

Аварийный фонтан, полученный на Тарумовской параметрической скважине №1 – в 70-м году ПО «Дагнефть» при глубине ~ 5500 м, выбрасывал пароводяную смесь дебитом 12000 м³/сут, температурой на устье 190°C, избыточным давлением на устье 130 атм, минерализацией 210 г/л и высоким промышленным содержанием ценных элементов (мг/л): Li – 210, Rb – 10-16, Cs – 35 J – 23, Br – 681, H₃BO₂ – 442, Mg – 1276, Sr – 600-1500 мг/л. В результате были пробурены еще 5 самых глубоких геотермальных скважин в СССР по 5500 м с целью строительства опытно-промышленного Гео-ТЭС мощностью до 10 МВт и гидроминерального химического комбината

Выполненные тогда совместные ТЭР показали, что указанная скважина выбрасывала на поверхность в год 950 т лития, 5000 т стронция, 60 т. рубидия, 12 т. цезия, 2110 т. брома, 750 т. метаборной кислоты, сотни и тысячи тонн других ценных элементов и минеральных солей. Испытание пробуренных в 80-х годах других скважин №№ 6, 4, 2 дало близкие результаты. Экономические показатели переработки промышленных вод Тарумовской площади показаны в таблице 3. Суммарная годовая добыча – 5,5 млн. м³ при суммарном дебите законсервированных в 1984 году трех скважин составляет 15000 м³/сутки.

Таблица 3

| Потенциальные ресурсы товарной продукции переработки промышленных вод Тарумовской площади | | | | |
|---|---------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|---|
| №№ п/п | Наименование товарной продукции | Оптовая цена, тыс. руб. за тонну | Товарная продукция за год, тонны | Стоимость товарной продукции за год млн. руб. в год |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| 1 | CaO | 48 | 85322 | 4095,45 |
| 2 | MgO | 58,8 | 14782 | 869,18 |
| 3 | LiCO ₃ | 148 | 4516 | 668,36 |
| 4 | RbCl | 5900 | 57,5 | 339,25 |
| 5 | CsCl | 4900 | 20,55 | 100,69 |
| 6 | SrCO ₃ | 76 | 9580 | 728,08 |
| 7 | NaBr | 315 | 4172 | 1314,18 |
| 8 | H ₃ BO ₃ | 52 | 285 | 14,82 |
| 9 | J | 840 | 100,2 | 84,16 |
| 10 | NaCl | 1,05 | 855000 | 897,75 |
| | ИТОГО | | | 9111,95 |

В результате освоения тарумовских рассолов будут созданы необходимые условия для обеспечения оборонной и гражданской промышленности карбонатом лития, рубидия, цезия, что благотворно отразится на развитии экономики республики.

Таким образом, экономическая эффективность освоения тарумовских паротермальных рассолов достаточно велика.

Литература

1. Курбанов М.К. Геотермальные и гидроминеральные ресурсы Восточного Кавказа и Предкавказья. М., «Наука», 2001. – 250с.
2. Курбанов М.К. Курбанов А.М. Дагестанская провинция редкометальных перегретых рассолов – крупная сырьевая база для создания высокоэффективного горно-химического и энергетического комплексов на юге России. «Возобновляемая энергетика: проблемы и перспективы» (материалы международной конференции к 25-летию ИПГ ДНЦ РАН). Том I. Махачкала, 2005г., С. 100-117.
3. Алиев Р.М., Алхасов А.Б., Исрапилов М.И., Бадавов Г.Б. Геотермальные проекты Республики Дагестан, как объект привлечения инвестиций. «Возобновляемая энергетика: проблемы и перспективы» (материалы международной конференции к 25-летию ИПГ ДНЦ РАН). Том I. Махачкала, 2005г., С. 118-150.
4. Сайт в Интернете – www. Vekton.ru.

Количественная интерпретация трансгрессий Каспия по “тепловым следам”

А.М.Бойков
ИПГ ДНЦ РАН

Введение. Медленное рассеивание эндогенных и экзогенных тепловых импульсов в геологической среде позволяет улавливать “тепловые следы” геотермических палеособытий и дешифровать их. Нестационарные геотермические палеоаномальные эффекты несут информацию о геодинамике. Ранее нами были показаны возможности качественной интерпретации трансгрессивно-регрессивной цикличности в масштабе исторического времени на основе данных изучения геотермического поля вблизи береговой линии [1,2,3]. В настоящем докладе обоснован метод количественной оценки “тепловых следов”, вызванных трансгрессиями, происходившими несколько десятков тысяч лет назад, основы которого в тезисном виде были изложены в нашей работе [4].

