



VII МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ «НОВЫЕ ИДЕИ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ»

Москва, апрель 2005г.

ИЗБРАННЫЕ ДОКЛАДЫ



ТЕПЛОВОЕ ПИТАНИЕ МУТНОВСКОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ (КАМЧАТКА)

О.Б. Вершина, А.В. Кирюхин, В.И. Кононов*

Геологический институт РАН, Москва,
*Институт вулканологии и сейсмологии ДВНЦ РАН,
Петропавловск-Камчатский

Для выяснения генезиса гидротермальных систем, помимо традиционных исследований химического состава водной и газовой фаз термальных флюидов, необходимо изучение изотопного состава их компонентов (в первую очередь, H_2O), а также природы их теплового питания. Для решения последнего вопроса в последние годы успешно применяется термогидродинамическое моделирование таких систем.

В принципе, прогрев подземных вод в той или иной мере обусловлен региональным кондуктивным тепловым потоком, к действию которого в определенных геологических ситуациях добавляется – обычно превосходящее по масштабам – влияние локальных источников тепла. Природа этих источников разнообразна. Известны примеры экзогенных источников такого рода, связанных с приповерхностным окислением органического вещества или сульфидной минерализации (Кононов, 1965). Предпринимались попытки объяснить дополнительный нагрев вод экзотермическими эффектами раскристаллизации молодых стекловатых изверженных пород (Эллис, 1965) и взаимодействия вод и пород (Ильин, 1977), но возможные масштабы этих эффектов не отвечают наблюдаемому тепловым параметрам реальной разгрузки гидротерм. Как правило, локальные источники имеют глубинное происхождение, относительно которого были, однако, разные представления.

По мнению В.В. Аверьева (1964), в областях активного вулканизма таким источником является вторгающийся в геотермальные резервуары «эндогенный пар» – надкритический газодонный флюид, представляющий собой магматический дериват, отделение которого происходит на границе коры и мантии. Такое представление об автономном потоке летучих из мантии до сих пор имеет довольно много сторонников.

Однако совместное изучение изотопного состава гелия (в газах гидротерм) и стронция (в молодых вулканитах, распространенных в очагах их разгрузки) показало тесную корреляцию величин $^3He/^4He$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ в продуктах геотермальной активности (Поляк и др., 1979). Это явление указывает на перенос летучего He и литофильного Sr из мантии в кору одним агентом – силикатным веществом и позволяет заключить, что гидротермальный процесс является следствием внедрения в самые верхние горизонты земной коры магматического расплава, из которого выделяются высоконагретые паро-газовые эманации, поступающие в гидротермальную систему.

Таким образом, источниками тепла в гидротермальных системах могут быть: 1) региональный (фоновый) земной тепловой поток; 2) локальные очаги

тепла, возникающие в геологическом разрезе при внедрении магматического расплава, постепенно остывающего и выделяющего высокотемпературные газодные эманации.

При кондуктивной передаче тепла – как региональным тепловым потоком, так и в локальных магматогенных термоаномалиях – никакого поступления ювенильных компонентов в гидротермальный резервуар не происходит. Но при конвективном переносе тепла летучими компонентами, выделяющимися из магматических очагов, некоторое количество таких компонентов может попасть в этот резервуар. В поисках признаков ювенильного питания современных гидротермальных систем надо прежде всего установить, какие факторы могут обусловить тепловое питание конкретной системы. Для этого нужно оценить площадь ее водного питания и суммарный вынос глубинного тепла во всех очагах ее разгрузки. Такие оценки (Кононов, Polyak, 1975) показывают, что тепловые параметры азотных, метановых и углекислых термальных вод (в газовой фазе которых преобладают N_2 , CH_4 или CO_2 соответственно) в принципе могут быть обеспечены за счет частичного «съёма» одного лишь регионального кондуктивного теплового потока. Температура этих термопроявлений на поверхности, как правило, ниже точки кипения, а в резервуаре не превышает $150^\circ C$. Тепловые параметры таких терм согласуются с моделью нагревания инфильтрационных вод в региональном температурном поле в пределах верхних 2-2,5 км геологического разреза (Bodvarsson, 1961). Поэтому обычно полагают, что глубинные (ювенильные) эманации не принимают участия в формировании этих низкотемпературных гидротермальных систем.

