



Л. В. Жидкова

УДК 553.982.2.001.57

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУР ПРОДУКТИВНЫХ ГОРИЗОНТОВ В РАЙОНАХ С ИНТЕНСИВНЫМ ПРОЯВЛЕНИЕМ ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА С ПОМОЩЬЮ МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ ЯРАКТИНСКО-АЯНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Л. В. Жидкова, Е. Н. Кузнецова

(Институт геологии нефти и газа СО РАН)

Рассмотрен метод определения палеотемператур в осадочных бассейнах с интенсивным развитием траппового магматизма с помощью математического моделирования. Предлагаемая модификация этого метода позволяет учитывать литологический состав флюида. Метод апробировали на породах продуктивного горизонта Ярактинско-Аянского нефтегазового месторождения. Полученные результаты коррелируют с данными, полученными по отражательной способности твердых битумов.

Благодаря использованию данного метода удается достаточно точно определять палеотемпературы в районах, где осадочный чехол сложен терригенными, карбонатными и эвапоритовыми породами.

Нефтегазоносные бассейны с широким проявлением магматизма отличаются аномально высоким (по сравнению с обычными бассейнами, не затронутыми этим процессом) прогревом осадочных пород за счет массовых интрузий высокотемпературной базитовой магмы (Джегер, 1957, 1958; Шимазу, 1959, 1961; Шарапов, Меламед, 1966; Дударев и др., 1972 и др.). Для достоверной оценки степени преобразования органического вещества, а также фазового состояния, качества и сохранности залежей углеводородов в таких бассейнах необходимо знать, до каких максимальных температур были нагреты вмещающие их породы. И если в обычных бассейнах с равномерным прогревом пород температуры зависят преимущественно от теплового потока и глубины их погружения, то в бассейнах с интенсивным трапповым магматизмом следует учитывать толщину трапповых тел, расстояние до исследуемого горизонта, а также механизм внедрения.

В настоящее время известны два подхода к определению палеотемператур геологических тел. Первый из них – определение максимальных температур с помощью геологических термометров, как органических (по степени метаморфизма органического вещества), так и минеральных. И хотя последние используются преимущественно в рудной геологии, часть из них нашла успешное применение в геологии нефти и газа (Ревердатто, 1962, 1964, 1970; Аммосов и др., 1980; Дробот и Городничев, 1981; Ревердатто и др., 1995).

Второй способ – определение температур с помощью математического моделирования. Метод начал использоваться достаточно давно различными исследователями и для разных геологических обстановок (Ловеринг, 1936; Казанли, 1940; Сливко и др.,

1963; Феоктистов, 1978, 1983; Меламед и др., 1980; Ревердатто и др., 1982, 1983, 1986). В последние годы этот метод был использован для определения максимальных температур нагревания эвапорит-карбонатных отложений кембрия и девона запада Тунгусского нефтегазоносного бассейна, интродуцированных трапповой магмой [3]. Теоретические расчеты проверяли кальцит-доломитовым геологическим термометром. В результате установлено, что трапповые тела внедрялись последовательно и расчетные температуры принципиально соответствовали температурам, определенным по природным палеотермометрам [3]. Расхождение результатов можно объяснить тем, что построенная модель недостаточно адекватно описывала геологическую ситуацию исследуемого района. Следует отметить, что при расчетах авторы не учитывали степень литификации и влагонасыщенность пород, а также разницу в их теплопроводящих свойствах (таких как теплопроводность, теплоемкость, плотность), хотя многие исследователи магматизма неоднократно указывали, что эти факторы могут существенно влиять на изменение температурного поля (Реймонд, Мурчисон, 1988; Галушкин, 1997).

Авторы данной работы рассчитали максимальные палеотемпературы для геологических условий Непско-Ботуобинской антеклизы, где открыт ряд нефтегазовых и газоконденсатных месторождений. Исследуемым объектом послужило Ярактинско-Аянское нефтегазовое месторождение, расположенное в юго-западной части антеклизы. Нефтегазовая залежь локализована в базальных горизонтах венда и расположена на 400...500 м ниже траппового интрузива, средняя толщина которого более 100 м. В западной части месторождения толщина интрузива резко уменьшается вплоть до его полного выклинивания.

В отличие от названных выше исследователей авторы существенно усложнили постановку задачи с целью максимального приближения к реальной геологической ситуации.

Разрезы скважин были детально расчленены на слои по литологическому составу с помощью ГИС. Это позволило при расчетах более точно учесть их

теплоемкость, теплопроводность и плотность. Восстановленная пористость пород осадочного чехла дала возможность учесть их флюидонасыщенность, что существенно сказывается на прогреве отложений. Учитывались история осадконакопления и влияние регионального теплового потока.

В данной постановке задачи не учитывалась конвективная составляющая теплопереноса. Это сделало бы модель более сложной, громоздкой и малоустойчивой относительно начальных характеристик.

В конечном счете история изменений температурного поля осадочных пород исследуемого месторождения и их максимальные палеотемпературы определялись решением одномерного уравнения теплопроводности с учетом только вертикального распространения тепла

$$C(T, x, t) \frac{\partial T(x, t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[ \lambda(T, x, t) \frac{\partial T}{\partial x} \right],$$

где  $t$  – время;  $T$  – температура;  $x$  – пространственная переменная;  $C = \rho \cdot C_p$  – объемная теплоемкость;  $C_p$  – удельная теплоемкость;  $\rho$  – плотность;  $\lambda$  – теплопроводность, со следующими граничными и начальными условиями: верхнее граничное условие соответствует температуре на поверхности бассейна  $T|_{x=0} = T_0$ , нижнее граничное условие и начальное дотрапповое распределение температур было рассчитано с учетом среднего палеогеотермического градиента  $T(x) = T_0 + \Delta T \cdot x$  и теплофизических характеристик осадочных пород (теплопроводности, теплоемкости и плотности). При этом ось изменений пространственной координаты направлена вертикально вниз, а начало координат совпадает с верхней поверхностью осадочного выполнения. Средний температурный палеоградиент ( $\Delta T$ ), равный 4 °С/100 м, был принят в соответствии с оценками И. И. Аммосова и др. (1980) и Д. И. Дробота и В. И. Городничева (1981).

Учет зависимости изменений теплопроводности  $\lambda(T, x, t)$  и теплоемкости  $C(T, x, t)$  осадочных пород от пространственной координаты  $x$  предполагает знание изменений литологии пород по разрезу. Поэтому при расчетах изменений температурного поля исследуемые разрезы были дифференцированы по литологическому составу. Задача была дополнена условиями сопряжения на границах выделенных слоев:

$$T(x-0, t) = T(x+0, t);$$

$$\lambda_{i-1} \left( \frac{\partial T}{\partial x} \right) \Big|_{x-0} = \lambda_i \left( \frac{\partial T}{\partial x} \right) \Big|_{x+0}$$

При тонком переслаивании пород различной литологии интервал тонкого переслаивания был заменен единым телом со следующими значениями теплопроводности и теплоемкости минеральной матрицы [4]:

$$\lambda = \frac{H}{\left( \frac{h_1}{\lambda_1} + \frac{h_2}{\lambda_2} + \dots + \frac{h_n}{\lambda_n} \right)};$$

$$C = \frac{1}{H} (C_1 h_1 + C_2 h_2 + \dots + C_n h_n),$$

где  $H$  – общая толщина интервала переслаиваний;  $h_i$  – толщина  $i$ -го слоя породы, составляющего интервал переслаивания;  $C_i, \lambda_i$  – теплопроводность и теплоемкость  $i$ -й литологической разности. При расчетах был учтен такой важный фактор, контролирующий распространение тепла в породах разреза, как их флюидонасыщенность [2, 5]:

$$\lambda(x) = \lambda_m^{[1-p(x)]} \cdot \lambda_\phi^{p(x)},$$

$$C(x) = C_m \cdot [1-p(x)] + C_\phi \cdot p(x).$$

Здесь  $\lambda_m, C_m$  – теплофизические характеристики минеральной матрицы породы;  $\lambda_\phi, C_\phi$  – теплофизические характеристики флюида, насыщающего породу;  $p(x)$  – пористость на глубине  $x$ . Значения  $\lambda_m, C_{pm}, \rho_m$  для различных типов пород были выбраны из работ [2, 5]. Для водо- или нефтенасыщенных пород значения теплопроводности, теплоемкости и плотности флюидов были приняты согласно данным Ю. И. Галушкина (1997):

