

ГЕОФИЗИКА

УДК 550.361

ТЕПЛОПРОВОДНОСТЬ ПОРОД БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ САЛЫМСКОГО РАЙОНА
(Западно-Сибирская плита)

А.Д. Дучков, Л.С. Соколова, Д.Е. Аюнов, П.А. Ян

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

Обсуждаются результаты измерений теплопроводности пород баженовской свиты из скважин Салымского нефтегазоносного района Западно-Сибирской плиты. Измерения выполнялись в разные годы приборами «Компаратор теплопроводности» и «Измеритель теплопроводности сканирующий». Всего выполнено 225 измерений в двух направлениях — параллельном (λ_1) и перпендикулярном (λ_2) слоистости. Установлено, что в основном породы баженовской свиты характеризуются аномально низкой теплопроводностью: λ_1 изменяется от 1.0 до 2.3 Вт/(м·К) (среднее — 1.6 Вт/(м·К)), а λ_2 — от 0.8 до 1.9 Вт/(м·К) (среднее — 1.3 Вт/(м·К)). Уменьшение теплопроводности приводит к аномальному возрастанию геотермического градиента в пределах баженовской свиты. Такие аномалии геотермического градиента могут быть легко выявлены при проведении высокоточного термокаротажа. Установлено, что вариации теплопроводности в породах баженовской свиты обратно пропорциональны изменениям содержания в них органического вещества.

Баженовская свита, измерители теплопроводности, коэффициенты теплопроводности, тепловая неоднородность, анизотропия пород, Западно-Сибирская плита, Салымский район.

THERMAL CONDUCTIVITY OF THE BAZHENOVO FORMATION ROCKS IN THE SALYM AREA
(West Siberian Plate)

A.D. Duchkov, L.S. Sokolova, D.E. Ayunov, and P.A. Yan

We discuss the results of measurements of the thermal conductivity of the Bazhenovo Formation rocks from wells drilled in the Salym petroliferous area of the West Siberian Plate. The thermal conductivity was measured by «Thermal-conductivity comparator» and «Scanning thermal-conductivity meter» in different years. A total of 225 measurements were made in two directions with respect to the rock layering: parallel (λ_1) and orthogonal (λ_2). The results show that the Bazhenovo Formation rocks are mostly of abnormally low thermal conductivity: $\lambda_1 = 1.0\text{--}2.3$ W/(m·K) (average is 1.6 W/(m·K)) and $\lambda_2 = 0.8\text{--}1.9$ W/(m·K) (average is 1.3 W/(m·K)). This leads to an abnormal increase in geothermal gradient within the Bazhenovo Formation. Such geothermal-gradient anomalies can be easily revealed by high-precision thermal logging. It is also shown that the thermal conductivity of the studied rocks is in inverse relationship with their organic-matter content.

Bazhenovo Formation, thermal-conductivity meters, thermal-conductivity coefficient, thermal inhomogeneity and anisotropy of rocks, Salym area, West Siberian Plate

ВВЕДЕНИЕ

Широко распространенная в пределах Западно-Сибирской плиты баженовская свита длительное время привлекает внимание как главная нефтематеринская толща и перспективный объект прироста запасов углеводородов [Брадучан и др., 1986; Гурари и др., 1988; Конторович и др., 1998]. На большей части территории, включая и Салымский нефтегазоносный район, баженовская свита располагается на глубине 2—3 км при температуре 80—130 °С, т. е. в главной зоне нефтегазообразования. Ряд исследователей полагает, что к формированию коллекторов в баженовской свите причастно глубинное тепло, о чем, возможно, свидетельствует приуроченность промышленных залежей углеводородов к ее наиболее прогретым интервалам [Гурари и др., 1988; Зубков, 2013; Карпов, 2013]. Анализ температурных изме-

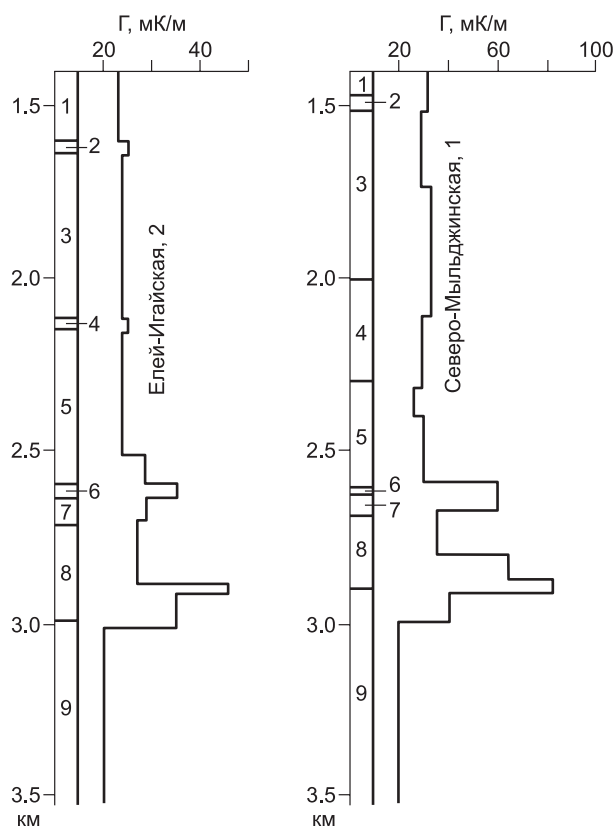


Рис. 1. Графики геотермического градиента (g) в нижних интервалах двух глубоких скважин юго-восточной части Западно-Сибирской плиты [Дучков и др., 1988].

Цифры на колонках обозначают свиты стратиграфического разреза: 1 — покурская свита, K_{1-2} ; 2—5 — алымская, киялинская, тарская и куломзинская свиты, K_1 ; 6, 7 — баженовская (с георгиевской) и васюганская (наунакская) свиты, J_3 ; 8 — тюменская свита, J_{1-2} и 9 — доюрский фундамент (PZ).

рений в глубоких скважинах позволил установить, что баженовская свита и другие юрские отложения центральной части Западно-Сибирской плиты заметно отличаются по тепловому режиму от других частей разреза [Курчиков, Ставицкий, 1987; Дучков и др., 1988]. Так, свиты мелового возраста характеризуются близкими значениями геотермического градиента (g), который здесь в среднем составляет 30 мК/м. В доюрском фундаменте g также изменяется незначительно, составляя в среднем 25 мК/м. Однако в юрских отложениях геотермический градиент существенно выше (в среднем порядка 40 мК/м) и заметно варьирует, достигая в отдельных интервалах 50—100 мК/м. Наиболее значительные аномалии g приурочены к баженовской и тюменской свитам (рис. 1). В разрезах эти свиты

отмечаются четкими изгибами термограмм, фиксирующими рост температуры (T) на 1—2 °С в подстилающих отложениях. Эти аномальные интервалы термограмм в работе [Роменко, Сергиенко, 1973] метко названы «опорными геотермическими реперами».

Обсуждаются разные возможные причины аномального изменения T и g в юрской части разреза [Москвин, 1983; Курчиков, Ставицкий, 1987; Гурари и др., 1988]. Причиной температурных аномалий может быть наличие дополнительных источников тепла в юрских отложениях, связанных с генерацией радиогенного тепла, экзотермическими процессами при катагенезе органики, вертикальной миграцией нагретых флюидов по зонам разломов из доюрского фундамента. Однако выполненные расчеты показывают недостаточную мощность этих процессов для обеспечения аномалий T , наблюдаемых в промышленных коллекторах баженовской свиты [Курчиков, Ставицкий, 1987]. Наиболее убедительно природа юрских аномалий геотермического градиента может быть объяснена низкой теплопроводностью (λ) обогащенных органикой глинистых аргиллитов, слагающих баженовскую и некоторые другие свиты юры.

Авторы настоящей работы в разное время (1985—1986 гг. и 2011 г.) выполнили измерения теплопроводности пород баженовской свиты Салымского района, в целом подтвердившие это предположение. В данной статье выполнен анализ полученных результатов.