Но анализ гидрогеологических условий и теплового баланса более высокотемпературных – азотно-углекислых, углекислых, сероводородно-углекислых и водородных – гидротермальных систем, проведённый различными исследователями (White, 1957, 1967; Аверьев, 1964; Иванов, Кононов, 1977; Сугробов, 1979; и др.), показал, что прогрев этих систем не может быть обеспечен одним только «съёмом» кондуктивного регионального теплового потока инфильтрационными водами. Поэтому для обеспечения тепловой мощности существующих десятки и даже сотни тысяч лет таких высокотемпературных гидротермальных систем требуется дополнительный приток тепла.

Например, во многих очагах разгрузки азотно-углекислых терм вынос тепла составляет ~ 40 МВт. Эта величина эквивалентна фоновым кондуктивным теплопотерям со средней плотностью ~80 мВт/м², типичной для зон распространения таких терм, на площади более чем 500 км². Как правило же, область водного питания этих систем на два порядка меньше (Сугробов, 1979). Примерами их являются такие хорошо известные гидротермальные проявления, как группа Большого Гейзера или система Хвераведлир-Рейкьяхверфи в Исландии, Горячий пляж на Курилах, Паужетская и Больше-Банная системы на Камчатке. В последней спонтанно выделяющийся газ представляет практически чистый азот (Иванов, 1960; и др.), но в растворенных газах была обнаружена еще и углекислота – 12-88% об. (Кононов, Поляк, 1964; Краевой и др., 1977). Именно поэтому было предсказано, что на уровне вскипания и дегазации хлоридно-сульфатных Больше-Банских терм возможно отложение $CaCO_3$ (Кононов, По-

ляк, 1964), что и подтвердилось при бурении. Максимальная температура, установленная в скважинах на этом месторождении, составляет 171,5°C (Трухин, Петрова, 1976).

Естественный дебит Больше-Банных термальных источников составлял всего 40 л/с, но после бурения скважин разгрузка возросла до 290 кг/с пароводяной смеси со средним теплосодержанием 640 кДж/кг (Кононов, 1983). Это означает, что при среднегодовой температуре в районе, близкой к 0°C, здесь стало поступать на поверхность земли около 185 МВт. Такой вынос эквивалентен кондуктивным теплопотерям в этой части Камчатки на площади примерно 2400 км². На тепловое питание гидротерм может расходоваться лишь часть этого тепла, так что площадь их нагрева должна быть еще больше. В свете конкретных гидрогеологических условий такая площадь формирования Больше-Банной гидротермальной системы маловероятна, так что объяснить нагрев ее вод только региональным тепловым потоком нельзя. По-видимому, на этом участке имеет место дополнительный привнос тепла, обусловленный локальным магматическим очагом. Присутствие CO₂ в газовом составе рассматриваемых парогидротерм может быть истолковано как результат существования такого очага.

Еще более высокими тепловыми параметрами обладают преимущественно углекислые парогидротермы Лардерелло и Монте-Амиата (Италия), Кавах-Камоджанг (Индонезия), Мад Вулкано (США), Лос-Азуфрес (Мексика), Нижне-Кошелевские (Камчатка, Россия). Для их существования также необходим дополнительный привнос тепла магматическими расплавами и продуктами их дегазации.

Если в недрах углекислых, как и азотно-углекислых систем дополнительный привнос тепла предполагается по косвенным признакам, то в группе сероводородно-углекислых терм такой привнос практически очевиден, так как эти термы самым явным образом связаны с проявлениями современного вулканизма. Обычно термы этого типа встречаются в кратерах и на склонах действующих вулканов. Тепловая мощность их разгрузки довольно велика. Так, на вулкане Эбеко (о.Парамушир) такие флюиды выносят около 260 МВт, а на Мутновском вулкане (Камчатка) – примерно 1880 МВт (Поляк, 1966; Вакин, Пилипенко, 1979), или по более поздней оценке около 1100 МВт (Поляк и др., 1985).

Наконец, особенно мощны парогидротермальные месторождения, в газовом составе которых содержится до нескольких десятков процентов свободного водорода. Их яркими представителями являются Наумафьяльд и Торфайокульд в Исландии, Гейзеры Сонома (Калифорния), Серро Прието (Мексика). В противоположность кратерным фумаролам активных вулканов, которые также иногда содержат водород, эти термопроявления являются типичными гидротермальными системами с высоким тепловым потенциалом. Термальные системы этого типа разгружаются на поверхность в виде мощных паровых струй, а на глубине первых сотен метров температуры флюида составляют около 300°C. Вынос тепла в очагах разгрузки некоторых гидротермальных систем этого типа превышает 400 МВт. Объяснить такой вынос «концентрацией» одного регионального кондуктивного теплопотока невозможно. В районе одной из таких систем – исландской системы Крабла-Наумафьяльд, во время извержения вул-

кана Лейрхнукур в 1977 г., сопровождавшегося излиянием базальтовой лавы, поступление магматического расплава в гидротермальный резервуар привело к фреатическим выбросам пемзового материала через пробуренные здесь ранее скважины. Таким образом, участие локализованного глубинного теплового потока в тепловом питании современных гидротермальных систем обнаруживается со всей очевидностью.