$$\lambda_\phi (\text{Вт}/(\text{м} \cdot ^\circ\text{C})) =$$

$$= \begin{cases} 0,565 + 0,00188 \cdot T - 0,00000723 \cdot T^2, & 0 < T < 137^\circ\text{C}, \\ 0,602 + 0,00131 \cdot T - 0,00000514 \cdot T^2, & 137 < T < 300^\circ\text{C}, \\ 0,0226, & T > 300^\circ\text{C}, \end{cases}$$

$$C_{p\phi} = 4186,8 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot ^\circ\text{C}), \rho_\phi = 1100 \text{ кг}/\text{м}^3,$$

$$\lambda_n = 0,139 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot ^\circ\text{C}), C_{pn} = 2093,4 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot ^\circ\text{C}),$$

$$\rho_n = 850 \text{ кг}/\text{м}^3 [2].$$

Изменения пористости осадочных пород исследуемых месторождений начиная с предполагаемых моментов образования УВ залежей были восстановлены по литературным данным («Геология и нефтегазоносность Лено-Тунгусской провинции», 1977).

При постановке задачи о внедрении и остывании интрузивного тела в породах предполагалось, что одним из слоев разреза (или несколькими слоями в случае одновременного внедрения нескольких интрузий) осадочных пород «мгновенно» становится магматический расплав температуры  $T_{\text{магм}}$  с теплоемкостью  $C_{p \text{ магм}}$ , плотностью  $\rho_{\text{магм}}$ , теплопроводностью  $\lambda_{\text{магм}}$ , температурой плавления  $T_{\text{пл}}$  и удельной теплотой плавления  $Q_{\text{пл}}$ . По мере остывания расплава на обеих его границах с осадочными породами температура опускается до  $T_{\text{пл}}$  и начиная с этого момента происходит затвердевание расплава. Возникающая твердая фаза характеризуется теплоемкостью  $C_{p\phi}$ , плотностью  $\rho_\phi$  и теплопроводностью  $\lambda_\phi$ .

При решении задачи предполагалось, что фазовые переходы происходят равномерно в интервале температур  $[T_{\text{сол}}, T_{\text{лик}}]$  ( $T_{\text{сол}}$  — температура солидуса,  $T_{\text{лик}}$  — температура ликвидуса). Для описания кристаллизации магмы был осуществлен переход к уравнению теплопроводности с разрывными коэффициентами с последующим сглаживанием скачков

$$C_p(T) = \begin{cases} C_{p\text{магм}}, & T > T_{\text{лик}}, \\ C_{p\text{магм}} + \frac{Q_{\text{пл}}}{T_{\text{лик}} - T_{\text{сол}}}, & T_{\text{сол}} < T < T_{\text{лик}}, \\ C_{p\text{б}}, & T < T_{\text{сол}}; \end{cases}$$

$$\lambda(T) = \begin{cases} \lambda_{\text{магм}}, & T > T_{\text{лик}}, \\ \lambda_{\text{магм}} + (\lambda_{\text{б}} - \lambda_{\text{магм}}) \cdot \frac{T - T_{\text{лик}}}{T_{\text{лик}} - T_{\text{сол}}}, & T_{\text{сол}} < T < T_{\text{лик}}, \\ \lambda_{\text{б}}, & T < T_{\text{сол}}. \end{cases}$$