Постановка задачи. Граница раздела суша-море проявляется в геотермическом разрезе береговой линии аномалиями, которые простираются на глубину нескольких десятков метров от поверхности. Природа таких аномалий обусловлена воздействием двух факторов. Во-первых, стыковкой массивов пород суши с водной толщей шельфа, эффективные коэффициенты теплопроводности которых контрастны, а

границы раздела суше-море перемещается, что в сумме вызывает аномальный эффект эндогенного теплового поля нестационарного характера. Во-вторых, перепадом вдоль границы раздела суша-море многолетних средних температур поверхности (сегодня это $2,4^{\circ}\text{C}$). При перемещении границы он обуславливает распространение с поверхности в глубину теплового импульса.

Роль первого фактора оценена модельным разрезом (см., рис.1) температурного поля вкост стыка суши и водного бассейна в монографии Ж.Гогеля [5]. Конфигурация изотерм в вертикальном разрезе под береговой линией может служить наглядным отличительным признаком для идентификации линии длительного стояния берега в прошлые эпохи. При продолжительном времени стояния палеоберега его “тепловой след” и место стояния могут быть идентифицированы в современном геотермическом разрезе.

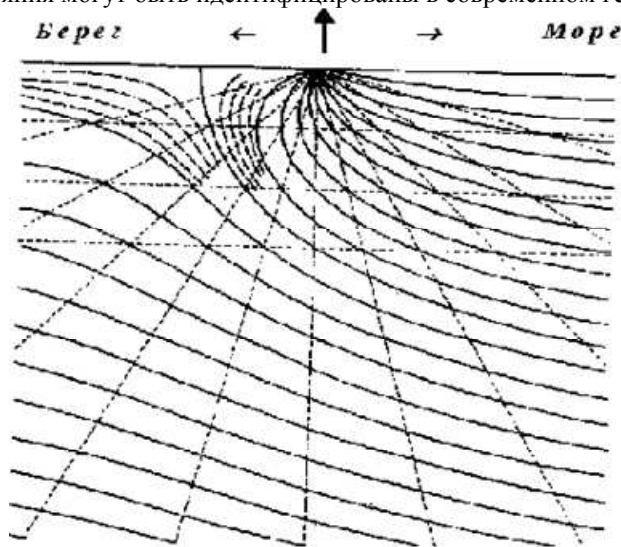


Рис.1. Конфигурация изотерм эндогенного поля в вертикальном разрезе под береговой линией по данным моделирования [5].

Явное влияние второго фактора ощущается в аномальных приращениях температур по глубине. Отражает суперпозицию эндогенного и экзогенного температурных полей по профилю скважин вкост береговой линии. Натурные исследования поля и модельные расчеты в рамках прямой задачи палеогеотермии показали, что вдоль стыка двух сред (суша-море) возникает экзогенный аномальный эффект такого типа. В масштабе исторического времени он сохраняется на все время неподвижного стояния берега [1-3].

Количественные оценки требуют постановки и решения обратной задачи палеогеотермии, связанной с трансгрессивно-регрессивной цикличностью. Логика такого решения может быть выражена следующим алгоритмом: 1) построение по данным натурных измерений температуры профильного разреза вкост береговой линии в районе предполагаемой трансгрессии; 2) сопоставление рисунка изотерм разреза с модельным полем, полученным на основе решения задачи для береговой линии (например, по Ж.Гогелю); 3) идентификация в разрезе характерной аномалии “теплового следа”, приуроченной в модельном разрезе к береговой линии и обусловленной эффектом поля вдоль линии суша-море; 4) использование решения нестационарной задачи теплопроводности по распространению теплового импульса с поверхности для определения его временных параметров; 5) поиск в наборе модельных решений варианта с совпадением конфигурации изотерм разреза с модельным полем температур; 6) определение времени трансгрессии по временным параметрам решения модельной задачи, которое совпало с аномалией “теплового следа” в конфигурации изотерм разреза по натурным данным; 7) сопоставление найденных временных границ трансгрессии с хронологической шкалой, и идентификация трансгрессии, оставившей “тепловой след”.