Параметры гипотетических источников дополнительного теплового питания можно оценить с помощью численного моделирования. Такой подход описывается ниже применительно к Мутновской гидротермальной системе.

В работе (Кирюхин, Сутробов, 1987) с помощью программы CONVEC исследовалась модель теплопереноса, описывающая остывание в этой системе двух горячих магматических тел с начальной температурой 700 °С. Центр одного из тел по геолого-геофизическим данным (Ю.Ф. Мороз, 1986, личн. сообщ.) предполагался на глубине 7.4 км, другого – на глубине 9 км, в стороне от первого. Общий объем этих тел принимался равным 275 км³. Считалось, что эти тела внедрились 35 тыс. лет назад в водонасыщенный резервуар протяженностью 15 км и шириной 5 км. В левой части модели задавалась инфильтрация вод со средней интенсивностью 5 кг/с км², в правой – их разгрузка. Под воздействием тепловых источников в резервуаре формируется термоаномалия, близкая по форме к фактическому распределению температур в пределах Мутновского геотермального месторождения. Тепловая мощность разгрузки, полученная для этой модели, оказалась равной 168 МВт.

В других работах (Kiryukhin, 1996; Кирюхин, 2002) исследовалась более детальная модель, включающая Дачный и Верхне-Мутновский участки Мутновского геотермального месторождения. Для создания этой модели использован вычислительный код TOUGH2 и трехмерная прямоугольная вычислительная сетка (контуры модели в плане изображены на рис. 1), состоящая из 5-ти слоев в диапазоне глубин от поверхности до -1000 м. Данная модель не включает в качестве внутренних тепловых источников магматические тела, предполагавшиеся первой моделью. Вместо этого во второй модели задаются внешние источники, адекватно описывающие кондуктивный тепловой поток через основание резервуара и приток в него глубинного теплоносителя. Моделирование естественного состояния резервуара представляет собой решение обратной задачи по оценке этих внешних источников, причем в качестве критерия сходимости используются фактические значения температур и давлений в исследуемом резервуаре. В результате моделирования получен следующий тепловой и массовый балансы для геотермального резервуара (табл. 1).

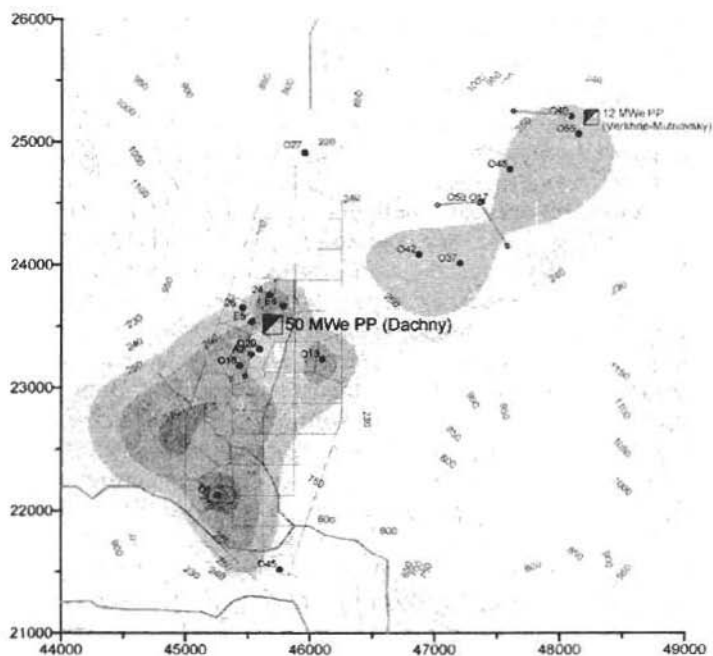


Рис.1. Мутновское геотермальное месторождение в контурах модели (Kiryukhin, 1996), изображенная вычислительная сетка соответствует геотермальному резервуару продуктивной зоны «Основная» (Kiryukhin, 2003, 2004, 2005; Kiryukhin, Vereina, 2005) показаны также распределение температур на абс. отм. –250 м, элементы топографии и Мутновские ГеоЭС. Устья продуктивных скважин показаны закрашенными кружками, проекции продуктивных зон на поверхность – звездочками.