ТЕХНИКА И МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ

Напомним, что до настоящего времени источником информации о теплопроводности пород, слагающих геологические разрезы, являются только лабораторные измерения. Для измерения теплопроводности разными коллективами используются малосерийные приборы, реализующие закономерности переноса тепла в стационарных и нестационарных условиях. Для большинства из них необходима специальная, достаточно трудоемкая подготовка образцов, включающая, в том числе, выпиливание цилиндров, пластин, сверление отверстий, шлифовку контактных поверхностей. Породы баженовской свиты (в основном аргиллиты) являются сложным объектом для измерений теплопроводности особенно на приборах, требующих специальной подготовки образцов, так как при механической обработке и насыщении флюидом они часто разрушаются.

Ситуация изменилась в лучшую сторону после разработки в конце прошлого века в нашей стране измерителей теплопроводности («Компаратор теплопроводности» и «Измеритель теплопроводности сканирующий»), не требующих значительной подготовки образцов перед измерением λ . Именно с помощью этих приборов авторами получены данные о теплопроводности пород баженовской свиты по керну скважин Салымского района. Дадим краткую характеристику этим приборам.

«Компаратор теплопроводности» (КТ) разработан А.Н. Калининым (1982 г.) в СибНИИ метрологии и приспособлен с нашим участием к измерению теплопроводности горных пород [Калинин и др., 1983; Тепловое поле..., 1987]. В основу прибора положен метод теплового зондирования поверхности исследуемого образца двумя термозондами, между верхними концами которых с помощью термоэлектрической батареи создается и автоматически поддерживается постоянная разность температуры порядка 40 °С. О теплопроводности исследуемого образца можно судить по величине термоЭДС дифференциальной термопары, регистрирующей разность температур между нижними концами термозондов при их контакте с поверхностью образца. Прибор предварительно градуируется по стандартным эталонам теплопроводности, в число которых входят: пенополистирол, разнообразное стекло, плавленый кварц, мрамор и металлы (титан, сталь). Подобный широкий набор эталонов обеспечивает измерение теплопроводности в диапазоне 0.2—15 Вт/(м·К) с точностью ± 4 —5 %. Основным достоинством прибора является возможность работать с образцами произвольной формы, имеющими участок пришлифованной поверхности. На исследуемой поверхности обычно выполняется несколько измерений λ , что позволяет установить вариации теплопроводности, а также достаточно точно оценить среднее значение параметра. Для улучшения теплового контакта медные наконечники термозондов обычно смазывают циатимом или литолом, имеющими $\lambda \sim 0.2$ Вт/(м·К). На данном приборе можно измерять теплопроводность как сухих, так и предварительно насыщенных водой образцов, размер которых превышает 30 × 30 × 10 мм. Одно измерение выполняется в течение 5 мин. Измерения проводятся в стационарном тепловом режиме.

«Измеритель теплопроводности сканирующий» (ИТС) разработан под руководством Ю.А. Попова в 1980-х годах в Московском геолого-разведочном институте им. С. Орджоникидзе [Попов и др., 1983; Popov et al., 1999]. В этом приборе в отличие от КТ реализован бесконтактный способ измерения λ методом оптического сканирования, который основан на нагреве поверхности образца подвижным точечным источником тепловой энергии (лазер, специальная электролампа с отражателем, температура светового пятна порядка 40 °С) и регистрации приращений температуры нагреваемой поверхности подвижным регистратором (инфракрасный радиометр). Определение λ осуществляется путем автоматического сравнения приращений температур на изучаемом образце и на двух эталонах с известной теплопроводностью, размещенных с обеих сторон образца. В качестве эталонов используется упоминавшийся выше набор стандартных образцов. Точность измерений прибором ИТС ± 3 —4 %. Измерение может быть выполнено на любой плоской или цилиндрической поверхности, которая не требует шлифовки, если неровности на ней не превышают ± 0.5 мм. Подготовка образца к измерению сводится к нанесению на его поверхность вдоль линии сканирования полосы черной эмали шириной порядка 10 мм. Качественные результаты получаются на образцах размером более 40 × 40 × 20 мм. Скорость сканирования составляет 4 мм/с, что позволяет измерить 15—40 образцов в час в зависимости от их длины. Измерения проводятся в нестационарном тепловом режиме. При измерении вдоль всей линии сканирования фиксируется непрерывный профиль значений теплопроводности. Примеры таких профилей приведены на рис. 2. Результаты измерений обрабатываются автоматически. При этом определяются максимальное (λ_{\max}), минимальное (λ_{\min}) и среднее ($\lambda_{\text{ср}}$) значения теплопроводности, а также коэффициенты тепловой неоднородности образца $\beta = (\lambda_{\max} - \lambda_{\min})/\lambda_{\text{ср}}$ (в однородных породах $\beta \rightarrow 0$).

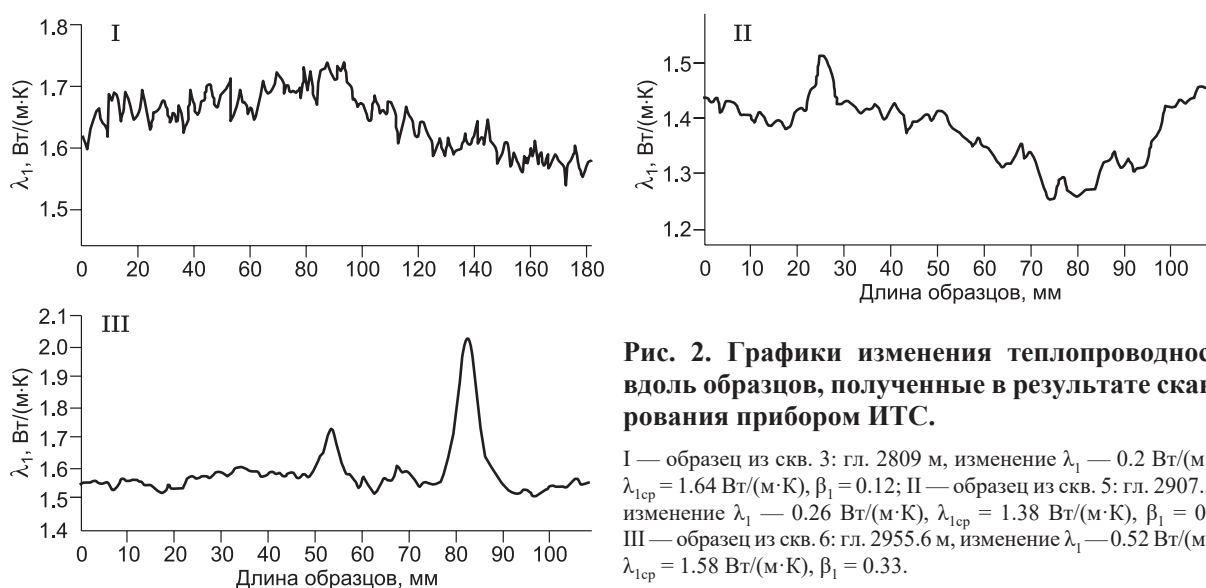


Рис. 2. Графики изменения теплопроводности вдоль образцов, полученные в результате сканирования прибором ИТС.

I — образец из скв. 3: гл. 2809 м, изменение λ_1 — 0.2 Вт/(м·К), $\lambda_{1\text{ср}} = 1.64$ Вт/(м·К), $\beta_1 = 0.12$; II — образец из скв. 5: гл. 2907.5 м, изменение λ_1 — 0.26 Вт/(м·К), $\lambda_{1\text{ср}} = 1.38$ Вт/(м·К), $\beta_1 = 0.19$; III — образец из скв. 6: гл. 2955.6 м, изменение λ_1 — 0.52 Вт/(м·К), $\lambda_{1\text{ср}} = 1.58$ Вт/(м·К), $\beta_1 = 0.33$.

Так как приборы КТ и ИТС одинаково обеспечены метрологически (используется одинаковый набор эталонов), а также одинакова глубина проникновения теплового сигнала в образец (порядка 10—15 мм), результаты, полученные на этих приборах, можно обоснованно считать равнозначными и интерпретировать их в совокупности как единое целое. Идентичность результатов подтверждена также измерениями на одной и той же коллекции образцов обоими приборами [Дучков и др., 2013].

Необходимо отметить, что оба прибора измеряют λ в направлении, перпендикулярном к линии зондирования/сканирования. В слоистых осадочных породах (именно такие были представлены в наших коллекциях) наибольший интерес представляют оценки теплопроводности вдоль (λ_1) и перпендикулярно (λ_2) слоистости. В первом случае зондирование/сканирование должно выполняться вдоль оси зерна, во втором — перпендикулярно оси. В осадочных породах чаще всего $\lambda_1 \neq \lambda_2$, из-за наличия тепловой анизотропии. При оценке теплового потока в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты, где слои пород располагаются практически горизонтально, обычно используются значения λ_2 . В работе Ю.А. Попова высказывается мнение, что правильнее в этом случае пользоваться значениями λ_1 , так как на эту составляющую меньше влияет трещиноватость, возникающая, возможно, в результате декомпрессионного разуплотнения зерна [Попов и др., 2008].

Тепловая анизотропия. Несовпадение значений λ , измеренных на одном образце в разных направлениях, означает, что в породе существует тепловая анизотропия, которая количественно может быть охарактеризована коэффициентом тепловой анизотропии K . Поскольку теплопроводность является тензорной величиной, то K выражается через главные компоненты тензора теплопроводности. Слоистая порода обладает двухмерной анизотропией. В этом случае для определения K достаточно знать лишь две главные компоненты тензора ($\lambda_{\text{пар}}$ и $\lambda_{\text{перп}}$), направленные соответственно вдоль и перпендикулярно слоистости образца, а K определяется по формуле $K = \lambda_{\text{пар}}/\lambda_{\text{перп}}$. Так как в исследованных нами образцах пород слои расположены перпендикулярно к оси зерна, то λ_1 , измеренная при сканировании вдоль оси зерна, является фактически компонентой $\lambda_{\text{пар}}$, а $\lambda_{\text{перп}}$ определяется по измеренным значениям λ_1 и λ_2 [Роров et al., 2003]: $\lambda_{\text{перп}} = \lambda_2^2/\lambda_1$. Тогда, по приведенной выше формуле, $K = (\lambda_1/\lambda_2)^2$. Чем больше K отличается от единицы, тем больше тепловая анизотропия в образце. В изотропных средах $K = 1$.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЯ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ

Теплопроводность пород баженовской свиты измерялась на образцах из зерна нескольких скважин Салымского района. В табл. 1 перечислены эти скважины и дана информация о количестве образцов и измерений. Изученная коллекция включает в общей сложности 183 образца из интервала 2780—2960 м. Лишь 33 образца светло-серых глинистых аргиллитов относятся к подачимовской пачке (K_1 — J_3), перекрывающей баженовскую свиту (J_3). Остальные образцы представляют породы баженовской свиты. Всего выполнено 225 измерений теплопроводности горных пород в разных направлениях.

В разные годы авторы изучали две коллекции пород, существенно различающиеся по отбору и подготовке образцов.

Первоначально (1985—1986 гг.) на приборе КТ были выполнены измерения специально подготовленной коллекции образцов пород баженовской свиты из скважин 127 и 147 [Соколова и др., 1986]. Образцы (преимущественно массивные черные битуминозные аргиллиты) представляли собой диски толщиной 20—30 мм, отрезанные от полноразмерных кернов перпендикулярно их оси (параллельно слоистости). Измерения теплопроводности выполнялись только на плоских торцах дисков. В итоге были получены только значения λ_2 .

Таблица 1. Количество изученных образцов и выполненных измерений теплопроводности пород баженовской свиты из скважин Салымского района

Скважина	Интервал отбора образцов, м	Интервал баженовской свиты, м	Число образцов	Число измерений теплопроводности		
				λ_1	λ_2	$\lambda_1 + \lambda_2$
127	2803—2833	2803—2833	13	—	13	—
147	2869—2906	2869—2906	31	—	31	—
3	2786—2816	2792—2831	128	122	37	31
5	2885—2912	2896—2930	7	7	7	7
6	2945—2956	2944—2977	4	4	4	4
Всего	—	—	183	133	92	42

Примечание. λ_1 и λ_2 — значения теплопроводности, измеренные параллельно и перпендикулярно слоистости; колонка $\lambda_1 + \lambda_2$ указывает количество образцов, на которых выполнены измерения λ_1 и λ_2 .

Таблица 2. Результаты измерения теплопроводности образцов пород баженовской свиты из керна скважин Салымского района (№ 127, 147, 3, 5, 6)

№ п/п	Глубина отбора образцов, м	Порода	λ_1 , Вт/(м·К)	β_1	λ_2 , Вт/(м·К)	β_2
1	2	3	4	5	6	7
Скважина 127						
<i>Баженовская свита (J₃)</i>						
1	2803	Битуминовые аргиллиты	—	—	1.05	—
2	2804	»	—	—	1.3	—
3	2805	»	—	—	1.2	—
4	2818.2	»	—	—	1.15	—
5	2821.2	»	—	—	1.2	—
6	2821.2	»	—	—	1.05	—
7	2822.2	»	—	—	1.4	—
8	2823	»	—	—	1.45	—
9	2823	»	—	—	1.55	—
10	2827	»	—	—	1.7	—
11	2831.7	»	—	—	1.45	—
12	2832.1	»	—	—	1.55	—
13	2833	»	—	—	1.3	—
Скважина 147						
<i>Баженовская свита (J₃)</i>						
1	2869	Битуминовые аргиллиты	—	—	1.45	—
2	2870	»	—	—	1.3	—
3	2871.3	»	—	—	0.8	—
4	2872.3	»	—	—	0.8	—
5	2876	Темно-серые аргиллиты	—	—	0.8	—
6	2877	»	—	—	1.15	—
7	2877.2	»	—	—	1.3	—
8	2878	Битуминовые аргиллиты	—	—	0.88	—
9	2879	»	—	—	0.88	—
10	2882.6	»	—	—	1.0	—
11	2883	»	—	—	1.11	—
12	2884.2	»	—	—	1.0	—
13	2884.2	»	—	—	1.1	—
14	2885.2	»	—	—	1.0	—
15	2885.2	»	—	—	0.83	—
16	2885.8	»	—	—	1.18	—
17	2888	»	—	—	1.05	—
18	2890	»	—	—	1.15	—
19	2892	»	—	—	1.25	—
20	2894	»	—	—	1.4	—
21	2895.4	»	—	—	1.28	—
22	2895.8	»	—	—	1.25	—
23	2897	»	—	—	1.4	—
24	2898	»	—	—	1.6	—
25	2898.5	»	—	—	1.2	—
26	2899.9	»	—	—	1.4	—
27	2900.7	»	—	—	1.6	—
28	2901.5	»	—	—	1.6	—
29	2902.7	»	—	—	1.6	—
30	2903.6	»	—	—	1.45	—
31	2905.8	Темно-серые аргиллиты	—	—	1.45	—

1	2	3	4	5	6	7
Скважина 3						
<i>Подацимовская пачка (K₁—J₃)</i>						
1	2786	Аргиллиты низкоуглеродистые	2.4	0.07	—	—
2	2786.24	»	2.49	0.12	1.86	0.15
3	2786.33	»	2.49	0.06	—	—
4	2786.37	»	2.81	0.69	—	—
5	2786.41	»	2.69	0.56	—	—
6	2786.65	»	2.24	0.08	—	—
7	2786.84	»	2.2	0.13	1.79	0.23
8	2787.12	»	3.9	—	—	—
9	2787.15	»	3.1	0.52	—	—
10	2787.22	»	2.89	—	—	—
11	2787.3	»	2.27	0.14	—	—
12	2787.38	»	2.18	0.1	1.61	0.2
13	2787.43	»	2.22	0.06	—	—
14	2787.8	»	2.26	0.11	1.73	0.16
15	2787.94	»	2.3	0.06	—	—
16	2788.2	»	2.38	0.11	—	—
17	2788.75	»	2.23	0.1	1.69	0.21
18	2788.83	»	2.24	0.07	—	—
19	2789.24	»	2.0	0.1	—	—
20	2789.52	»	2.32	0.25	2.0	0.31
21	2789.73	»	2.32	0.14	—	—
22	2790.06	»	2.22	0.24	1.52	0.22
23	2790.12	»	2.07	0.12	—	—
24	2790.97	»	1.5	0.15	1.0	0.37
25	2791.05	»	1.53	0.54	—	—
26	2791.11	»	1.51	0.3	—	—
27	2791.45	»	1.8	0.29	1.74	0.31
28	2791.76	»	2.44	0.24	1.83	0.2
29	2791.98	»	1.84	0.19	—	—
30	2792.25	»	3.05	0.26	—	—
<i>Баженовская свита (J₃)</i>						
31	2792.32	Черные аргиллиты	2.06	0.24	—	—
32	2792.77	»	—	—	1.21	0.25
33	2792.82	»	1.93	0.16	—	—
34	2792.87	»	2.03	0.44	—	—
35	2793.2	»	1.88	0.2	—	—
36	2793.45	»	2.1	0.22	—	—
37	2793.57	»	2.06	0.34	—	—
38	2793.64	»	2.0	0.19	—	—
39	2793.72	»	1.78	0.22	—	—
40	2793.95	»	1.64	0.22	1.9	0.22
41	2794.05	»	1.9	0.1	1.23	0.28
42	2794.22	»	—	—	1.65	0.31
43	2794.6	»	1.5	0.45	1.12	0.29
44	2794.73	»	—	—	1.0	0.17
45	2795.17	»	1.0	0.29	—	—
46	2795.28	»	—	—	1.48	0.23
47	2799.16	»	1.38	0.14	—	—
48	2799.28	Смешанные породы	1.52	0.14	—	—

1	2	3	4	5	6	7
49	2799.39	Смешанные породы	1.67	1.19	1.7	0.16
50	2799.54	»	1.59	0.22	1.65	0.12
51	2799.6	»	1.49	0.14	—	—
52	2799.81	»	1.65	0.21	—	—
53	2800.19	»	1.44	0.34	—	—
54	2800.38	»	1.38	0.17	—	—
55	2800.45	»	1.49	0.08	—	—
56	2800.5	»	1.57	0.35	—	—
57	2800.69	»	1.46	0.16	—	—
58	2800.79	»	1.43	0.11	—	—
59	2800.86	»	1.51	0.3	1.42	0.08
60	2801.08	»	1.51	0.12	—	—
61	2801.25	»	1.43	0.26	1.3	0.07
62	2801.62	»	1.42	0.18	—	—
63	2801.72	»	1.56	0.11	—	—
64	2801.77	»	1.5	0.21	1.33	0.13
65	2802.1	»	1.43	0.21	—	—
66	2802.29	»	1.42	0.11	—	—
67	2802.38	»	1.37	0.07	—	—
68	2802.55	»	2.16	0.2	—	—
69	2802.66	»	2.3	0.25	—	—
70	2802.76	»	1.43	0.11	—	—
71	2803.69	»	1.27	0.14	—	—
72	2803.86	»	1.21	0.2	—	—
73	2804.28	»	1.16	0.21	—	—
74	2804.4	»	—	—	1.0	0.29
75	2804.67	»	1.78	0.16	—	—
76	2804.85	»	1.28	0.26	—	—
77	2805.03	»	1.3	0.14	—	—
78	2805.71	»	1.6	0.22	1.6	0.25
79	2805.8	»	1.66	0.09	—	—
80	2805.92	»	1.66	0.16	—	—
81	2806	»	1.63	0.25	1.34	0.1
82	2806.33	»	—	—	1.41	0.13
83	2806.39	»	1.55	0.13	—	—
84	2806.45	»	1.57	0.14	—	—
85	2806.7	»	1.5	0.14	—	—
86	2806.78	»	1.59	0.45	—	—
87	2807.05	»	1.83	0.35	—	—
88	2808.05	Силициты микрокристаллические	1.63	0.06	1.29	0.15
89	2808.1	»	1.61	0.22	1.59	0.27
90	2808.21	»	1.54	0.32	1.57	0.11
91	2808.28	»	1.65	0.26	—	—
92	2808.39	»	1.56	0.07	1.52	0.16
93	2808.46	»	1.54	0.2	1.51	0.16
94	2808.6	»	1.5	0.07	1.76	0.23
95	2808.78	»	1.68	0.18	—	—
96	2808.87	»	1.69	0.11	—	—
97	2809	»	1.64	0.12	—	—
98	2809.19	»	1.58	0.12	—	—
99	2812.03	»	1.74	0.08	—	—

1	2	3	4	5	6	7
100	2812.25	Силициты микрокристаллические	1.62	0.06	1.51	0.08
101	2812.33	»	1.55	0.05	—	—
102	2812.41	»	1.55	0.07	1.49	0.12
103	2812.5	»	1.71	0.15	1.64	0.07
104	2812.55	»	1.82	0.16	—	—
105	2812.59	»	1.76	0.18	1.65	0.06
106	2812.73	»	1.58	0.23	—	—
107	2812.85	»	1.78	0.2	—	—
108	2812.94	»	1.67	0.1	—	—
109	2813.01	»	1.69	0.25	—	—
110	2813.18	»	1.72	0.15	—	—
111	2813.38	»	1.59	0.08	—	—
112	2813.45	»	2.2	0.44	—	—
113	2813.55	»	1.5	0.06	—	—
114	2813.81	»	1.67	0.21	—	—
115	2813.96	»	1.73	0.31	—	—
116	2814.05	»	1.62	0.07	—	—
117	2814.14	Силициты-радиоляриты	1.86	0.49	—	—
118	2814.14	»	2.82	0.33	—	—
119	2814.14	»	2.45	0.31	2.26	0.13
120	2814.14	»	2.73	0.27	—	—
121	2814.14	»	1.9	0.18	—	—
122	2814.14	»	1.9	0.2	—	—
123	2815.06	»	2.1	0.14	—	—
124	2815.13	»	2.36	0.19	—	—
125	2815.18	»	2.04	0.24	—	—
126	2815.29	»	2.16	0.28	—	—
127	2815.37	»	2.5	0.49	—	—
128	2815.51	»	2.64	0.18	—	—
Скважина 5						
<i>Подачимовская пачка (K₁—J₃)</i>						
1	2885.29	Аргиллиты низкоуглеродистые	2.1	0.13	1.63	0.06
2	2891.44	»	2.18	0.1	1.58	0.12
<i>Баженовская свита (J₃)</i>						
3	2898.95	Смешанные породы	1.28	0.37	1.17	0.24
4	2900.7	»	1.45	0.08	1.45	0.06
5	2907.53	Силициты микрокристаллические	1.38	0.19	0.87	0.06
6	2910.46	Силициты-радиоляриты	2.61	0.49	1.55	0.14
7	2911.62	»	2.9	0.27	1.45	0.14
Скважина 6						
<i>Подачимовская пачка (K₁—J₃)</i>						
1	2945.27	Аргиллиты низкоуглеродистые	2.32	0.87	1.44	0.06
<i>Баженовская свита (J₃)</i>						
2	2948.76	Смешанные породы	1.47	0.21	0.9	0.1
3	2952.66	»	1.65	0.23	1.04	0.08
4	2955.58	Силициты микрокристаллические	1.58	0.33	1.23	0.08

Примечание. Сведения о геологическом разрезе по скважинам 127 и 147 взяты из работы [Гурари и др., 1989], измерения теплопроводности образцов из этих скважин выполнены на приборе «Компаратор теплопроводности»; сведения о геологическом разрезе по скважинам 3, 5 и 6 взяты из работы [Эдер и др., 2015], для измерений теплопроводности использован прибор «Измеритель теплопроводности сканирующий»; λ_1 и λ_2 — значения теплопроводности, измеренные параллельно и перпендикулярно слоистости; β_1 и β_2 — коэффициенты тепловой неоднородности при измерении параллельно и перпендикулярно слоистости.

Таблица 3. Средние значения коэффициентов теплопроводности, тепловой неоднородности и анизотропии пород баженовской свиты Салымского района

Геологический разрез	λ_1 , Вт/(м·К)	β_1	λ_2 , Вт/(м·К)	β_2	$K = (\lambda_1/\lambda_2)^2$
Скважина 127					
Баженовская свита (J ₃)					
Битуминовые аргиллиты, 2803—2833 м, C _{орг} = 7.21—10.87 %	—	—	1.33/13	—	—
Скважина 147					
Баженовская свита (J ₃)					
Битуминовые аргиллиты, 2869—2906 м, C _{орг} = 6.54—17.2 %	—	—	1.2/31	—	—
Скважина 3					
Подачимовская пачка (J ₃ -K ₁), аргиллиты низкоуглеродистые, 2786—2792 м, C _{орг} = 1.19 %	2.2/27	0.28/27	1.65/10	0.24/10	1.8
Баженовская свита (J ₃)					
Черные аргиллиты, 2792—2795 м, C _{орг} = 4.18 %	1.8/12	0.24/12	1.35/7	0.25/7	1.8
Смешанные породы, 2795—2808 м, C _{орг} = 10.84 %	1.5/39	0.2/39	1.4/9	0.16/9	1.1
Силициты микрокристаллические, 2808—2814 м, C _{орг} = 9.28 %	1.65/29	0.16	1.55/10	0.14/10	1.1
Силициты-радиоляриты, 2814—2816 м, C _{орг} ~3 %	2.3/12	0.27/12	2.26/1	—	—
Скважина 5					
Подачимовская пачка (J ₃ -K ₁), аргиллиты низкоуглеродистые, 2885—2892 м, C _{орг} = 2.37 %	2.15/2	—	1.6/2	—	—
Баженовская свита (J ₃)					
Смешанные породы, 2898—2901 м, C _{орг} = 13.26 %	1.35/2	—	1.3/2	—	—
Силициты микрокристаллические, 2907.5 м, C _{орг} = 6.99 %	1.38/1	—	0.09/1	—	—
Силициты-радиоляриты, 2910—2912 м, C _{орг} ~3 %	2.75/2	—	1.5/2	—	—
Скважина 6					
Подачимовская пачка (J ₃ -K ₁), аргиллиты низкоуглеродистые, 2945.3 м, C _{орг} = 3.17 %	2.32/1	—	1.44/1	—	—
Баженовская свита (J ₃)					
Смешанные породы, 2948—2953 м, C _{орг} = 11.65 %	1.55/2	—	1.0/2	—	—
Силициты микрокристаллические, 2955.6 м, C _{орг} = 13.6 %	1.58/1	—	1.23/1	—	—

Примечание. Сведения о геологическом разрезе по скважинам 127 и 147 взяты из работы [Гурари и др., 1989], по скважинам 3, 5 и 6 — из работы [Эдер и др., 2015]. λ_1 и λ_2 — значения теплопроводности, измеренные параллельно и перпендикулярно слоистости; β_1 и β_2 — коэффициенты тепловой неоднородности при измерении параллельно и перпендикулярно слоистости; K — коэффициент анизотропии. Сведения о параметрах: первая цифра — среднее значение, вторая — число измерений.

Позднее (в 2011 г.) мы получили возможность более детально изучить изменение теплопроводности пород баженовской свиты Салымского района по разрезу на коллекции образцов из скв. 3, 5 и 6, используя прибор ИТС. В данном случае образцы представляли собой куски воздушно-сухого полно-размерного керна длиной 3—17 см с перпендикулярной к оси керна слоистостью. По возможности на каждом образце проводилось два измерения (сканирования): по боковой поверхности вдоль оси керна и на его торцах. В первом случае оценивалась величина теплопроводности вдоль слоистости (λ_1), во втором — перпендикулярно слоистости (λ_2). Для части образцов удалось измерить и то, и другое, что позволило оценить тепловую анизотропию в породах баженовской свиты.

Результаты измерений, включая значения β , представлены в полном объеме в табл. 2. В табл. 3 сведены средние значения измеренных параметров по отдельным скважинам и пачкам пород. На рис. 3 приведены гистограммы значений λ . Распределение теплопроводности пород по глубине в изученном интервале скв. 3 показано на рис. 4.

В дальнейшем рассмотрим результаты измерений пород каждой коллекции отдельно и затем подведем общий итог. Наиболее детально обсуждаются данные по второй коллекции, так как первая ранее уже рассматривалась в работе [Соколова и др., 1986].

Теплопроводность массивных битуминозных аргиллитов. Как уже упоминалось, для измерения теплопроводности пород баженовской свиты из керна скважин 127 и 147 были отобраны черные массивные битуминозные аргиллиты с тонкими прослоями алевроитового или кремнистого материала.

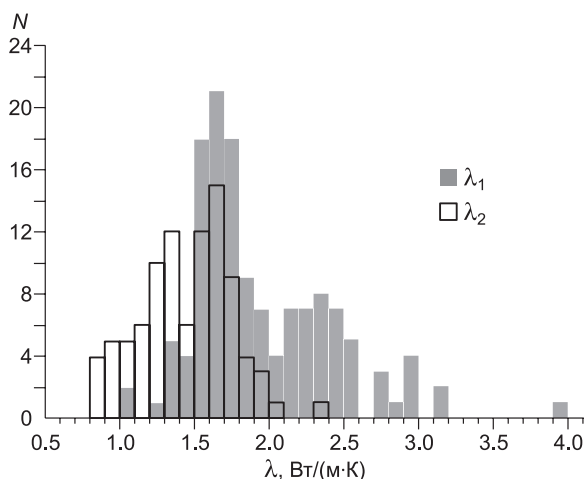


Рис. 3. Гистограммы значений теплопроводности пород баженовской свиты Салымского района.

Измерения вдоль (λ_1) и перпендикулярно (λ_2) слоистости пород выполнены на образцах из керна скважин № 127 и 147 (использовался «Компаратор теплопроводности») и № 3, 5 и 6 (использовался «Измеритель теплопроводности сканирующий»). Число измерений (N): λ_1 — 133, λ_2 — 92.

Аргиллиты обогащены органикой, в отдельных образцах ее содержание достигает 11—17 % (см. табл. 3). Теплопроводность (λ_2) 44 образцов этих битуминозных аргиллитов изменяется от 0.8 до 1.7 Вт/(м·К) (см. табл. 2), составляя в среднем 1.2—1.3 Вт/(м·К).

Определение теплопроводности на этих же образцах было выполнено повторно после насыщения их водой (посредством погружения в воду на 3—5

дней, часть образцов при этом разрушилась) [Соколова и др., 1986]. В результате было установлено, что λ_2 водонасыщенных аргиллитов увеличивается не более чем на 8—9 %. Столь незначительное изменение теплопроводности, скорее всего, связано с низкой пористостью этих пород, которая не превышает 8—10 % [Гурари и др., 1988]. В настоящей работе мы оперируем только с данными для сухих образцов, так как остальные породы не насыщались водой.

Еще более низкой теплопроводностью должны характеризоваться битуминозные аргиллиты баженовской свиты в интервалах нефтяных коллекторов вследствие существенного возрастания пористости (до 20 % и выше) за счет развития вторичной трещиноватости. Расчеты показали, что эффективная теплопроводность баженовского коллектора, заполненного нефтью и находящегося при температуре 100—130 °С, может снижаться до значений 1.1 Вт/(м·К) [Соколова и др., 1986]. Результаты измерений теплопроводности образцов из керна скважин 127 и 147 формируют крайний левый пик гистограммы λ_2 (см. рис. 3).

Теплопроводность образцов пород из керна скважин 3, 5 и 6. Из скважин 3, 5 и 6 было отобрано 139 образцов полноразмерного керна, на которых выполнено 180 измерений λ_1 и λ_2 прибором ИТС (см. табл. 1, 2). Наиболее полно в коллекции образцов представлен геологический разрез скв. 3. Из этой скважины (инт. 2786—2816 м) отобрано 128 образцов, на которых сделано 159 измерений теплопроводности в разных направлениях. Это позволило впервые достаточно детально изучить изменения теплопроводности основных типов пород, слагающих верхнюю часть баженовской свиты. В дальнейшем мы будем рассматривать результаты именно по скв. 3, лишь иногда привлекая данные по скв. 5 и 6.

В целом измерения показали значительную изменчивость теплопроводности пород баженовской свиты и перекрывающей ее подачимовской пачки (см. табл. 2, 3, рис. 3, 4). В ряде интервалов отчетливо фиксируется также существенное различие значений λ_1 и λ_2 . В целом теплопроводность по слоистости изменяется от 1.0 до 3.9 Вт/(м·К) (среднее $\lambda_1 = 1.8$ Вт/(м·К)), перпендикулярно слоистости — от 0.8 до 2.3 Вт/(м·К) (среднее $\lambda_2 = 1.56$ Вт/(м·К)).

Схематический геологический разрез изученного интервала (2786—2816 м) скв. 3 [Эдер и др., 2015] и значения теплопроводности показаны на рис. 4.

В верхней части разреза (инт. 2786—2792 м) располагаются отложения подачимовской пачки мелового возраста, перекрывающей баженовскую свиту. Пачка сложена в основном низкоуглеродистыми ($C_{\text{орг}} = 1.19$ %) аргиллитами с редкими прослоями известняка. С глубиной цвет аргиллитов изменяется от светло-серого до темно-серого и черного, что, очевидно, связано с увеличением в породах органики (с глубиной наблюдается также и уменьшение теплопроводности). Породы подачимовской пачки в целом характеризуются высокой теплопроводностью и большой разницей между λ_1 и λ_2 : λ_1 изменяется от 1.0 до 3.9 Вт/(м·К), $\lambda_{1\text{ср}} = 2.3$ Вт/(м·К); λ_2 — от 1.0 до 2.0 Вт/(м·К), $\lambda_{2\text{ср}} = 1.7$ Вт/(м·К). Наблюдаемые здесь anomalously высокие значения λ_1 (3—4 Вт/(м·К)), вероятно, фиксируют скопления известнякового материала. Такую же высокую теплопроводность показали несколько образцов аргиллитов подачимовской пачки из скважин 5 и 6 (см. табл. 2, 3). На гистограмме (см. рис. 3) данные по подачимовской пачке формируют крайний правый пик в распределении λ_1 (2.1—2.6 Вт/(м·К)). По значениям λ_2 подачимовская пачка не сильно отличается от пород баженовской свиты. Существенное превышение теплопроводности в подачимовской пачке вдоль слоистости (в среднем на 40 %) свидетельствует о значительной тепловой анизотропии в этом интервале разреза ($K = 1.8$). Анизотропия может быть обусловлена разной теплопроводностью отдельных слоев разреза, что позволяет потоку тепла перемещаться вдоль

Рис. 4. Изменение с глубиной теплопроводности пород баженовской свиты, измеренной на образцах из керна скв. 3.

Схематический геологический разрез [Эдер и др., 2015]: I — низкоуглеродистые ($C_{\text{орг}} = 1.19\%$) аргиллиты подачимовской пачки (K_1 — J_3); II—IV — баженовская свита (J_3): II — черные аргиллиты ($C_{\text{орг}} = 4.18\%$), III — смешанные породы ($C_{\text{орг}} = 10.84\%$), IV — силициты микрокристаллические ($C_{\text{орг}} = 9.28\%$), IVa — силициты-радиоляриты ($C_{\text{орг}} \sim 3\%$). Теплопроводность измерялась прибором ИТС вдоль (λ_1) и перпендикулярно (λ_2) слоистости пород.

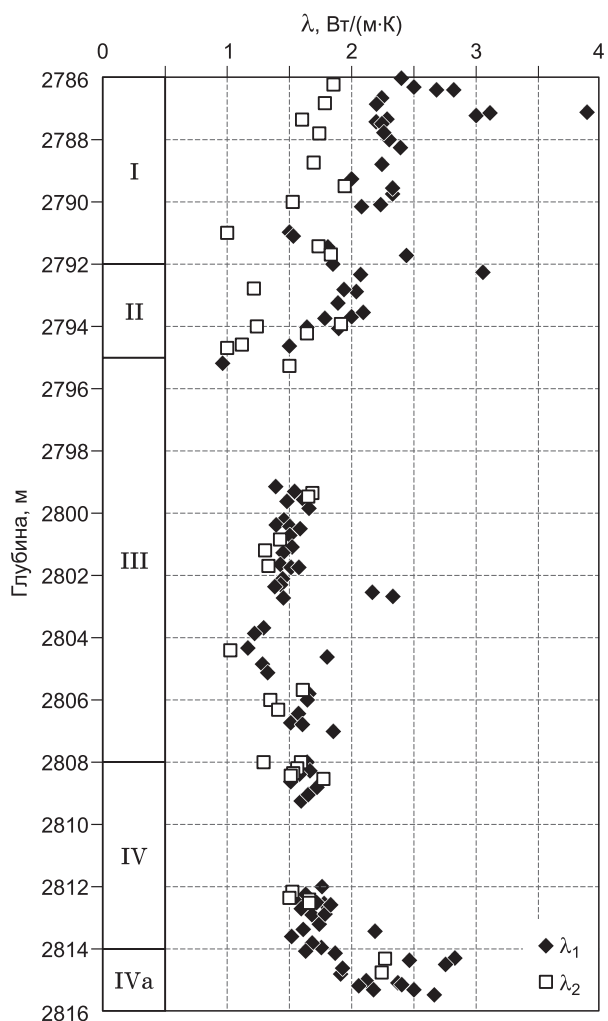
более проводящих слоев с большей интенсивностью и тем самым увеличить теплопроводность в направлении слоистости. Этому же способствуют и направленные по слоистости микротрещины, которые могут возникать при извлечении породы из скважины (результат декомпрессии).

Ниже подачимовской пачки, как уже отмечалось, располагаются породы баженовской свиты. В работе [Эдер и др., 2015] она разделена на ряд пачек. Рассмотрим отдельно теплопроводность каждой из них. Заметим, однако, что по теплопроводности граница между подачимовской пачкой и баженовской свитой не является четкой.

Верхняя пачка (интервал 2792—2795 м) баженовской свиты сложена углеродистыми ($C_{\text{орг}} = 4.18\%$) черными аргиллитами. Теплопроводность этих аргиллитов в целом заметно ниже, чем у вышележащих пород: λ_1 изменяется от 1.0 до 2.1 Вт/(м·К), $\lambda_{1\text{ср}} = 1.8$ Вт/(м·К); λ_2 — от 1.0 до 1.9 Вт/(м·К), $\lambda_{2\text{ср}} = 1.35$ Вт/(м·К). Для этой пачки также характерно значительное превышение теплопроводности по слоистости (в среднем на 30%), свидетельствующее о наличии высокой тепловой анизотропии ($K = 1.8$). Наблюдается здесь и постепенное снижение теплопроводности по глубине, коррелирующее, как и в предыдущем случае, с увеличением содержания в породах органического углерода.

Следующая самая мощная пачка баженовской свиты (2795—2808 м) сложена черными карбонатно-глинисто-кремнистыми аргиллитами (смешанные породы) с еще более высоким содержанием органики ($C_{\text{орг}} = 10.84\%$) и редкими прослоями известняка. Эта пачка является в целом наиболее однородной. Она характеризуется близкими значениями λ_1 и λ_2 (особенно в интервале 2799—2802 м): λ_1 изменяется от 1.3 до 2.3 Вт/(м·К), $\lambda_{1\text{ср}} = 1.5$ Вт/(м·К); λ_2 — от 1.0 до 1.7 Вт/(м·К), $\lambda_{2\text{ср}} = 1.35$ Вт/(м·К). В данном случае можно говорить о том, что теплопроводность пачки в целом близка к изотропной, о чем свидетельствует и средний коэффициент анизотропии $K = 1.1$ (см. табл. 3). Вероятно, эти породы слабо подвергаются декомпрессионному разрушению при извлечении из скважины. Аномально высокие значения λ_1 на глубине 2802—2803 м, скорее всего, получены на образцах, обогащенных известковым материалом или пиритом. Несколько образцов смешанных пород из керна скважин 5 и 6 (см. табл. 2, 3) показали близкую теплопроводность. Средняя теплопроводность смешанных пород перпендикулярно слоистости по всем трем скважинам составляет $\lambda_2 = 1.3$ Вт/(м·К).

Глубже (инт. 2808—2816 м) размещается пачка силицитов — плотных, высококремнистых пород. В пределах пачки выделяются два типа пород: силициты микрокристаллические (инт. 2808—2814 м) и силициты-радиоляриты (2814—2816 м). Эти породы существенно различаются по химическому составу и содержанию органики. Наиболее обогащены органикой силициты микрокристаллические, содержание $C_{\text{орг}}$ в них достигает 11—13% [Эдер и др., 2015]. В силицитах-радиоляритах органики значительно меньше (см. табл. 3). Теплопроводность силицитов изменяется обратно пропорционально содержанию органического вещества. Силициты микрокристаллические по уровню теплопроводности, тепловой неоднородности и анизотропии близки к смешанным породам. В образцах этих пород λ_1 изменяется от 1.5 до 2.2 Вт/(м·К), $\lambda_{1\text{ср}} = 1.65$ Вт/(м·К); λ_2 — от 1.3 до 1.76 Вт/(м·К), $\lambda_{2\text{ср}} = 1.45$ Вт/(м·К). Силициты микрокристаллические практически изотропны, $K = 1.1$ (см. табл. 3). Другой тип силицитов — силициты-ра-



диоляриты — характеризуются высокой теплопроводностью, которая наблюдалась ранее только в подачимовской пачке: λ_1 изменяется от 1.6 до 2.9 Вт/(м·К), $\lambda_{1cp} = 2.3$ Вт/(м·К); λ_2 — от 1.20 до 2.26 Вт/(м·К), $\lambda_{2cp} = 1.75$ Вт/(м·К). Так как значения λ_2 измерены только на трех образцах (см. табл. 2 и 3), то не представлялось возможным оценить тепловую неоднородность и анизотропию этих пород.

Теплопроводность пород самой нижней пачки баженовской свиты не изучена из-за отсутствия керна.

Коэффициент тепловой неоднородности (β). Выше отмечалось, что при каждом сканировании образца прибором ИТС автоматически определяется коэффициент тепловой неоднородности β . Этот коэффициент характеризует отклонение теплопроводности вдоль линии сканирования от ее среднего значения (нечто, подобное стандартному отклонению) и был введен в практику изучения тепловых свойств пород Ю.А. Поповым с коллегами [Popov et al., 2003]. Чем меньше β , тем порода более однородна по теплопроводности, а также, скорее всего, и по другим свойствам. По многочисленным наблюдениям для сухих пористых пород β обычно изменяется от 0.04 до 0.50. По значениям β можно судить о вещественной и структурной гетерогенности породы. При $\beta < 0.15$ —0.20 преобладает минералогическая неоднородность, а при более высоких значениях β неоднородность связана преимущественно с пористостью и трещиноватостью. В таких породах неоднородность заметно уменьшается при насыщении пор водой или нефтью (вследствие заполнения пор более теплопроводным веществом). Рис. 2 позволяет сравнить характер изменения теплопроводности вдоль профиля сканирования и значения коэффициентов β . Теплопроводность в образцах I—III изменяется от 0.20 до 0.52 Вт/(м·К). Соответственно значения β изменяются от 0.12 до 0.33.

Полученные при сканировании оценки β_1 (вдоль слоистости) и β_2 (перпендикулярно слоистости) приведены в табл. 2 и 3. По всем трем скважинам (№ 3, 5, 6) выполнено 131 и 48 оценок β_1 и β_2 соответственно. Широкий интервал изменения β_1 (0.06—0.56), поскольку в этом случае фиксируется теплопроводность каждого слоя и скопления крупных трещин. Значения β_2 изменяются в более узком интервале (0.06—0.37), так как в этом случае сканирование проводится вдоль слоев. В табл. 3 приведены средние значения β_1 и β_2 для отдельных пачек скв. 3. Интересно отметить, что средние значения β_1 и β_2 достаточно близки. Для пород подачимовской пачки, черных аргиллитов и силицитов-радиоляритов характерна более высокая неоднородность: в среднем β_1 составляет 0.24—0.28, а β_2 — 0.24—0.25. Пачки смешанных пород и силицитов микрокристаллических более однородны: в среднем $\beta_1 = 0.16$ —0.20, а $\beta_2 = 0.14$ —0.16. Эти результаты хорошо согласуются с обсуждавшимися выше данными по коэффициенту тепловой анизотропии.

В соответствии с обозначенными выше критериями гетерогенности породы по измеренным значениям β можно предположить, что в смешанных породах и силицитах микрокристаллических преобладает минералогическая неоднородность, тогда как пустоты (поры, трещины), присутствующие в этих породах, играют второстепенную роль. А вот в глинистых и черных аргиллитах, силицитах-радиоляритах, наоборот, неоднородность обусловлена главным образом пористостью и разного рода трещинами.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Выполненные исследования позволили впервые достаточно детально охарактеризовать теплопроводность пород большей части баженовской свиты Салымского района. Всего в два приема выполнено 225 измерений теплопроводности в разных направлениях (см. табл. 1). Наиболее четкое представление о достигнутых при этом результатах дают гистограммы (см. рис. 3), построенные по всем данным (скв. 3 — 159 измерений, скв. 127 и 147 — 44 изм., скв. 5 и 6 — 22 изм.), а также график изменения значений теплопроводности с глубиной в баженовской свите по измерениям на образцах из керна скв. 3 (см. рис. 4).

Гистограммы иллюстрируют масштаб вариаций λ_1 и λ_2 и различие между ними. В целом теплопроводность пород баженовской свиты и подачимовской пачки варьирует от 0.8 до 3.9 Вт/(м·К). Обе гистограммы (λ_1 и λ_2) имеют по два пика. Рассмотрим гистограмму значений λ_1 . Правый пик, объединяющий высокие значения теплопроводности (модальное значение 2.3—2.4 Вт/(м·К)), представляет результаты измерений образцов пород подачимовской пачки и силицитов-радиоляритов из скв. 3, 5 и 6. Левый пик (модальное значение 1.6—1.7 Вт/(м·К)) формируют значения λ_1 , полученные при измерении других, менее теплопроводных, пород баженовской свиты (черные аргиллиты, смешанные породы, силициты микрокристаллические) из тех же скважин. Левый пик гистограммы λ_2 представляет результаты измерений образцов массивных битуминозных аргиллитов из скв. 127 и 147. Эти породы характеризуются наиболее низкой теплопроводностью, в среднем 1.3 Вт/(м·К). Правый пик гистограммы λ_2 практически совпадает с левым пиком λ_1 (та же мода — 1.6—1.7 Вт/(м·К)). Эту часть гистограммы формируют результаты измерений λ_2 как анизотропных пород подачимовской пачки и черных аргиллитов баженовской свиты ($K = 1.8$), так и более плотных и изотропных ($K = 1.1$) других пачек баженовской свиты (кроме силицитов-радиоляритов).

В данном исследовании авторам впервые удалось экспериментально изучить изменения теплопроводности с глубиной в верхней части баженовской свиты, пробуренной скв. 3 (см. рис. 4). В верхней части изученного разреза (2786—2795 м) отчетливо фиксируется постепенное монотонное уменьшение λ_1 и λ_2 с глубиной (в среднем от 1.8—2.5 до 1.0—1.7 Вт/(м·К)). Это происходит в пределах подачимовской пачки и черных аргиллитов баженовской свиты. Этим пачкам присуще также различие в 30—40 % между значениями λ_1 и λ_2 , связанное с наличием значительной тепловой анизотропии в изученных образцах ($K = 1.8$). Уменьшение λ в рассматриваемой части разреза коррелирует с одновременным ростом с глубиной количества органики в породах от 1 до 4 % (см. табл. 3). Изменение теплопроводности с глубиной существенно изменяется в смешанных породах и силицитах микрокристаллических (инт. 2795—2814 м). В этих наиболее богатых органикой (9—11 %) породах значительно уменьшается тепловая анизотропия ($K = 1.1$), сближаются значения λ_1 и λ_2 , изменяясь в диапазоне 1.2—1.8 Вт/(м·К). В силицитах-радиоляритах (инт. 2814—2816 м) теплопроводность заметно возрастает (λ_1 изменяется от 1.7 до 2.7 Вт/(м·К)). Измерений λ_2 здесь выполнено мало, что не позволяет установить, имеется ли различие между разными составляющими теплопроводности. Увеличение теплопроводности этих пород коррелирует с ростом в них количества кремнезема и снижением содержания органики до 2—3 %.

ВЫВОДЫ

Результаты изучения теплопроводности представительной коллекции образцов баженовской свиты Салымского района позволили сделать следующие выводы.

Установлено, что породы баженовской свиты (битуминозные аргиллиты, смешанные породы, силициты микрокристаллические) характеризуются аномально низкой теплопроводностью. С учетом всех измерений λ_1 этих пород изменяется от 1.0 до 2.3 Вт/(м·К) (86 измерений), а λ_2 — от 0.8 до 1.9 Вт/(м·К) (76 измерений) при средних значениях соответственно 1.6 и 1.3 Вт/(м·К). Есть основания полагать, что близкой теплопроводностью характеризуются и водонасыщенные породы баженовской свиты вследствие их низкой пористости. Для сравнения укажем, что средняя теплопроводность песчано-глинистых пород осадочного чехла Западно-Сибирской плиты составляет 2.6 Вт/(м·К) [Дучков и др., 2013].

Анализ результатов измерений и геологической информации свидетельствует, что вариации теплопроводности в баженовской свите контролируются изменением содержания органического вещества в отдельных пачках (см. табл. 3). Максимальной теплопроводностью в наших коллекциях характеризуются аргиллиты подачимовской пачки и силициты-радиоляриты, в которых содержится минимальное количество органики ($C_{\text{орг}} = 1—3$ %). Более низкая теплопроводность наблюдается в смешанных породах и силицитах микрокристаллических, где $C_{\text{орг}}$ возрастает до 9—14 %. Еще ниже теплопроводность массивных битуминозных аргиллитов (скв. 127 и 147), в которых содержание органического вещества достигает 17 %. При этом наиболее обогащенные органикой породы баженовской свиты (смешанные породы, силициты микрокристаллические) характеризуются минимальной тепловой анизотропией ($K = 1.1$). Скорее всего, они менее подвержены разрушению при декомпрессии, чем другие породы, в образцах которых $K = 1.8$ (см. табл. 3).

Отношение средних значений теплопроводности пород баженовской свиты к аналогичным значениям песчано-глинистых пород мела и юры составляет 0.5—0.6. Это различие создает при постоянстве теплового потока двукратное увеличение геотермического градиента в пределах баженовской свиты. В нефтяных коллекторах баженовской свиты теплопроводность может еще более снижаться (до 1.1 Вт/(м·К)), приводя к еще большему росту геотермического градиента. Подобная ситуация, видимо, имеет место и в тюменской свите (тогурская пачка), где развиты пласты угля с еще более низкой теплопроводностью, порядка 0.4 Вт/(м·К). Таким образом, наблюдаемое аномальное возрастание геотермического градиента в баженовской и тюменской свитах (см. рис. 1) в принципе полностью может быть вызвано наблюдаемым уменьшением теплопроводности пород в этих интервалах разрезов. Увеличение геотермического градиента, в свою очередь, приводит к росту температуры в нижележащих породах (своеобразный парниковый эффект) на 1—2 °С. Это означает, что баженовская свита и продуктивные коллекторы в ней могут быть выделены интервалами аномально высоких геотермических градиентов при проведении высокоточного и качественного термокаротажа. Однако для уточнения взаимосвязей вариаций теплопроводности и температурного поля необходимо продолжить экспериментальное изучение тепловых свойств юрских отложений.

Авторы благодарят академика А.Э. Конторовича и сотрудников лабораторий седиментологии и геологии нефти и газа Западной Сибири ИНГГ СО РАН за поддержку исследований теплопроводности пород баженовской свиты.

Исследование выполнено по плану базовых научно-исследовательских работ лаборатории естественных геофизических полей ИНГГ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Брадучан Ю.В., Гольберт А.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А., Булынникова С.П., Климова И.Г., Месежников М.С., Вячкилева Н.П., Козлова Г.Э., Лебедев А.И., Нальняева Т.И., Турбина А.С. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность). Новосибирск, Наука, 1986, 217 с.

Гурари Ф.Г., Вайц Э.Я., Меленевский В.Н., Москвин В.И., Перозин Г.Н., Предтечинская Е.А., Рудницкая Д.И., Стасова О.Ф., Фролов В.Х., Фролова Л.А. Условия формирования и методика поисков залежей нефти в аргиллитах баженовской свиты / Ред. Ф.Г. Гурари. М., Недра, 1988, 199 с.

Дучков А.Д., Соколова Л.С., Новиков Г.Н., Фризен Л.Ф. Тепловой поток юго-восточной части Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика, 1988 (8), с. 77—85.

Дучков А.Д., Соколова Л.С., Аюнов Д.Е., Злобина О.Н. Теплопроводность пород осадочного чехла арктической части Западной Сибири // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (12), с. 1952—1960.

Зубков М.Ю. Типы коллекторов и акустические свойства пород, слагающих отложения баженовской и абалакской свит (Западная Сибирь) // Горные ведомости, 2013, № 12, с. 32—49.

Калинин А.Н., Соколова Л.С., Дучков А.Д., Черепанов В.Я. Исследования теплового компаратора применительно к измерениям теплопроводности горных пород // Геология и геофизика, 1983 (3), с. 116—122.

Карпов В.А. Об особом типе природного резервуара УВ в баженовской свите Западной Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2013, № 8, с. 28—34.

Конторович А.Э., Меленевский В.Н., Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Казаненков В.А., Казарбин В.В., Махнева Е.Н., Ямковая Л.С. Литология, органическая геохимия и условия формирования основных типов пород баженовской свиты (Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1477—1491.

Курчиков А.Р., Ставицкий Б.П. Геотермия нефтегазоносных областей Западной Сибири. М., Недра, 1987, 134 с.

Москвин В.И. О некоторых явлениях, сопутствующих нефтегазообразованию в баженовской свите Западной Сибири // Геология и геофизика, 1983 (11), с. 54—60.

Попов Ю.А., Семенов В.Г., Коростелев В.М., Березин В.В. Безконтактное определение теплопроводности горных пород с помощью подвижного источника тепла // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1983, № 7, с. 86—93.

Попов Ю.А., Ромушкевич Р.А., Горобцов Д.Н., Коробков Д.А., Есипко О.А., Карасева Т.В., Сиротенко Л.В. Тепловые свойства пород и тепловой поток в районе бурения сверхглубокой Ен-Яхинской скважины // Изв. вузов. Геология и разведка, 2008, № 2, с. 59—65.

Роменко В.И., Сергиенко С.И. Исследование связи геотермического градиента с литологией и теплофизическими свойствами горных пород в центральной части Западно-Сибирской плиты // Нефтегазовая геология и геофизика, 1973, № 5, с. 11—14.

Соколова Л.С., Дучков А.Д., Юрченко Н.В. Теплопроводность битуминозных аргиллитов баженовской свиты // Геология и геофизика, 1986 (10), с. 42—46.

Тепловое поле недр Сибири / Ред. Э.Э. Фотиади. Новосибирск, Наука, 1987, 190 с.

Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н., Хабаров Е.М., Ян П.А. Особенности формирования баженовской свиты при переходе от юры к мелу в центральной части Западной Сибири // Литосфера, 2015, № 3, с. 17—32.

Popov Yu., Pribnow D., Sass J., Williams C., Burkhardt H. Characterization of rock thermal conductivity by high-resolution optical scanning // Geothermics, 1999, № 28, p. 253—276.

Popov Y., Tertychnyi V., Romushkevich R., Korobkov D., Pohl J. Interrelations between thermal conductivity and other physical properties of rocks: experimental data // Pure Appl. Geophys., 2003, v. 160, p. 1137—1161.

*Рекомендована к печати 30 октября 2015 г.
М.И. Эповым*

*Поступила в редакцию
4 августа 2015 г.*