Решение задачи на примере Димитровской площади Приморского Дагестана. В качестве объекта исследований нами была выбрана Димитровская площадь - между городами Махачкалой и Каспийском. Граница раздела суша-море синхронно циклам трансгрессий перемещалась по латерали вкост береговой линии в масштабе геологического времени. Аномальный эффект, приуроченный к границе раздела сред, двигался в пространстве в том же масштабе времени вместе с границей. Он последовательно рассеивается у палеобереговой линии по мере длительного стояния берега и формируется вновь вдоль новой линии стояния. Здесь Институтом проблем геотермии ДНЦ РАН ранее выполнялись натурные геотермические скважинные исследования с целью изучения тепловых потоков Земли.

Для анализа геотермического режима прибрежной зоны суши Приморского Дагестана нами использовались данные измерений температур через 5 м по глубине в специально пробуренных необсаженных скважинах глубиной 50 м по профилю через Димитровскую разведочную площадь вкост береговой линии (измерения выполнены А.В.Савиным). Нами по этим данным был построен геотермический профильный разрез, приведённый на рис. 2 и 3. Как видно из рисунков, в разрезе вблизи двух скважин на-

блюдается характерная для эндогенного геотемпературного поля под береговой линией конфигурация изотерм (см. модель на рис.1), которая при пересчёте модельных данных в значения геотермического градиента даёт величины, приближающиеся в верхней части разреза к *нулевым*. Именно такие значения градиента получены в двух вышеуказанных скважинах. Они служат основными геотермическими *признаками* локализации линии стояния берега.

Причём одна скважина расположена непосредственно у береговой линии, а вторая отнесена от неё по профилю вглубь суши на расстояние около 8,17 км. Тот факт, что характерный аномальный эффект поля, фиксируемый под береговой линией, наблюдается и на большом отдалении от берега, свидетельствует о возможности локализации здесь в прошлые эпохи во время трансгрессии палеобереговой линии. Следовательно, этот эффект может быть “тепловым следом” трансгрессии в прошлом.

Характерно, что вблизи современной линии стояния берега аномальный эффект простирается на всю глубину разреза (см. рис.3), в то время как у скважины, отнесенной по профилю вглубь суши (см. рис.2), эффект нивелирован уже с глубины 15-20 м от поверхности. Ниже изотермы ориентированы здесь плоско параллельно, что свидетельствует об отсутствии источника возмущения поля, как на уровне измерений, так и на большей глубине. Это лишнее свидетельство в пользу мнения о трансгрессивном источнике возмущения поля. Вблизи современной береговой линии аномальный эффект, естественно, сохраняется неизменным. Там же, где он сформировался в прошлые эпохи, геотермическое поле в нижней части разреза уже восстановилось под действием восходящего теплового потока Земли.

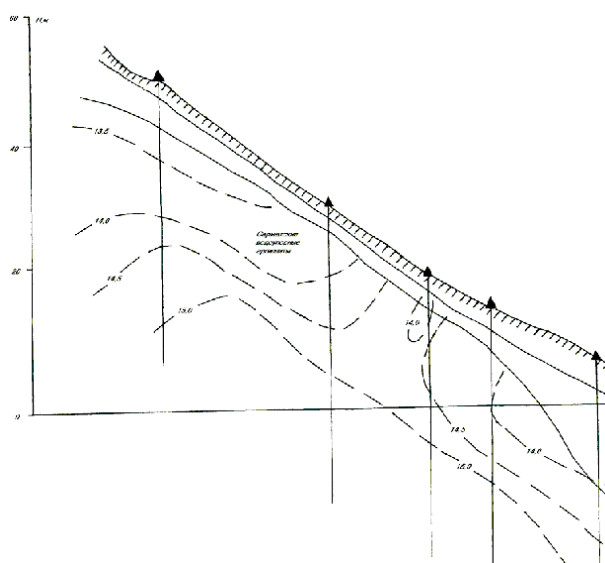


Рис.2. Геолого-геотермический профиль вкост береговой линии через Димитровскую площадь с “тепловым следом” трансгрессии (построен автором по данным измерений, выполненных А.В.Савиным). Пунктирные линии – изотермы в °С.

Геотермическое поле у поверхности формируется как суперпозиция эндогенной стационарной составляющей поля и экзогенной нестационарной составляющей. *Качественная интерпретация* сводится к локализации линии стояния берега в прошлом, которая установилась в результате трансгрессии. Эта задача выполняется на основе идентификации характерных конфигураций изотерм в современном (см. рис.2-3) и модельном разрезах (см. рис.1).