Таблица 1

Баланс тепла и массы на Мутновском месторождении

Баланс	Массовый, кг/с	Тепловой, МВт
Приток в резервуар		
Глубинный теплоноситель с энтальпией 1390 кДж/кг (уч-к Дачный)	39	54.2
Глубинный теплоноситель с энтальпией 1270 кДж/кг (уч-к Верхне-Мутновский)	15	19.1
Кондуктивный тепловой поток		1.6
Итого:	54.1	74.9
Разгрузка из резервуара		
Нисходящий поток конденсата	16	18.4
Паровые струи		
уч-к Дачный	0.9	2.7
уч-к Верхне-Мутновский	0.04	0.3
Горячие источники	37.2	40.7
Кондуктивные теплотери через поверхность		12.8
Итого:	54.1	74.9

Еще одна модель была рассмотрена в работе (Vereina, 2003) по моделированию естественного состояния Мутновского месторождения – она включала исследованную область месторождения и близлежащую территорию. Для создания модели использовались вычислительный код TOUGH2 и 5-слойная вычислительная сетка (мощность каждого слоя 500м, средняя глубина первого слоя 250 м. абс. отм.), построенная с помощью генератора вычислительных секток A-Mesh. Тепловые и массовые источники и стоки предполагались в слое со средней глубиной -1250 м абс. отм. Рассматривалось три варианта моделирования. В первом случае (V-1) предполагалось наличие одного источника (SOU1) под областью Северо-Мутновских термопроявлений, и одного стока (SIN1), моделирующего разгрузку флюида, в элементе на северо-восточной границе месторождения. Это предположение соответствует представлению концептуальной модели о направлении потока флюида в резервуаре. В двух других случаях предполагалось существование дополнительных тепловых и массовых источников. В случае V-2 это второй дополнительный источник (SOU2) под участком Дачных термопроявлений, а в случае V-3 - два дополнительных источника (SOU2 и SOU3), расположенные под участками Дачный и Верхне-Мутновский.

Последнее предположение представляется наиболее достоверным, что подтверждается результатами моделирования. При этом наблюдается более точное соответствие расчетного распределения давления в пределах месторождения с данными измерений в скважинах. Кроме того, в случае V-3 оценка потока флюида в резервуар и расположение источников массы и энергии в пределах месторождения соответствуют модели, рассматриваемой в работе (Кирихин, 2002).

Расчетное распределение температуры и давления и расположение двухфазной зоны в слое В (абс. отм. –250 м) в случае V-3 показано на рис. 2. Оценки массового расхода и энтальпии для источников и стоков при трех вариантах моделирования представлены в таблице 2.

Таблица 2.

Результаты моделирования естественного состояния Мутновского геотермального месторождения (Vereina, 2003).

Вариант моделирования	Источник/Сток	Расход (кг/с)	Энтальпия (кДж/кг)
V-1	SOU 1	50	1650
	SIN 1	21	728
V-2	SOU 1	30	1650
	SOU 2	20	1650
	SIN 1	22	959
V-3	SOU 1	20	1650
	SOU 2	20	1650
	SOU 3	15	1650
	SIN 1	45	1152