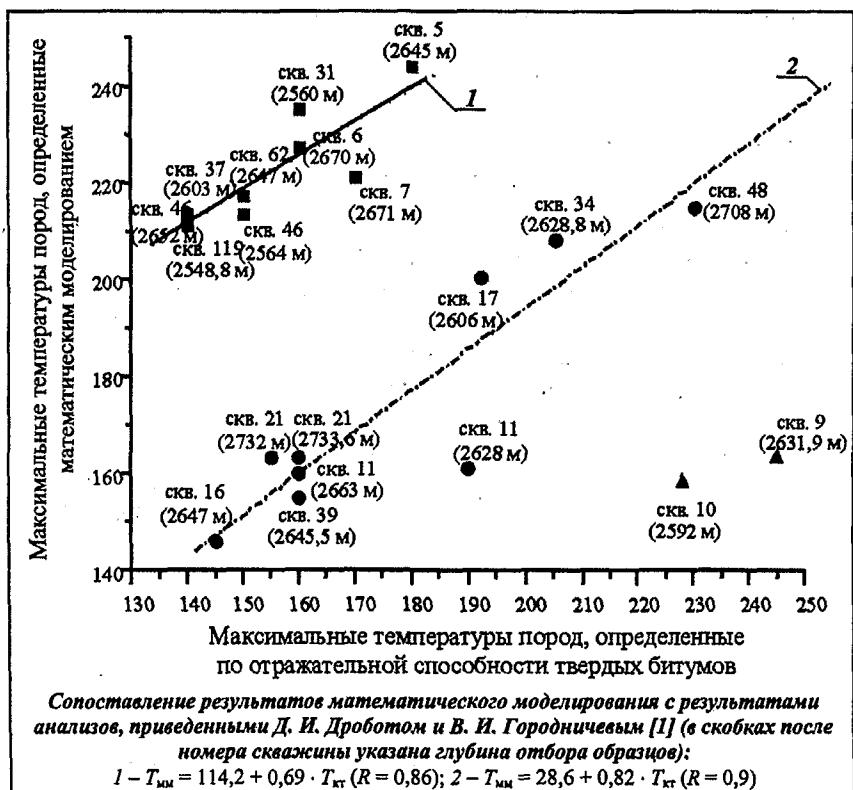
Правомерность такого подхода была обоснована Б. М. Будаком и др. (1965). Задача решалась численно. Уравнение теплопроводности было аппроксимировано на трехточечном шаблоне неявной разностной схемой и решалось методом прогонки. При решении использовались следующие значения параметров:  $T_{\text{магм}} = 1200^\circ\text{C}$ ,  $T_{\text{лик}} = 1100^\circ\text{C}$ ,  $T_{\text{сол}} = 950^\circ\text{C}$ ,  $\lambda_{\text{магм}} = 0,49 \text{ Вт/(м}\cdot^\circ\text{C)}$ ,  $C_{p\text{магм}} = 1122 \text{ Дж/(кг}\cdot^\circ\text{C)}$ ,  $\rho_{\text{магм}} = 2670 \text{ кг/м}^3$ ,  $\lambda_{\text{б}} = 1,3 \text{ Вт/(м}\cdot^\circ\text{C)}$ ,  $C_{p\text{б}} = 887 \text{ Дж/(кг}\cdot^\circ\text{C)}$ ,  $\rho_{\text{б}} = 2950 \text{ кг/м}^3$ ,  $Q_{\text{пл}} = 1,05 \cdot 10^6 \text{ кДж/м}^3$  [2, 3]. При расчете динамики температурного поля пород, связанного с внедрением трапповых интрузий, температуру на поверхности бассейна принимали равной  $20^\circ\text{C}$ , так как, по данным В. М. Лебедева, во время предполагаемого внедрения траппов — начало триасового периода — на территории Сибирской платформы господствовал засушливый семиаридный климат («Геология нефти и газа Сибирской платформы», 1981).

Расчитанные с помощью математического моделирования палеотемпературы сравнивали с данными, полученными Д. И. Дроботом и В. И. Городничевым при изучении отражательной способности твердых битумов [1]. Обычно подобные сравнения проводятся с температурами, определенными по данным отражательной способности витринита. Но вендские отложения его не содержат, зато в них повсеместно встречаются твердые органические включения (битумы), родственные не углю, а нефти. Заклученный в породе битум испытывает на себе все катагенетические преобразо-

вания, которые происходят в породе в целом, и по изменению его петрофизических свойств можно судить о стадии метаморфизма породы. Д. И. Дроботом и В. И. Городничевым было проведено изучение эпигенеза нафтидов в рифей-вендских и кембрийских отложениях юга Сибирской платформы. Согласно классификации, приведенной в их работе, образование битумов Ярактинско-Аянской зоны керитопроявления в генетическом смысле связано с процессами нафтидогенеза, т. е. с глубокой термической деструкцией органического вещества при воздействии на него различных эндогенных факторов, а именно интенсивного траппового магматизма и сопутствующих ему гидротермальных процессов.

На рисунке сопоставлены результаты расчетов палеотемператур пород, выполненных двумя разными способами — по отражательной способности твердых битумов и математическим моделированием, проведенным нами. Между результатами определения обоими методами существует явная корреляция. Гипотеза о том, что они статистически совпадают, была проверена непараметрическим критерием Вилкоксона и принята с относительно небольшой величиной значимости (0,08).

Из основной группы точек выделяются две небольшие подгруппы: подгруппа, в которой палеотемпературы, рассчитанные с помощью математического моделирования, превышают палеотемпературы, определенные по отражательной способности битумоида, и подгруппа из двух образцов (скв. 9 и 10), для которых температуры, полученные математическим моделированием, ниже, чем определенные при изучении отражательной способности твердых битумов.



Наблюдаемые систематические расхождения результатов расчетов для образцов первой подгруппы, видимо, связаны с тем, что в осадочной породе могут присутствовать битумы нескольких генераций, но не всегда удается распознать их последовательность и решить, когда образовался битум – до или после воздействия на породу максимальных температур. Скорее всего, битум в образцах второй группы попал в породу после внедрения траппового интрузива.

Результаты, полученные для группы точек по образцам из скв. 9 и 10, – очень высокие относительно расчетных значений палеотемпературы, определенных по отражательной способности катабитумоидов, – видимо, связаны с воздействием на породу сильно нагретых гидротермальных вод, которые всегда сопровождают внедряющуюся магму и по зонам разуплотнения могут поступать во вмещающие отложения. Минерализованная вода имеет температуру до 500...600 °С и способна более существенно метаморфизовать заключенное в породе органическое вещество (в виде твердого битумоида или жидкой нефти), чем трапповое тело, находящееся на этом участке на значительном расстоянии от залежи. Этим, видимо, объясняется и высокая отражательная способность битумоида, полученного из скв. 9 и 10–Ярактинских, и характер нефтей из тех же скважин. В нефтях отмечаются повышенные плотность, вязкость и содержание твердых парафинов по сравнению с нефтями соседних скважин. Резкий, ступенчатообразный переход траппа на другой уровень свидетельствует о наличии разлома в непосредственной близости от исследуемого участка, по которому и могли поступать в пласт гидротермы.

По расчетным данным, максимальные палеотемпературы продуктивного горизонта на всей площади Ярактинского месторождения в среднем составили 140...170 °С и не превышали 220...250 °С. Полученные результаты подтверждаются исследованиями

Р. С. Сахибгареева (1983), который после изучения зоны перемещенного древнего ВНК пришел к выводу, что эти отложения испытали катагенез не выше среднего.

Таким образом, применяемый авторами метод определения палеотемператур может служить не только дополнительным способом проверки и коррекции уже имеющихся результатов, но и использоваться более широко как самостоятельный метод в районах со схожим геологическим строением, так как не требует отбора образцов породы для лабораторных исследований.

Авторы благодарят академика РАН А. Э. Конторовича, доктора геолого-минералогических наук А. В. Хоменко, кандидатов геолого-минералогических наук Л. М. Бурштейна и В. Р. Лившица за помощь, оказанную при подготовке этой работы, и ряд ценных советов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Дробот Д.И., Городничев В.И. Эпигенез нефтидов в рифей-вендских и кембрийских отложениях юга Сибирской платформы // *Нефтегазоносность Сибири и Дальнего Востока*. – Новосибирск, 1981. – С. 63–72.
2. Кобранова В.Н. Физические свойства горных пород (петрофизика) / Под ред. В.Н. Дажнова. – М.: Гостоптехиздат, 1962. – 490 с.
3. Лиханов И.И., Тен А.А. Определение одновременности-разновременности внедрения трапповых силлов на основании температур контактового метаморфизма // *Докл. АН СССР*. – 1991. – Т. 321, № 5. – С. 1044–1048.
4. Beck A.E. An improved method of computing the thermal conductivity of fluid-filled sedimentary rocks // *Geophysics*. – 1976. – Vol. 41, No. 1. – P. 133–144.
5. Deming D. and Chapman D.S. Thermal Histories and Hydrocarbon Generation: Example from Utah-Wyoming Thrust Belt // *AAPG Bulletin*. – 1989. – Vol. 73, No. 12. – P. 1455–1471.