

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из приведенных выше выводов следует, что для окончательного установления локализации месторождения ЭПГ в пределах Федорово-Панских тундр необходимо исследовать генетические РТ-параметры и возраст соответствующих ксенолитов и проводить дальнейшие поисковые работы с учётом этих исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Габов Д.А., Рундквист Т.В., Субботин В.В. Платинометальная минерализация Западно-Панского массива (Кольский полуостров). // ДАН. 2007, т.414. №2. С.215-218.
2. Припачкин П.В. Существует ли ритмическая расслоенность в нижнем горизонте Федорово-Панского массива Кольского полуострова? // Отечественная геология. 1997. №5. С.29-32.
3. Горбачевич Ф.Ф. Акустополярископия горных пород. – Апатиты, 1995, 204 с.
4. Горбачевич Ф.Ф., Головатая О.С., Ильченко В.Л. и др. Упругие свойства некоторых образцов пород по разрезу Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3), определенные при атмосферных условиях и условиях «in situ». // Физика Земли. 2002. №-7. С.46-55.
5. Ильченко В.Л., Горбачевич Ф.Ф., Смирнов Ю.П. Упругая анизотропия образцов керна Кольской сверхглубокой скважины из интервала 8.7-11.4 км. // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 1999. №3. С.151-159.
6. Горяинов П.М., Давиденко И.В., Горбачевич Ф.Ф., Ланев В.С., Медведев Р.В., Смирнов Ю.П. Теоретические и экспериментальные основы тектоно-кессонного эффекта (явление дезинтеграции), геодинамические следствия. В кн. Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов европейской части СССР. Апатиты, 1992, с.136-144.
7. Горбачевич Ф.Ф., Медведев Р.В., Смирнов Ю.П. Явление дезинтеграции керна Кольской сверхглубокой скважины, причины и следствия. // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 1996. № 5. С. 46-54.

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ВЕКОВОГО ХОДА ТЕМПЕРАТУР ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ НА ГЕНЕРАЦИЮ УВ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТОЙ

Исаев В.И.^{1,2}, Попов С.А.², Литвинова О.Г.²

¹ Томский политехнический университет, г. Томск, isaev_sah@mail.ru

² Югорский государственный университет, г. Ханты-Мансийск, postal578@mail.ru

Начало применения палеотемпературного моделирования для оценки степени катагенеза потенциально нефтематеринских пород приходится на рубеж 80-90-х годов прошлого века (Ермаков, Скоробогатов, 1986; Галушкин, Смирнов, 1987; Курчиков, Ставицкий, 1987; Дучков и др., 1990; Кутас, Цвященко, 1993; Исаев, Волкова, 1995; Подгорный, Хуторский, 1998). Получили широкое распространение методы математического моделирования, учитывающие изменение во времени многочисленных параметров геотермополя, что позволяет достаточно достоверно и точно рассчитывать температуры на любой момент геологического времени в любой точке разреза. Наряду с другими важнейшими для нефтегазовой геологии параметрами термополя, такими как нестационарность глубинного теплового потока и скорости осадконакопления, обращается внимание на необходимость учета палеоклиматических условий – векового хода температур поверхности земли. Причем, большое значение придавалось факторам изменения климатических условий в олигоцен-раннечетвертичное время и резкому похолоданию в позднечетвертичное время [3]. Тем не менее, нам не известны специальные публикации, посвященные конкретным количественным оценкам влияния палеоклимата на интенсивность генерации УВ глубокопогруженных нефтепроизводящих осадочных комплексов. Настоящее сообщение посвящено этому вопросу.

Мы проводим исследования методом палеотемпературного моделирования в центральной части Западно-Сибирской плиты с целью «трассирования» в геологическом времени очагов генерации нефти баженовской (K_{1b}-J_{3tt}, 142-151 м.л.н.) и шеркалинской (J_{3t-p}, 185-196 м.л.н.) свитами в пределах Верхнеляминского вала (рис. 1).

В нашей модели (рис. 2) процесс распространения тепла в слоистой осадочной толще описывается начально-краевой задачей для уравнения

$$\frac{\lambda}{a} \cdot \frac{\partial U}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial Z} \left(\lambda \frac{\partial U}{\partial Z} \right) = f \quad (1)$$

где λ – теплопроводность, a – температуропроводность, f – плотность внутренних источников тепла, с крайними условиями

$$U|_{z=\varepsilon} = U(t), \quad (2)$$

$$-\lambda \frac{\partial U}{\partial Z} \Big|_{z=0} = q(t) \quad (3)$$

где $\varepsilon = \varepsilon(t)$ – верхняя граница осадочной толщи. Осадочная толща описывается мощностями стратиграфических комплексов h_i , для каждого из которых заданы теплопроводность λ_i , температуропроводность a_i , плот-

ность радиоактивных источников f_i и скорость осадконакопления v_i . Скорость осадконакопления может быть отрицательной. Для решения одномерной начально-краевой задачи (1)-(3) с разрывными коэффициентами применен метод конечных элементов [4].

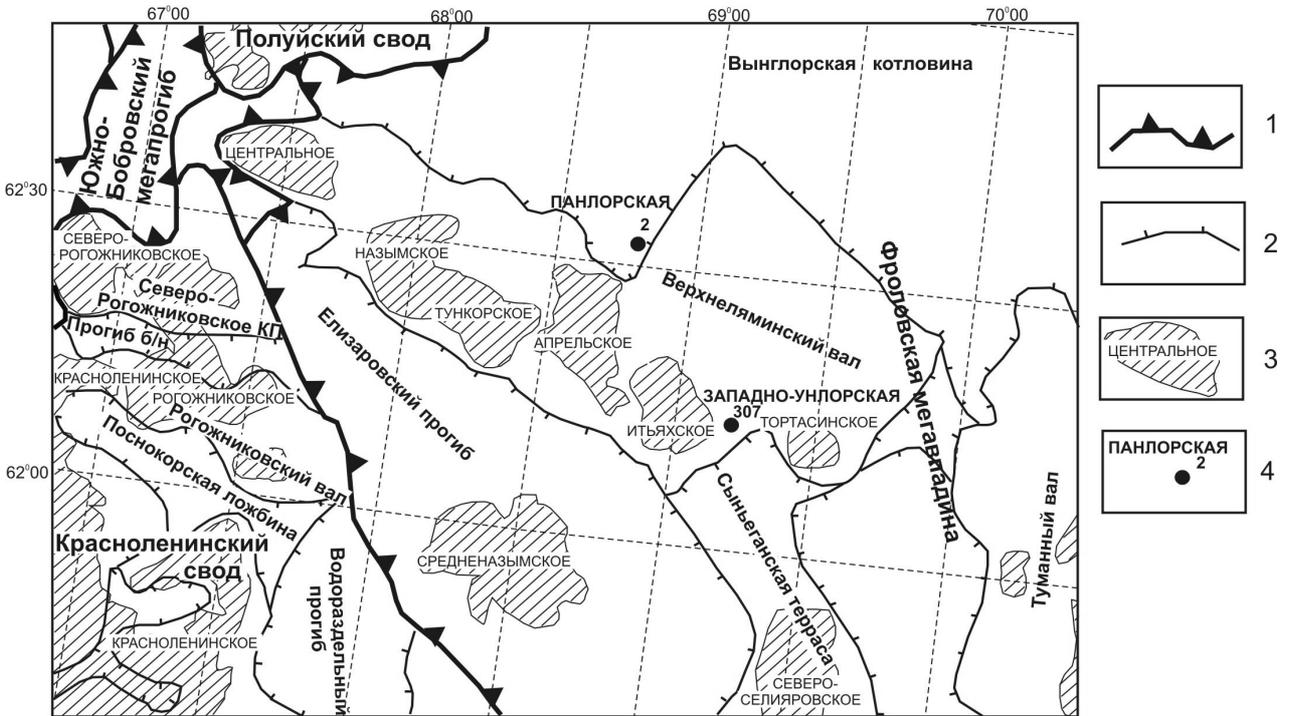


Рис. 1. Схематическое изображение слоистого осадочного разреза при палеотемпературном моделировании.

Условные обозначения и пояснения в тексте

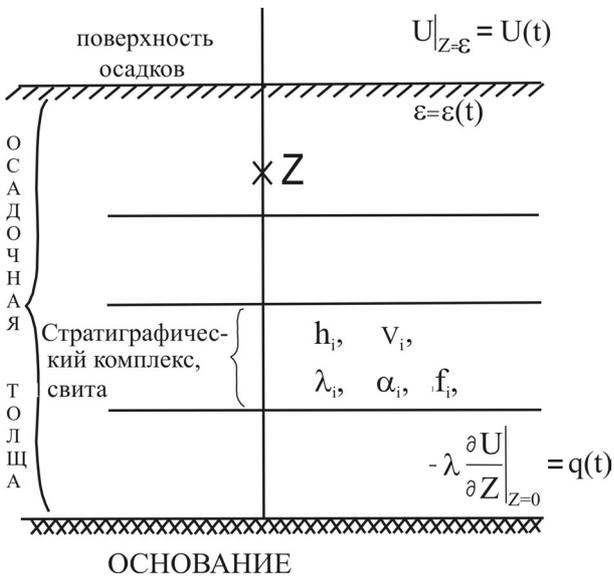


Рис. 2. Схематический фрагмент «Тектонической карты центральной части Западно-Сибирской плиты»

(под ред. В.И. Шпильмана и др., 1998):

1 – границы тектонических элементов I порядка; 2 – границы внутреннего районирования; 3 – месторождение и его название; 4 – скважина и ее название

В случае стационарности глубинного теплового потока q , решении обратной задачи определяется из условия

$$\sum_{i=1}^{k_i} (U(Z_i, t, q) - T_i)^2 \xrightarrow{q} \min \quad (4)$$

Решение обратной задачи строится с учётом того, что функция $U(Z, t, q)$, являющаяся решением прямой задачи (1) с краевыми условиями (2) и (3), в этом случае линейно зависит от q .

Краевое условие (2) определяет температуру «нейтрального» слоя и может задаваться в виде кусочно-линейной функции $U(t)$ векового хода температур поверхности земли. А краевое условие (3) может задаваться в виде кусочно-линейной функции $q(t)$ изменения значения глубинного теплового потока. T_i – измеренное распределение температур.

Оценка влияния векового хода температур земной поверхности [2, 5] на термическую историю баженовской свиты приводится для скважин Панлорская 2 и Западно-Унлорская 307 (рис. 1). Характеристика разрезов скважин приведена в таблице 1.

На первом этапе исследований палеоклиматические температуры не учитывались, т.е. температура «нейтрального слоя» принималась постоянной, нулевой. В этом случае, для согласования температур по ОСВ (табл. 1) и максимальных палеотемператур баженовской свиты оказалось необходимым принять размыв верхнепалеогеновых отложений в объеме 530 м (скв. Панлорская 2) и 450 м (скв. Западно-Унлорская 307). Однако, по имеющимся геологическим данным такие размывы для центральной части Западно-Сибирской плиты не установлены.

Поэтому на втором этапе исследований палеотемпературное моделирование выполнено с учетом векового хода температур земной поверхности за последние 142 млн. лет (табл.2). В этом случае максимальные палеотемпературы баженовской свиты вполне согласовались с температурами по ОСВ, без включения в модель как размыва верхнепалеогеновых отложений, так и нестационарности глубинного теплового потока.

Таблица 1

Характеристика разрезов скважин Панлорская 2 и Западно-Унлорская 307

№ п/п	Характеристики	Панлорская 2	Западно-Унлорская 307
1	Забой, м	3333	2780
2	Отложения на забое (свита)	Кора выветривания (P-T)	Тюменская (J ₂ bt-b-a)
3	Кровля баженовской свиты, м	2783	2724
4	Мощность баженовской свиты, м	15.0	17.5
5	Мощность олигоценых отложений, м	157	130
6	Мощность неогеновых отложений, м	0	0
7	Мощность четвертичных отложений, м	65	50
8	Результаты испытаний (интервал, тип флюида, пластовая температура)	3170 м – вода; 90°C	2741 м – ФБР, Г+сл.Н; 83°C
9	Температура по ОСВ	2785 м – 93°C	2724 м – 93°C

Таблица 2

Геотемпературы баженовской свиты в разрезе скважин Панлорская 2 и Западно-Унлорская 307 (жирным шрифтом обозначены температуры «нефтяного окна»)

№ п/п	Время, млн. лет назад	Вековой ход температур на поверхности земли, °C	Скв. Панлорская 2			Скв. Западно-Унлорская 307		
			Геотемпературы с учетом палеоклимата, °C	Геотемпературы без учета палеоклимата, °C	Разница, °C	Геотемпературы с учетом палеоклимата, °C	Геотемпературы без учета палеоклимата, °C	Разница, °C
1	0	0	79	79	0	82	82	0
2	0.03	-4	78	79	-1	81	82	-1
3	0.07	-4	78	79	-1	81	82	-1
4	0.11	-4	79	79	0	82	82	0
5	0.19	-8	79	79	0	82	82	0
6	0.235	-10	80	79	1	83	82	1
7	0.245	0	81	79	2	85	82	3
8	0.5	2	82	78	4	86	82	4
9	1.64	3	81	77	4	85	81	4
10	3	3	82	77	5	86	81	5
11	5	4	83	77	6	87	81	6
12	10	7	85	77	8	89	81	8
13	15	10	88	77	11	92	81	11
14	20	7	85	77	8	89	81	8
15	24.0	4	83	77	6	87	81	6
16	30	8	85	75	10	89	79	10
17	35	13	89	73	16	92	77	15
18	37.6	20	92	72	20	97	76	21
19	40	20	91	70	21	96	74	22
20	45	21	87	66	21	89	70	19
21	50	21	83	62	21	87	65	22
22	54.8	20	79	58	21	82	61	21
23	61.7	20	74	54	20	77	56	21
24	73.2	20	71	52	19	74	54	20
25	89.8	20	66	46	20	69	48	21
26	91.6	20	64	43	21	66	45	21
27	98.2	21	57	35	22	60	38	22
28	114.1	21	50	28	22	51	30	21
29	116.3	20	41	20	21	43	21	22
30	120.2	20	39	18	21	41	20	21
31	142.2	22	22	0	22	22	0	22

Анализ таблицы 2 позволяет сделать следующие выводы: 1) вековой ход температур земной поверхности оказал существенное влияние на термический режим (интенсивность генерации УВ) глубокопогруженных осадков баженновской свиты; 2) наиболее существенное влияние на формирование геотемператур баженновской свиты оказало изменение климатических условий в олигоцен-раннечетвертичное время (37 – 0.5 м.л.н.); 3) резкое похолодание в позднечетвертичное время (0.25 – 0.03 м.л.н.) не столь значительно понизило геотемпературы баженновской свиты, однако, вывело свиту из «нефтяного окна» [1].

ЛИТЕРАТУРА

1. Бурштейн Л.М., Жидкова Л.В., Конторович А.Э. Модель катагенеза органического вещества (на примере баженновской свиты) // Геология и геофизика, 1997, №6. – С. 1070-1078
2. Ермаков В.И., Скоробогатов В.А. Тепловое поле и нефтегазоносность молодых плит СССР. – М.: Недра, 1986. – 222 с.
3. Курчиков А.Р., Ставицкий Б.П. Геотермия нефтегазоносных областей Западной Сибири. – М.: Недра, 1987. – 134 с.
4. Рояк М.Э., Соловейчик Ю.Г., Шурина Э.П. Сеточные методы решения краевых задач математической физики. – Новосибирск: Изд-во НГТУ, 1998. – 120 с.
5. Шарбатян А.А. Экстремальные оценки в геотермии и геокриологии. – М.: Наука, 1974. – 123 с.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ, БЛАГОРОДНЫХ И РАДИОАКТИВНЫХ МЕТАЛЛОВ, МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА НА ОСНОВЕ ПРОФИЛЬНО-ПЛОЩАДНЫХ РАБОТ МЕТОДОМ РАЗВЕДОЧНОЙ СЕЙСМОЛОГИИ (МРС)

Исанина Э.В., Кушнеренко В.К.

РГЭЦ – филиал ФГУГП «Урангео», г. Санкт-Петербург

Геологическую историю Фенноскандинавского щита можно представить как чередование этапов дробления литосферы на блоки различных порядков в результате постоянной генерации энергии и ее резкого проявления при достижении критического значения. Этот процесс имеет циклический характер, что и отражается в существовании тектоно-магматических циклов. Блоки первого порядка (геоблоки) и последующих порядков были разделены зонами глубинных разломов, которые осуществляли транспортировку магматических расплавов, циркуляцию флюидно-тепловых потоков и вынос рудогенных элементов из глубинных частей планеты к поверхности.

Значительный интерес для обнаружения перспективных месторождений представляют те геологические структуры, в которых проявлены признаки многократных геодинамических преобразований земной коры в разные эпохи развития Земли. Главным признаком таких структур являются сквозькоровые зоны тектонических нарушений, по которым и происходили внедрения мантийного вещества в нижнюю, среднюю и верхнюю кору на последующих этапах развития структур.

Указанные зоны глубинных разломов (мобильно-проницаемые зоны) были тектонической каркасом верхнеархейских зеленокаменных поясов (протогеосинклиналей), протерозойских (карельских) рифтогенных структур, свекофенских подвижных поясов геосинклинального типа и зон активизации. Эти структурные элементы оказывали определяющее влияние на закономерности региональной металлогении и ее эволюции во времени.

Анализируя связи минерогенических признаков и глубинного строения земной коры по сейсмическим данным, можно установить ряд особенностей структурных форм и геодинамических признаков с минерацией блоков.

Некоторые результаты изучения глубинного строения земной коры методом разведочной сейсмологии (МРС) в различных минерогенических провинциях представлены в данной работе.

Для юго-восточной части Балтийского щита (БЩ) предлагается дополнить имеющиеся данные МРС полевыми наблюдениями для построения объемной прогнозной модели глубинного строения.

Таким образом, по результатам профильных и детализационных площадных работ МРС могут быть выделены источники и пути транспортировки рудогенных флюидов с больших глубин к поверхности, определены направления движения блоков (поднятие или опускание), оценены перспективы обнаружения в районе исследований крупных медно-никелевых месторождений, месторождений алмазов, золота, МПГ, выполнено уточнение минерогенического потенциала Южной Карелии.