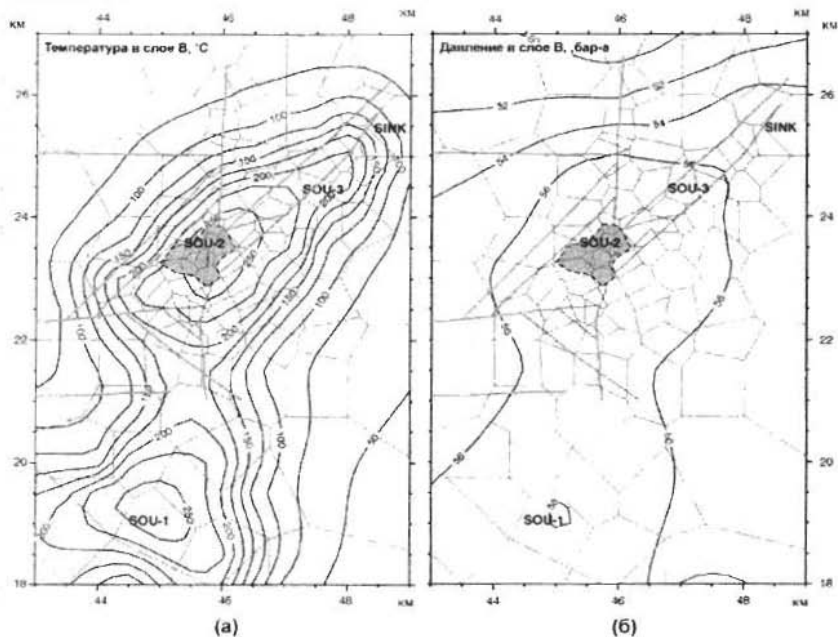


Рис. 2. Результаты TOUGH2-моделирования естественного состояния Мутновского геотермального месторождения (Vereina, 2003): оценка распределения температуры (а) и давления (б) в слое В (-250 м абс. отм.). Область, закрашенная серым, соответствует двухфазной зоне. Вариант моделирования V-3.

После выявления геометрии продуктивной зоны «Основная» на участке Дачный Мутновского геотермального месторождения была разработана еще более детальная модель резервуара (Kiryukhin, 2004; Kiryukhin, Vereina, 2005). Она в явном виде описывает вскрытую скважинами продуктивную зону северо-северо-восточного простирания с падением на ЮЮВ под углом в среднем 60° (Kiryukhin, 2004; Kiryukhin, Vereina 2005). Контуры вычислительной сетки в плане изображены на рис.1. Для описания продуктивной зоны использован генератор вычислительных сеток A-Mesh, с некоторыми дополнениями. Уточненное значение притока глубинного теплоносителя в геотермальный резервуар оценено в 54 кг/с при энтальпии теплоносителя 1390 кДж/кг.

Заключение

В общем, картину теплоассоциации в современных гидротермальных системах можно представить следующими образом. Холодная метеорная вода из областей питания опускается по субвертикальным проницаемым зонам (разломы, жерла вулканов, контакты интрузий). В пределах магматогенных термоаномалий эта вода преобразуется в высокотемпературный «родительский геотермальный флюид», нагревающийся за счёт теплообмена с магматическими

газами и вмещающими породами. Далее потоки этого теплоносителя поднимаются по проницаемым зонам, образуя «геотермальные резервуары» и достигая земной поверхности в виде горячих источников и фумарол. Циркуляция гидротерм от областей водного питания системы до областей их разгрузки управляется перепадом давления и вариациями плотности флюида (вынужденная и свободная конвекция) и проницаемостью вмещающих горных пород.

«Инженерный» подход к проблеме изучения геотермальных резервуаров, основанный на применении численного моделирования (TOUGH2), позволяет оценить параметры источников их теплового питания (расход восходящего потока глубинного теплоносителя и его энтальпию) на основе моделирования естественного состояния. Это представляет собой решение обратной задачи по обеспечению сходимости модельных и фактических значений температуры и давления в геотермальном резервуаре. При таком подходе нет необходимости в выяснении геометрии и состояния питающих магматических систем, что представляет собой в большинстве случаев неразрешимую задачу.

Вместе с тем, условия сосуществования активных вулканов и гидротермальных систем до сих пор не вполне понятны. Мутновское геотермальное месторождение и кратерные фумарольные поля Мутновского вулкана располагаются всего в 8 км друг от друга, тяготея, по-видимому, к одной и той же трещинной зоне повышенной проницаемости, которая служит каналом для транспорта и магм, и термальных флюидов. Возможен ли рост мощности теплового питания геотермального месторождения при его эксплуатации за счет энергетического потенциала Мутновского вулкана и можно ли таким способом повлиять на его активность – проблема, требующая дальнейшего изучения (рис.3).



Рис. 3. Мутновская ГеоЭС и вулкан Мутновский на заднем плане.

Литература

Аверьев В.В. О соотношении между гидротермальной и вулканической деятельностью // М-лы II Всесоюзн. вулканол. совещ., Петропавловск-Камч.: Дальневост. кн. изд-во, 1964. С. 251-253.

Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф. Мутновский геотермальный район на Камчатке // «Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях», М.: Наука, 1979. С. 36-45.

Иванов В.В. Основные закономерности распространения и формирования термальных вод СССР // «Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР», М.: Медгиз, 1960. С. 171-260.

Иванов В.В., Кононов В.И. Проблемы генезиса терм регионов активного вулканизма // Изв. АН СССР, сер. геол., 1977, № 11. С. 131-143.

Ильин В.А. Исследование энергетического баланса современных гидротермальных систем. М.: Наука, 1977. 106 с.

Кириухин А.В., Сугробов В.М. Модели теплопереноса в гидротермальных системах Камчатки. М.: Наука, 1987. 149 с.

Кириухин А.В. Моделирование эксплуатации геотермальных месторождений. Владивосток: Дальнаука, 2002. 216 с.

Кононов В.И. Влияние искусственных и естественных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. М.: Наука, 1965. 165 с.

Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (Труды ГИН АН СССР, вып. 379), М.: Наука, 1983. 215 с.

Кононов В.И., Поляк Б.Г. (1964) Большие Банные источники на Камчатке // «Гидрогеотермические условия верхних частей земной коры». М.: Наука, 1964. С. 52-71.

Красовой Ю.А., Охупкин В.Г., Сержников А.И. О некоторых вопросах формирования Большие-Банной и Карымчинской гидротермальных систем // «Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности», М.: Наука, 1977. С. 65-73.

Поляк Б.Г. Геотермические особенности области современного вулканизма (на примере Камчатки). М.: Наука, 1966. 180 с.

Поляк Б.Г., Безух Б.А., Кафтан В.И. и др. (1984) Опыт наземной ИК-съемки для оценки температуры и теплоизлучения термальных полей вулкана Мутновского (Камчатка) // Вулканология и сейсмология, 1985, № 3. С.54-63.

Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Буачидзе Г.И. и др. Изотопный состав He и Ar в термальных флюидах Альпийско-Апеннинского региона и его связь с вулканизмом // Доклады АН СССР, 1979, т.247. С.1220-1225

Сугробов В.М. Геотермальные ресурсы Камчатки, классификация и прогнозные оценки // «Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях», М.: Наука, 1979. С. 26-35.

Трухин Ю.П., Петрова В.В. Некоторые закономерности современного гидротермального процесса. М: Наука, 1976. 178 с.

Эллис А.Дж. Геохимия гидротерм вулканических районов // «Проблемы геохимии», М.: Мир, 1965, С. 167-179.

Böðvarsson G. Physical characteristics of natural heat resource in Iceland // UN Conf. on New Sources of Energy, Rome, 1961. P. 1-19.

Kiryukhin A.V. Modelling Studies: Dachny Geothermal Reservoir, Kamchatka, Russia // *Geothermics*, vol.26, no.1, 1996, p.63-90.

Kiryukhin A.V. Modeling of the Exploitation of the Mutnovsky Geothermal Field in Relation to 50 MW_e PP steam supply // Int. Geothermal Workshop "Energy without Smoke", Sochi, Russia, 6-10 October 2003. P. 91.

Kiryukhin A.V. Modelling study of the Mutnovsky geothermal field (Dachny) in connection with the problem of steam supply for 50 MWe PP // Proceed. 29-th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California, January 26-28, 2004, SGP-TR-175, 7 p.

Kiryukhin A.V. Modelling of the Dachny Site Mutnovsky Geothermal Field (Kamchatka, Russia) in Connection with the Problem of Steam Supply for 50 MWe Power Plant // Proceedings World Geothermal Congress 2005, Antalya, Turkey, 24-29 April 2005.

Kiryukhin A.V., Vereina O.B. Modelling of the fault type geothermal reservoir (Dachny site, Mutnovsky geothermal field) // Proceed. 30-th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, Cal., Jan. 31-Feb. 2, 2005. SGP-TR-176.

Kononov V.I., Polyak B.G. Indicators of abyssal heat recharge of recent hydrothermal Phenomena // Proceed. 2nd UN Symp. On the Development and Use of Geotherm. Res., vol. 1, San Francisco, 1975. P. 767-773.

Vereina O.B. Natural state modeling of the Mutnovsky geothermal field, Kamchatka, Russia // Geothermal training in Iceland 2003 (Reports of the UNU GTP), Reykjavik, 2003. P. 505-526.

White D. E. Thermal waters of volcanic origin // Bull. Geol. Soc. of Amer., 1957, vol. 68, no. 12. P.1637-1657.

White D. E. Some principles of geyser activity, mainly from Steamboat Springs, Nevada // Amer. J. Sci., 1967, vol. 265, no. 8. P. 641-684.