Количественная интерпретация (расчет времени палеовозмущения геотермического поля в связи с трансгрессией) в принципе может быть выполнена двумя способами. Во-первых, моделированием нивелировки аномального эффекта во времени под влиянием восходящего теплового потока Земли на основе модели границы раздела сред суша-море. Но в отличие от стационарной модели Ж.Гогеля, для решения такой задачи необходимо выполнять моделирование нестационарного эффекта в суммарном поле эндогенной и экзогенной составляющих. Тогда методом подбора можно выбрать вариант модельного расчета, где рисунок изотерм совпадёт с геотемпературным разрезом, построенным по данным натуральных измерений. Из решения можно оценить промежуток времени, охваченный трансгрессией. Но это весьма сложный вариант постановки задачи теплопроводности, которая всё еще не решена, так как необходимо решать трехмерную нестационарную задачу (двумерную в пространственных координатах).

Второй способ проще, но его достоверность ниже, кроме прочего, ввиду того, что в решении используется метод исключений. Продемонстрируем реализацию этого способа на основе анализа изменчивости аномального эффекта нестационарной экзогенной составляющей суммарного поля - трансгрессивно-го палеовозмущения температурного поля на земной поверхности в момент локализации стояния берега.

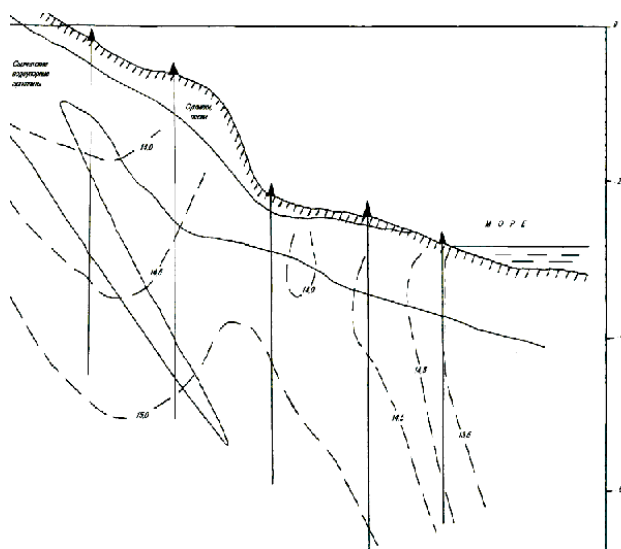


Рис.3. Геолого-геотермический профиль (продолжение в сторону моря профиля на рис.2) вкост береговой линии через Димитровскую площадь с “тепловым следом” современного стояния берега (построен автором по тем же данным). Пунктирные линии – изотермы в °С.

Используем известное решение уравнения теплопроводности для полупространства с граничным условием на поверхности в виде ступенчатой функцией времени [6]:

$$T(z,t) = T_0 + gz + \sum_{i=0}^n \Delta T \left[\operatorname{erf} \left(\frac{z}{2\sqrt{kt_{i-1}}} \right) - \operatorname{erf} \left(\frac{z}{2\sqrt{kt_i}} \right) \right]; \quad \operatorname{erf}(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-l^2} dl \quad (1) \text{ где } \Delta T = \{\Delta T_1$$

при $0 < t < t_1$; ΔT_2 при $t_1 < t < t_2$; ΔT_n при $t_{n-1} < t < t_n$, T_0 – средняя температура на поверхности, $T(z,t)$ – температура на глубине z в момент t , g – геотермический градиент.

Зададим для пункта профиля на рис.2, где характерная конфигурация изотерм указывает на вероятную локализацию стояния берега в прошлом, известные по данным скважины параметры g и k , а в качестве T_0 примем современную среднегодовую температуру поверхности, равную 14°C . Через ΔT обозначим современный перепад температуры на границе суша-море, равный $2,4^\circ\text{C}$. Будем использовать решение (1) без суммирования в последнем слагаемом. Тогда, задавая значения t_{i-1} и t_i в соответствии с хронологической шкалой каспийских трансгрессий Г.И.Рычагова [7] и полагая ΔT равным const, получим распределения температуры по глубине в моменты палеовозмущений температурного поля на поверхности при трансгрессиях, которые будут отражать суммарное экзогенное и эндогенное поле. Экзогенная составляющая выражает аномальный эффект каждой отдельно взятой трансгрессии. Вычитая из суммарного поля решения (1) экзогенную составляющую (третье слагаемое) получим приращения температуры по разрезу во времени, которые на основе значений t_{i-1} и t_i можно идентифицировать по хронологической шкале каспийских трансгрессий [7].

С течением времени нестационарный экзогенный аномальный палеоэффект в разрезе будет рассеиваться, а приращение $\Delta T(z,t)$ – нивелироваться. Очевидно, что это приращение при прочих равных условиях будет тем ощутимее в данных современных инструментальных измерений температуры в скважине, чем меньше времени прошло с момента палеовозмущения (чем ближе к современному моменту искомая трансгрессия). Расчет аномальных приращений экзогенных температур по глубине, выполненный в отдельности для каждой из трансгрессий хронологической шкалы Г.И.Рычагова, приведен в таблице. Из неё следует, что наиболее ощутимым и заметным для наблюдателя будет аномальный эффект “теплого следа” от новокаспийской трансгрессии.

| Аномальные приращения нестационарных температур по глубине в геотермическом разрезе за счет “тепловых следов” каспийских трансгрессий, °С | | | | | | | |
|---|---|---|---|--|---|---|--|
| Глубина, м | Новокаспийская трансгрессия, 0±9 тыс. лет назад | Позднехвалынская трансгрессия, 10±20 тыс. лет назад | | Раннехвалынская трансгрессия, 40±70 тыс. лет назад | Позднехазарская трансгрессия, 90±100 тыс. лет назад | Раннехазарская трансгрессия, 250±300 тыс. лет назад | Бакинская Трансгрессия, 400±500 тыс. лет назад |
| | | В полном объеме | Махачкалинская стадия, 16,0±18,5 тыс. лет назад | | | | |
| 20 | 2,33 | 0,02 | 0 | 0,01 | 0,001 | 0 | 0 |
| 25 | 2,31 | 0,03 | 0 | 0,01 | 0,001 | 0 | 0 |
| 30 | 2,25 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,002 | 0 | 0 |
| 35 | 2,27 | 0,04 | 0,01 | 0,01 | 0,002 | 0 | 0 |
| 40 | 2,26 | 0,04 | 0,01 | 0,02 | 0,002 | 0 | 0 |
| 45 | 2,22 | 0,04 | 0 | 0,01 | 0,003 | 0 | 0 |

Эффект имеет порядок первых градусов Цельсия и с глубины 20 м до уровня 45 м уменьшается на $0,11^\circ\text{C}$. Нестационарное аномальное приращение, вызванное позднехвалынской трансгрессией, имеет

порядок сотых градусов Цельсия ($0,02 \div 0,04^{\circ}\text{C}$). С глубины 20 м до уровня 45 м приращение температуры увеличивается на $0,02^{\circ}\text{C}$. В таблице для сравнения приводится расчет аномального приращения экзогенных температур в период махачкалинской стадии, которая происходила внутри цикла позднехвалынской трансгрессии. Аномальное приращение для неё колеблется по глубине от 0 до $0,01^{\circ}\text{C}$, т.е. находится на уровне точности инструментальных измерений температуры в скважинах. Поскольку весь цикл позднехвалынской трансгрессии длился 10 тысяч лет ($10 \div 20$ тысяч лет назад), а махачкалинская стадия – 2,5 тысячи лет ($16,0 \div 18,5$ тысяч лет назад), то этот расчет иллюстрирует закономерность изменчивости приращений температур во времени. Она состоит в том, что чем больше длительность трансгрессии при прочих равных условиях, тем больше величина аномального эффекта в геотермическом поле.

Как следует из таблицы, наименее ощутимым в отдельности является “тепловой след” раннехвалынской трансгрессии, который выражен приращениями температуры в интервале $0,02 \div 0,01^{\circ}\text{C}$. “Следы” более ранних трансгрессий (раннехазарской, позднехазарской, бакинской и др.) находятся за пределами возможностей их регистрации при натуральных наблюдениях.

Данные таблицы носят оценочный характер, так как в расчете имели место два допущения. Во-первых, перепад многолетних средних температур на границу суша-море в прошлые эпохи мог не соответствовать принятой в расчете в качестве постоянной его современной величине, равной $2,4^{\circ}\text{C}$. Во-вторых, для расчета полного аномального эффекта трансгрессивно-регрессивной цикличности необходимо суммирование эффекта по всем трансгрессиям хронологической шкалы в соответствии с решением (1).

Необходима, кроме того, оценка для эндогенного геотермического поля краевого эффекта, обусловленного перепадом температур на границе суша-море. Краевой эффект перестает ощущаться в данных инструментальных измерений, нивелируясь по мере удаления пункта наблюдений на расстояние x от границы раздела суша-море. Используем известное решение уравнения теплопроводности [6], где граничное условие на поверхности задано как $f(x,y) = \{\Delta T \text{ при } x > 0; 0 = \text{ при } x < 0\}$, а величина ΔT выражается тем же перепадом температур поверхности у границы суша-море:

$$T_{\Delta}(x,z) = \Delta T [0,5 + (1/\pi) \operatorname{arctg}(x/z)]. \quad (2)$$

Поскольку рельеф суши изменчив, то в расчет необходимо вводить поправку на рельеф. Значение поправки введём методом наклонного уступа Лахенбруха (6), где поправки на рельеф g^* , являясь безразмерной величиной, при высоте уступа H , угле наклона β и теплопроводности пород λ даются в специальной таблице приложений к методу [6]. В полном виде с учетом выражений (1) и (2) расчетная формула для произвольного пункта профиля выразится как:

$$T(z,t) = T_0 + gg^*z + \sum_{i=0}^n \Delta T \left[\operatorname{erf} \left(\frac{z}{2\sqrt{kt_{i-1}}} \right) - \operatorname{erf} \left(\frac{z}{2\sqrt{kt_i}} \right) \right] + \Delta T [0,5 + (1/\pi) \operatorname{arctg}(x/z)] \quad (3)$$

На основе формулы (3) для скважины геолого-геотермического профиля Димитровской площади (см. рис.2), где в температурном разрезе наблюдается характерная для длительного стояния береговой линии аномалия, произведены расчеты распределения температуры по глубине. Расчеты производились последовательным наращиванием при суммировании аномальных эффектов очередных трансгрессивных палеовозмущений в соответствии с хронологической шкалой каспийских трансгрессий. Расчетные данные сравнивались с экспериментальной термограммой скважины. Таким способом выполнялась операция последовательного приближения к оптимальной сходимости теоретической и экспериментальной термограмм.

В итоге характерный “тепловой след” на рис.2 был идентифицирован как следствие длительного (продолжительностью около 30 тысяч лет) стояния береговой линии моря, где трансгрессивный цикл начался около 40 тысяч лет назад с последующей регрессией около 70 тысяч лет назад к современным отметкам уровня моря. Это позволяет очертить палеобереговую линию. Количественная интерпретация на основе значений времён, введенных в формулу (3) при расчёте, показала, что зафиксирован “тепловой след” раннехвалынской трансгрессии. Применительно к терминам и периодизации хронологической шкалы Г.И.Рычагова она развивалась $40 \div 70$ тысяч лет назад. На изученном профиле подобный “тепловой след” наблюдается только у современной береговой линии Каспийского моря (см. рис.2-3).

Таким образом, как установлено, трансгрессии Каспия, предшествовавшие раннехвалынской, не оставили в Приморском Дагестане “тепловых следов” в разрезе изученного профиля. За истекшее длительное время аномальные эффекты нивелировались под воздействием теплового потока Земли. Установленная закономерность позволяет использовать “тепловой след” в качестве геотермического признака обнаружения в пределах суши палеограниц распространения длиннопериодных трансгрессий моря.

Литература

1. Бойков А.М. Геотермические методы контроля достоверности реконструкции колебания уровня Каспийского моря // “Мониторинг”, № 1, 1997. -С.15-18
2. Бойков А.М. Контроль достоверности реконструкций колебания уровня Каспия на основе климатической “памяти” геотермического поля // “Наука Дагестана сегодня: уровень и масштабы поиска”/Материалы республиканской научной конференции 16 мая 1996 г. -Махачкала: Изд-во ДНЦ РАН, 1998. -С.82-95

3. Бойков А.М. Трансгрессивно-регрессивная цикличность в “памяти” геотермического поля // Доклады II Международная конференция “Новые идеи в науках о Земле” - секция “Тепловое поле Земли и методы его изучения: Сборник научных статей”. -М.: Изд-во РУДН, 1997. -С.173-176.
4. Бойков А.М. Геотермический метод обнаружения и оценки длиннопериодных трансгрессий Каспийского моря // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Восточного Кавказа и прилегающей акватории Каспия (Материалы научно-практической конференции, посвященной 45-летию со дня основания Института геологии ДНЦ РАН) / Институт геологии ДНЦ РАН, вып. 47. -Махачкала, 2001. -С.39-41.
5. Гогель Ж. Геотермия. -М.: Мир, 1978, 171 с.
6. Любимова Е.А., Александров А.Л., Дучков А.Д. Методика изучения тепловых потоков через дно океанов. -М.: Наука, 1973, 176 с.
7. “Проект моря”. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том VI. Каспийское море. Вып.1. Гидрометеорологические условия. -СПб.: Гидрометеониздат: 1992, 358 с.

Опустынивание как следствие снижения уровня грунтовых вод.

3.3. Щербуль ИГ ДНЦ РАН

Учитывая, что районы Северного Дагестана характеризуются преобладанием испарения над инфильтрацией, напорные воды можно считать основным источником пополнения или питания грунтовых вод. Причём в грунтовые воды разгружалась большая часть артезианских вод на территории Терско-Кумского междуречья в доэксплуатационный период. Величина напорного питания, рассчитанная в [1] балансовым методом для Терско-Кумского участка по разности расходов испарения и инфильтрации составляет 489 тыс. м³/сут., площадной модуль разгрузки 0,26 л/с км². Это означает, что ежегодно уровень грунтовых вод увеличивается за счет притока артезианских вод на 8,2 мм.

Для дагестанской части Терско-Кумского бассейна эта цифра выше и составляет в среднем 13 мм/год, на отдельных площадях повышаясь до 30 мм/год и более. Это связано, как считают некоторые исследователи ([1]) с развитием локальных неотектонических структур. Благодаря ежегодному притоку уровень грунтовых вод находился на большей части области на глубине от 1 до 5 метров.

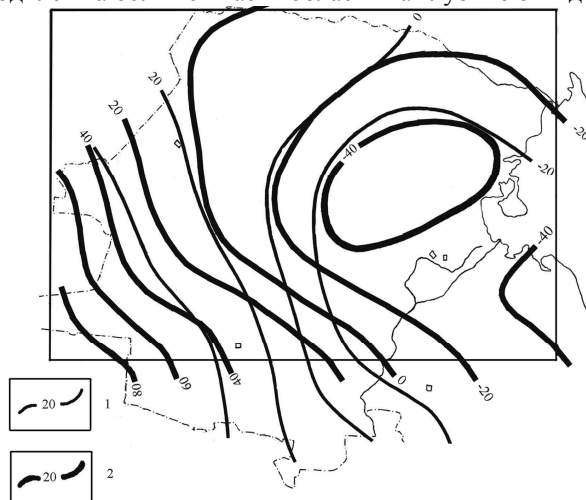


Рис. 1. Схематическая карта современных абсолютных пьезометрических уровней.
1 – бакинский водоносный горизонт; 2 – апшеронский водоносный горизонт.

Если сравнить современные карты абсолютных пьезометрических уровней, построенные по результатам математического моделирования для бакинского и апшеронского водоносных комплексов (рис.1), станет очевидным, что почти для всех точек области $P_{\text{апш.}} < P_{\text{бак.}}$, т.е. вертикальная составляющая скорости фильтрации изменила свое направление на противоположное (рис.2). Данное обстоятельство свидетельствует о том, что грунтовые воды перестают получать подпитку от напорных вод плиоцен-четвертичного комплекса из-за депрессии в последнем. Даже пренебрегая величиной испарения с зеркала грунтовых вод (глубина, на которой испарение практически отсутствует считается равной 6 м), только снижение скорости вертикальной фильтрации неизбежно влечет за собой начало процесса понижения уровня грунтовых вод.

Падение избыточных напоров до нуля в ближайших к поверхности водоносных горизонтах наблюдается в некоторых населенных пунктах уже в 70-е годы: это время можно считать точкой отсчета, начиная с которой уровень грунтовых вод неуклонно снижается, причем скорость падения уровня и площадь, на которую это явление распространяется, находится в прямо пропорциональной зависимости от масштабов образовавшейся депрессии в напорных пластах плиоцен-четвертичных отложений.

Для каждого населенного пункта рассчитывается и фиксируется момент времени t_0 , когда избыточный напор в водоносном горизонте, находящемся наиболее близко к поверхности земли, становится равным 0. Зная величину напорной разгрузки, можно оценить снижение уровня грунтовых вод: