

# ДЕТАЛИЗАЦИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВОДОНОСНОГО ГОРИЗОНТА В КАРСТУЮЩИХСЯ ИЗВЕСТНЯКАХ (ЗВЕНИГОРОДСКИЙ ПОЛИГОН МГУ ИМЕНИ М.В. ЛОМОНОСОВА)



Из фототеки авторов

**ЛЕХОВ А.В.\***

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,  
г. Москва, Россия, [avlekhov@gmail.com](mailto:avlekhov@gmail.com)  
Адрес: Ленинские горы, д. 1, г. Москва, 111991, Россия

**КОРТУНОВ Е.В.**

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,  
г. Москва, Россия, [ekortunov@gmail.com](mailto:ekortunov@gmail.com)

**ЛЕХОВ В.А.**

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,  
г. Москва, Россия, [v.lekhov@gmail.com](mailto:v.lekhov@gmail.com)

**САМАРЦЕВ В.Н.**

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,  
г. Москва, Россия, [vnsamartsev@gmail.com](mailto:vnsamartsev@gmail.com)

**ШАРАПУТА М.К.**

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,  
г. Москва, Россия, [mariya.sharaputa@yandex.ru](mailto:mariya.sharaputa@yandex.ru)

Оригинальная статья

Поступила в редакцию 11.01.2019 / Принята к публикации 22.03.2019 / Дата публикации 29.03.2019

© ООО «Геомаркетинг», 2019

**Аннотация**

Водоносные горизонты в карбонатных карстующихся породах характеризуются известной всем крайней неоднородностью гидрогеологических параметров как в плане, так и в разрезе. В данной работе приведены результаты исследования распределения проницаемости и емкости подольско-мячковского известнякового водоносного горизонта в масштабе первых метров. На основании теоретических разработок, подкрепленных многолетними полевыми экспериментальными исследованиями, показано, что основными элементами структуры водоносного горизонта являются тонкие проницаемые зоны, сформированные в результате карстования на контактах слоев известняков различного литологического состава. Зоны не имеют измеряемой мощности и характеризуются индивидуальными проводимостями и удельными емкостями, изменяющимися на расстояниях около метра. Они разделены относительно слабопроницаемыми толщами незакарстованных известняков. Для выделения тонких проницаемых зон использованы методы расходомерии в статическом и динамическом вариантах, резистивиметрии с детализацией при определении скорости фильтрации. Согласование контактов слоев и зон выполнено с помощью электрического каротажа. Изменения проводимости горизонта и удельных емкостей зон на территории куста из 7 скважин на площади около 40 м<sup>2</sup> с расстояниями между соседними скважинами 3 м определялось перекрестными наливками с регистрацией давлений и температур. Все применяемые методы модифицированы для решения задач работы. Даже на такой территории опробование соседних скважин дает различие проводимости водоносного горизонта почти в полтора раза. Удельные емкости одной тонкой зоны варьируют на порядок. Выявлена асимметрия определяемых параметров при смене ролей центральной и наблюдательной скважины. Результаты позволяют по-новому взглянуть на проблему точности исходной информации для гидрогеологического моделирования — исследованная территория соответствует обычному блоку модели.

**Ключевые слова:**

карст; карстификация; методы исследования; расходомерия; резистивиметрия; перекрестные наливки; термотрасер; подольско-мячковский горизонт

**Благодарности:**

работа выполнена на Звенигородском полигоне МГУ имени М.В. Ломоносова при поддержке гранта РФФИ № 16-05-00807

**Ссылка для цитирования:**

Лехов А.В., Кортуннов Е.В., Лехов В.А., Самарцев В.Н., Шарапута М.К., 2019. Детализация гидрогеологических характеристик водоносного горизонта в карстующихся известняках (Звенигородский полигон МГУ имени М.В. Ломоносова). Инженерная геология, Том XIV, № 1, с. 72–87, <https://doi.org/10.25296/1993-5056-2019-14-1-72-87>

# DETAILING THE HYDROGEOLOGICAL PARAMETERS OF THE AQUIFER IN KARST LIMESTONES (ZVENIGIROD RESEARCH SITE OF THE LOMONOSOV MOSCOW STATE UNIVERSITY)

**ALEXEY V. LEKHOV\***

*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia  
avlekhov@gmail.com  
Address: Bld. 1, Leninskie Gory, 119991, Moscow, Russia*

**EUGENE V. KORTUNOV**

*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia,  
ekortunov@gmail.com*

**VLADIMIR A. LEKHOV**

*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, v.lekhov@gmail.com*

**VSEVOLOD N. SAMARTSEV**

*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia,  
vnsamartsev@gmail.com*

**MARIA K. SHARAPUTA**

*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia,  
mariya.sharaputa@yandex.ru*

*Original paper*

*Received 11 January 2019 / Accepted 22 March 2019 / Published 29 March 2019*

*© "Geomarketing" LLC, 2019*

## Abstract

Aquifers in carbonate karst rocks are characterized by a known extreme heterogeneity of hydrogeological parameters both in the plan and in the section. This paper presents the results of the study of the distribution of permeability and capacity of the Podolsko-Machkovsky limestone aquifer in the scale of the first meters. On the basis of theoretical developments, supported by many years of field experimental research, it is shown that the main elements of the aquifer structure are thin permeable zones formed as a result of the karstification on the contacts of limestone layers of different lithological composition (bedrocks). The zones do not have measurable thickness and are characterized by individual transmissivities and specific capacities varying at distances of about a meter. The zones are separated by relatively low-permeability layers of unkarsted limestone. The methods of flowmetry in the static and dynamic variants, resistivity with details in determining the flow rate are used to identify the thin permeable zones. Layer and zone contacts are performed using electrical logging. Changes in the horizon transmissivity and the specific capacity of the zones in the cluster of 7 wells on an area of about 40 m<sup>2</sup> with distances between adjacent wells of 3 m, was determined by cross-wells pumping tests with the recording of pressures and temperatures. All applied methods are modified to solve the presented problems. Even in such an area the neighboring wells show the difference of the aquifer conductivity almost one and a half times. Specific capacities of one thin zone vary by an order of magnitude. The asymmetry of the determined parameters at changing the roles of the experimental and observation wells has been revealed. The results allow us to take a new look at the problem of accuracy of the initial information for hydrogeological modeling — the studied area corresponds to the usual block of the model.

## Key words:

karst; karstification; research methods; flowmetry; resistivity; cross-well pumping tests; thermal tracer; Podolsko-Machkovsky aquifer

## Acknowledgements:

the study was held on Zvenigorod training area of Lomonosov Moscow State University and funded by Russian Foundation for Basic Research, project 16-05-00807

## For citation:

Lekhov A.V., Kortunov E.V., Lekhov V.A., Samartsev V.N., Sharaputa M.K., 2019. Detailing the hydrogeological parameters of the aquifer in karst limestones (Zvenigirod research site of the Lomonosov Moscow State University). *Engineering Geology World*, Vol. XIV, No. 1, pp. 72–87, <https://doi.org/10.25296/1993-5056-2019-14-1-72-87>

## Введение

Представлено краткое описание результатов исследований структуры проводимости водоносного горизонта в карстующихся подольско-мячковских известняках, в масштабе метров, проводимых на Звенигородском полигоне Московского государственного университета (далее МГУ) имени М.В. Ломоносова, расположенного в окрестностях г. Звенигород Московской области.

Трещиноватые породы, включающие в себя магматические, метаморфические, сцементированные осадочные и карбонатные породы, занимают более половины по-

верхности Земли [28]. Карбонатные породы при этом развиты примерно на 12% общемировой и 35% европейской территорий [16, 30]. По расчетам Г.А. Максимовича [9], на той или иной глубине на них приходится около 25% суши. 25–50% общемировой потребности водоснабжения населения Земли обеспечивается подземными водами из водоносных горизонтов карбонатных пород [19]. В отличие от терригенных трещиноватых пород, в карбонатных происходит растворение/осаждение породообразующих минералов — карстификация. Карстовый процесс обеспечивает изменение водоемкостных и водопроводящих

свойств пласта во времени, приводя к сильной неоднородности их распределения<sup>1, 2</sup>.

Процесс карстообразования наблюдается не только в области питания водоносного горизонта, в месте поступления инфильтрующихся вод, но и в отдалении от него или на глубине, где вода по известным представлениям о скорости растворения<sup>2</sup> [13, 23] должна быть в равновесии с минералами карбонатных пород. «Самая сложная проблема в понимании происхождения пещер состоит в том, как учитывать возникновение ненасыщенной воды на значительном расстоянии от поверхности земли» [21]. Предложено несколько объяснений этому феномену:

1. изменения температуры подземных вод [21, 29];
2. смещение разных вод (коррозия смещения) [4, 18];
3. наводнения в поверхностных водотоках или быстрое снеготаяние, вызывающие очень быстрое пополнение ненасыщенной воды [22];
4. образование кислоты по пути течения, например, окисление пирита [3, 22];
5. медленная кинетика растворения минералов карбонатных пород, увеличение пути насыщения, в частности за счет турбулентности [32, 33];
6. резкие изменения растворимости минералов карбонатных пород, являющихся твердыми растворами, по пути течения воды за счет слоистости массива пород [5, 23, 24].

С одной стороны, часть этих процессов и явлений не подтверждается имеющимися данными, или не является достаточной (например, 3, 5), а с другой — часть из них (например, 2, 4) может объяснить карстообразование только в специфических условиях для карбонатных водоносных горизонтов. Авторы считают наиболее всеобъемлющим и подкрепленным расчетами и экспериментальными полевыми данными объяснение 6, не исключая при этом локальное влияние некоторых других процессов, например, образование кислоты вследствие окисления пирита в горнодобывающих районах при облегчении поступления кислорода.

В современной литературе нет согласия не только на тему ведущей концепции карстообразования вдали от областей питания водоносных горизонтов или на значительной глубине, но, следовательно, и того, как именно учитывать неоднородность, возникающую в таких случаях, при изучении и моделировании процессов течения воды и массопереноса в подобных горизонтах [15, 22]. Тем не менее, большинство концептуальных моделей сходится в том, что во время карстификации максимально расширяются те трещины, которые были самыми раскрытыми изначально, так как они пропускают большие количества растворителя-воды. Также можно считать доказанным, что в процессе карстификации вырабатываются каналы, в которых сконцентрированы водопроводящие свойства пласта, и эти каналы при достаточно быстром водообмене увеличиваются до пещер [6, 15, 17, 25, 27].

Описано несколько попыток механически изучить локальную неоднородность в подобных пластах, проводя и обрабатывая опыты в небольших концентрированных ку-

стах скважин [15, 20, 21, 31]. С авторской точки зрения данные работы ограничены, с одной стороны тем, что при их планировании и обработке почти или вообще не учитываются концептуальные и теоретические модели карстообразования, а с другой, различные методы используются отдельно друг от друга. Также данные работы характеризуются высокой сложностью выполнения предложенных опытов и, особенно, предложенных методов их обработки. Целенаправленные исследования такого рода в карбонатных карстующихся породах проводят на полигоне NES (Пуатье, Франция с 2002 г., в известняках [35]), G360 (Гвелф, Канада с 1990-х гг., в доломитах [34]) и на Звенигородском полигоне МГУ (Россия, с 1970-х гг., в известняках)<sup>3</sup> [7, 12, 26].

Целью данной работы является разработка алгоритма применения, модификации и обработки результатов различных методов для построения концептуальной модели фильтрационной неоднородности карбонатного водоносного горизонта на основании разработанной ранее теоретической модели карстификации<sup>1</sup> [5, 23] на примере подольско-мячковского водоносного горизонта в известняках. В результате первичное понимание распространения фильтрационных параметров может быть достигнуто без существенных изменений привычной схемы и методов работ, применяемых при гидрогеологических исследованиях.

### Геологическое строение и концептуальная модель водоносного горизонта

Звенигородский специализированный учебный полигон геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова располагается на территории Звенигородской биологической станции имени С.Н. Скадовского в Одинцовском районе Московской области, приблизительно в 10 км западнее г. Звенигорода, на правом берегу р. Москвы, на ее первой надпойменной террасе. Полигон находится в пределах Московской синеклизы, верхняя часть разреза которой сложена палеозойскими (каменноугольными), мезозойскими (юрскими и меловыми) и четвертичными отложениями<sup>3</sup>. Аллювиальные отложения имеют мощность около 6 м, ниже, до глубины 60 м, залегают подольско-мячковские известняки трещиноватые и кавернозные, органогенно-детритовые с прослоями доломитизированных и включениями кремней.

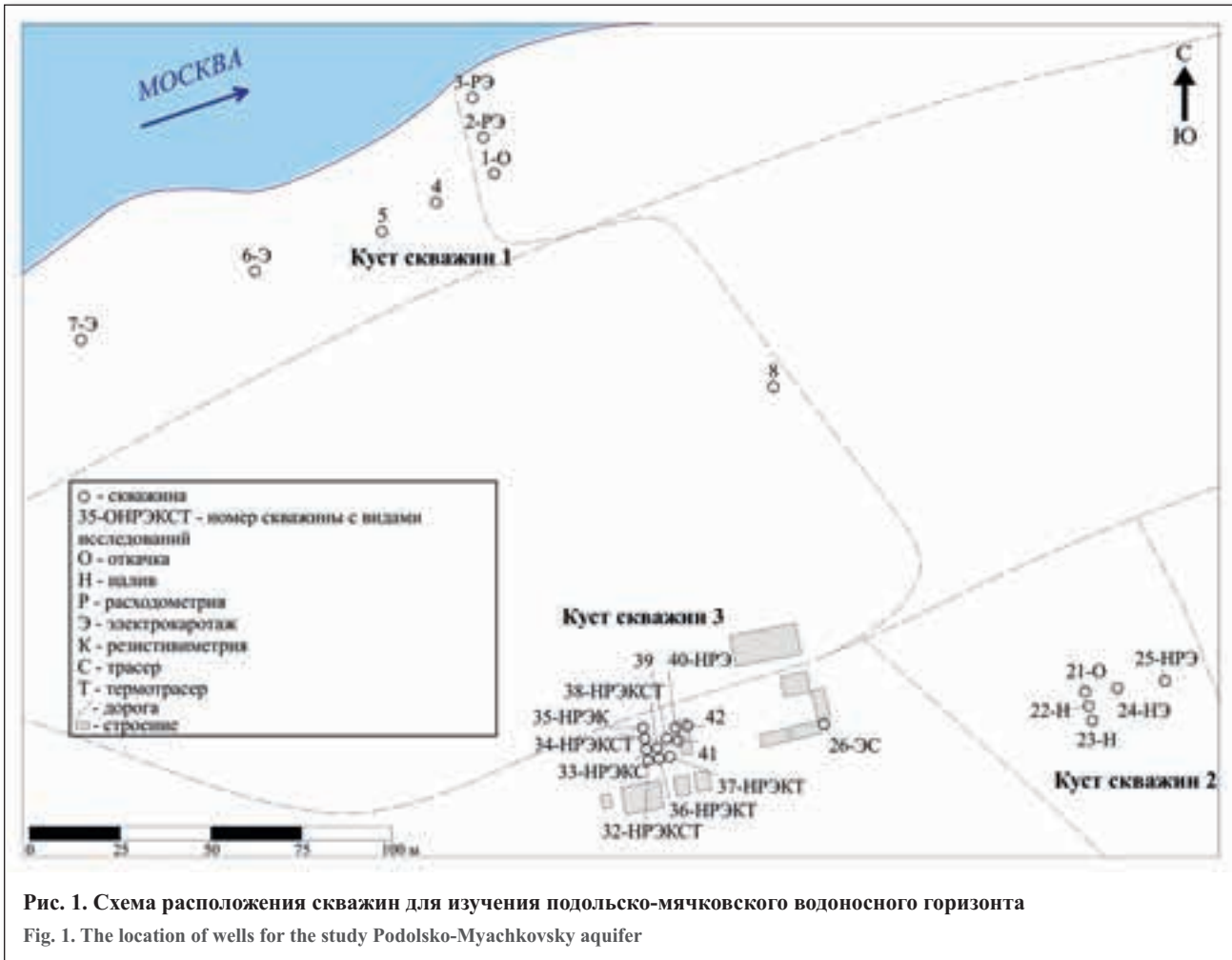
В пределах полигона пробурено 27 скважин на мячковско-подольский водоносный горизонт. Данные скважины сгруппированы в три куста для наибольшего охвата возможных масштабов изучаемых неоднородностей (рис. 1).

Описания разреза различных скважин часто плохо согласуются между собой. По результатам электрокаротажа (измерение кажущейся электропроводности) совместно с корреляцией описаний скважин выделяются 16 слоев в интервале глубин 8–50 м, мощностью от 1 до 7 м; основные различия определяются литологическим составом, структурой пористости и трещиноватости пород. Кровля известняков расположена на глубине около 5,5 м на первой террасе и около 8 м на высокой пойме.

<sup>1</sup> Лехов А.В., 1987. Физико-химические модели гидрогеодинамики массивов карбонатных карстующихся пород. Дис. ... докт. геол.-мин. наук, МГУ, Москва.

<sup>2</sup> Kortunov E., 2018. Reactive transport and long-term redox evolution at the catchment scale. Dissertation zur Erlangung des Grades eines Doktors der Naturwissenschaften (Doctor rerum naturalium), Universität Tübingen, Tübingen.

<sup>3</sup> Королев В.А., Гордеева Г.И., Гриневский С.О., Богословский В.А., (ред), 2000. Полевые методы гидрогеологических, инженерно-геологических, геокриологических, инженерно-геофизических и эколого-геологических исследований. Изд-во МГУ, Москва.



Осредненная проводимость пласта уменьшается от 1000–1200 м<sup>2</sup>/сут в 20–30 м от уреза реки до 400–500 м<sup>2</sup>/сут на удалении 200 м. Имеется связь с рекой, параметр несовершенства ложа для основного подольско-мячковского водоносного горизонта  $\Delta L \approx 250$  м, в русле реки в километре вверх по течению и выше наблюдаются прямые выходы известняков.

Результаты детальных гидрогеологических исследований массивов карбонатных карстующихся пород на основе теоретических разработок [5, 6, 7, 25] показывают, что карстовый процесс определяет развитие двух основных элементов водоносного горизонта:

- 1) тонких зон повышенной проницаемости и незначительной, практически нулевой мощности, совокупность которых обеспечивает всю проводимость горизонта;
- 2) толщ слабопроницаемых карбонатных пород мощностью первые метры, гидравлически разобщающих зоны повышенной проницаемости.

Тонкие зоны повышенной проницаемости возникают на контакте слоев карбонатных пород даже при небольших различиях в составе основного минерала — кальцита, что приводит к смещению химического равновесия системы вода-порода при перемещении воды из одного слоя в другой. В большинстве случаев слоистых толщ известняков кальциты представляют собой твердый раствор, чаще всего карбоната магния в карбонате кальция. Например, вариации магнезиальности верхнеэфельских известняков Северного Урала<sup>1</sup> 0,1–4 мол.% обеспечивают изменение произведения растворимости  $pL \approx 8,49–8,54$ .

Этих изменений вполне достаточно для медленного развития карста при переходе воды из слоя в слой и для формирования тонкой зоны закарстованности.

Таким образом, применительно к массиву карбонатных карстующихся пород формируется многослойная система очень тонких водопроводящих зон (непосредственно на контактах слоев пород) и разделяющих слабопроницаемых толщ, имеющих практически неизменную проницаемость и, как и любой водоупор, обеспечивающих перетекание между зонами. Вода, поступающая в зону, движется к области разгрузки подземных вод, обмениваясь перетеканием с соседними зонами, расположенными выше и ниже рассматриваемой.

Тонкие зоны также существенно неоднородны в плане, поскольку представляют собой систему пересекающихся каналов (плоских труб) разного размера и направленности, преимущественно ориентированных по направлениям трещиноватости. Вследствие развития зоны на контакте слоев она не имеет физически определяемой мощности ( $m$ , [L]). При бурении зоны не выявляются как некоторые слои особых пород (рис. 2), поэтому они могут характеризоваться как отдельные пласты с проводимостью  $T = km$  ( $k$  — коэффициент фильтрации, [L/T]) и удельной емкостью пласта  $nm$  ( $n$  — пористость, [-]). Определение собственно коэффициента фильтрации или пористости тонкой зоны невозможно [5, 12, 27].

В соответствии с вышеприведенной концептуальной моделью неоднородности в толще подольско-мячковских известняков на территории Звенигородского полигона выделяются 7 тонких зон проводимости. Изучение их



свойств в плане затруднено недостаточной возможностью их изоляции друг от друга одновременно в стволах всех скважин. В результате этого при наливах или трасерных испытаниях одна из зон всегда будет «задавливать» другие вследствие неравномерности передачи напора и перетекания по стволам скважины. Иными словами, в каждой наблюдательной скважине будет основная зона, напор в которой в процессе эксперимента поднялся сильнее, чем напор в остальных зонах, и вода по стволу скважины будет поступать из основной зоны (микрооткачка) в соседние (микроналив) через ствол скважины [8]. В данной работе часть исследований сделана для двух наиболее водопроводящих зон, в дальнейшем плановая неоднородность изучалась преимущественно на их примере.

### Методы исследований

Для обоснования параметров математических моделей, с учетом сложной структуры проводимости, предложен набор полевых методов с последующим комплексированием результатов их обработки. Приведены результаты исследований методами, позволяющими охарактеризовать неоднородность горизонта: электрокаротаж, расходометрия, резистивиметрия, перекрестные откачки, перекрестные наливы термотрасера.

#### Электрокаротаж

Метод использовался для расчленения разреза, поиска границ литологических разностей и корреляции разрезов скважин. Была применена 4-х электродная симметричная схема на переменном токе с получением сигнала в виде измеряемой электрической проводимости (рис. 3). Использовался кондуктометр переменного тока «Эксперт-002» с записью результатов в компьютер. Зонды симметричные АМNB, с расстоянием АВ 1 м и MN 0,1 м. Параметры зонда определены экспериментами с различными базами АВ и размещением приемных электродов MN. Измерения сделаны в 13 скважинах одинаковой конструкции с открытым стволом в подольско-мячковском водоносном горизонте. Несмотря на сильные различия описаний скважин, метод показал четкую сходимость результатов по всем скважинам.

#### Расходометрия

Расходометрия является одним из самых значимых и точных методов гидрогеологического каротажа [2]. Методика проведения опыта определяется теоретическими предположениями формирования проницаемости пород, в дан-

ном случае карстовым процессом — чередованием тонких зон проводимости и слабопроницаемых разделяющих толщ [12, 26]. Диаметр ствола скважины зависит от способа бурения и способности пород к разрушению и не является постоянным по глубине, вследствие этого обычная методика измерения расходов по стволу скважины в зависимости от глубины в фиксированных точках не дает положительного результата (см. рис. 3).

Измерения проводились расходомером турбинного типа РЭС-2, имеющим скважинные снаряды ПС-56 и ПС-70м, центрируемые по оси скважины, но не перекрывающие ствол. Таким образом, расходомер четко фиксирует расход, проходящий через канал скважинного прибора. Для определения расхода через все сечение ствола используются тарировочные кривые, входящие в комплект поставки. Для перехода от расхода через канал прибора к расходу через ствол скважины необходима ее кавернограмма. Использовался каверномер КМ-2 с тарировкой по кольцам известного размера после записи каждой кавернограммы, так как настройка всей измерительной цепи меняется в зависимости от условий опыта. Запись результатов кавернометрии и расходометрии велась каротажным аналоговым или цифровым регистраторами.

Методика выполнения опыта определялась изменчивостью диаметра ствола скважины по глубине (см. рис. 3). При длине рабочего канала прибора 25–30 см резкие изменения диаметра ствола происходят на соизмеримом по длине участке ствола. Поэтому использовалась методика первоначального выделения проницаемых зон динамической расходометрией, заключающейся в опускании расходомера с постоянной скоростью при подаче в скважину воды с известным расходом (налив). После этого на кривой записи вращения крыльчатки расходомера (см. рис. 2) определялись места резкого изменения частоты вращения. Далее проводилась статическая расходометрия, заключающаяся в выборе по кавернограмме мест гладкого ствола между проницаемыми зонами и измерения в них частоты вращения крыльчатки с вычислением расхода по стволу скважины по тарировочным зависимостям.

Определение доли проводимости пласта, обеспечиваемой данной тонкой проницаемой зоной, проводилось построением статической расходограммы по измеренным расходам. Сокращение расхода после прохождения потоком проницаемой зоны по отношению в подаваемому в скважины расходу определяет долю проводимости зоны с точностью измерения расходов.

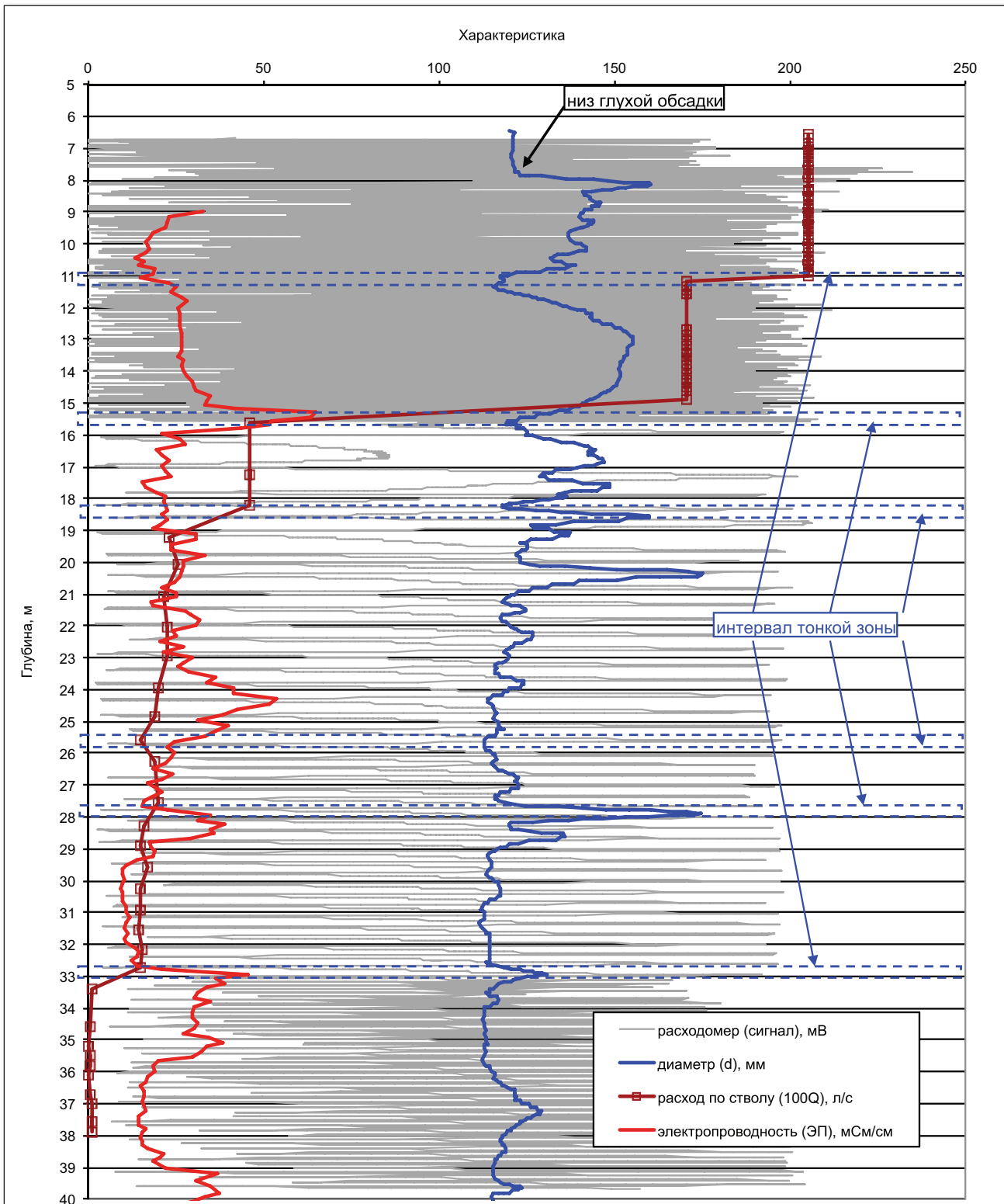


Рис. 3. Совмещенный график динамической расходомерии (сигнал крыльчатки ПС-70м) при наливе, кавернометрии (диаметр ствола скважины), регистрируемой электропроводности (симметричный зонд АВ = 1 м, NM = 0,1 м) и расхода по стволу скважины (100Q — увеличен в 100 раз) по результатам автоматической обработки в скв. 33. Синие пунктирные прямоугольники — тонкие проницаемые зоны

Fig. 3. Combined graph of dynamic flowmetry (PS-70m impeller signal) during injection, caliper logs (diameter of the borehole), recorded electrical conductivity (symmetrical electrical logging sonde AB = 1 m, NM = 0.1 m) and borehole flow rate (100Q — increased in 100 times) according to the results of automatic processing in well 33. Blue dashed rectangles — thin permeable zones

Дополнительно сделана попытка определения расхода по стволу скважины непосредственно из результатов динамической расходомерии (см. рис. 3). Для этого написана программа, включающая селективные фильтры, изменяющиеся в зависимости от частоты вращения крыльчатки.

Верхние прямолинейные участки являются осреднением нескольких оборотов вследствие наличия турбулентности потока — локально переменных скоростей и направлений. Далее производится выделение последовательности сигналов, соответствующих одному обороту, и характерных

точек, которые позволяют установить направление вращения крыльчатки. После этого определяется частота вращения крыльчатки за вычетом частоты вращения в неподвижной воде (в данном случае глубины более 35 м), и с помощью кавернограммы вычисляются расходы по стволу скважины. Кавернограмма также сглаживается соответствующим фильтром на основании существования теневых зон потока при резких локальных расширениях ствола. Результат всех опытов и выделенные тонкие зоны показаны на рис. 3. Интервалы глубин, в которых находятся тонкие зоны, определены по нескольким опытам расходомерии скважины в статическом и динамическом вариантах с учетом кавернометрии и резистивиметрии. Автоматическая разборка динамической расходограммы пока еще не имеет достаточной чувствительности для выделения зон с небольшими значениями проводимости.

*Резистивиметрия скважин*

Цель опыта — выделение положений тонких проницаемых зон и скоростей фильтрации в них. Метод разработан Н.А. Огилви и Д.И. Федоровичем [11], состоит в первоначальном засолении воды в стволе скважины и слежении во времени за изменением солености раствора за счет поступления чистой воды естественного потока и выноса соленой. Метод успешно работает в породах невысокой проницаемости и без перетекания по столу сква-

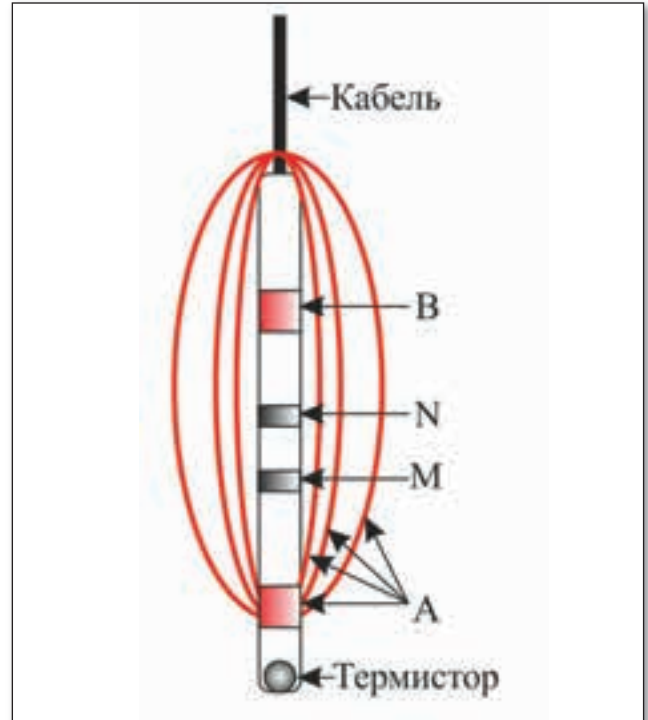


Рис. 4. Датчик резистивиметрии

Fig. 4. Resistivity Sensor

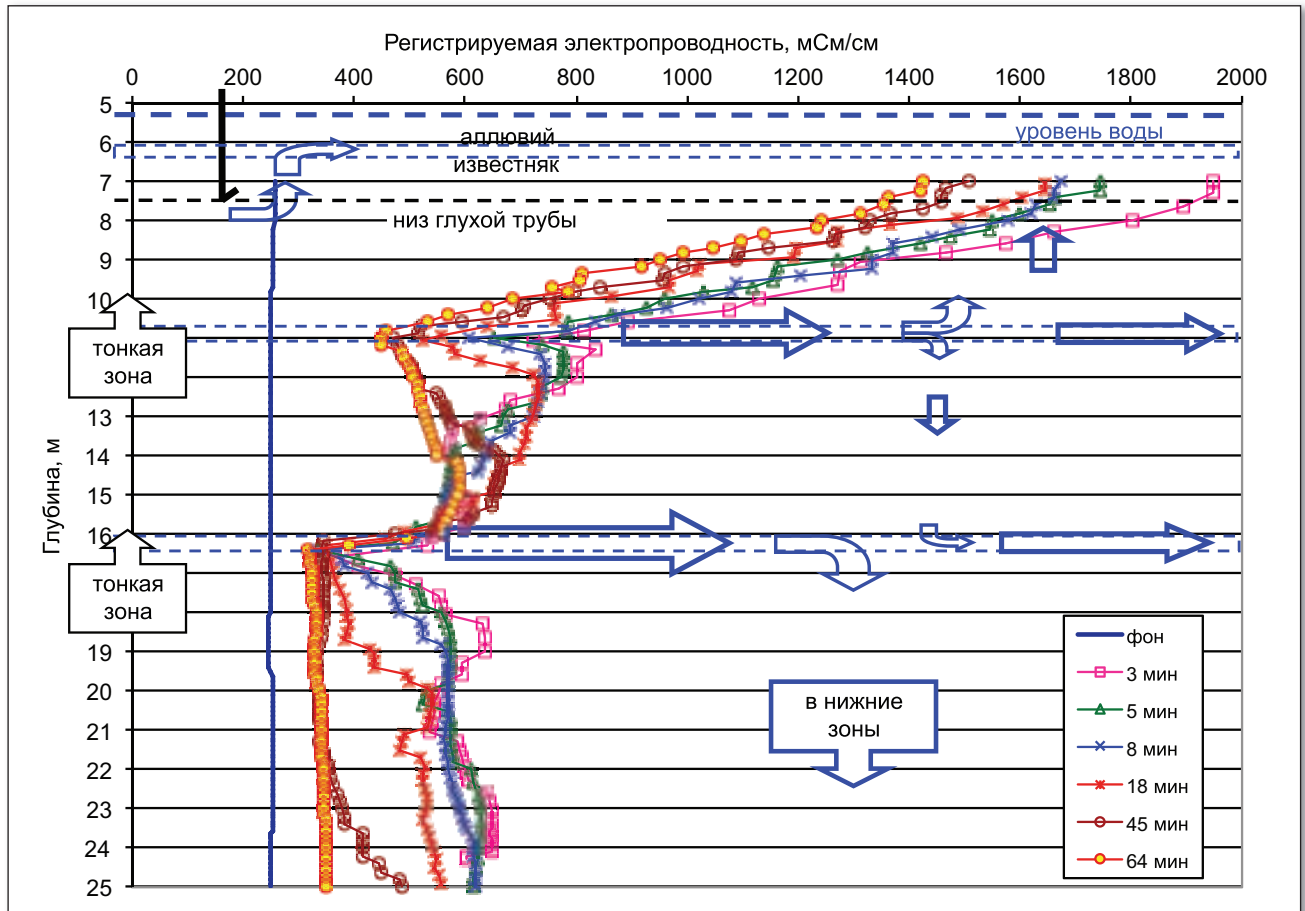


Рис. 5. Резистивиметрия скважины 33 в интервале 7–25 м. Стрелки — потоки в стволе скважины, синие пунктирные прямоугольники — тонкие проницаемые зоны, цветными линиями соединены точки измерений при одной протяжке резистивиметра, 8 мин — измерения на время 8 минут от конца засоления до начала протяжки датчика

Fig. 5. Resistivity of the well 33 in the interval of 7–25 m. Arrows — flows in the borehole, blue dashed rectangles — thin permeable zones, measuring points are connected with colored lines with a single resistivity drawing, 8 min — measuring at time 8 minutes from the end of salinization to the beginning of the sensor pulling

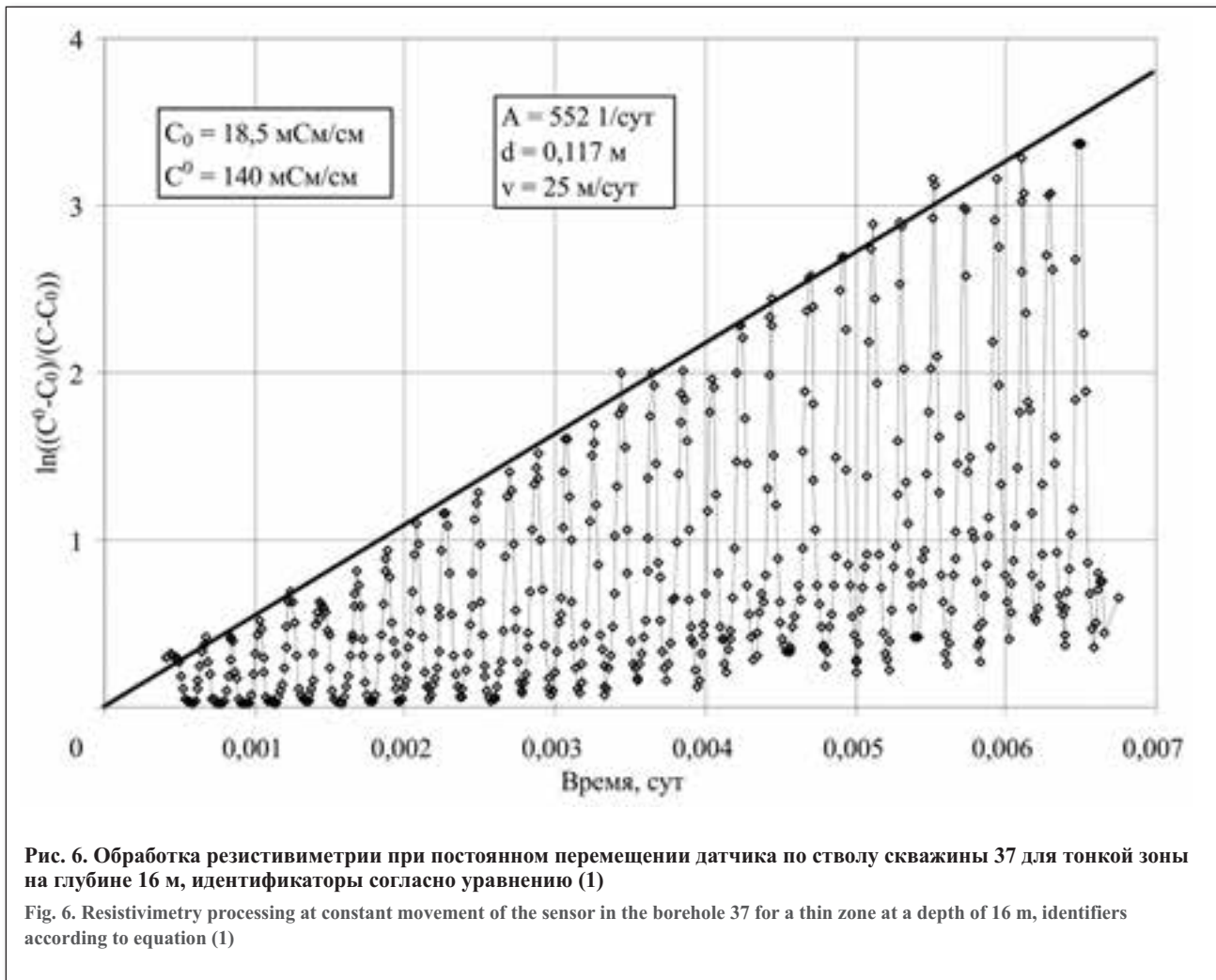


Рис. 6. Обработка резистивиметрии при постоянном перемещении датчика по стволу скважины 37 для тонкой зоны на глубине 16 м, идентификаторы согласно уравнению (1)

Fig. 6. Resistivity processing at constant movement of the sensor in the borehole 37 for a thin zone at a depth of 16 m, identifiers according to equation (1)

жины [1, 10]. В описываемом случае скорости фильтрации достаточно высокие, и существует слабое перетекание по стволам скважин вследствие структуры проводимости горизонта в виде чередования тонких зон проводимости и толщ слабопроницаемых известняков. Данные по резистивиметрии скважин [1] показывают возможность определения глубин зон или трещин повышенной проницаемости и в такой ситуации. В представленном исследовании предпринята попытка определения скорости фильтрации в тонких зонах закарстованности.

Для опыта использовался кондуктометр «Эксперт-002» с частотой измерений 1 с и записью результатов. Одновременно фиксировались электропроводность, температура и время. Дистанционный датчик производил измерения в замкнутом электрическом поле за счет конструкции — питающий электрод А имеет форму внешнего экрана-корзинки, «прозрачной» для потока воды, внутри которой располагается другой питающий электрод В и измерительные М и N (рис. 4). Коэффициент датчика для приведения к удельной электропроводности не учитывался, так как использовался один датчик.

Далее производился первый опыт в традиционной постановке. Предварительно выполнялась регистрация фоновых значений электропроводности по стволу скважины. Ствол засаливался троекратным протягиванием трикотажного мешка с солью, после чего каждые 3–5 минут снизу-вверх протягивался датчик электропроводности со скоростью около 0,2 м/с. Результаты выносились на график зависимости электропроводности раствора от глуби-

ны для каждой протяжки датчика (рис. 5). Очевидно, скорость изменения солёности превосходит скорость изменений, но при этом выделяются проницаемые тонкие зоны, и есть возможность определения скорости течения по стволу скважины. Увеличение скорости перемещения датчика и частоты протяжек приводит к увеличению перемешивания раствора, что нежелательно.

Скорость перетекания по стволу скважины определялась по модели вытеснения одного раствора другим. Основным процессом является конвективный перенос за счет движения воды, осложненный гидродинамической дисперсией за счет профиля скоростей, переменного диаметра ствола скважины по вертикали и локальных нелинейностей потока. В качестве фронта вытеснения использовалась средняя между максимумом и минимумом концентрация соли на каждую протяжку датчика. Полагалось, что скорость перетекания по стволу скважины равна скорости перемещения фронта вытеснения.

Второй опыт выполнялся для каждой зоны в отдельности с непрерывным перемещением датчика вверх и вниз. Измерения проводились каждые 20 с. На рис. 6 показан график обработки опыта по уравнению [10].

$$\ln \frac{C^0 - C_0}{C - C_0} = \frac{4v}{\pi p d} t = At; \quad v = 0,25 A \pi p d; \quad p = 0,5, \quad (1)$$

где  $C_0$ ,  $C^0$  и  $C$  — концентрации соли в природной воде, после засоления и текущая;  $d$  — диаметр скважины;  $t$  —



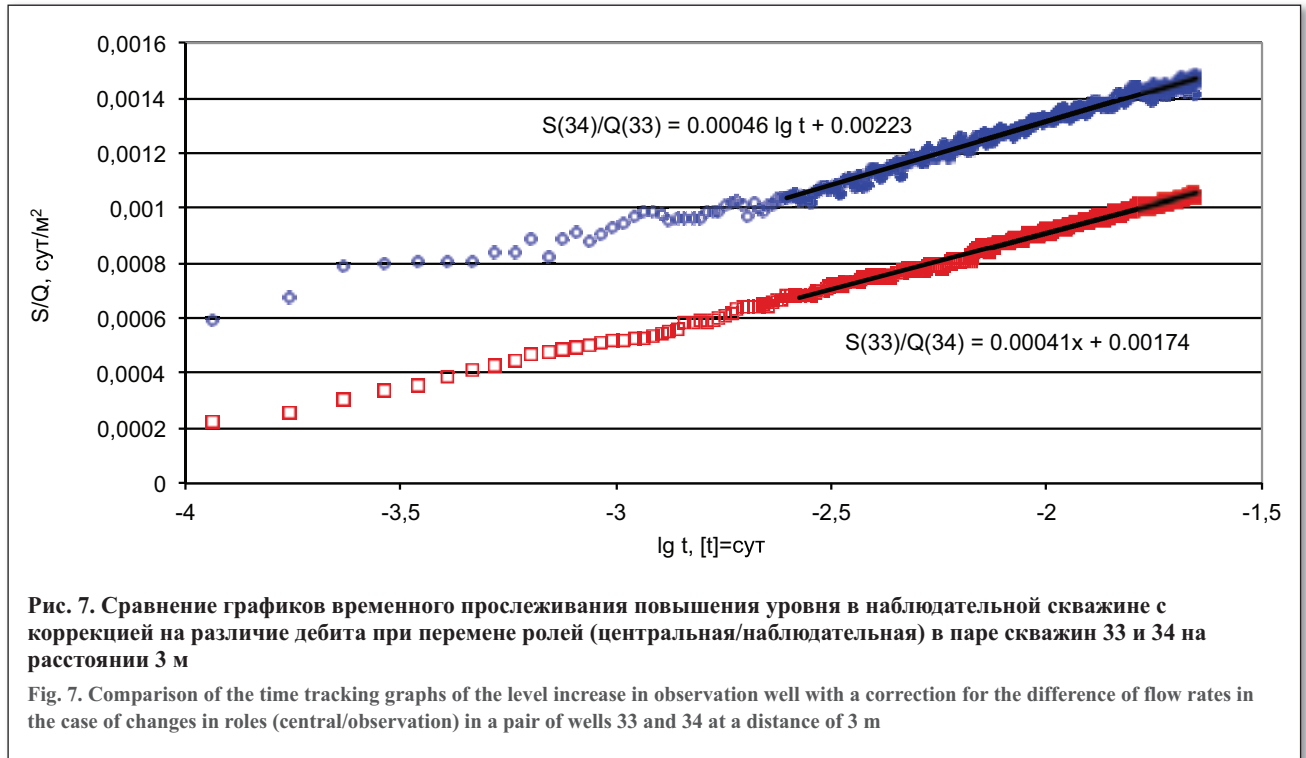


Рис. 7. Сравнение графиков временного прослеживания повышения уровня в наблюдательной скважине с коррекцией на различие дебита при перемене ролей (центральная/наблюдательная) в паре скважин 33 и 34 на расстоянии 3 м

Fig. 7. Comparison of the time tracking graphs of the level increase in observation well with a correction for the difference of flow rates in the case of changes in roles (central/observation) in a pair of wells 33 and 34 at a distance of 3 m

время от конца засоления скважины;  $p$  — коэффициент сжатия потока в скважине. Коэффициент сжатия выбран равным 0,5 — скважина захватывает поток шириной  $2d$ . Обработка проводится по максимумам кривой, соответствующим прохождению датчиком места тонкой зоны. Точная установка датчика на глубину зоны, что подразумевает отклонение не более сантиметра, практически нереальна. При увеличении размеров датчика измерения не будут точно соответствовать зоне.

#### Мелкомасштабные перекрестные опытные наливов

На кусте 3 была проведена серия опытных наливов попеременно в каждую скважину с регистрацией повышения уровня  $S$  в остальных скважинах. Целью этих опытов являлось определение вариаций проводимости водоносного горизонта в зависимости от места проведения налива. Предполагалась разная степень связи тонких зон со стволом скважины (совершенство по характеру вскрытия зоны) вследствие переменной проводимости. В результате получены графики, соответствующие неограниченному изолированному пласту (рис. 7), описываемые уравнением Тейса в квазистационарном режиме, что позволяет использовать метод Джейкоба для определения параметров [14].

$$S = \frac{Q}{4\pi T} \ln \frac{2,25at}{r^2} \rightarrow \frac{S}{Q} = \frac{0,183}{T} \lg \frac{2,25a}{r^2} + \frac{0,183}{T} \lg t = A + B \lg t, \quad (2)$$

где  $Q$  — дебит налива,  $L^3T^{-1}$ ;  $T$  — проводимость пласта,  $L^2T^{-1}$ ;  $a$  — пьезопроводность,  $L^2T^{-1}$ ,  $r$  — расстояние до точки измерения,  $L$ ;  $t$  — время,  $T$ . После налива проводилось восстановление уровня, по которому также определялись искомые параметры. На рис. 7 показан эффект асимметрии результатов по паре скважин 32 и 33 — расчетная проводимость при наливе в скв. 33 с наблюдениями в скв. 32 в полтора раза больше, чем в обратном варианте.

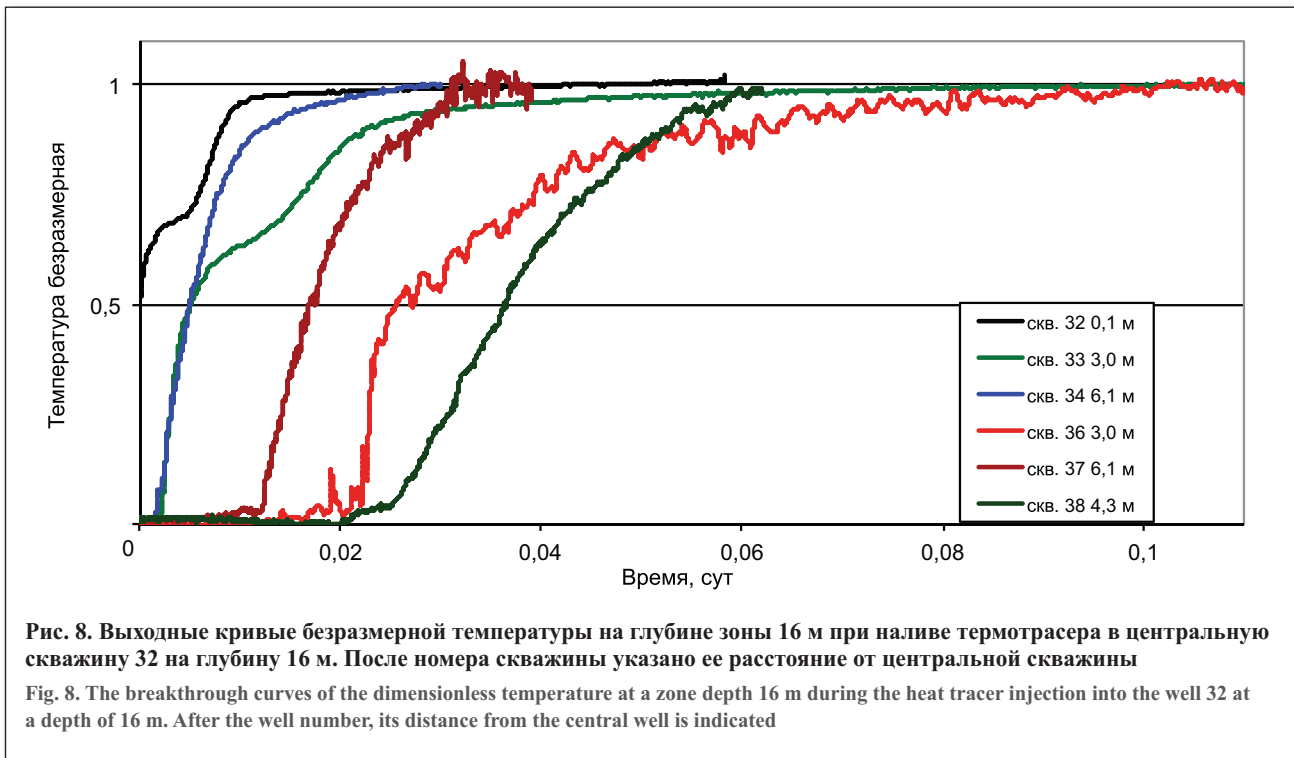
#### Перекрестные наливов термотрасера

Для определения плановой неоднородности удельной емкости проницаемой зоны на глубине 16 м на территории куста скважин 3 был использован термотрасер. Применение электролитического трасера для быстроизменяющихся значений регистрируемого параметра — концентрации соли — в данном опыте невозможно вследствие длительности времени стабилизации регистрируемого сигнала. В качестве термотрасера использовалась речная вода, имеющая температуру, отличную от пластовой. Регистраторами служили терморезисторы с малой инерционностью. Измерения осуществлялись автоматически с помощью специально разработанной системы непрерывного опроса терморезисторов, расположенных в центральной и в пяти наблюдательных скважинах с частотой 13 измерений в секунду (75 мс на одно измерение). Выходные кривые строились для безразмерной температуры

$$\theta = \frac{T - T_{\text{зоны}}}{T_{\text{реки}} - T_{\text{зоны}}} \quad (3)$$

где  $T$ ,  $T_{\text{реки}}$  и  $T_{\text{зоны}}$  — температуры текущая, максимальная воды реки и начальная воды тонкой зоны. Выходные кривые  $q$ ,  $t$ , зарегистрированные в наблюдательных скважинах в зоне на глубине 16 м при наливе термотрасера в ту же зону в скважине 32, показаны на рис. 8.

Использованы шесть скважин куста 3. По техническим причинам налив в скважину 33 не проводился. Нижний срез трубы, подающей трасер, опускался на глубину проницаемой зоны 16 м, которая имеет в среднем наибольшую проводимость из всех зон. Дебит налива  $Q$  выдерживался постоянным и составлял 4,1 л/с или 355 м³/сут. Такой достаточно большой дебит выбран для исключения в области испытаний влияния естественного потока подземных вод. После проведения каждого налива восстанавливалась температура пластовой воды включением откачки из скважины 1 куста 1 с дебитом около 30 л/с в



течение нескольких часов. Контроль восстановления температуры велся по терморезисторам, оставшимся в скважинах.

Обработка проводилась по упрощенной схеме радиального потока без учета гидродинамической дисперсии и отвода тепла в породы, полагая фронт вытеснения речной водой пластовой воды соответствующим средней температуре этих вод. Время прихода фронта  $t_{0,5}$  в наблюдательную скважину, расположенную на расстоянии  $r$ , определялось по графику  $\Theta \div t$  (см. рис. 8), как соответствующее безразмерной температуре  $\Theta/2$ . Рассчитывался комплексный параметр — удельная емкость проницаемой зоны  $nm$ , так как отдельно мощность зоны не может быть оценена. Для расчета использовалась формула [6]

$$Qt_{0,5} = \pi r^2 nm \rightarrow nm = \frac{Qt_{0,5}}{\pi r^2}, \quad (4)$$

где  $t_{0,5}$  время прихода фронта в наблюдательную скважину на расстоянии  $r$  от центральной. Дебит  $Q$ , поглощаемый зоной, определялся по доле проводимости зоны в центральной скважине, определенной при проведении расходомерии этой скважины.

## Результаты и их обсуждение

### Сопоставление разреза и положений зон

Измерение кажущейся электропроводности пород вдоль ствола скважины позволяет четко коррелировать литологические разности известняков, несмотря на сильные различия в геологическом описании скважин, и выделить единые границы (подошву и кровлю) слоев. При дальнейшей расходомерии скважин в водоносном горизонте известняков выделяются 7 тонких проницаемых зон, которые совпадают с геологическими границами слоев. Относительная проводимость каждой зо-

ны — доля проводимости зоны от общей проводимости горизонта в данной скважине — для всех скважин приведена в табл. 1. Видно, что относительная проводимость сильно меняется для разных зон и для разных скважин, подтверждая теоретическую структуру проводимости.

С помощью расходомерии и резистивиметрии хорошо выделяются две самые закарстованные проницаемые тонкие зоны на глубинах 11 и 16 м. Положительными сторонами этого опыта является его минимальные трудозатраты, легкость исполнения. Данный комплекс работ позволяет быстро определить глубины зон и рассчитать скорость и расход потока перетекания по стволу скважины. Последнее важно для скоростей течения, величины которых ниже чувствительности часто используемого расходомера турбинного типа (в наших опытах РЭТС-2). Результаты определения скоростей фильтрации для зоны на глубине 11 м для скважин куста 3 показаны на рис. 9. Значения различаются в два раза, кроме скв. 34, показавшей минимальную скорость фильтрации, что, возможно, связано с изменением условий фильтрации за счет влияния откачки из удаленной скважины 1.

### Проводимость водоносного горизонта

Результаты определения проводимости по каждому кустовому наливу приведены в табл. 2. Расход налива распределялся по зонам пропорционально их относительным проводимостям, хотя преимущественно поступал во вторую (11 м) и третью (16 м) зоны. Рассчитанные проводимости горизонта показывают наилучшую связь с зонами у скважины 32 — средняя проводимость по наблюдательным скважинам  $560 \text{ м}^2/\text{сут}$ , наихудшую у скважины 33 — средняя проводимость по наблюдательным скважинам  $400 \text{ м}^2/\text{сут}$  при том, что расстояние между скважинами 32 и 33 составляет всего 3 м. По реакции наблюдательных скважин выделены условные линейные области низких проводимостей. Выделены области хорошей связи между скважинами (см. рис. 6). По всему кусту 3

Относительная проводимость тонких проницаемых зон (0 — значение менее 0,005) The relative transmissivity of the thin permeable zones (0 — value less than 0.005)								
Зона	Скв. 32	Скв. 33	Скв. 34	Скв. 35	Скв. 36	Скв. 37	Скв. 38	Скв. 39
Эловий	0,39	0	0,02	0,02	0,02	0,1	0,25	0,05
11 м	0,21	0,10	0,22	0,06	0,49	0,30	0,50	0,45
16 м	0,33	0,67	0,40	0,26	0,33	0,05	0,05	0,10
18 м	0	0,12	0,08	0,12	0,04	0	0,05	0,10
26 м	0,05	0,02	0,04	0,12	0,03	0,30	0,05	0,05
28 м	0,02	0,02	0	0,01	0,02	0,25	0	0,10
33 м	0	0,07	0,24	0,4	0,07	0	0,10	0,15
42 м	–	–	–	0,01	–	–	–	–

Таблица 2  
Table 2

Матрица результатов аналитического расчета проводимости $T$ в м <sup>2</sup> /сут Matrix of results of analytical calculation of transmissivity $T$ in m <sup>2</sup> /day									
		№ Наблюдательной скважины							
		32	33	34	35	36	37	38	40
№ Центральной скважины	32	–	608	549	561	532	522	570	517
	33	416	–	394	399	384	372	424	385
	34	507	624	–	536	468	534	481	481
	35	427	457	531	–	410	401	393	427
	36	423	430	421	437	–	518	420	450
	37	480	424	454	420	466	–	427	442
	38	464	454	473	474	440	435	–	425
Минимум 372; Максимум 624; Среднее 463									
Расходы наливов с вычетом расхода, уходящего в эловий (см. табл. 1)									
		32	33	34	35	36	37	38	40
№ Центральной скважины	32	–	371	335	342	325	318	348	315
	33	416	–	394	399	384	372	424	385
	34	497	612	–	525	459	523	471	471
	35	418	448	520	–	402	393	385	418
	36	415	421	413	428	–	508	412	441
	37	432	382	409	378	419	–	384	398
	38	348	341	355	356	330	326	–	319
Минимум 315; Максимум 612; Среднее 406									

максимальная проводимость (608 м<sup>2</sup>/сут) больше минимальной (372 м<sup>2</sup>/сут) в 1,6 раз. Однозначно интерпретировать эти элементы как характеристики зон или системы зоны–совершенные скважины пока невозможно.

Очевидна асимметрия результатов в парах скважин: при использовании каждой скважины как центральной и как наблюдательной по очереди полученные проводимости не сходятся вследствие различий степени связи стволов скважин с наиболее проводящими зонами. Например, в паре скважин 33–34 (см. рис. 9) различия в 1,15 раз.

*Удельная емкость проницаемой тонкой зоны*

Методами, построенными на расходомерии и резистивиметрии, были выделены зоны повышенной проводимости в каждой скважине. Для каждой наблюдательной скважины при запуске термотрасера существует самая проводящая зона, лучше всего связанная с центральной, из которой в режиме наблюдательной скважины происходит микрооткачка в ствол, практически блокируя остальные зоны микроналивами из ствола. Вследствие этого идет переток по стволу скважины из зоны с самым высоким напором в зоны с более низкими напорами [8]. Данный феномен позволяет добиться возможности ис-

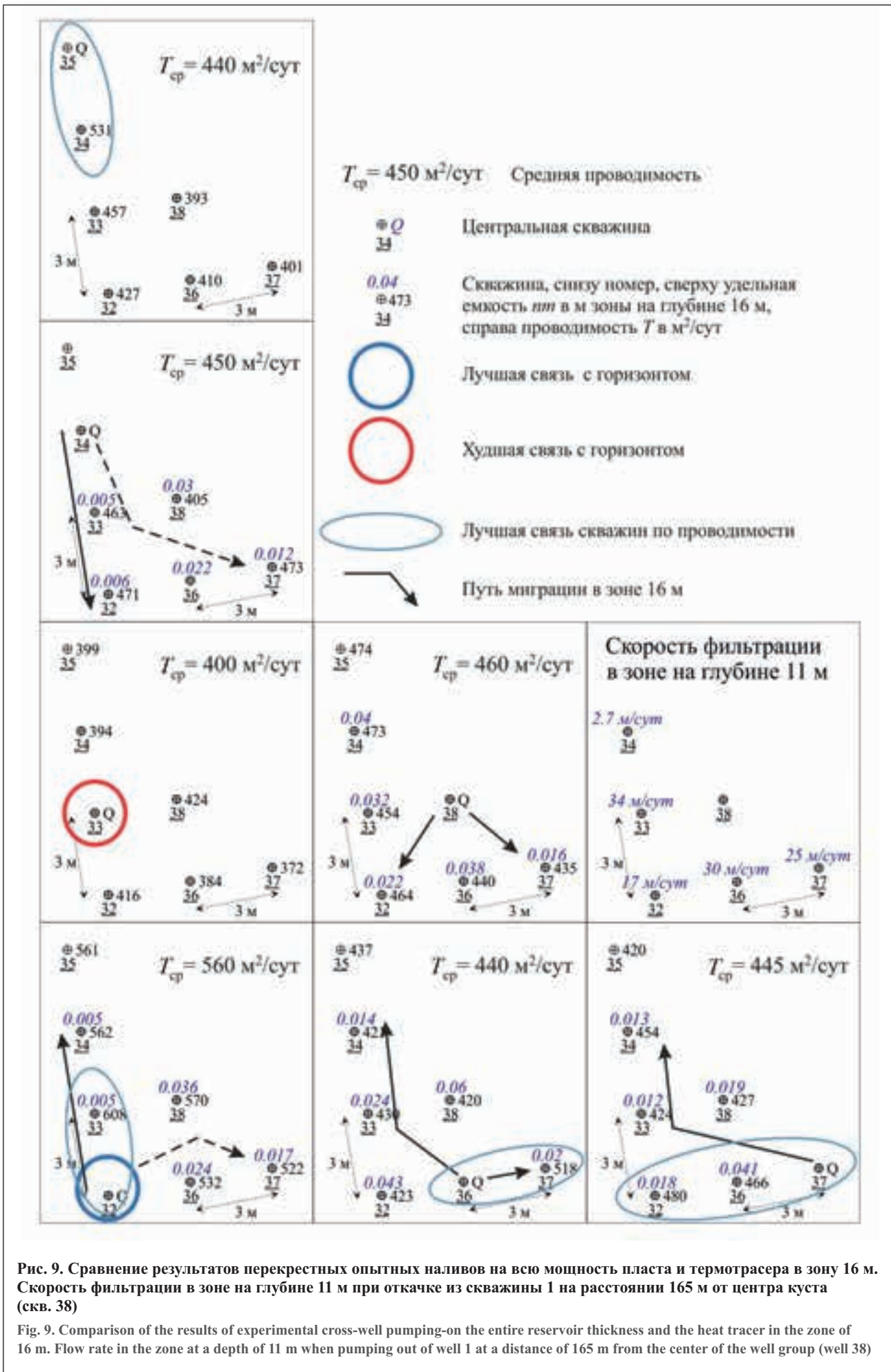


Рис. 9. Сравнение результатов перекрестных опытных наливов на всю мощность пласта и термотрасера в зону 16 м. Скорость фильтрации в зоне на глубине 11 м при откачке из скважины 1 на расстоянии 165 м от центра куста (скв. 38)

Fig. 9. Comparison of the results of experimental cross-well pumping-on the entire reservoir thickness and the heat tracer in the zone of 16 m. Flow rate in the zone at a depth of 11 m when pumping out of well 1 at a distance of 165 m from the center of the well group (well 38)

следования одной наиболее проводящей зоны без физической изоляции, в нашем случае это тонкая зона на глубине 16 м.

На рис. 9 приведены значения удельных емкостей зоны на 16 м по результатам наливов термотрасера для пяти проведенных экспериментов на кусте скважин 3. В целом выделяется линейная зона низких удельных емкостей, направления С–Ю. По-видимому, это полоса повышенной проводимости зоны. Восточнее находится область пониженной проводимости, имеющая примерно то же направление. Скорее всего, дальше опять существует полоса повышенной проводимости, регистрируемая одной скважиной. Размер неоднородности в плане соизмерим с расстояниями между скважинами (3 м), при этом существует плановая анизотропия проводимости зоны. Из рис. 9 видно, что наибольшая удельная емкость и, соответственно, наименьшая скорость миграции зарегистрирована в скв. 36 и 38.

### Выводы

Теоретические исследования предсказали вертикальную неоднородность проницаемости водоносного горизонта в виде тонких зон, к которым приурочена вся проводимость пласта карбонатных пород. Между зонами расположены слабопроницаемые толщи мощностью первые метры и соизмеримые с мощностью одного-двух слоев различных известняков. Тонкие зоны образуются в результате карстового процесса и представляют собой сеть взаимосвязанных в плане плоских труб различного гидравлического сечения. Основными гидрогеологическими параметрами зон, отвечающими за миграцию воды и загрязнений, является их проводимость  $kt$  и удельная емкость  $nt$ , где  $t$  — мощность зоны. Отдельное определение коэффициента фильтрации  $k$  и пористости  $n$  зоны невозможно, так как мощность зоны является неизмеряемой величиной.


Стандартные методы полевых исследований и, в особенности, стандартные алгоритмы их обработки концептуально не подходят для характеристики подобных неоднородных систем. С другой стороны, невозможно ожидать широкого распространения специально разработанных методов в практике полевых гидрогеологических исследований. Предложен алгоритм применения и обработки комплекса известных стандартных методов, позволяющий получить качественную и количественную информацию о распределении фильтрационных и миграционных параметров подобных трещиновато-карстовых систем. Представленный комплекс методов был применен

для подтверждения теоретических представлений о формировании проводящих тонких зон закарстованности в карбонатных пластах на примере мячковско-подольского водоносного горизонта на территории Звенигородского учебного полигона МГУ имени М.В. Ломоносова.

Были использованы, модифицированы и разработаны следующие методы:

- детальный электрокаротаж — измерение кажущейся электропроводности пород по 4-х электродной схеме для четкого определения контактов слоев различных литологических разностей и для корреляции разрезов скважин;
- расходомерия скважин в комбинированном варианте динамического (непрерывная запись сигнала) и статического (измерения на фиксированных глубинах) опытов, сопровождаемая кавернометрией;
- резистивиметрия для обнаружения тонких зон (обычная методика) и перетеканий по стволу скважины с дополнительными опытами для определения высоких скоростей фильтрации в тонких зонах «непрерывной» протяжкой датчика в интервале зоны;
- перекрестные кустовые наливы с регистрацией напоров в стволах скважин для определения неоднородности распределения проводимости пласта в целом и отдельных зон;
- перекрестные кустовые наливы термотрасера, позволяющего проводить быструю регистрацию сигнала в наиболее проводящей зоне, для выявления неоднородности распределения удельной емкости зон.

Выявленная канальная структура проводимости зоны подтверждает теоретические разработки формирования закарстованности известняков с системами трещин неодинакового раскрытия во время их образования.

Важным практическим результатом является обозначение проблемы достоверности параметров водоносного горизонта, получаемых при опытных работах, в зависимости от связи ствола центральной скважины с наиболее проницаемыми зонами. По результатам однопунктных опытов на небольшой территории (около 40 м<sup>2</sup>) обнаруживаются различия проводимости водоносного горизонта до полутора раз в зависимости от выбора центральной скважины. Это подтверждается своего рода асимметрией или различием определенных параметров в парах скважин при смене их ролей (центральная — наблюдательная). Для удельной емкости зоны эти различия еще больше, значения отличаются иногда на порядок в зависимости от выбора пары скважин (центральная — наблюдательная). 

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гершанович И.М., 1975. Разведка месторождений подземных вод в трещиноватых породах геофизическими методами. Недра, Москва.
2. Гершанович И.М., 1981. Гидрогеологические исследования в скважинах методом расходомерии. Недра, Москва.
3. Колодяжная А.А., 1970. Агрессивность природных вод в карстовых районах Европейской части СССР. Наука, Москва.
4. Лаптев Ф.Ф., 1939. Агрессивное действие воды на карбонатные породы, гипсы и бетоны. Труды Всесоюзной конторы специального геологического картирования, Вып. 1, ГОНТИ, Редакция горно-топливной и геологоразведочной литературы, Москва-Ленинград.
5. Лехов А.В., 1986. Физико-химические условия распределения закарстованности массивов карбонатных пород. Инженерная геология, № 2, с. 78–85.
6. Лехов А.В., 2010. Физико-химическая гидрогеодинамика. КДУ, Москва.

7. Лехов А.В., 2010. Развитие гидрогеологических работ на практике. Учебная практика по полевым методам гидрогеологических, инженерно-геологических, геокриологических, инженерно-геофизических и эколого-геологических исследований в Звенигороде. К 40-летию создания практики, под ред. В.Т. Трофимова и В.А. Королева. Изд-во ОАО «ПНИИИС», Москва, с. 39–51.
8. Лехов А.В., 2016. Наблюдательная скважина в скальных породах. Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации, Материалы XII Общероссийской научно-практической конференции изыскательских организаций, Санкт-Петербург, 2016, с. 464–469.
9. Максимович Г.А., 1963. Основы карстоведения. Том 1. Изд-во Пермского университета, Пермь.
10. Мироненко В.А., Шестаков В.М., 1978. Теория и методы интерпретации опытно-фильтрационных работ. Недра, Москва.
11. Огильви Н.А., Федорович Д.И., 1964. Электролитический метод определения скорости фильтрации подземных вод и условия его практической применимости. Недра, Москва.
12. Петров А.Л., Лехов А.В., 1986. Вопросы методики опытно-миграционного опробования карбонатного водоносного горизонта. Водные ресурсы, № 2, с. 11–19.
13. Риббе П.Х., Ридер Р.Дж., Голдсмит Дж.Р., Эссен Э.Дж., Макензи Ф.Т., Бишофф У.Д., Бишоп Ф.К., Лойенс М., Шенмейкер Я., Уолласт Р., Спир Дж.А., Карлсон У.Д., Морзе Дж.У., Фейцер Я., Венк Х.-Р., Бербер Д.Дж., 1987. Карбонаты. Минералогия и химия, под ред. Р. Дж. Ридера. Мир, Москва.
14. Шестаков В.М., 1995. Гидрогеодинамика. Изд-во МГУ, Москва.
15. Audouin O., Bodin J., Porel G., Bourbiaux B., 2008. Flowpath structure in a limestone aquifer: multi-borehole logging investigations at the hydrogeological experimental site of Poitiers, France. *Hydrogeology Journal*, Vol. 16, No. 5, pp. 939–950, <http://doi.org/10.1007/s10040-008-0275-4>.
16. Bakalowicz M., 2005. Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal*, Vol. 13, No. 1, pp. 148–160, <http://doi.org/10.1007/s10040-004-0402-9>.
17. Bodin J., Ackerer P., Boisson A., Bourbiaux B., Bruel D., de Dreuzy J.R., Delay F., Porel G., Pourpak H., 2012. Predictive modelling of hydraulic head responses to dipole flow experiments in a fractured/karstified limestone aquifer: Insights from a comparison of five modelling approaches to real-field experiments. *Journal of Hydrology*, Vol. 454–455, pp. 82–100, <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.05.069>.
18. Bögli A., 1964. Mischungskorrosion — ein detrag zum verkarsungsproblem. *Erdkunde*, Band 18, pp. 83–92.
19. Chen Z., Auler A.S., Bakalowicz M., Drew D., Griger F., Hartmann J., Jiang G., Moosdorf N., Richts A., Stevanovic Z., Veni G., Goldscheider N., 2017. The World Karst Aquifer Mapping project: concept, mapping procedure and map of Europe. *Hydrogeology Journal*, Vol. 25, No. 3, pp. 771–785, <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1519-3>.
20. Fischer P., Jardani A., Wang X., Jourde H., Lecoq N., 2017. Identifying flow networks in a karstified aquifer by application of the Cellular Automata-Based Deterministic Inversion Method (Lez Aquifer, France). *Water Resources Research*, Vol. 53, No. 12, pp. 10508–10522, <https://doi.org/10.1002/2017WR020921>.
21. Freeze R.A., Cherry J.A., 1979. *Groundwater*. Prentice-Hall, Upper Saddle River, New Jersey.
22. Le Coz M., Bodin J., Renard P., 2017. On the use of multiple-point statistics to improve groundwater flow modeling in karst aquifers: a case study from the Hydrogeological Experimental Site of Poitiers, France. *Journal of Hydrology*, Vol. 545, pp. 109–119, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.12.010>.
23. Lekhov A.V., 1996. Studies on permeability changes and mass transfer in carbonate rocks. LBNL-43206. Lawrence Berkeley National Laboratory, University of California, Berkeley, California.
24. Lekhov A.V., Lebedev A.L., Fokina L.M., 1985. Limestone dissolution kinetics and dynamics. *Geochemistry International*, Vol. 22, No. 4, pp. 100–108.
25. Maurice L.D., Atkinson T.C., Barkerc J.A., Williams A.T., Gallagher A.J., 2012. The nature and distribution of flowing features in a weakly karstified porous limestone aquifer. *Journal of Hydrology*, Vol. 438–439, pp. 3–15, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.050>.
26. Petrov A.L., Lekhov A.V., 1986. Problem of the methodology of experimental migration testing of a carbonate aquifer. *Water Resources*, Vol. 13, No. 2, pp. 123–130.
27. Rongier G., Collon-Drouaillet P., Filipponi M., 2014. Simulation of 3D karst conduits with an object-distance based method integrating geological knowledge. *Geomorphology*, Vol. 217, pp. 152–164, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.04.024>.
28. Singhal B.B.S., Gupta R.P., 2010. *Applied hydrogeology of fractured rocks*, 2nd edition. Springer Dordrecht Heidelberg, London-New York, <https://doi.org/10.1007/978-90-481-8799-7>.
29. Thraikill J., 1968. Chemical and hydrologic factors in the excavation of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 79, No. 1, pp. 19–46. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1968\)79\[19:CAHFIT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1968)79[19:CAHFIT]2.0.CO;2).
30. Vias J.M., Andreo B., Perles M.J., Carrasco F., Vadillo I., Jimenez P., 2006. Proposed Mmethod for groundwater vulnerability mapping in carbonate (karstic) aquifers: the COP method. *Hydrogeology Journal*, Vol. 14, No. 6, pp. 912–925, <https://doi.org/10.1007/s10040-006-0023-6>.
31. Wang X., Jardani A., Jourde H., 2017. A hybrid inverse method for hydraulic tomography in fractured and karstic media. *Journal of Hydrology*, Vol. 551, pp. 29–46, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.05.051>.

32. Worthington S.R.H., 2018. Investigating outliers to improve conceptual models of bedrock aquifers. *Hydrogeology Journal*, Vol. 26, No. 7, pp. 2117–2120, <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1810-6>.
33. Worthington S.R.H., Ford D.C., 2009. Self-organized permeability in carbonate aquifers. *Groundwater*, Vol. 47, No. 3, pp. 326–336, <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2009.00551.x>.
34. About G360, 2019. URL: <https://g360group.org/about/> (дата обращения: 10.01.2019).
35. The Poitiers Experimental Hydrogeological Site, 2019. URL: <http://hplus.ore.fr/en/poitiers> (дата обращения: 10.01.2019).

## REFERENCES

1. Gershanovich I.M., 1975. Exploration of underground water deposits in fractured rocks by geophysical methods. Nedra, Moscow. (in Russian)
2. Gershanovich I.M., 1981. Hydrogeological studies in wells by flowmetry method. Nedra, Moscow. (in Russian)
3. Kolodyazhnaya A.A., 1970. Aggressiveness of natural waters in karst regions of the European part of the USSR. Nauka, Moscow. (in Russian)
4. Laptev F.F., 1939. Aggressive effect of water on carbonate rocks, gypsum and concrete. Proceedings of the All-Union Office of Special Geological Mapping, Issue 1, GONTI, Editorial of mining and exploration literature, Moscow-Leningrad. (in Russian)
5. Lekhov A.V., 1986. Physico-chemical conditions of distribution of karsting of carbonate rocks. *Inzhenernaya geologiya*, No. 2, pp. 78–85. (in Russian)
6. Lekhov A.V., 2010. Physico-chemical hydrogeodynamics. KDU, Moscow. (in Russian)
7. Lekhov A.V., 2010. Development of hydrogeological works in practice. Educational practice on field methods of hydrogeological, engineering-geological, geocryological, engineering-geophysical and environmental-geological research in Zvenigorod. To the 40th anniversary of the creation of the practice, in V.T. Trofimov and V.A. Korolev (eds.). Publishing house of the "PNIIS", Moscow, pp. 39–51. (in Russian)
8. Lekhov A.V., 2016. Observation well in rock. Prospects for development of engineering survey in Russian Federation, Materials of the 12th All-Russian Conference of prospecting organizations, Saint-Petersburg, 2016, pp. 464–469. (in Russian)
9. Maksimovich G.A., 1963. Basics of karst studies. Vol. 1. Publishing house of the Perm University, Perm. (in Russian)
10. Mironenko V.A., Shestakov V.M., 1978. Theory and methods of interpretation of experimental filtration works. Nedra, Moscow. (in Russian)
11. Ogilvi H.A., Fedorovich D.I., 1964. Electrolytic method for determination of groundwater filtration rate and conditions of its practical applicability. Nedra, Moscow. (in Russian)
12. Petrov A.L., Lekhov A.V., 1986. Issues of methodology of experimental and migration testing of carbonate aquifer. *Vodnyie resursyi*, No. 2, pp. 11–19. (in Russian)
13. Ribbe P.H., Reeder R.J., Goldsmith J.R., Essen E.J., Mackenzie F.T., Bischoff U.D., Bishop F.K., Lojens M., Schoenmaker J., Wallace R., Spear J.A., Carlson U.D., Morse J.W., Feizzer J., Wenk H.-R., Berber D.J., 1987. Carbonates. Mineralogy and Chemistry, in R.J. Reader (ed.). Mir, Moscow. (in Russian)
14. Shestakov V.M., 1995. Hydrogeodynamics. Publishing house of the Moscow State University, Moscow. (in Russian)
15. Audouin O., Bodin J., Porel G., Bourbiaux B., 2008. Flowpath structure in a limestone aquifer: multi-borehole logging investigations at the hydrogeological experimental site of Poitiers, France. *Hydrogeology Journal*, Vol. 16, No. 5, pp. 939–950, <http://doi.org/10.1007/s10040-008-0275-4>.
16. Bakalowicz M., 2005. Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal*, Vol. 13, No. 1, pp. 148–160, <http://doi.org/10.1007/s10040-004-0402-9>.
17. Bodin J., Ackerer P., Boisson A., Bourbiaux B., Bruel D., de Dreuzuy J.R., Delay F., Porel G., Pourpak H., 2012. Predictive modelling of hydraulic head responses to dipole flow experiments in a fractured/karstified limestone aquifer: Insights from a comparison of five modelling approaches to real-field experiments. *Journal of Hydrology*, Vol. 454–455, pp. 82–100, <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.05.069>.
18. Bögli A., 1964. Mischungskorrosion - ein detrag zum verkarsungsproblem. *Erdkunde*, Band 18, pp. 83–92.
19. Chen Z., Auler A.S., Bakalowicz M., Drew D., Griger F., Hartmann J., Jiang G., Moosdorf N., Richts A., Stevanovic Z., Veni G., Goldscheider N., 2017. The World Karst Aquifer Mapping project: concept, mapping procedure and map of Europe. *Hydrogeology Journal*, Vol. 25, No. 3, pp. 771–785, <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1519-3>.
20. Fischer P., Jardani A., Wang X., Jourde H., Lecoq N., 2017. Identifying flow networks in a karstified aquifer by application of the Cellular Automata-Based Deterministic Inversion Method (Lez Aquifer, France). *Water Resources Research*, Vol. 53, No. 12, pp. 10508–10522, <https://doi.org/10.1002/2017WR020921>.

21. Freeze R.A., Cherry J.A., 1979. Groundwater. Prentice-Hall, Upper Saddle River, New Jersey.
22. Le Coz M., Bodin J., Renard P., 2017. On the use of multiple-point statistics to improve groundwater flow modeling in karst aquifers: a case study from the Hydrogeological Experimental Site of Poitiers, France. Journal of Hydrology, Vol. 545, pp. 109–119, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.12.010>.
23. Lekhov A.V., 1996. Studies on permeability changes and mass transfer in carbonate rocks. LBNL-43206. Lawrence Berkeley National Laboratory, University of California, Berkeley, California.
24. Lekhov A.V., Lebedev A.L., Fokina L.M., 1985. Limestone dissolution kinetics and dynamics. Geochemistry International, Vol. 22, No. 4, pp. 100–108.
25. Maurice L.D., Atkinson T.C., Barkerc J.A., Williams A.T., Gallagher A.J., 2012. The nature and distribution of flowing features in a weakly karstified porous limestone aquifer. Journal of Hydrology, Vol. 438–439, pp. 3–15, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.050>.
26. Petrov A.L., Lekhov A.V., 1986. Problem of the methodology of experimental migration testing of a carbonate aquifer. Water Resources, Vol. 13, No. 2, pp. 123–130.
27. Rongier G., Collon-Drouaillet P., Filipponi M., 2014. Simulation of 3D karst conduits with an object-distance based method integrating geological knowledge. Geomorphology, Vol. 217, pp. 152–164, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.04.024>.
28. Singhal B.B.S., Gupta R.P., 2010. Applied hydrogeology of fractured rocks, 2nd edition. Springer Dordrecht Heidelberg, London-New York, <https://doi.org/10.1007/978-90-481-8799-7>.
29. Thraikill J., 1968. Chemical and hydrologic factors in the excavation of limestone caves. Geological Society of America Bulletin, Vol. 79, No. 1, pp. 19–46, [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1968\)79\[19:CAHFIT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1968)79[19:CAHFIT]2.0.CO;2).
30. Vias J.M., Andreo B., Perles M.J., Carrasco F., Vadillo I., Jimenez P., 2006. Proposed Mmethod for groundwater vulnerability mapping in carbonate (karstic) aquifers: the COP method. Hydrogeology Journal, Vol. 14, No. 6, pp. 912–925, <https://doi.org/10.1007/s10040-006-0023-6>.
31. Wang X., Jardani A., Jourde H., 2017. A hybrid inverse method for hydraulic tomography in fractured and karstic media. Journal of Hydrology, Vol. 551, pp. 29–46, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.05.051>.
32. Worthington S.R.H., 2018. Investigating outliers to improve conceptual models of bedrock aquifers. Hydrogeology Journal, Vol. 26, No. 7, pp. 2117–2120, <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1810-6>.
33. Worthington S.R.H., Ford D.C., 2009. Self-organized permeability in carbonate aquifers. Groundwater, Vol. 47, No. 3, pp. 326–336, <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2009.00551.x>.
34. About G360, 2019. URL: <https://g360group.org/about/> (accessed: 10 January 2019).
35. The Poitiers Experimental Hydrogeological Site, 2019. URL: <http://hplus.ore.fr/en/poitiers> (accessed: 10 January 2019).

## ИНФОРМАЦИЯ ОБ АВТОРАХ

### ЛЕХОВ АЛЕКСЕЙ ВЛАДИМИРОВИЧ

Профессор кафедры гидрогеологии геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, д.г.-м.н., г. Москва, Россия

### КОРТУНОВ ЕВГЕНИЙ ВЛАДИМИРОВИЧ

Ведущий инженер кафедры гидрогеологии геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, к.г.-м.н., г. Москва, Россия

### ЛЕХОВ ВЛАДИМИР АЛЕКСЕЕВИЧ

Младший научный сотрудник кафедры гидрогеологии геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, к.г.-м.н., г. Москва, Россия

### САМАРЦЕВ ВСЕВОЛОД НИКОЛАЕВИЧ

Ведущий инженер кафедры гидрогеологии геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

### ШАРАПУТА МАРИЯ КОНСТАНТИНОВНА

Ведущий инженер кафедры гидрогеологии геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, к.г.-м.н., г. Москва, Россия

## INFORMATION ABOUT THE AUTHORS

### ALEXEY V. LEKHOV

Professor of the Department of Hydrogeology, Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, DSc (Doctor of Science in Geology and Mineralogy), Moscow, Russia

### EUGENE V. KORTUNOV

Leading engineer of the Department of Hydrogeology, Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, PhD (Candidate of Science in Geology and Mineralogy), Moscow, Russia

### VLADIMIR A. LEKOV

Junior research scientist of the Department of Hydrogeology, Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, PhD (Candidate of Science in Geology and Mineralogy), Moscow, Russia

### VSEVOLOD N. SAMARTSEV

Leading engineer of the Department of Hydrogeology, Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

### MARIA K. SHARAPUTA

Leading engineer of the Department of Hydrogeology, Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia