(m)$ равноценны по термическим параметрам только при $m = 1$, но не тождественны по структуре накопления, поскольку при $m > 1$ эти параметры принимают различные значения. При этом только при $m = 1$ спектр процессов накопления ОВ от $S_{Q4} = m + 0,1$ до $S_{Q1} = m + 0,4$ на Любанском месторождении соответствует спектру процессов накопления ОВ от $S_{Q8} = 1,09m$ до $S_{Q5} = 1,40m$ на Тапаском. Отсюда следует, что понятие биогеохимической фации (субфации) — в отличие от понятий литогеохимической и геологической фации — обозначает не комплекс качественно описываемых условий накопления вещества горных пород и их особенностей, но определяющиеся этими условиями количественные связи между параметрами накопления органического и минерального вещества [5], которые характеризуют внутреннюю геохимическую структуру процесса формирования литологической фации.

Таким образом, теоретические рассуждения и эмпирические дан-

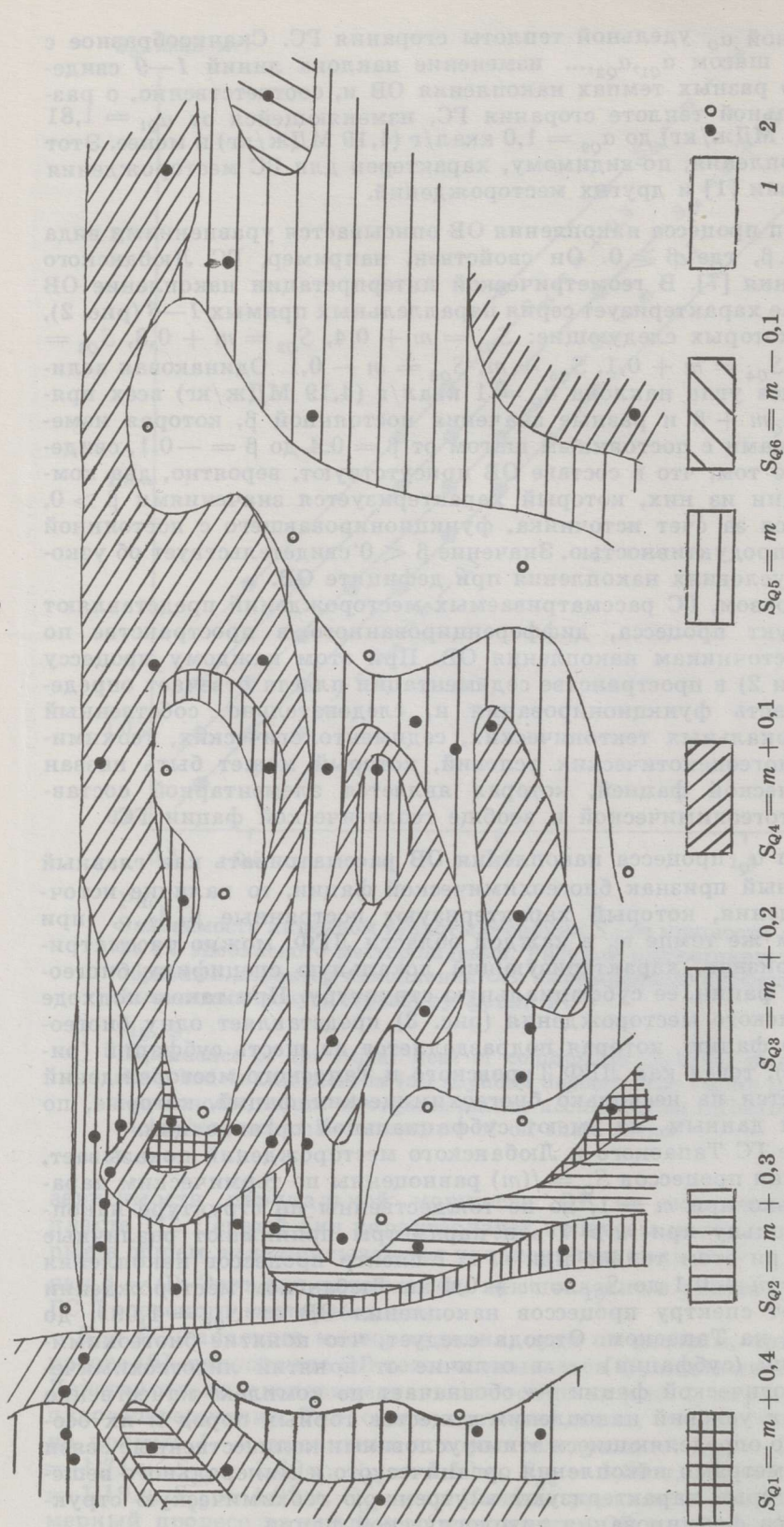


Рис. 3
 Биогеохимическая карта Любанского месторождения ГС (пласт 1в).
 Биогеохимическая карта Любанского месторождения ГС (пласт 1в).
 1 — пласт 1в отсутствует, 2 — буровые скважины. Рисунок иллюстрирует субфациальную структуру биогеохимической фации ГС, элементы которой характеризуются постоянной удельной тепловой сторания

ные показывают, что накопление ОВ горючих сланцев имеет закономерный характер. Сущность этой закономерности состоит в том, что латеральное накопление ОВ в седиментационном пространстве ЛГФ горючих сланцев носит скачкообразный характер, который отражает достаточно резкие переходы от одной биогеохимической фации к другой. При этом в каждом отдельно взятом процессе накопления изменение парциальной мощности ОВ в зависимости от мощности пласта подчиняется линейному закону. Этими закономерностями накопления ОВ и объясняется неоднородность состава и технологических свойств ГС. Их исследование на стадии детальной разведки месторождений позволяет выделить однородные биогеохимические фации (субфации), каждая из которых характеризуется собственными константами процесса накопления и, соответственно, постоянными удельной теплотой сгорания и другими свойствами сланцевого топлива.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арукюла Х. Х., Сакс Л. А. Статистический анализ качественной неоднородности эстонских горючих сланцев // Горючие сланцы. 1985. Т. 4, № 2. С. 341—349.
2. Вассоевич Н. Б., Бергер М. Г. Седиментационная цикличность // Справочник по литологии. М., 1983. С. 68—84.
3. Белоусов В. В. Мощность отложений как выражение режима колебательных движений земной коры // Сов. геол. 1940. № 2—3. С. 14—28.
4. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. — М., 1962.
5. Гонцов А. А., Чебогарев В. М. Характеристика и типология горючих сланцев Туровского месторождения // Горючие сланцы. 1987. Т. 4, № 4. С. 344—351.
6. Грудев А. П., Савинский И. Д., Морозов О. В. и др. Многовариантный подсчет запасов пластообразных месторождений с помощью интерполяционных алгоритмов для ЭВМ (на примере Тапаского месторождения кукурситов) // Там же. С. 366—376.
7. Ажгиревич Л. Ф., Горький Ю. И., Кочкалда Н. Н., Палер Л. М. Закономерности размещения горючих сланцев в Припятском бассейне и прогнозная оценка различных зон сланценакопления // Полезные ископаемые Белоруссии. Минск, 1975. С. 103—119.

Представил А. В. Раукас

Белорусский научно-исследовательский
геологоразведочный институт (БелНИГРИ)
Минск

Поступила в редакцию
15.03.88

TWO TYPES OF THE PROCESSES AND BIOGEOCHEMICAL STRUCTURE OF ORGANIC MATTER ACCUMULATION IN OIL SHALES*

Theoretical and experimental studies have shown that organic matter accumulation in lithogeochemical facies may be adequately described by linear functions of the type

$$S_Q = \alpha_Q m + \beta$$

where S_Q — linear specific heat of combustion which is equivalent to the partial thickness (S_C) of organic matter found in bed intersections; α_Q and β — constants of organic matter accumulation processes ($0 < \alpha_Q \leq 1$, $\beta \geq 0$); m — bed thickness.

The experimental study of some oil shale deposits in Estonia, Byelorussia and other regions have shown that the linear equivalence of accumulation parameters, S_Q and m , is observed strictly enough and enables identification of two types of oil shale formation processes.

The first type ($S_Q = f(m)$, $\beta = 0$) is characteristic of the Tapa deposit and is governed by the series of linear functions (Fig. 1) $S_{Q1} = 1.81m$, $S_{Q2} = 1.71m$, $S_{Q3} = 1.60m$, $S_{Q4} = 1.50m$, $S_{Q5} = 1.39m$, $S_{Q6} = 1.29m$, $S_{Q7} = 1.19m$, $S_{Q8} = 1.09m$, $S_{Q9} = m$, etc. Varying inclinations of the lines feature different rates of organic matter accumulation and, respectively, different thermal properties changing from $\alpha_{Q1} = 7.58$ MJ/kg to $\alpha_{Q9} = 4.19$ MJ/kg and less.

The second type ($S_Q = f(m)$, $\beta \neq 0$) is typical of the Lyuban deposit and is described by linear functions (Fig. 2) $S_{Q1} = m + 0.4$, $S_{Q2} = m + 0.3$, $S_{Q3} = m + 0.2$, $S_{Q4} = m + 0.1$, $S_{Q5} = m$, $S_{Q6} = m - 0.1$. The same inclination $\alpha_Q = 4.19$ MJ/kg of all the straight lines $S_Q = \alpha_Q m + \beta$ and different values of the corresponding constants β show that two components are present in organic matter, probably from two sources. The value of $\beta < 0$ is indicative of the local process of accumulation with deficiency of organic matter.

Analysis of the data obtained reveals that the oil shale deposits under consideration were formed as a result of the process differentiated in space of sedimentation by the rate and source of organic matter accumulation. Each process, illustrated by the lines in Figs. 1 and 2, occupies the corresponding domain of functioning in this space and possesses therefore a certain set of local tectonic, sedimentological, geochemical and biogeochemical conditions termed biogeochemical facies which is an elementary component of lithogeochemical and, in general, geological facies of oil shales.

The presence of the source characterized by the constants β_1, β_2, \dots , at one rate of accumulation, $\alpha_Q = \text{const}$, in each domain of lithogeochemical facies is regarded as a feature of local speciality of biogeochemical facies, its subfacial structure. The Lyuban deposit serves as an example. It is represented by one biogeochemical facies divided into six subfacies (Figs. 2 and 3), whereas the biogeochemical structure of the Tapa deposit is represented by several biogeochemical facies (Fig. 1) without the subfacial structure.

* The paper is published as a matter for discussions. Some of the authors' theoretical viewpoints do not coincide with geological data. — *Ed.*