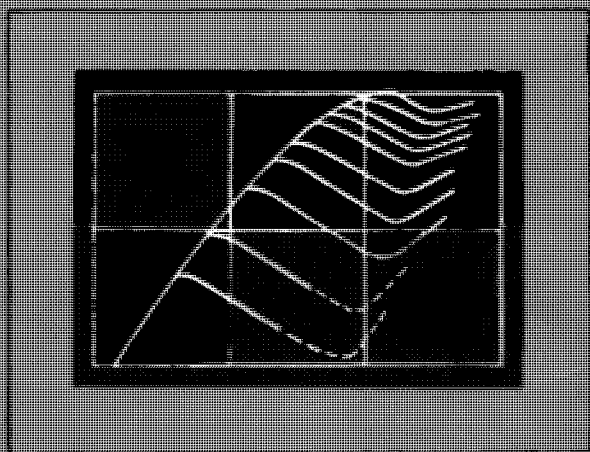


Н. Н. ШАРАПАНОВ, Г. Я. ЧЕРНЯК, В. А. БАРОН

**МЕТОДИКА
геофизических исследований
при гидрогеологических
съёмках с целью
мелиорации земель**



Н. Н. ШАРАПАНОВ, Г. Я. ЧЕРНЯК, В. А. БАРОН

МЕТОДИКА
геофизических исследований
при гидрогеологических
съёмках с целью
мелиорации земель

Под редакцией Г. Я. Черняка



Москва
«НЕДРА»
1974

Шарапанов Н. Н., Черняк Г. Я., Барон В. А. Методика геофизических исследований при гидрогеологических съемках с целью мелиорации земель. М., «Недра», 1974, с. 176.

В книге обобщен опыт разработки и применения эффективной методики комплексных геофизических исследований при выполнении специализированной гидрогеологической съемки масштаба 1 : 50 000 территорий, подлежащих орошению. Освещены задачи съемки, требования к гидрогеологическим исследованиям, проводимым с целью мелиорации земель, состав включенных в комплекс методов, их физические основы и корреляционные связи между геофизическими параметрами и геолого-гидрогеологическими показателями рыхлых осадочных пород. Рассмотрены особенности геолого-гидрогеологической интерпретации результатов полевых исследований. Приведены примеры использования методики в ряде районов СССР, а также пример подсчета экономической эффективности комплексных геофизических исследований.

Книга рассчитана на геофизиков, гидрогеологов и геологов и может служить методическим пособием при выполнении ими соответствующего вида съемок. Она может быть также полезна научным работникам, аспирантам и студентам вузов геофизической и гидрогеологической специальностей.

Табл. 32, ил. 39, список лит. — 54 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В Советском Союзе намечена и претворяется в жизнь грандиозная программа работ по мелиорации засушливых земель.

Опыт показывает, что недостаточная гидрогеологическая и инженерно-геологическая изученность территории будущего орошения и обусловленная этим недооценка при проектировании мелиоративных мероприятий конкретных природных особенностей района часто приводит к засолению земель, резко снижающему эффективность мелиорации.

В связи с этим необходимым и решающим условием научно-обоснованного проектирования и эксплуатации оросительных систем является тщательное и детальное изучение гидрогеологической и инженерно-геологической обстановки на намеченной для мелиоративного освоения территории, осуществляемое при помощи специализированной гидрогеологической и инженерно-геологической съемки масштаба 1 : 50 000.

Большое число задач, решаемых в процессе съемки, требует выполнения значительных объемов гидрогеологических и инженерно-геологических (буровых, горных, опытно-фильтрационных, лабораторных и др.) работ, что, естественно, связано со значительными затратами времени и средств.

Одним из основных средств повышения экономической эффективности геологоразведочных работ при выполнении гидрогеологической и инженерно-геологической съемки является широкое использование современных геофизических методов исследования. Однако специфические особенности гидрогеологических и инженерно-геологических съемок с целью мелиорации земель обуславливают весьма жесткие и часто непривычные требования к методике геофизических исследований. Недооценка этих требований ведет к резкому снижению эффективности использования потенциальных возможностей методов разведочной геофизики и способствует лишь удорожанию съемочных работ без заметного сокращения сроков их выполнения и увеличения полезной информации.

Во Всесоюзном научно-исследовательском институте гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО) при непосредственном участии авторов разработана и внедрена в ряде организаций эффективная методика комплексных геофизических исследований при гидромелиоративной съемке территорий, пер-

спективных для орошения. Производственное опробование этой методики в зоне недостаточного увлажнения показало, что ее применение позволяет сократить объемы буровых и горных работ, а также опытно-фильтрационных исследований на 30—50%; общая стоимость съемочных работ при этом уменьшается не менее чем на 10% при сокращении сроков работ на 40—50%. Все это достигается без снижения точности и достоверности результатов исследований.

Некоторые изложенные в книге положения подлежат уточнению, поэтому авторы заинтересованы в получении максимального числа отзывов, пожеланий и критических замечаний как от инженеров-геофизиков, непосредственно участвующих в освоении и применении новой методики, так и от производственных организаций, внедряющих эту методику в практику работ.

Раздел 1 и заключение данной книги написаны авторами совместно, раздел 2 — В. А. Баровом, разделы 3—6 — Н. Н. Шараповым и Г. Я. Черняком. В подготовке материалов, посвященных оценке информативности (в разделе 6), принимала участие С. К. Макагонова. Авторы пользуются случаем, чтобы поблагодарить Н. А. Огильви, В. Н. Чубарова, Л. А. Островского за постоянное внимание и помощь советами при выполнении экспериментальных исследований, результаты которых легли в основу книги Ю. А. Давыденко, оказавшую большую помощь при подготовке и оформлении рукописи, а также А. А. Огильви за рецензирование книги и ценные замечания по ее содержанию.

Все замечания авторы просят направлять по адресу: Москва, 103633, Третьяковский проезд, дом 1/19, издательство «Недра» или Московская область, 142450, Ногинский район, п/о Купавна, ВСЕГИНГЕО.

1. ОСНОВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Специализированные гидрогеологические и инженерно-геологические съемки территорий, подлежащих орошению, являются основой для обоснования технического проекта строительства мелиоративных систем. В связи с этим съемочные работы с целью мелиорации имеют ряд особенностей, по которым они отличаются от съемок общего назначения [28].

Для обоснования мелиоративных мероприятий необходимо тщательное изучение и детальное картирование строения, литологического состава, водно-физических и особенно фильтрационных свойств вмещающих верхний ярус подземных вод пород. Глубинность исследований при этом ограничивается глубиной залегания первого регионального водоупора, разделяющего грунтовые и напорные воды; в этом случае обязательно вскрытие первого горизонта напорных вод для определения величины напора и качества воды этого горизонта. Степень детальности изучения указанной толщи различна. Наиболее дифференцированного изучения требует 20—30-метровая толща пород, которая является зоной активного водо- и солеобмена под влиянием орошения и дренирования. В этой толще с особой детальностью должно определяться содержание растворимых солей в интервале 0—5 м, в котором обычно размещаются собственно гидротехнические сооружения и где мелиоративный эффект должен быть максимальным.

При проведении мелиоративных мероприятий на площади орошения неизбежно возникают и развиваются современные геодинамические процессы. Прогнозная оценка этих процессов должна основываться также на материалах инженерно-геологической съемки.

В результате съемки масштаба 1 : 50 000 должны быть составлены следующие специализированные карты: ландшафтно-индикационная, литологического состава и засоленности пород, глубины залегания, минерализации и химического состава подземных вод, гидродинамическая, гидрогеологического и инженерно-геологического районирования. Перечисленные карты являются результатом решения в процессе съемочных работ следующих конкретных задач:

1) изучение геологического и геоморфологического строения территории с выделением литолого-генетических комплексов, при-

уроченных к определенным морфологическим типам рельефа, и литологических разностей пород, слагающих зону аэрации;

2) выяснение литологического состава и мощности водовмещающих пород и водоупоров;

3) изучение условий распространения постоянных и временных водоносных горизонтов до первого напорного горизонта включительно;

4) оценка общей минерализации и химического состава подземных вод, степени и характера засоленности пород зоны аэрации;

5) изучение взаимосвязи между напорными и грунтовыми водами;

6) расчет основных гидрогеологических параметров водоносных горизонтов;

7) изучение водно-физических и физико-механических свойств пород зоны аэрации.

В результате специализированной съемки с целью мелиорации земель должны быть с надлежащей детальностью в плане и по разрезу и с высокой степенью достоверности получены данные о геолого-гидрогеологических показателях. При использовании лишь методов и приемов гидрогеологических и инженерно-геологических исследований требуется проведение значительного объема буровых, горных, опытно-фильтрационных, лабораторных и других работ, что тем не менее не гарантирует точности определения отдельных гидрогеологических показателей геологических тел.

Вследствие неоднородности горных пород и несовершенства методов их опробования случайные изменения коэффициента фильтрации или засоленности пород в небольших, казалось бы однородных, участках оказываются соизмеримыми с изменениями этих величин в пределах крупных геоморфологических структур. В связи с этим при дискретном опробовании горных пород практически не представляется возможным выявить закономерные изменения гидрогеологических показателей в пространстве.

Для обоснованного картирования гидрогеологических показателей необходимо иметь непрерывную или близкую к непрерывной информацию об их изменении в пространстве, которая может быть получена в результате применения геофизических методов исследований для решения рассматриваемых задач.

РОЛЬ И МЕСТО ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ СЪЕМКАХ С ЦЕЛЬЮ МЕЛИОРАЦИИ ЗЕМЕЛЬ

Для решения перечисленных выше задач съемки уже давно делаются попытки применить более дешевые и мобильные геофизические методы исследований. Однако большое число геолого-гидрогеологических задач, решаемых при съемке, и многообразие

приемов и способов их решения обуславливают особые требования к методике геофизических исследований при включении их в общий комплекс съемочных работ [32].

Во-первых, решение одной-двух задач съемки при помощи разведочной геофизики оказывается экономически нецелесообразным, так как не позволяет существенно уменьшить объемы дорогих и трудоемких буровых, горных и опытных гидрогеологических работ, а также сократить общие сроки съемки.

Во-вторых, ни один из существующих полевых геофизических методов, использованный в отдельности, не позволяет с необходимой однозначностью и точностью решить большинство из перечисленных задач съемки. Лишь сочетание (комплекс) нескольких методов, каждый из которых дает сведения о самостоятельном и независимом от других геофизическом параметре, дает возможность разрешить проблему в целом.

В-третьих, при помощи геофизических методов должна быть получена количественная оценка гидрогеологических параметров и инженерно-геологических показателей горных пород и слагаемых ими комплексов. При этом требования к разрешающей способности полевых методов инженерно-гидрогеологической геофизики, их информативности и точности количественной оценки изучаемых характеристик и параметров должны приближаться к таковым, например, в нефтяной геофизике, в методах каротажа буровых скважин.

Кроме того, при включении того или иного геофизического метода в комплекс следует учитывать ряд факторов: его физические основы, степень разработанности и экономические показатели (производительность, стоимость аппаратуры и т. п.). Необходимо также, чтобы существовали эффективные способы геолого-гидрогеологической интерпретации геофизических материалов. Должны быть найдены методические приемы и организационные принципы рационального комплексирования геофизических исследований с другими методами съемки.

Иными словами, необходимо подобрать такой комплекс геофизических методов и так сочетать их с другими методами гидрогеологических и инженерно-геологических изысканий, чтобы при сохранении точности и достоверности результатов исследований и без потери информации с площади съемки сократить сроки выполнения съемочных работ и снизить соответствующие материальные и трудовые затраты.

Существо и актуальность комплексирования различных методов исследований хорошо выражены Л. Б. Сливтером [54].

Рациональность излагаемой ниже методики геофизических исследований состоит в том, что ее практическое применение позволяет существенно улучшить технико-экономические показатели съемочных работ и повысить их геологическую информативность и достоверность.

СОСТАВ ЭФФЕКТИВНОГО КОМПЛЕКСА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

С учетом накопленного к настоящему времени практического опыта можно считать, что основу рационального комплекса геофизических исследований для решения задач гидрогеологической и инженерно-геологической съемки масштаба 1 : 50 000 с целью обоснования мероприятий по мелиорации засушливых земель составляют следующие методы.

1. Электроразведка методом сопротивления на постоянном токе (вертикальное электрическое зондирование — ВЭЗ и профилирование).

Этот метод хорошо теоретически и методически разработан. Имеется значительный опыт решения при его помощи различных гидрогеологических и инженерно-геологических задач. Он характеризуется также низкой стоимостью и относительно высокой производительностью [31, 40, 51, 52].

2. Электроразведка методом вызванной поляризации (ВП) в режиме возбуждения длительными однополярными импульсами.

Многолетний опыт авторов и других исследователей по использованию метода ВП в различной геолого-гидрогеологической обстановке свидетельствует о том, что в силу своих физических предпосылок метод ВП обладает высокой информативностью и технологически удобно сочетается с методом сопротивления [19, 45]. Указанные преимущества метода превышают его недостатки, связанные главным образом с недоработками в области теории метода.

3. Электроразведка методом радиоволнового профилирования (РВП) в движении.

Основанием для включения метода РВП в описываемый комплекс послужил многолетний опыт авторов по практическому использованию этого метода [43]. Главные преимущества метода РВП — его высокая производительность и возможность получения непрерывной информации вдоль профиля движения измерительной установки.

4. Сейсморазведка методом преломленных волн (МПВ).

Этот метод наиболее хорошо теоретически и методически разработан и известен [12]. Основанием для включения этого метода в геофизический комплекс явилось то, что сейсморазведка МПВ в настоящее время является единственным полевым методом, позволяющим с высокой степенью достоверности определять глубину залегания уровня грунтовых вод в толще рыхлых песчано-глинистых отложений [10, 22, 23].

Описываемая ниже методика предусматривает также широкое использование ландшафтных методов исследований и тесную увязку геофизических, ландшафтных и традиционных видов съемочных работ на всех стадиях съемки [8, 9].

Указанный комплекс методов в пределах глубин 0—200 м

позволяет решать следующие геолого-гидрогеологические задачи с точностью, удовлетворяющей требованиям данного вида съемки: а) литологическое расчленение разреза до глубины первого регионального водоупора и районирование площади съемки по геолого-фаціальным типам разрезов; б) количественное определение общей минерализации подземных вод и степени засоленности пород зоны аэрации, изучение изменчивости этих показателей по площади и глубине; в) определение глубины залегания уровня грунтовых вод; г) экстраполяция по площади и глубине фильтрационных характеристик водоносных пород и пород зоны аэрации.

В итоге по результатам комплексных геофизических, ландшафтных и иных видов исследований оказывается возможным составление почти всех специализированных геолого-гидрогеологических карт, а именно: карты глубины залегания уровня грунтовых вод, карты минерализации грунтовых вод, карты засоленности пород зоны аэрации, литологических карт и разрезов, карты коэффициентов фильтрации и водопроводимости для водонасыщенных пород и пород зоны аэрации.

В процессе работ предполагается использование помимо перечисленных выше геофизических методов также полевых и скважинных параметрических измерений и лабораторных исследований образцов пород и проб грунтовых вод.

В отдельных случаях возможно дополнение указанного комплекса теми или иными геофизическими методами, являющимися эффективными в конкретных геолого-геофизических условиях.

Само собой разумеется, что дальнейшее теоретическое и экспериментальное развитие новых методов инженерно-гидрогеологической геофизики позволит дополнить рассматриваемый комплекс.

Прежде чем перейти к систематическому изложению основного материала, целесообразно обратить внимание на следующие обстоятельства.

Одной из главных отличительных особенностей описываемой методики является включение в состав геофизических работ количественной геолого-гидрогеологической интерпретации материалов геофизических исследований. Это повлекло за собой существенные изменения в объемах, составе и характере представляемых материалов.

В основу количественной геолого-гидрогеологической интерпретации материалов полевых геофизических исследований положен прием, широко применяемый в нефтепромысловой геофизике — использование эмпирических корреляционных зависимостей между геофизическими и геолого-гидрогеологическими параметрами и показателями. Эти зависимости находят по результатам параметрических измерений вблизи опорных гидрогеологических скважин и в горных выработках, определенным образом распределенных по территории съемки.

Другой особенностью рекомендуемой методики является широкое использование приемов математической статистики и привлечение ЭВМ при обработке материалов параметрических измерений для обоснования и выбора сети геофизических наблюдений и мест заложения скважин и горных выработок.

Как уже было сказано, одним из основных методов, включенных в комплекс, является метод вызванной поляризации. Этот сравнительно новый геофизический метод до последнего времени почти не применялся для решения гидрогеологических и инженерно-геологических задач, вследствие чего геофизики-производственники знакомы с ним, в лучшем случае, лишь по литературным данным. Между тем метод вызванной поляризации в теоретическом и методическом отношениях находится еще в стадии развития. Использование его при мелиоративных съемках потребовало уточнения некоторых теоретических положений, внесения определенных корректив в серийно выпускаемую аппаратуру, разработки специальных приемов измерений, обработки и интерпретации материалов наблюдений, причем многие из этих вопросов пока не получили освещения в литературе. В связи с этим мы несколько подробнее осветим перечисленные вопросы.

Аналогичное положение занимает и другой геофизический метод, включенный в комплекс — метод непрерывного радиоволнового профилирования в процессе движения измерительной установки.

Среди включенных в комплекс методов важное место занимает сейсморазведка. Однако на данном этапе разработки комплекса этот метод используется лишь для решения одной задачи — определения положения уровня грунтовых вод. Такая скромная роль не соответствует потенциальным возможностям сейсморазведки и в недалеком будущем это положение несомненно изменится.

Описываемая методика касается в основном лишь полевых (наземных) методов геофизических исследований. Вместе с тем в ней предусматривается использование данных каротажа скважин. Однако учитывая специфичность этого вида геофизических исследований и наличие соответствующей учебной и методической литературы, в данной работе вопросы методики каротажных исследований мы осветили кратко [14, 15, 27, 33].

2. ТРЕБОВАНИЯ К ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИМ ИССЛЕДОВАНИЯМ С ЦЕЛЬЮ МЕЛИОРАЦИИ ЗЕМЕЛЬ

ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗОВ РЕЖИМА ГРУНТОВЫХ ВОД

Спецификой гидрогеологических исследований с целью мелиорации земель является необходимость получения информации, обеспечивающей выполнение достаточно точных прогнозов режима грунтовых вод на больших территориях. Такие прогнозы являются основой для разработки рекомендаций по искусственному регулированию режима грунтовых вод, чаще всего осуществляемому при помощи дренажа.

Поскольку дренаж, особенно горизонтальный, обуславливает требования к гидрогеологическим исследованиям, то и их основное содержание определяется функциями дренажа.

Прогнозы режима грунтовых вод зависят от конкретных климатических, гидрогеологических и почвенно-мелиоративных условий. Существует несколько прогнозов режима грунтовых вод.

1. Прогноз режима грунтовых вод в староорошаемых районах в связи с намечаемым переустройством оросительной сети, изменением состава севооборота, увеличением коэффициента земельного использования и т. п.

2. Прогноз режима грунтовых вод в районах нового орошения с глубоким залеганием этих вод. В этом случае на первом этапе прогноза должны быть определены динамические особенности подъема уровня грунтовых вод под влиянием орошения в существующих условиях дренирования территории, а также их минерализация, и соответствующее этим условиям предельное положение поверхности грунтовых вод, время подъема ее до критических отметок.

3. Прогноз режима грунтовых вод в районах нового орошения с учетом действия оросительных и дренажных систем. Такой прогноз проводится после того, как в результате предыдущих исследований определена потребность в искусственном регулировании режима грунтовых вод.

В условиях установившегося режима грунтовых вод прогноз по существу сводится к расчету дренажа, основные задачи которого состоят в следующем.

а. Обеспечение условий для вытеснения минерализованных поровых растворов из зоны аэрации и верхних слоев соленых грунтовых вод пресной инфильтрационной водой, поступающей на поверхность земли в процессе орошения и выпадения осадков. Как правило, указанная задача возникает в связи с вторичным

засолением староорошаемых районов или освоением новых районов орошения, характеризующихся в существующих условиях недостаточной дренированностью. Эти районы могут быть приурочены к широким речным террасам, плоским водораздельным или нерасчлененным предгорным равнинам, дельтам рек, периферийным частям конусов выноса, межконусным понижениям, приморским низменностям, сложенным суглинистыми отложениями, подстилаемыми песками и песчано-глинистыми породами. Для увеличения дренированности подобных районов с неглубоким залеганием грунтовых вод широко применяется горизонтальный дренаж. В отдельных случаях при небольшой мощности покровных отложений, имеющих хорошую гидравлическую связь с подстилающими проницаемыми отложениями, представляющими напорный водоносный горизонт, возможно применение вертикального дренажа (например, в нижнем течении р. Зеравшан в пределах ее сухой дельты, Голодностепском аллювиальном бассейне и др.).

б. Предотвращение подъема уровня грунтовых вод на землях нового орошения и сохранение автоморфного режима почвообразования — профилактика вторичного засоления. Необходимость решения этой задачи также возникает при мелиорации районов с недостаточной естественной дренированностью, характеризующихся к началу орошения глубоким залеганием грунтовых вод (порядка 10 м и более). Для выполнения указанной задачи может быть применен только вертикальный дренаж (например, южная часть Голодной степи до начала ее освоения).

в. Периодическая интенсификация оттока подземных вод за пределы мелиорируемых территорий после ее затопления или подтопления. Эта задача возникает в связи с осушением отдельных пойм или низких террас рек, и решить ее можно при помощи систематического горизонтального дренажа. Иногда эта задача возникает при проведении капитальных промывок на засоленных землях в орошаемых районах.

г. Постоянная интенсификация оттока подземных вод за пределы болотных массивов, приуроченных к отдельным пологим террасовым склонам, плоским водоразделам и другим недостаточно дренированным геоморфологическим элементам территории гумидной зоны или области разгрузки подземных вод в аридной зоне.

д. Откачка пресных напорных или безнапорных подземных вод с целью использования их для орошения, двойного регулирования режима грунтовых вод или водоснабжения. Одновременно при этом увеличивается дренированность мелиорируемого района и улучшается тепловой, воздушный и солевой режимы пород зоны аэрации.

При проектировании дренажа следует исходить из условия, что регулирование режима грунтовых вод на рассматриваемом объекте должно обеспечиваться с известной точностью, которая определяет допустимые отклонения уровня грунтовых вод от

проектных отметок. В принципе допустимые отклонения уровня грунтовых вод от проектных отметок устанавливаются при помощи специальных технико-экономических расчетов, в основу которых могут быть положены следующие представления.

Каждому положению уровня грунтовых вод в течение вегетационного периода соответствует определенный водный, воздушный и тепловой режимы почв, а в орошаемых районах — и определенный режим орошения и искусственная дренированность территории, при которых возможен благоприятный солевой режим почв. Сравнивая капитальные вложения и эксплуатационные затраты, необходимые для создания того или иного режима грунтовых вод на мелиорируемом объекте, с дополнительной прибылью от урожая сельскохозяйственных культур, можно найти оптимальную глубину залегания грунтовых вод на исследуемой территории и ее допустимые отклонения.

При отсутствии таких данных допустимая ошибка в регулируемой глубине залегания грунтовых вод может быть принята примерно равной 20—25% проектной глубины.

Особенность расчета дренажа в аридной зоне при близком залегании грунтовых вод от поверхности земли заключается в том, что он должен определяться солевым режимом почв, формирующимся в процессе дренирования рассматриваемой территории. Указанное положение приводит к необходимости рассчитывать дренаж аридной зоны в следующей последовательности.

При известных режиме орошения, коэффициенте полезного действия оросительной сети, количестве выпадающих атмосферных осадков, суммарном испарении и естественной дренированности территории выполняется прогноз режима грунтовых вод. Для прогнозного режима грунтовых вод и проектных оросительных норм для каждой сельскохозяйственной культуры рассчитывается соответствующий водный баланс и солевой режим почв зоны аэрации на характерные периоды года — вегетационный и невегетационный, а в случае сложных ирригационно-хозяйственных условий — и для отдельных месяцев. В случае получения неблагоприятного солевого баланса в зоне аэрации орошаемого поля при помощи увеличения дренированности территории (т. е. введением фактора искусственной дренированности) следует изменить проектный режим грунтовых вод, несколько увеличив их глубину залегания в первой половине вегетационного периода. После этого снова рассчитывается солевой режим почв, формирующийся при новом режиме грунтовых вод. Если он окажется благоприятным для выращивания сельскохозяйственных культур, то рассматриваемый режим грунтовых вод и орошения может быть принят в качестве проектного, а определенная искусственная дренированность — основой для расчета дренажа.

Если в результате расчета выяснится, что солевой режим почв орошаемого поля неудовлетворителен, то следует пересмотреть оросительные нормы и искусственную дренированность террито-

рии. Варьируя величинами питания грунтовых вод и их оттока, при той или иной глубине залегания грунтовых вод можно в конечном счете добиться благоприятного солевого режима в зоне аэрации. При этом разница между расчетным и реально возможным оттоком грунтовых вод в конкретных гидрогеологических условиях определит необходимую искусственную дренированность зоны, характеризующую дренажным модулем q .

Таким образом, в процессе проектирования для выбранного состава культур на рассматриваемой территории выбирается оптимальный режим почвообразования с соответствующим ему режимом грунтовых вод. При этом в функцию дренажа входит снижение уровня грунтовых вод в те периоды, когда он окажется выше допустимого, или поддержание уровня грунтовых вод на заданных отметках в период интенсивного их питания.

При расчетах систематического дренажа, необходимого для регулирования режима грунтовых вод в орошаемых районах, основную часть этих расчетов можно проводить, пренебрегая нестационарностью режима фильтрации, так как при правильном режиме орошения и нормальной эксплуатации системы колебания уровня грунтовых вод, вызванные отдельными поливами, не должны превышать 5—10 см. А фильтрационные потери из оросительной сети практически постоянны во времени, поэтому расстояния между дренами, определяемые из условия постоянства дренажного модуля, при средневзвешенном для расчетного периода времени уровне грунтовых вод оказываются, как правило, достаточно обоснованными. Однако после установления расстояния между дренами целесообразно рассчитать неустановившийся режим грунтовых вод на рассматриваемой территории в течение всего мелиоративного периода времени. С этой целью для типового участка рассчитывается кривая снижения уровня грунтовых вод между дренами после первого полива с учетом испарения с поверхности грунтовых вод. Затем определяется подъем грунтовых вод за счет второго полива и рассчитывается их понижение за время межполивного периода, затем после третьего полива и т. д. Таким образом можно рассчитать режим грунтовых вод в течение всего года с учетом принятого режима орошения, испарения и проектируемой дренированности.

Если полученная кривая, характеризующая расчетный режим грунтовых вод, окажется близкой к той, что была принята при составлении проектного водного баланса, то параметры дренажа приняты правильно. В противном случае расстояние между дренами следует уменьшить или увеличить в зависимости от того, оказалась расчетная кривая уровня грунтовых вод выше принятой в проектном водном балансе или ниже.

При решении задачи, связанной с необходимостью периодического увеличения оттока подземных вод, расчет дренажа сводится к определению таких расстояний между дренами при выбранной их глубине, которые обеспечили бы понижение уровня грунтовых

вод до проектируемых отметок в заданные сроки, т. е. весь расчет проводится для условий неустановившегося режима фильтрации.

Основными исходными данными для выполнения прогнозов грунтовых вод являются следующие.

1. Геоморфологическое и геолого-литологическое строение района с характеристикой глубин залегания местного и регионального водоупора, отражаемое на геоморфологической карте и карте литолого-генетических комплексов и состава пород. При этом на геоморфологической карте должны быть выделены все генетические типы рельефа с подобранной геолого-генетической характеристикой их и отражены современные физико-геологические процессы. На карте литолого-генетических комплексов и состава пород выделяются литолого-генетические комплексы и литологические разности пород, развитые до первого регионального водоупора, и их фильтрационные свойства.

2. Характеристика основных водоносных горизонтов (распространение и мощность, гидравлическая связь между горизонтами и дневной поверхностью, фильтрационные свойства вмещающих пород, естественные условия питания и разгрузки), синтезированная на карте глубин залегания грунтовых вод и гидродинамической карте. При этом глубина залегания грунтовых вод на соответствующей карте должна быть показана в следующих пределах: до 0,5; 0,5—1,0; 1—2; 2—3; 3—5; 5—10; 10—15; 15—20 и более 20 м; гидроизогипсы и пьезоизогипсы проведены через 1; 2; 3; 5; 10 м; соседние районы, характеризующие водопроницаемость пластов, не должны различаться более чем на 25—30%.

3. Характеристика состава и содержания растворимых солей в подземных водах и породах зоны аэрации. При этом изменение минерализации подземных вод показывается в следующих пределах: до 0,3; 0,3—0,5; 0,5—1; 1—2; 2—3; 3—5; 5—7; 7—10; 10—15; 15—25; 25—35; 35—50; 50—75 и более 75 г/л. Засоленность пород показывается (в пределах менее 0,25; 0,25—0,5; 0,5—1; 1—2; более 2%) для верхней 3-метровой толщи от поверхности земли и для слоя с глубины 3 м до поверхности грунтовых вод.

4. Питание грунтовых вод за счет фильтрационных потерь из мелких оросительных каналов и орошаемых полей (за вычетом испарения с поверхности грунтовых вод).

5. Мелиоративные мероприятия, проектируемые в рассматриваемом районе. В гумидной зоне — это мероприятия по спрямлению русел рек, вызывающие изменение режима грунтовых вод в прибрежной зоне, создание систематического дренажа, ловчих дрен и т. д. В аридной зоне мероприятия характеризуются существующей и проектируемой оросительной сетью, размещением поливных площадей, систем дренажа и т. д.

Таким образом, основные исходные данные, необходимые для прогнозов режима грунтовых вод, должны быть получены в процессе гидрогеологической и инженерно-геологической

стемки, сопровождаемой специальными дополнительными гидро-геологическими исследованиями на ключевых участках.

Планируя детальность изучения отдельных литолого-генетических комплексов отложений, надо иметь представление о необходимой степени точности выделения отдельных фаций в разрезе, которая определяется последующей схематизацией природных условий.

При схематизации литологического разреза области фильтрации ей ставится в соответствие модель водоносного пласта, представленная определенным числом водоносных горизонтов (или различных слоев пород), подстилаемых региональным водоупором. При этом за водоупорный слой пород может быть принят такой слой, через который поступает в рассматриваемый водоносный горизонт не более 5—10% общего расхода воды [28].

По характеру неоднородности пласта различают неупорядоченную неоднородность, характерную для субаэральных дельт, периферических частей конусов выноса и других, и упорядоченную неоднородность, выражаемую его слоистым строением или анизотропией в вертикальном и горизонтальном направлениях.

Если неоднородность пласта в разрезе имеет стохастический характер, то такой водоносный пласт можно рассматривать как однослойный. При этом нецелесообразно характеризовать его обобщенной зпурой литологических разностей или комплексов и ставить им в соответствие средневзвешенный по разрезу коэффициент фильтрации, так как такая схематизация может привести к искусственному увеличению эффективной проницаемости пласта. При этом ошибка схематизации оказывается тем больше, чем больше несовершенство дрены по степени вскрытия пласта [2].

Более обоснованным является представление пласта наиболее вероятными фациями в разрезе. Гидрогеологические параметры, характеризующие такой пласт, должны быть получены таким методом, при котором они окажутся обобщенными в целом для всей толщи пласта.

В случае анизотропного пласта при расчетах горизонтального дренажа пласт относительно небольшой мощности можно представить как однородный с коэффициентом фильтрации, характеризующим его проницаемость в горизонтальном направлении.

Если неоднородность имеет детерминированный характер и выражается выдержанной в разрезе слоистостью водовмещающей толщи пород, то методика ее схематизации зависит от мощностей отдельных слоев, их фильтрационных свойств, глубины залегания и граничных условий. В связи с этим схематизация многослойного пласта, в котором неоднородность выдержана в плане, должна проводиться в соответствии с предварительной оценкой влияния каждого вводимого в расчет слоя на результаты прогноза режима уровня грунтовых вод.

При двухслойном строении пласта, когда нижний слой попадает в зону активного водообмена (30—50 м от поверхности земли),

решение задачи о возможности приведения двухслойного пласта к однослойному существенно зависит от степени вскрытия его проектируемыми гидротехническими сооружениями, что необходимо учитывать при схематизации гидрогеологических условий.

Когда нижний слой двухслойного пласта представлен более проницаемыми отложениями и при расчетах прогноза режима уровня грунтовых вод используются граничные условия, характеризующие нижний слой, при выполнении указанного В. М. Шестаковым условия [47]

$$\frac{k_{ф.в} t}{\mu m_{ср}} > 5 \div 10$$

двухслойная толща пород может рассматриваться как однослойная (где $k_{ф.в}$ — коэффициент фильтрации верхнего слоя с коэффициентом водоотдачи или недостатка насыщения μ ; $m_{ср}$ — средняя мощность грунтовых вод в покровных отложениях; t — расчетное время).

Если сооружение по степени вскрытия нижнего слоя пласта является совершенным, то при выполнении указанного неравенства величины напора, подсчитанные в условиях двухслойного и однослойного пластов, совпадают с точностью до $2 \pm 3\%$.

При расчетах несовершенных дрен и, в частности, при определении их сопротивлений нельзя приводить двухслойную толщу пород к однослойной даже при небольшом различии в коэффициентах фильтрации отдельных слоев ($k_{ф1}/k_{ф2}$), хотя такое приведение оказывается оправданным при аналогичных расчетах совершенных дрен.

При двухслойном пласте можно пренебречь влиянием нижнего (верхнего) слоя при отсутствии в нем дрены, если водопроницаемость этого слоя T_1 значительно меньше водопроницаемости второго слоя T_2 ($T_1/T_2 < 0,02$), в котором расположена дрена [47].

При моделировании целых потоков подземных вод или небольших участков в пределах отдельных междурений многослойная толща пород может быть схематизирована двухпластовой системой с приведенным коэффициентом водопроницаемости второго слоя, равным сумме водопроницаемости второго и всех нижележащих хорошо проницаемых слоев пород [48], попадающих в зону активного водообмена.

Границами области фильтрации, как правило, являются крупные поверхностные водотоки — контуры с заданными напорами, линии контакта хорошо проницаемых пород с менее проницаемыми, тектонические нарушения, через которые может происходить интенсивное питание или разгрузка водоносного горизонта.

Если такие границы удалены от изучаемой области фильтрации на расстояние, превышающее $(1 \div 1,5)\sqrt{a_n t}$ (a_n — коэффициент неуравновешенности или пьезопроводности), то по отношению к ним водоносный горизонт можно рассматривать как неограниченный в плане.

При прогнозах режима грунтовых вод в орошаемых районах особые трудности возникают при попытке отразить в граничных условиях ирригационную сеть различного порядка. Это практически нереально и нецелесообразно. В связи с этим при практических расчетах следует учитывать сосредоточенное питание только от крупных поверхностных водотоков, а фильтрационные потери из мелких оросительных каналов и временной сети, так же как и фильтрацию с орошаемых полей, можно учитывать в виде дополнительного питания грунтовых вод, равномерно распределенного по всей орошаемой площади в течение расчетного времени.

При этом, когда в расчетную область фильтрации вводится сосредоточенное питание грунтовых вод, обусловленное фильтрацией из отдельных несовершенных по степени вскрытия пласта водотоков, последние могут быть заданы линией равных напоров или границей третьего рода [47]. По этой причине при проведении гидрогеологических исследований с целью мелиорации необходимо определять фильтрационные сопротивления только тех водотоков, которые при прогнозах режима грунтовых вод будут рассматриваться изолированно от совокупности всех остальных режимообразующих факторов.

Изложенные принципы схематизации гидрогеологических условий должны учитываться при планировании геофизических исследований в процессе гидрогеологической и инженерно-геологической съемки. В частности, при решении вопроса о необходимой детальности изучения литологического строения вмещающей толщи пород или ее проницаемости.

Следует отметить, что область применения геофизических методов исследований может быть значительно расширена по сравнению с рассмотренной в данной работе. Есть предпосылки для построения корреляционных зависимостей между коэффициентом влагопроводности и поляризуемостью пород при фиксированной влажности и между потенциалом почвенной влаги и электропроводностью. При наличии таких зависимостей появится реальная возможность для построения карт питания грунтовых вод при помощи интерполяции и экстраполяции данных о питании грунтовых вод, полученных на ограниченном числе ключевых участков в процессе комплексной съемки.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

Под гидрогеологической и инженерно-геологической неоднородностью пласта следует понимать изменчивость в пространстве его геологического строения, водно-физических свойств и содержания водно-растворимых солей.

Так как формирование отдельных геологических структур происходило под действием как причинных, так и случайных факторов [35], изменение отдельных гидрогеологических или инженерно-геологических признаков в общем случае может быть определено следующим выражением:

$$P(x, y, z) = P_1(x, y, z) + P_2(x, y, z), \quad (1)$$

где $P_1(x, y, z)$ — величина рассматриваемого признака, характеризующаяся определенными закономерностями; $P_2(x, y, z)$ — величина флуктуации этого признака в пространстве, обусловленная причинами случайного характера.

Практически $P_1(x, y, z)$ определяет режим изменчивости изучаемых свойств горных пород. При $P_1(x, y, z) = \text{const}$ режим изменчивости является стационарным, а при $P_1(x, y, z) \neq \text{const}$ — нестационарным. Гидрогеологические и инженерно-геологические карты являются графическим выражением выявленной изменчивости отдельных гидрогеологических и инженерно-геологических признаков в пространстве.

Нестационарный режим изменчивости может наблюдаться при исследовании изменчивости состава и свойств горных пород в пределах выделенных геологических тел в направлении, параллельном направлению сноса материала, или в близких к нему направлениях на достаточных по протяженности участках [6].

Стационарный режим изменчивости в пределах выделенных геологических тел наблюдается в направлении, перпендикулярном к фронту сноса материала, или в близких к нему направлениях на достаточно больших по протяженности участках или на относительно небольших участках вдоль направления сноса материала. (В последнем случае из-за относительно небольших размеров участка нестационарность режима не проявляется.)

При проведении гидрогеологических исследований следует различать микронеоднородность и макронеоднородность пласта.

Под микронеоднородностью пласта понимается изменчивость его свойств в пределах отдельных геолого-генетических комплексов отложений, характеризующихся едиными условиями образования и происхождения. При этом микронеоднородностью пласта определяются случайные изменения его свойств внутри изучаемого объема породы в процессе опробования. Так, например, прямым следствием фильтрационной микронеоднородности пласта является «рассеивание» точек при построении графиков понижений уровня в процессе опытных откачек, проводимых в однородных, не ограниченных в плане пластах.

Под макронеоднородностью пласта понимается изменчивость его свойств, характеризующаяся как случайными, так и закономерными факторами, обуславливающими условия образования рассматриваемого геологического тела, и проявляющаяся в объемах тела, значительно превышающих области его единичного опробования.

В связи с неоднородностью горных пород следует по-разному подходить к обобщению накопленной информации в процессе гидрогеологических исследований в зависимости от метода и густоты сети, по которой ведется их опробование.

Если шаг сети, по которой ведется опробование пород, больше радиуса корреляции между определяемыми в процессе исследований показателями, то в этом случае мы не имеем права строить для них градиентные поверхности. При указанных условиях построение карт изучаемых показателей только по данным непосредственного опробования пород оказывается неправомерным. В рассматриваемом случае границы распространения районов, характеризующихся количественным показателем картируемого признака, в основном должны определяться общими геологическими и гидрогеологическими предпосылками, а материалы опробования использоваться для получения средних величин изучаемого признака.

Если шаг сети, по которой ведется опробование пород, меньше радиуса корреляции, то на известной геологической основе уже непосредственно по результатам опробования пород или пластов можно осуществлять построение градиентных поверхностей. Именно поэтому чрезвычайно эффективно использование геофизических методов исследований в процессе гидрогеологических и инженерно-геологических съемок с целью мелиорации.

Исходя из радиуса корреляции между изучаемыми показателями, по-видимому, можно обосновать масштаб карт этих показателей. Так, вызывает определенный интерес установленный М. И. Горальчук факт, что в одном и том же створе радиус корреляции между инженерно-геологическими показателями пород может быть равным 0,5—2,0; 2,0—20 и 40—50 км.

При проведении гидромелиоративных работ необходимо учитывать возможные типы фильтрационной неоднородности пород (микронеоднородность и макронеоднородность) так же, как и при определении геологических и гидрогеологических признаков, обусловленные влиянием проектируемых сооружений на рассматриваемые гидрогеологические процессы.

Следует иметь в виду, что в зависимости от типа сооружения, для гидрогеологического обоснования которого проводятся исследования, тип неоднородности при одном и том же методе определения отдельного признака может меняться. Так, например, если определяются гидрогеологические параметры при помощи опытных откачек, то при расчетах горизонтального дренажа эти параметры будут характеризовать как микронеоднородность, так и макронеоднородность пласта. При расчетах вертикального дренажа эти же параметры будут характеризовать только микронеоднородность пласта.

ХАРАКТЕРИСТИКА ВОЗМОЖНОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ПОРОД ЗОНЫ АЭРАЦИИ

Породы зоны аэрации так же, как зоны полного насыщения, характеризуются микро- и макронеоднородностью, которая определяется морфоструктурными особенностями района исследований.

Так, представление об изменчивости проницаемости первого от поверхности слоя почвогрунтов, например в дельте р. Волга, можно получить по гистограмме распределения этого параметра на небольшом опытном участке, состоящем из 150 мелких участков с одинаковой площадью (рис. 1), построенной по данным Е. А. Дмитриева и А. С. Манучарова.

Аналогичной неоднородностью характеризуются почвогрунты и в дельте р. Терек, пойме р. Кура и др. Фавзи Ибрагим Абдель Садиком приведены данные о том, что чрезвычайно большой изменчивостью проницаемости отличаются суглинки в пойме

р. Кура, где в полуметровом слое пород на площади в 1 м^2 коэффициент фильтрации меняется более чем на 2 порядка (от 0,01 до 2,35 м/сут).

Аналогичную картину наблюдали американские ученые Р. Барди и Дж. Лютин [53], которые на трех площадках размером $12 \times 27 \text{ м}$ провели многократное опробование верхнего слоя пород зоны аэрации путем наливов в кольца по методике подобной методике Нестерова. В результате 60—120-кратной повторности опытных наливов в пределах отдельных площадок было установлено, что даже на небольших участках коэффициент фильтрации, полученный при помощи наливов, может меняться в 10—20 раз и более при коэффициенте вариации 0,7—0,75 [53].

Таким образом, нет оснований считать, что в более глубоких слоях породы или в других районах будет отсутствовать указанная неоднородность, хотя по величине она может быть и не такой большой, как в приведенных примерах. Более того, с удалением от дневной поверхности дисперсия проницаемости пород должна уменьшаться. Такая закономерность, например, наблюдается в пределах водораздельных пространств Сыртового Заволжья (на территории Куйбышевской обводнительно-оросительной системы), где для коэффициента фильтрации пород, залегающих на глубинах 1—2 и 2,5—5,0 м, коэффициент вариации оказался соответственно равным 0,545 и 0,57.

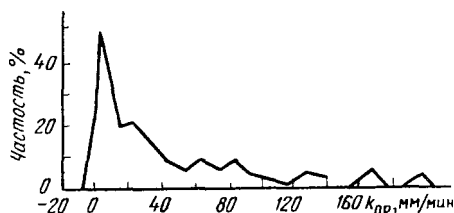


Рис. 1. Гистограмма распределения проницаемости $k_{пр}$

Фильтрационные свойства пород, определенные методом налива в шурфы

Порода	Местоположение	Методика определения	n	k_f , м/сут			Закон распределения	Доверительный интервал k_f , м/сут	
				$k_{f \min}$	$k_{f \max}$	$k_{f \text{ ср}}$		$P=95\%$	$P=99\%$
Пески мелкозернистые	Каракумская толща	Гиринского	28	0,21	2,94	1,34	—	0,98—1,7	0,69—1,99
		Болдырева	30	1,2	17,7	7,28	—	5,35—9,21	3,78—10,78
Пески тонкозернистые	То же	Гиринского	14	0,04	2,7	1,42	—	—	—
		Болдырева	14	0,32	18,08	8,89	—	—	—
Пески мелкозернистые	Аллювиально-дельтовые отложения р. Аму-Дарья	Гиринского	31	0,18	2,31	1,08	—	0,96—1,29	0,86—1,30
		Болдырева	29	1,0	11,95	5,56	—	4,51—6,61	3,67—7,45
Пески тонкозернистые	То же	Гиринского	43	0,1	1,55	0,61	—	0,49—0,73	0,41—0,81
		Болдырева	43	0,97	10,33	4,07	—	3,35—4,79	2,80—5,34
Супеси легкие	»	Гиринского	19	0,06	1,4	0,43	—	—	—
		Болдырева	24	0,4	7,7	2,51	—	—	—
Мессовидные суглинки	Предгорная равнина, сложившиеся конуса вывеса хребта Карагау	Нестерова	33	0,08	0,91	0,37*	Логнормальный	0,29—0,47	0,27—0,51
Суглинки	III терраса р. Кашка-Дарья	»	—	0,035	0,182	—	—	—	—
Суглинки, супеси	Чуйская впадина	—	7—30 (семь участков)	C_σ меняется от 0,5 до 0,8			Логнормальный	—	—
Тяжелые суглинки	Сыртовое Заводье, Куйбышевская область	Нестерова	—	—	—	—	—	—	—
	Гражданский участок	»	n=41	0,02	0,27	0,07*	»	0,06—0,08	0,05—0,09
	Фрунзенский участок	»	n=42	0,01	0,4	0,05*	»	0,04—0,06	0,03—0,07

* Максимально правдоподобное математическое ожидание.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о случайности результатов единичных определений проницаемости пород в случае, если исследуемая область породы соизмерима с размерами ее микронеоднородности. Именно по этой причине лабораторные определения коэффициента фильтрации, выполненные без достаточно обоснованной повторности, не могут рассматриваться как представительные.

Анализ фактического материала при дискретном опробовании пород в процессе проведения гидрогеологических исследований на расстояниях до 100 км показывает, что даже в условиях интенсивного сноса материала осадочной толщи пород нестационарный режим неоднородности не проявляется.

Так, например, для аллювиально-пролювиальных отложений вдоль слившихся конусов выноса, составляющих предгорную юго-западную равнину хребта Каратау, по семи створам длиной 20—25 км нами не выявлена нестационарная изменчивость фильтрационных свойств пород (суглинки, супеси). Аналогичное явление наблюдается для Чуйской впадины, субэаральной дельты р. Мургаб, долины р. Волга вблизи Волгоградского водохранилища (по крайней мере при длине створа в 150 км). Тем более трудно предположить возможность выявления нестационарной неоднородности фильтрационных свойств пород традиционными для гидрогеологии методами в пределах широких водораздельных пространств на платформах или низменностях, о чем свидетельствует, например, отсутствие закономерного изменения коэффициента фильтрации песчаных отложений равнинной части Туркмении в направлениях с востока на запад и юго-востока на северо-запад по створам длиной 250—300 км.

Некоторое представление о макронеоднородности пласта первого порядка можно получить из табл. 1, в которой приведены данные о коэффициенте фильтрации k_f , их дисперсии и доверительном интервале при 95%-ном и 99%-ном уровнях вероятности, характеризующих фильтрационную неоднородность различных пород осадочной толщи.

Из приведенных данных следует, что зоне аэрации свойственна большая фильтрационная неоднородность. При многократном опробовании (n) одного и того же геолого-генетического комплекса пород оказывается, что дисперсия ряда характеризующих его коэффициентов фильтрации по величине соизмерима со средним значением и при этом коэффициент вариации C_v достигает 0,5—0,8. Однако, несмотря на указанную неоднородность, с вероятностью $P = 0,95\%$ можно считать, что в пределах одного и того же морфогенетического комплекса отложений коэффициент фильтрации в зоне аэрации изменяется всего лишь в 3—4 раза.

Попытки выделить строго однородные участки внутри области распространения отдельных геолого-генетических комплексов, по нашему мнению, не могут привести к успеху как вследствие неоднородности осадочной толщи пород, так и из-за недостаточно

высокого уровня современных методов определения гидрогеологических параметров.

Так, например, в районе распространения сыровых отложений на территории Куйбышевской обводнительно-оросительной системы было выполнено по три налива в шурфы, расположенные по створу через два водораздельных пространства (табл. 2).

Т а б л и ц а 2

Результаты определения коэффициента фильтрации k_f
на двух водоразделах Куйбышевской обводнительно-
оросительной системы

№ створа	Местоположение створа	Глубина шурфа, м	k_f , м/сут		
			средняя часть водораздела, шурф 1	склон, шурф 2	нижняя часть водораздела, шурф 3
I	Северо-западнее с. Павловка	1,5	0,106	0,048	0,074
		2,5	0,123	0,055	0,032
II	Вблизи с. Красноармейское	1,5	0,2	0,17	0,18
		3,0	0,04	0,03	0,13

Расстояние между шурфами 800—1000 м. Рассматриваемые створы находятся в одинаковых морфогенетических условиях. Однако для полутораметровой глубины в первом створе наблюдается гораздо большая изменчивость проницаемости пород, чем во втором. В то же время для глубины 2,5—3,0 м картина оказывается обратной. И более того, при повторном наливе на глубину 1,5 м рядом с шурфом 2 в створе II был получен коэффициент фильтрации, равный 0,02 м/сут. Коэффициент водопроводимости по данным режимных наблюдений также изменялся в 2—3 раза вкрест распространения водораздела на расстоянии 2 км (режимный створ в районе пос. Зерносовхозский).

Таким образом, опыт изучения фильтрационных свойств пород зоны аэрации в различных гидрогеологических условиях показывает, что единичные определения коэффициента фильтрации не могут рассматриваться как представительные для отдельных литологических разностей. В связи с этим проведение исследований традиционными гидрогеологическими методами с целью определения изменения проницаемости пород в пределах отдельных геолого-генетических комплексов отложений нецелесообразно. Эта задача может быть решена только при наличии непрерывной в пространстве информации о проницаемости пород. В противном случае при выполнении гидрогеологических исследо-

ваний представляется возможным определить только средний коэффициент фильтрации и его дисперсию для отдельных геолого-генетических комплексов отложений.

ФИЛЬТРАЦИОННАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ПОРОД ЗОНЫ ПОЛНОГО НАСЫЩЕНИЯ

Опыт изучения фильтрационных свойств пород зоны полного насыщения, так же как и пород зоны аэрации, свидетельствует о их изменчивости как в плане, так и в разрезе отдельных водоносных горизонтов. По этой причине в ряде случаев оказывается, что расчетная величина коэффициента фильтрации, определяемая например, путем опытных откачек, существенно зависит от метода его расчета. Так, для однородных пластов коэффициенты фильтрации, рассчитанные графо-аналитическим методом и по формуле Дюпюи, относительно близки. Разница между ними в районе предгорной равнины хребта Каратау составляет всего лишь 5—12% (при коэффициенте вариации 0,4—0,5). С увеличением неоднородности пласта может увеличиться и разница между коэффициентами фильтрации, получаемыми этими методами, так как для неоднородного пласта зависимость между понижением уровня s и $\lg t$ имеет функциональный характер, а между s и $\lg r$ — корреляционный (r — расстояние наблюдательной точки от опытной скважины) [5].

Современными средствами практически, видимо, невозможно выделить зоны с постоянными фильтрационными свойствами внутри отдельных литологических комплексов отложений. Иногда по данным опытных откачек из двух скважин, удаленных друг от друга на несколько километров, для одного и того же геолого-генетического комплекса отложений получают коэффициенты фильтрации, различающиеся в несколько раз. Однако такие же различия в значениях коэффициента могут наблюдаться внутри одного и того же геологического тела и на расстоянии в 50—100 м, о чем свидетельствуют результаты определений коэффициента фильтрации в зоне влияния систематического горизонтального дренажа на периферии конусов выноса в Голодной степи. Аналогичной изменчивостью фильтрационных свойств характеризуются и обводненные торфяники.

Наиболее реальным, по-видимому, путем оценки фильтрационной неоднородности пород может явиться создание статистической модели пористой среды, представляющей различные геолого-генетические комплексы отложений.

Однако в настоящее время, по нашему мнению, трудно научно обоснованно предопределить закон распределения вероятных значений проницаемости пород, необходимый для создания такой модели. Более того, даже после завершения гидрогеологических исследований нельзя гарантировать однозначное решение рассматриваемой задачи.

Имеется ряд работ [5], авторы которых пришли к выводу, что распределение проницаемости пород в большинстве случаев не противоречит логнормальному закону и в меньшем числе случаев не противоречит нормальному закону распределения. Однако в каждом конкретном случае заключение о непротиворечии тому или иному закону рассматриваемой выборки чисел зависит от ее объема. Известно, что гипотеза о непротиворечии нормальному или логнормальному законам распределения ряда чисел не отвергается, а повышается с уменьшением выборки [5]. Но так как на практике исследователи, как правило, имеют небольшой объем выборок, приходится с осторожностью относиться к выводам об удовлетворении характеристик проницаемости пород в пределах распространения отдельных водоносных горизонтов определенному закону распределения.

Вызывает особый интерес работа [5], авторы которой на примере 30 относительно небольших участков разведки подземных вод, представленных большими объемами выборок (с преобладанием 25—30 значений), характеризующих различные водовмещающие породы, пришли к упомянутому выше выводу: в большинстве случаев распределение вероятных значений проницаемости пород не противоречит логнормальному закону; реже встречаются случаи непротиворечия нормальному закону и еще реже случаи противоречия обоим законам.

Аналогичный вывод следует из анализа имеющихся у нас материалов по изменению коэффициента фильтрации для гравийно-галечных, песчаных и супесчано-суглинистых отложений, приуроченных к равнинной части Туркмении, долинам рек, дельтам и другим геоморфологическим элементам территории СССР.

Если исходить из стохастичности поля фильтрационных свойств горных пород, то оно может характеризоваться средним значением при нормальном законе распределения или наиболее вероятным средним при логнормальном законе распределения и коэффициентом вариации. Знание закона распределения вероятных значений в рассматриваемом случае необходимо для определения среднего значения проницаемости отдельных литолого-генетических комплексов пород при заданном уровне вероятности.

Опыт обработки отдельных выборок показывает, что чем однороднее геологическое тело, тем меньше коэффициент вариации и меньше разница между среднеарифметическим и наиболее вероятным средним значениями (табл. 3). При коэффициенте вариации менее 0,4 ошибка в среднем значении коэффициента фильтрации, вызванная заменой нормального закона распределения на логнормальный, не превышает 20%, а при $b/a \leq 1$ — 40% (a — математическое ожидание $\lg k_f$, b — среднеквадратическое отклонение $\lg k_f$). При этом среднеарифметическая величина коэффициента фильтрации всегда больше среднегеометрического или наиболее вероятного среднего значения. Поэтому, учитывая, что практически коэффициент вариации реальных выборок гидрогеоло-

гических параметров для супесчано-суглинистых, песчаных и гравийно-песчаных отложений оказывается меньше $0,7 \div 0,8$, создавая определенный «запас прочности», целесообразно считать распределение вероятных значений проницаемости указанных пород подчиняющимся логнормальному закону.

Т а б л и ц а 3

Значения k_{ϕ} и a для супесчано-суглинистых отложений
Чуйской впадины

Порода	k_{ϕ} , м/сут	a , м/сут	b , м/сут	b/a	k_{ϕ} ср/ a	$\left(\frac{k_{\phi} \text{ ср} - a}{k_{\phi} \text{ ср}} \right) \cdot 100\%$
Глина пылеватая	3,2	2,92	0,63	0,22	1,09	9
То же	2	1,8	0,49	0,27	1,11	10
»	2,7	2,4	0,66	0,27	1,12	11
»	5,14	4,25	1,62	0,38	1,21	17,3
Переслаивающиеся суглинки	1,83	1,57	3,55	0,35	1,16	14,1
Средние и тяжелые суглинки	5,41	3,58	4,03	1,12	1,51	33,8
То же	1,07	0,69	0,58	0,84	1,55	35,4
Суглинки средние	1,7	1,47	0,54	0,37	1,15	13,5
То же	1,83	1,41	0,57	0,04	1,29	23
Супесчано-суглинистые отложения	0,87	0,57	0,29	0,51	1,53	34,5
То же	2,64	2,38	0,52	0,22	1,11	10

На участках отдельных гидромелиоративных систем в пределах распространения одного и того же литолого-генетического комплекса отложений осадочной толщи гидрогеологическими методами, как правило, не выявляется нестационарный режим изменчивости даже в условиях достаточно интенсивного сноса материала в процессе его образования. Так, например, в условиях предгорной пологонаклонной равнины хребта Каратау, субэвразальной дельты р. Мургаб, долинах рек Чу (Киргизия) и Яван (Таджикистан) не наблюдается стационарного режима изменчивости. Исключением из указанного правила, видимо, являются «перемешанные» разновозрастные комплексы отложений, какие встречаются в пределах переуглубленных речных долин Черноморского побережья РСФСР.

Вследствие отмеченных обстоятельств при картировании проницаемости водонасыщенных пород в пределы одного гидрогеологического района попадают породы, различающиеся по проницаемости в 3—4 раза и более, что не обеспечивает требований, предъявляемых к гидрогеологическим исследованиям с целью мелиорации.

ДОСТОВЕРНОСТЬ ЕДИНИЧНЫХ ОПРЕДЕЛЕНИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

Гидрогеологические параметры, получаемые различными методами даже в пределах одного и того же литолого-генетического комплекса отложений, как показывает практика, весьма различны.

Эта изменчивость определяется методическими и метрологическими ошибками, а также фильтрационной неоднородностью изучаемой среды.

Метрологические ошибки, обусловленные неточностью измерения отдельных величин при опытно-фильтрационных работах, как правило, имеют случайный характер и при помощи методов математической статистики могут быть проанализированы и учтены.

Оценке влияния метрологических ошибок на результаты определений гидрогеологических параметров путем опытных откачек посвящены статьи Н. К. Гирицкого, Н. А. Плотникова, Н. И. Ильина, В. В. Перцовского, Л. С. Язвина, достаточно полно обобщенные в работе [5].

Из этого обобщения следует, что при определении гидрогеологических параметров для обоснования мелиоративных проектов путем опытных откачек метрологические ошибки не оказывают практического влияния на результаты опытно-фильтрационных работ. Ошибка в определении дебита, времени и расстояния между центральной и наблюдательной скважиной, как правило, не превышает 1—2%. А относительная ошибка вычисления коэффициента водопроницаемости пласта

$$\sigma_T = \frac{1,4\sigma_s}{\Delta s}$$

(где σ — среднеквадратическая ошибка измерения понижений, примерно равная $\frac{1}{3}$ точности измерительного прибора [5]), определяемая погрешностями в измерении уровня грунтовых вод, достигает 5—10%, если разность между двумя используемыми для расчетов понижениями уровня Δs составляет 14—56 см.

Еще меньшее влияние метрологические ошибки оказывают на результаты определений гидрогеологических параметров по данным режимных наблюдений. Влияние же этих ошибок на результаты определения гидрогеологических параметров путем наливов в необводненные толщи пород, экспресс-откачек и лабораторных вычислений несоизмеримо мало в связи с гипотетическими представлениями, положенными в основу указанных методов.

Методические ошибки, возникающие при определении гидрогеологических параметров, могут быть обусловлены двумя группами факторов — недостаточно строгими теоретическими основами рассматриваемых методов определения гидрогеологических параметров, например, при экспресс-откачках, или невыполнением

критериев применимости отдельных методов анализа результатов опытно-фильтрационных работ.

Вторая группа факторов, обуславливающая возможные ошибки в определении гидрогеологических параметров, в принципе может быть устранена путем использования правильной методики обработки опытных данных. Сложнее устранить ошибки, связанные с первой группой факторов. В этом случае наиболее теоретически обоснованными являются методы определения гидрогеологических параметров, основанные на анализе материалов опытных откачек и режимных наблюдений, которые следует считать эталонными.

Значительно менее точны экспресс-откачки, при помощи которых определяют не столько проницаемость опробуемого слоя пород, сколько проницаемость прифильтровой зоны. По этой причине в ряде случаев коэффициенты фильтрации различных пород, поддающихся деформации или необратимой кольтматации в процессе бурения скважин, получаются (в несколько раз) заниженными по данным экспресс-откачек. Так, коэффициент фильтрации для гравийно-галечниковых отложений как с песчаным, так и с супесчано-суглинистым заполнителем в пределах предгорной пологонаклонной равнины хр. Каратау по данным экспресс-откачек оказался заниженным в 5 раз; в то же время для чистых гравийно-галечниковых отложений в этом же районе коэффициент фильтрации при помощи экспресс-откачек был получен правильно. Поэтому для повышения достоверности определения проницаемости пород при помощи экспресс-откачек необходимо в первую очередь уточнить теоретические основы этого метода и более точно определить оптимальные условия его применения и проведения. Однако нам представляется, что экспресс-откачки могут быть целесообразны только из скважин, оборудованных «точечными» фильтрами.

Методы определения фильтрационных свойств горных пород, основанные на наливах в шурфы и скважины, также содержат ряд гипотетических представлений, затрудняющих объективную оценку их достоверности. По этой причине в настоящее время мы не рекомендуем наливов в скважины. Заслуживает внимания усовершенствованная В. В. Бадовым методика проведения и обработки материалов опытных наливов в шурфы, в которой в какой-то степени учитываются неоднородность потока фильтрации и неполное насыщение пород под дном зумпфа. В связи с менее жесткими требованиями к точности определения коэффициента фильтрации пород зоны неполного насыщения по сравнению с зоной полного насыщения пород предлагаемая методика достаточно надежна.

По результатам лабораторных определений коэффициентов фильтрации проницаемость горных пород в большинстве случаев значительно занижена (до 60 раз), что объясняется возможным нарушением структуры опытных образцов в процессе их отбора

и проведения опыта, а также исключением из числа анализируемых образцов с трещинами и ходами землероев и другими «дефектами», обуславливающими увеличение диапазона изменений коэффициента фильтрации. Таким образом, указанные ошибки являются объективными и субъективными, и устранять их поэтому надо разными методами.

Если для предотвращения возможных нарушений структуры опытных образцов необходимо усовершенствовать методику отбора монолитов и проведения фильтрационных испытаний, то ошибки, вызванные субъективными причинами, могут быть полностью исключены и при использовании существующих методов выполнения лабораторных работ.

В большинстве случаев возникновение субъективных ошибок обусловлено неоднородностью горных пород. Поэтому, рассматривая каждый опыт как часть многократного фильтрационного опробования геологического тела и применяя методы математической статистики, в конечном счете можно получить относительно точные сведения о фильтрационных свойствах изучаемой породы. Таким образом, если в настоящее время лабораторными методами трудно достоверно определить абсолютную величину коэффициента фильтрации, то для изучения относительного изменения проницаемости пород в пределах одного и того же литолого-генетического комплекса отложений они могут быть с успехом применены.

На примере результатов получения коэффициентов фильтрации лабораторными или экспресс-методами особенно ярко проявляется неоднородность пород, которая в большинстве случаев является причиной больших различий между данными отдельных фильтрационных испытаний, казалось бы однородного, геологического тела.

Даже если бы опытно-фильтрационные работы проводились без всяких методических ошибок, то и в этом случае для отдельных результатов фильтрационного опробования горных пород возможны какие-то различия, зависящие от размеров образцов пород или области фильтрации, для которых выполнены эти определения.

Именно по этой причине К. П. Лундин пришел к выводу, что расхождения между коэффициентами фильтрации, получаемыми полевыми и лабораторными методами, вызваны не несовершенством методики, а обусловлены природой физической среды, в которой проводятся определения [24]. В связи с этим он считает, что между коэффициентами фильтрации, полученными лабораторными $k_{ф. л.}$, полевыми методами, характеризующими небольшие участки — $k_{ф1}$ и большие площади $k_{ф2}$, существует следующая зависимость¹:

$$k_{ф. л.} \leq k_{ф1} \leq k_{ф2}. \quad (2)$$

¹ В известной степени это разделение представительности коэффициентов фильтрации соответствует типизации неоднородности горных пород, предложенной М. В. Рацем [34].

Утверждение К. П. Лунина верно лишь в том отношении, что при получении проницаемости пород различными методами могут наблюдаться расхождения в результатах, вызванные разной природой физической среды. Но разная природа объекта исследований определяется случайностью его выбора, т. е. в рассматриваемом случае — неоднородностью.

Сам автор [24] в результате анализа материалов по 105 шурфам какой-либо закономерности в соотношении коэффициентов фильтрации $k_{ф.л}$ и $k_{ф1}$ ($k_{ф2}$ для торфяников) не установил. По нашему мнению, она вообще не может представлять практического интереса так же, как и неравенство (2), поскольку при правильно подобранной методике проведения опытных работ разница между результатами отдельных фильтрационных испытаний пород может определяться только их неоднородностью.

Даже при определении гидрогеологических параметров путем откачек на результаты опытных работ оказывает большое влияние неоднородность пласта, в связи с чем зависимость между понижением уровня (при откачках) и расстоянием от опытной скважины носит не функциональный, а корреляционный характер [5].

Таким образом, из изложенного следует, что одиночные определения гидрогеологических параметров для отдельных геолого-генетических комплексов отложений могут оказаться непредставительными. В связи с этим при проектировании опытно-фильтрационных работ необходимо предусматривать повторность их проведения, исключаящую элементы случайности, связанные с неоднородностью изучаемых горных пород.

РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ОБОСНОВАНИЮ ЭФФЕКТИВНЫХ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

Характерная для горных пород микрон неоднородность вызывает необходимость определения эффективных гидрогеологических параметров для отдельных морфогенетических комплексов отложений. При этом под эффективными гидрогеологическими параметрами понимаются коэффициенты фильтрации, водопроводимости, уводнепроводимости и т. п. такой условно однородной области фильтрации, в которой расчетные понижения уровня в рассматриваемый момент времени наиболее близки к понижениям в изучаемой неоднородной области фильтрации.

Расчет эффективных параметров в каждом конкретном случае сводится к выбору методики определения гидрогеологических параметров и их осреднения. Рассмотрим некоторые вопросы обоснования методики осреднения ряда параметров, полученных в процессе гидрогеологических исследований для одного и того же геолого-генетического комплекса отложений.

Среднее значение параметра не может быть обосновано только методами статистического анализа. По возможности оно должно обосновываться физическим процессом, характеризующим из-

учаемым признаком, или подтверждаться анализом тестовых задач. Выбирая какое-то среднее значение определенного свойства предмета, в принципе весьма разнообразного, мы тем самым заменяем его однообразным. При таком абстрагировании от наблюдаемых природных различий необходимо стремиться к тому, чтобы суммарный эффект действия одинаковых значений рассматриваемого признака на процесс, численно равный полученной средней величине, оставался таким же, как и суммарное действие неодинаковых исходных значений этого признака. В случае изучения проницаемости, например, эффект суммарного действия можно оценить по времени, в течение которого вся вода, налитая на поверхность почвы ровным слоем, профильтруется. Если почва, имеющая неодинаковую по поверхности проницаемость, профильтрует воду за то же время, что и почва, имеющая по всей поверхности одинаковую проницаемость, численно равную средней величине, то, очевидно, выбор средней величины сделан правильно.

Для иллюстрации изложенного на рис. 1 показано распределение проницаемости делянки почвы, представляющей собой совокупность 150 небольших участков одинаковой площади. Эта делянка может профильтровать слой воды 3,92 см за 1 мин. Если бы вся делянка имела одинаковую проницаемость, равную медианной (23,2 мм/мин), средней геометрической (14,4 мм/мин) или средней арифметической (38,2 мм/мин), то она соответственно профильтровала бы воду за 1 мин 41 с, 2 мин 43 с и 1 мин. Следовательно, независимо от закона распределения эффективную проницаемость следует характеризовать только средней арифметической величиной. Аналогичным способом следует осреднять коэффициент фильтрации для разделяющих слабопроницаемых слоев в многослойной толще пород, через которые происходит только перетекание подземных вод. Значительно сложнее определить эффективные гидрогеологические параметры в условиях двухмерного потока фильтрации, зависящего от условий его формирования. В связи с этим обоснование выбора эффективных гидрогеологических параметров целесообразно рассматривать отдельно для горизонтального и вертикального дренажа.

При горизонтальном дренаже на вариацию напоров в двухслойном пласте, когда нижний слой более проницаем, чем верхний, и дрены находятся в верхнем слое, практически не оказывает влияния нижний слой. Поэтому для оценки влияния микронеоднородности водонасыщенных пород на точность расчетов дренажа можно брать однослойный, подстилаемый водоупором пласт, сложенный системой одинаковых по величине блоков (однородных областей), коэффициенты фильтрации которых подчиняются какому-то случайному закону распределения.

При расчете дренажа, как было показано выше, следует ориентироваться на средний напор (или глубину залегания грунтовых вод) между дренами, а не на максимальный перепад напоров [2]. В связи с этим ниже можно ограничиться изучением

влияния микронеоднородности пласта только на положении среднего напора между дренами. В соответствии с исследованиями А. И. Голованова при установившемся режиме фильтрации математическое ожидание среднего напора h_{cp} в зоне влияния систематического дренажа можно определить по формуле

$$h_{cp} = \varepsilon B^2 / 12 m k_{ф.з}, \quad (3)$$

где $k_{ф.з} = \frac{1}{\gamma \left(1 - \frac{1}{n-1} C_v\right)}$ при логнормальном законе распределения вероятностей $k_{ф.и}$ и $k_{ф.з} = \frac{1}{\bar{\gamma} \left(1 + \frac{1}{n+1} C_v^2\right)}$ при нормальном законе распределения вероятностей $k_{ф.и}$; ε — коэффициент, характеризующий питание грунтовых вод; B — расстояние между дренами; m — мощность пласта.

Сравнение $k_{ф.з}$ с $k_{ф.ср}$ при нормальном законе распределения $k_{ф.и}$, выполненное численным методом, показало, что $k_{ф.з} \leq k_{ф.ср}$. При этом приближенная связь между $k_{ф.ср}$ и $k_{ф.з}$ может быть найдена при помощи графика, приведенного на рис. 2.

В случае логнормального закона распределения $k_{ф.и}$

$$\gamma = k_{ф.ср} / Md, \quad (4)$$

где Md — медианное значение коэффициентов фильтрации $k_{ф.и}$ (А. И. Голованов).

Как уже отмечалось выше, практически не представляется возможным выделить строго однородные области (блоки) внутри водоносного горизонта, ограниченного в плане двумя соседними дренами.

С другой стороны, если коэффициент фильтрации определяется при помощи экспресс-откачек, то полученные данные несмотря на недостатки этого метода, свидетельствуют о том, что микронеоднородность пород проявляется даже на расстоянии 1 м. Поэтому для упрощения расчетов в формулах (3) и (4) число n можно считать большим.

При указанных условиях относительная ошибка в определении среднестатистического уровня грунтовых вод в зоне влияния горизонтального дренажа, вызванная предположением о логнормальном законе распределения коэффициента фильтрации, в то время как он подчинялся нормальному закону распределения, может быть найдена по формуле (А. И. Голованов)

$$\Delta H_{cp} = 1 - \left(\frac{Md}{k_{ф.ср}} \right)^2 \beta, \quad (5)$$

где β определяется отношением $k_{ф.ср} / k_{ф.з}$ при нормальном законе распределения $k_{ф.и}$.

Величина ΔH_{cp} зависит от неоднородности области фильтрации. Анализ тестовых задач показывает, что при $C_v \leq 0,3$ ΔH_{cp} не превышает 5—6%, а при $C_v \approx 0,4 \div 0,5$ — достигает 15—

20%. Так как в большинстве известных случаев коэффициент фильтрации не противоречит логнормальному закону распределения, при расчетах дренажа, учитывающих микронеоднородность пласта, целесообразно исходить из предположения о логнормальном законе распределения коэффициента фильтрации.

В тех редких случаях, когда коэффициент фильтрации фактически удовлетворяет нормальному закону распределения, в расчетах будет заложен некоторый запас прочности, определяемый по формуле (5).

В случае каптирования пласта скважинами вертикального дренажа микронеоднородность пласта, так же как и при горизонтальном дренаже, обуславливает отклонение расчетного уровня

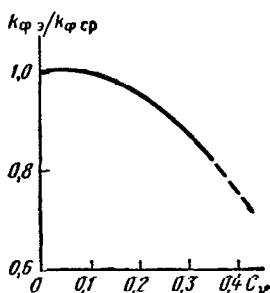


Рис. 2. Зависимость отношения $k_{фз}/k_{фср}$ от коэффициента вариации C_v

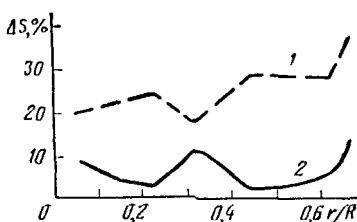


Рис. 3. Зависимость относительной ошибки в определении понижения уровня ΔS в круговом пласте от расстояния до скважины r (по данным А. Е. Чаповского, В. В. Перцовского).

При среднегеометрическом значении водопроницаемости пласта: 1 — $116 \text{ м}^2/\text{сут}$, 2 — $226 \text{ м}^2/\text{сут}$

грунтовых вод, соответствующего условно однородному (приведенному) пласту, от фактического в отдельных точках рассматриваемой области фильтрации. На рис. 3 приведены относительные ошибки в определении понижения уровня ΔS в круговом пласте радиуса R , обусловленные осреднением его водопроницаемости T , изменяющейся от 50 до $750 \text{ м}^2/\text{сут}$. При этом пласт представлен случайно распределенными областями с различными коэффициентами водопроницаемости, подчиняющимися логнормальному закону распределения. В центре пласта функционирует скважина с постоянным расходом.

Работы, посвященные этому вопросу, свидетельствуют о том, что минимальная средняя ошибка в определении прогнозных понижений уровня грунтовых вод наблюдается в тех случаях, когда расчетные гидрогеологические параметры, или эффективные параметры, принимаются равными величинам, соответствующим 50% обеспеченности [5]. При этих условиях в случае логнормального закона распределений даже при среднеквадратическом отклонении логарифмов T , достигающем 0,7, средняя ошибка

**Результаты сопоставления эффективных параметров
со статистическими характеристиками тестовых фильтрационных
полей (при логнормальном законе распределения T) ¹**

Количество элементов неоднород- ности	T, м ² /сут				Среднеквад- ратическое отклонение логарифмов T	Ошибка расчета при среднегеомет- рическом значении T, %
	средне- арифмети- ческое значение	средне- геометри- ческое значение	макси- мально правдо- подобное значение	эффе- ктивный параметр		
81	615	480	490	410	0,3	17,1
361	557	300	340	270	0,5	11,1
729	1850	575	730	520	0,7	10,6

¹ Таблица составлена по материалам, приведенным в работе [5].

в вычислении расчетного уровня не превышает 10—17% (табл. 4).

Во всех известных нам случаях решения тестовых задач при логнормальном законе распределения эффективный параметр оказывался меньше среднегеометрического значения. Замена среднегеометрического значения максимально правдоподобным, хотя и незначительно, но все-таки, видимо, завысит эффективную проницаемость осредняемого пласта.

Даже из приведенного в табл. 4 примера следует, что между среднегеометрической и среднеарифметической величинами для одной и той же выборки значений в ряде случаев могут наблюдаться большие различия.

В связи с этим ошибка в законе распределения, а значит и в методике осреднения искомых параметров, очевидно, может привести к значительным погрешностям расчета. Например, уже при отношении среднеарифметического значения к среднегеометрическому, равном 1,36, эта ошибка достигала 30%, а с ростом указанного отношения она будет увеличиваться. Имея в виду, что среднегеометрическая величина меньше или равна среднеарифметической, с учетом трудностей в обосновании закона распределения, которому удовлетворяет ряд искомых гидрогеологических параметров, в каждом конкретном случае, видимо, целесообразно всегда, когда закон распределения неизвестен, в качестве расчетного параметра принимать среднегеометрическое значение экспериментальных величин.

**МЕТОДИКА ОЦЕНКИ ВЛИЯНИЯ
ФИЛЬТРАЦИОННОЙ МАКРОНЕОДНОРОДНОСТИ ПЛАСТА
НА ТОЧНОСТЬ РАСЧЕТА ДРЕНАЖА.
ОБОСНОВАНИЕ НЕОБХОДИМОЙ ТОЧНОСТИ
ОПРЕДЕЛЕНИЯ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ ПАРАМЕТРОВ**

На точность гидрогеологических расчетов оказывает влияние как микро-, так и макронеоднородность водонасыщенных толщ пород. Выявление совместного влияния этих типов неоднород-

ности в настоящее время представляется сложной задачей из-за отсутствия методики ее решения, а также недостатка фактического материала по изменчивости фильтрационных свойств горных пород в различных гидрогеологических условиях.

При существующей методике определения гидрогеологических параметров практически невозможно решить вопрос о том, какая неоднородность выявляется в процессе гидрогеологических исследований с целью мелиорации земель. Кроме того, опорные точки, в которых проводятся опытно-фильтрационные работы, находятся на расстояниях, значительно превышающих зоны влияния отдельных гидротехнических сооружений, регулирующих режим грунтовых вод. Поэтому при решении вопросов, связанных с определением достоверности гидрогеологических прогнозов нам представляется возможным исходить только из фильтрационной макронеоднородности пласта, в связи с возможными неточностями в расчетных показателях признаков, характеризующих конкретные гидрогеологические условия.

Для оценки влияния стохастической макронеоднородности пласта на результаты расчетов дренажа целесообразно использовать методы математической статистики, используя которую можно показать, что в рассматриваемом случае среднюю квадратическую ошибку вычисления расчетной глубины залегания грунтовых вод σ_H можно определить по формуле

$$\sigma_H = \sqrt{\sum_1^n \left(\frac{\partial f}{\partial x_i} \right)^2 \sigma_{x_i}^2}, \quad (6)$$

где $f(x_i)$ — функция, определяющая прогнозный уровень грунтовых вод в зависимости от факторов x_i ($i = 1, 2, 3, \dots, n$); σ_{x_i} — средние квадратические ошибки элементов x_i .

В работе [3] приведен ряд формул, вытекающих из (6), для различных гидрогеологических условий. Их анализ свидетельствует о том, что основное влияние на точность расчетов систематического горизонтального дренажа оказывает достоверность определения проектного дренажного модуля и фильтрационных свойств вмещающей толщи пород. В связи с этим при повышении достоверности расчетных значений дренажного модуля могут быть снижены требования к гидрогеологическим параметрам, и наоборот.

В частности, при большой мощности пласта и ошибке в вычислении дренажного модуля до 10—25% ошибка определения коэффициента фильтрации пласта практически может достигать 36—50% (табл. 5). В случае же относительно небольшой мощности пласта при указанных условиях эта ошибка уже составит 34—80%.

При регулировании режима грунтовых вод вертикальным дренажем влияние погрешностей определения гидрогеологических

Изменение $\sigma_{k\phi}/k_{\phi}$ в зависимости от расстояния между дренами B и мощности пласта m (при диаметре дрены 0,5 м, $\sigma_H/H=0,2$)

$H, \text{ м}$	σ_q/q	Неограниченная мощность пласта				Ограниченная мощность пласта			
		$B, \text{ м}$				$m, \text{ м}$			
		50	100	150	200	5	10	15	20
0,5	0,1	50	47,4	47	46,5	84	80	78	77,4
	0,25	53,5	41	40,6	40	81	77	75	74
1,0	0,1	43,8	43	42,8	42,7	42,5	41,8	41,5	41,1
	0,25	37	36	36	36	37	34,6	34,2	34

параметров, обусловленных макронеоднородностью пласта, на результаты расчетов дренажа при установившемся режима фильтрации может быть найдено по предложенным выше формулам [3].

При неустановившемся режиме фильтрации

$$\frac{\sigma_s}{s} = \frac{V \left(\left(\frac{\sigma_a}{a} \right)^2 + \left(\frac{\sigma_T}{T} \right)^2 \right)}{1 + \frac{R}{4a_{\text{н}} t} \left(\ln \frac{R}{r_0} + \zeta \right)}, \quad (7)$$

где s — понижение уровня грунтовых вод на расстоянии r от скважины в момент времени t ; R — приведенный радиус площади, каптируемой одной скважиной; ζ — дополнительное сопротивление, вызванное несовершенством скважины по степени вскрытия пласта; r_0 — радиус скважины.

Используя приведенные формулы при известной допустимой ошибке определения прогнозного уровня грунтовых вод на мелиорируемой территории можно найти необходимую точность получения гидрогеологических параметров или совокупности признаков, характеризующих гидрогеологические условия расматриваемого объекта.

При известной допустимой ошибке определения, например, коэффициента фильтрации, необходимую повторность проведения опытно-фильтрационных работ для получения средней величины с заданной обеспеченностью находят по следующей формуле:

$$n = \left(\chi \frac{\sigma_{lg k_{\phi}}}{\Delta_{lg k_{\phi}}} \right)^2, \quad (8)$$

где χ — коэффициент, определяемый уровнем вероятности [7]; Δ — допустимая ошибка вычисления k_{ϕ} .

РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ПЛАНИРОВАНИЮ ОПЫТНО-ФИЛЬТРАЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

При планировании опытно-фильтрационных исследований необходимо учитывать, что требования к точности изучения пород зоны полного и неполного насыщения существенно отличны.

При определении проницаемости пород зоны аэрации можно пренебречь возможными изменениями ее в пределах распространения отдельных литологических разностей, приуроченных к одному геолого-генетическому комплексу отложений. Для практических расчетов необходимо иметь данные только о среднем значении коэффициента фильтрации для каждого выделяемого в комплексе слоя пород с погрешностью, не превышающей 50%. Поэтому границы распространения отдельных литологических разностей с соответствующими коэффициентами фильтрации устанавливаются в результате геоморфологического районирования территории. Для оценки же среднего значения искомого коэффициента фильтрации в пределах каждого выделенного района необходимо провести опытно-фильтрационные работы в 5—8-кратной повторности.

При однородном строении в разрезе зоны аэрации опробование ее верхней части может быть проведено путем наливов в шурфы; данные о наливах затем распространяют на более глубокие горизонты (недоступные для налива из-за чисто технических трудностей) по результатам лабораторных определений коэффициента фильтрации.

При неоднородном строении в разрезе зоны аэрации определение ее проницаемости по глубине не может быть осуществлено на основании лабораторных опытно-фильтрационных исследований. Как правило, при глинистом разрезе проницаемость пород по этим данным существенно завышена.

В связи с изложенным, при глинистом разрезе изменение проницаемости зоны аэрации в пространстве следует изучать геофизическими методами исследований. При их применении необходимо также провести наливывы в верхние слои пород, которые будут являться опорными для корректировки эмпирических связей между коэффициентом фильтрации для отдельных литологических разностей и их эмпирическими характеристиками. В этом случае наливывы должны быть проведены в количестве, необходимом для выполнения работ по корректировке указанных связей для каждого геолого-генетического комплекса отложений. По опытным данным примерное число их составляет пять — семь наливов.

При глубоком залегании грунтовых вод необходимо выделить по результатам гидрогеологических исследований отдельные слои слабопроницаемых пород в разрезе, на которых возможно образование верховодки при орошении. Однако из-за невозможности непосредственного фильтрационного опробования удаленных

от поверхности земли слоев пород для решения этой задачи надо использовать анализ режимных наблюдений. С помощью этого анализа можно получить представление о минимальной проницаемости изучаемых пород.

При планировании опытно-фильтрационного опробования пород зоны полного насыщения следует учитывать, что глубина исследований верхнего яруса подземных вод зависит от вида дренажа, который может быть использован для регулирования режима грунтовых вод в рассматриваемых условиях.

В случае горизонтального дренажа при достаточном однородном строении верхней 25—30-метровой толщи пород в разрезе основное внимание при постановке опытно-фильтрационных работ должно быть уделено этой толще, а при неоднородном строении — верхней 50—60-метровой толще пород.

Требования, предъявляемые к гидрогеологическим исследованиям в связи с проектированием вертикального дренажа, обуславливают необходимость изучения подлежащего каптированию водоносного пласта и перекрывающих его отложений (если они имеются), в которых собственно находятся грунтовые воды. При этом изученность гидрогеологических процессов и обуславливающих их условий в пределах рассматриваемых территорий должна быть такой, чтобы материалы исследований обеспечили выполнение прогнозов режима грунтовых вод в условиях искусственного его регулирования с ошибкой, не превышающей 20—25%. В связи с этим для повышения эффективности гидрогеологических исследований их планирование и проведение необходимо осуществлять в соответствии с рабочей гипотезой формирования гидрогеологических процессов (схематизацией гидрогеологических условий), которая в последующем будет использована при прогнозах режима грунтовых вод. Эта гипотеза должна явиться основой для обоснования методов проведения исследований и их объемов.

Из изложенного, в частности, следует, что при проведении исследований в районах, характеризующихся неупорядоченной неоднородностью литологического состава вмещающей толщи пород, целесообразно выделять отдельные слабопроницаемые или хорошо проницаемые линзы в пределах изучаемых водоносных горизонтов. Аналогично не имеет смысла детально изучать даже выдержанные в пространстве водоносные горизонты или отдельные слои пород, если они окажутся ниже области активного водообмена в зоне влияния проектируемых гидротехнических сооружений.

Как было указано выше, коэффициент вариации для супесчаносуглинистых отложений изменяется от 0,3 до 0,7. В связи с этим для обоснования расчетов систематического горизонтального дренажа с вероятностью порядка 0,9 необходимо проводить опытно-фильтрационное опробование каждого геолого-генетического комплекса отложений в следующей повторности.

1. При однослойном строении пласта характеристики его водопроницаемости, уровнепроницаемости (пьезопроницаемости)

должны быть получены с вероятностью не менее 0,6. Эта вероятность может быть обеспечена при 8—9-кратной повторности опробования пласта путем опытных откачек.

При использовании геофизических методов исследований кратность опробования пласта должна составить 30—50 раз.

2. При двухслойном строении пласта, первый и второй слой которого характеризуются соответственно коэффициентами фильтрации $k_{ф.в}$ и $k_{ф.н}$, и нижний слой вовлекается в зону активного водообмена, при $k_{ф.в}/k_{ф.н} > 1$ фильтрационные свойства обоих слоев изучаются с вероятностью не менее 0,6, что может быть обеспечено при помощи восьми-девяти опытных откачек. При использовании геофизических методов исследований кратность опробования пласта 30—50 раз.

При $k_{ф.в}/k_{ф.н} < 0,1$ фильтрационные свойства подстилающего слоя определяются с точностью не менее 0,6, а покровных отложений с точностью 0,4—0,5. В этом случае опробование нижнего слоя проводится с указанной выше детальностью, а верхнего слоя — с 2—3-кратной повторностью путем опытных откачек или с 20—30-кратной повторностью при использовании геофизических методов исследований.

Если подстилающий слой не оказывается в зоне активного водообмена, то точность определения фильтрационных свойств первого и второго слоев должна составлять соответственно 0,7 и 0,4—0,5, что может быть обеспечено указанной выше повторностью опробования пород.

3. При многослойном строении пласта, схематизируемом в двухслойный или более сложный, требования к изучению фильтрационных свойств первых двух от поверхности слоев изложены в пунктах 1 и 2. Нижележащие слои пород изучаются с точностью 0,3—0,4, для чего достаточно иметь одно-два опробования каждого литолого-генетического комплекса отложений.

Если водоносный пласт представлен песчаными отложениями практически с поверхности, что характерно для заболоченных районов, то в этом случае достаточно иметь информацию о его коэффициенте фильтрации, полученную при помощи трех-четырех откачек для каждого геолого-генетического комплекса отложений,

Таблица 6

Изменение величины n в зависимости от уровня вероятности P и неоднородности пород b/a

P	b/a								
	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
0,9	4 (75)	7 (90)	12 (95)	18 (103)	26 (112)	35 (123)	46 (135)	58 (150)	72 (165)
0,95	6 (100)	10 (107)	16 (113)	25 (122)	36 (133)	49 (146)	64 (161)	81 (177)	100 (196)

Примечание. Цифры без скобок обозначают кратность опробования пласта при помощи опытных откачек, в скобках — электрораззондирования.

даже если точность определения проницаемости пород не меньше 0,6.

Таким образом, для обоснования горизонтального дренажа непосредственно для изучения проницаемости пород применение геофизических методов исследований целесообразно только в тех случаях, когда исследуемый водоносный горизонт представлен супесчано-суглинистыми отложениями и находится в зоне активного водообмена. В противном случае достаточно получить представление о проницаемости пород при помощи трех-четырёх опытных откачек.

При планировании опытно-фильтрационных исследований для обоснования вертикального дренажа следует исходить из указанного выше условия, допускающего возможную погрешность определения прогнозного уровня грунтовых вод до 25%.

В табл. 6 приведены результаты расчетов по определению необходимой кратности n опробования каждого комплекса пород в зависимости от их неоднородности, выполненные при указанном условии (точность вычисления среднего значения искомого параметра не менее 80%). Поскольку песчаные отложения характеризуются, как правило, большой однородностью ($a/b \sim 0,1 \div 0,3$), для их опробования достаточно предусмотреть четыре — шесть откачек.

Гравийно-галечниковые отложения с различными заполнителями неоднороднее песчаных и поэтому для их изучения необходимо предусмотреть большие объемы работ. Однако чем большей проницаемостью характеризуются отложения, тем, по-видимому, менее жесткие требования можно предъявлять к их изучению. Исходя из этого, гравийно-галечниковые отложения, по нашему мнению, можно опробовать всего лишь в 4—5-кратной повторности, что будет соответствовать 70—80%-ному уровню вероятности при коэффициенте вариации $0,4 \div 0,5$.

Таким образом, в настоящее время применение геофизических методов исследований только лишь для определения фильтрационных свойств водонасыщенных пород нерационально. Поэтому там, где возможно выделение отдельных геолого-генетических комплексов пород в пространстве только при помощи ВЭЗ, нет необходимости осуществлять электроразведывание также методом ВЭЗ ВП.

Приведенная методика обоснования минимальных объемов опытно-фильтрационных или заменяющих их работ, выполняемых в процессе гидрогеологических и инженерно-геологических съемок масштаба 1 : 50 000 по существу соответствует современному уровню использования гидрогеологической информации при проектировании мелиоративных систем.

По-видимому, в дальнейшем расчет мелиоративных систем будет осуществляться из условия оптимизации роста продуктивности сельскохозяйственных культур за счет мелиорации и показателей изменения ежегодных затрат и капитальных вложений.

В этом случае, если режим грунтовых вод рассматривать как случайную функцию, отражающую неоднородность проницаемости пород водоносного пласта, то в первом приближении проектирование может быть выполнено следующим образом.

Предположим, что точки опробования исследуемого геологического тела распределены внутри него равномерно и при этом каждая точка характеризует проницаемость пород в определенном объеме изучаемого тела (примерно равном отношению объема всего изучаемого геологического тела к числу точек его опробования). Тогда, если построить кривую распределения величин проницаемости пород, то окажется, что в зависимости от принятой для расчетов величины проницаемости на какой-то части площади будут обеспечены проектируемые мелиоративные условия, а на какой-то части они окажутся не выдержанными.

Так, например, если при проектировании дренажа взять в качестве расчетного значения коэффициент фильтраций, равный $k_{ф. ср}$ или $k_{ф. ср} - \sigma$, то окажется, что в первом случае на территории примерно в 50%, а во втором случае на территории в 16% будут наблюдаться отклонения от проектной мелиоративной обстановки. Таким образом, уменьшение обеспеченности расчетного коэффициента фильтрации, с одной стороны, приводит к уменьшению потерь урожая за счет снижения плодородия почв, а с другой — к увеличению капитальных и эксплуатационных затрат, что может быть соответствующим образом учтено целевой функцией (И. Я. Бирман, 1968 год). Свойства этой функции таковы, что при увеличении ее за счет снижения обеспеченности коэффициента фильтрации капитальные затраты и ежегодные издержки уменьшаются, но ухудшается плодородие почв и, следовательно, увеличиваются потери урожая; при уменьшении этой функции соответственно уменьшаются потери урожая, но увеличиваются капитальные и эксплуатационные затраты. По экстремуму этой функции можно определить оптимальные ирригационно-хозяйственные условия рассматриваемой системы и хотя бы формально обосновать обеспеченность расчетного коэффициента фильтрации.

Выполненные Н. Н. Давыдченко [12] расчеты по определению оптимума целевой функции при логнормальном законе распределения коэффициента фильтрации показали, что при $\sigma_{lg k_{ф}} = 0,2 \div 1,0$ он может быть найден с ошибкой менее 5%, если этот вывод сделан на основании выборки из логарифмов коэффициентов фильтрации, плотность распределения которой представлена не менее чем десятью классами.

Поскольку в соответствии с теорией математической статистики каждый класс должен включать в себя хотя бы четыре-пять членов выборки, то для расчетов дренажа указанным методом потребуются по крайней мере 40—50 определений коэффициента фильтрации в пределах распространения каждого выделенного при исследовании геолого-генетического комплекса отложений.

Из изложенного следует, что пересмотр методов обоснования мелиоративных систем может обусловить необходимость существенного увеличения объемов гидрогеологической информации, необходимой для проектирования, что потребует обязательного применения геофизических методов исследований при определении проницаемости пород.

ХАРАКТЕРИСТИКА ВОЗМОЖНОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ЗАСОЛЕННОСТИ ПОРОД ЗОНЫ АЭРАЦИИ. РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ЕЕ ИЗУЧЕНИЮ

Работами многих исследователей установлена значительная пространственная изменчивость засоленности пород зоны аэрации, которая обуславливает определенную случайность выводов о том или ином мелиоративном состоянии объекта исследований, построенных на материалах дискретного опробования изучаемой толщи пород.

Засоленность пород, как и фильтрационная неоднородность, характеризуется микро- и макронеоднородностью. Причем непосредственной задачей определения засоленности пород является графическое выражение макронеоднородности пласта. В связи с этим при проведении гидрогеологических исследований в первую очередь необходимо различать микро- и макронеоднородность пласта по степени и характеру засоленности ¹.

Явление макронеоднородности засоленности пород проявляется достаточно широко и заключается в том, что даже на небольшом расстоянии могут наблюдаться определенные вариации в степени засоленности изучаемой толщи пород.

Из общих геологических и гидрогеологических данных следует, что в пределах одного и того же гидрогеолого-мелиоративного района варьированность засоленности пород сохраняется постоянной как в целом районе, так и на отдельных его участках. Косвенным подтверждением этого положения являются данные о том, что неоднородность засоленности даже почвенных горизонтов как в целом, так и на отдельных участках остается постоянной. Исходя из этого, в первом приближении можно считать, что в пределах одного и того же гидрогеолого-мелиоративного района коэффициент вариации не зависит от площади исследований.

Анализ фактического материала свидетельствует о том, что коэффициент вариации с увеличением степени засоленности пород, как правило, уменьшается. При плотном остатке менее 0,15—0,2% коэффициент вариации изменяется в пределах 0,8—1,2. При увеличении плотного остатка до 1% коэффициент вариации уменьшается до 0,4—0,5. При плотном остатке более 1% коэффициент вариации снижается до 0,15—0,4.

¹ В данном разделе под неоднородностью мы будем понимать неоднородность по типу и степени засоленности пород.

Какой-либо закономерности в изменении коэффициента вариации по глубине зоны аэрации обычно не наблюдается.

При гидрогеологических исследованиях для исключения влияния микroneоднородности в каждой исследуемой точке массива пород необходимо проводить его многократное опробование. Такая методика и рекомендуется почвоведом (особенно при изучении влажности почв). Использование этой методики в гидрогеологической практике приводит к необходимости опробования каждой исследуемой точки рассматриваемой области в 2—4, 5—6-кратной повторности [10] (а в отдельных горизонтах необходимая кратность опробования может достигать 600 раз [33]). Поскольку нет оснований для предположений о том, что вариации засоленности пород на небольших участках отдельных гидрогеолого-мелиоративных районов окажутся больше, чем в целом по площади, при дискретном опробовании пород, осуществляемом в процессе гидрогеологических исследований, не представляется возможным отделить микroneоднородность от макroneоднородности. В связи с этим материалы, полученные в процессе дискретного опробования горных пород, не могут служить единственной основой для построения достоверных карт засоленности пород, обычно строящихся методом интерполяции точечных данных. При этом мы не отвергаем принципиальной возможности построения каких-либо карт по материалам дискретного опробования или анализа изучаемых полей отдельных признаков. При большом объеме информации такие построения возможны. При гидрогеологических же исследованиях у исследователя оказывается небольшой объем информации.

В соответствии с требованиями, предъявляемыми к точности исходных параметров, применяемых для гидрогеологических расчетов, в недренированных и слабодренированных областях в районах древнего (реликтового) засоления в процессе гидрогеологических исследований должен быть изучен характер послойного распределения растворимых солей в зоне аэрации и изменение их химического состава по глубине и площади объекта исследований. С этой целью опробование пород проводят на всю мощность зоны аэрации при помощи скважин, расположенных по профилю вкрест распространения основных генетических типов рельефа.

Данные по скважинам используют для выявления пространственных закономерностей в изменении типов засоления пород и одновременно для корректировки эмпирических зависимостей между содержанием солей в породах на объекте исследований и их электрическими свойствами, т. е. зависимостями, необходимыми для интерпретации данных геофизической съемки. Ориентировочное число скважин в пределах каждого типа рельефа составляет 3—4.

Характер послойного распределения растворимых солей в зоне аэрации в недренированных и слабодренированных областях

в районах древнего засоления может изучаться при помощи геофизических методов исследований.

В слабодренированных и недренированных областях с реликтовым засолением, а также в недренированной области в районах современного засоления необходимо провести детальное изучение степени засоления пород зоны аэрации, которое может быть осуществлено ландшафтно-индикационными и геофизическими методами исследований. Причем (при неглубоком залегании грунтовых вод) предпочтение должно быть отдано ландшафтно-индикационному методу и радиопрофилированию. При помощи этих методов можно не только выделить достаточно однородные районы, но и определить тип засоления пород до глубины 10—20 м.

Для использования указанных методов исследований также необходимо иметь небольшое число опорных скважин (три-четыре на каждый тип рельефа), по которым будет осуществляться корректировка эмпирических связей между засолением пород и их электрическими свойствами.

Поскольку при дискретном опробовании пород, осуществляемом в процессе гидрогеологических исследований, в каждой конкретной точке не представляется возможным отделить микро-неоднородность от макронеоднородности, для картирования степени засоленности пород зоны аэрации наряду с выделением границ распространения районов с определенным диапазоном изменения засоленности необходимо устанавливать и ее среднюю величину в пределах каждого района. С этой целью следует проводить опробование пород в определенной повторности, обусловленной изменчивостью их засоленности в пространстве и ошибками в используемых методах исследований.

В связи со случайным характером неоднородности содержания солей в породах для определения необходимой повторности их опробования целесообразно использовать методы математической статистики.

В естественных условиях распределение растворимых солей в породах, как правило, подчиняется нормальному закону, а коэффициент вариации, характеризующий дисперсию засоленности, колеблется в пределах 15—70% и реже доходит до 100%.

Для решения задачи о допустимой ошибке определения средней засоленности пород в отдельных гидрогеологических районах рассмотрим возможную ошибку измерения засоленности пород в отдельных точках пространства, характеризуемую в основном представительностью водной вытяжки, подвергаемой химическому анализу.

Состав солей в породах определяется стандартной однократной водной вытяжкой, при которой в ряде случаев извлекаются из анализируемого образца не все легкорастворимые соли. Представляют большой интерес работы, выполненные Н. И. Парфеновой и О. И. Гроздовой [10, 33] с целью определения представительности однократной водной вытяжки. По результатам этих

работ при сульфатном типе засоленности из образцов с засолением 1—2% в стандартную водную вытяжку переходит 30—40% солей, а при засолении менее 1% — примерно 60% солей.

При хлоридном типе засоленности и общем засолении менее 1% в стандартную водную вытяжку переходит примерно 77% растворимых солей.

Таким образом, в самой методике определения содержания и состава растворимых солей в породах имеются ошибки, достигающие 70—60%.

Очевидно, при гидрогеологических исследованиях не имеет смысла планировать работы, позволяющие получать информацию о варьировании засоленности пород отдельных участков геологических тел с точностью, превышающей точность определения растворимых солей в анализируемых образцах пород. Для практических целей ее можно принять по крайней мере равной точности выполнения химических анализов, что нами и делается в последующих расчетах.

При указанной выше точности установления засоленности пород, определяемой стандартной водной вытяжкой, и коэффициенте вариации 35—40% при плотном остатке более 1% и коэффициенте вариации 40—50% при плотном остатке меньше 1% приходим к необходимости опробования пород в пределах каждого гидрогеолого-мелиоративного района в следующей повторности (табл. 7).

Т а б л и ц а 7

Необходимая повторность n определения засоленности пород

Тип засоленности пород	Плотный остаток, %	n при отборе образцов на химический анализ	n при использовании геофизических методов
Сульфатный	Больше 1	2—3	10—12
»	Меньше 1	4—16	40—50
Хлоридный	Меньше 1	8—12	80—95

Приведенные в табл. 7 цифры являются ориентировочными и нуждаются в дальнейших уточнениях для различных гидрогеологических условий.

Тем не менее уже сейчас они являются достаточным основанием для того, чтобы утверждать необходимость опробования пород на засоление в каждом выделяемом районе по крайней мере в 5—10-кратной повторности. При этом точки опробования целесообразно размещать относительно равномерно по площади исследований.

Если опробование пород осуществляется не прямым (путем отбора образцов и их анализа), а косвенным (по геофизическим данным) методами, то в этом случае для характеристики среднего

содержания солей в пределах выделяемых районов необходимо иметь минимум от 10 до 95 точек зондирования (см. табл. 7).

Таким образом, для построения карт солевого состава и степени засоленности пород зоны аэрации гидрогеологические исследования целесообразно проводить в следующей последовательности.

1. По материалам проведенных ранее исследований при помощи классификации солевого режима солей в породах зоны аэрации ориентировочно устанавливают границы распространения различных типов и видов солевых режимов, определяющих количество и состав растворимых солей и их распределение в породах зоны аэрации.

2. Используя геофизические и ландшафтно-индикационные методы исследований, уточняют выделенные ранее границы отдельных районов.

3. В пределах каждого выделенного района проводят прямые определения среднего количества и состава растворимых солей в породах зоны аэрации.

Если из гидрогеологических исследований исключены работы, указанные в пункте 2, то они должны быть заменены детальными исследованиями на ключевых участках, представляющих собой опорные площадки и створы в пределах каждого района. В этом случае по материалам таких исследований может быть построена только схематическая карта солевого состава и степени засоления пород зоны аэрации.

3. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ФИЗИЧЕСКИХ ОСНОВАХ МЕТОДОВ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА И КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ СВЯЗИ МЕЖДУ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ И ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИМИ ПАРАМЕТРАМИ

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Электроразведка методом сопротивления на постоянном токе давно и широко используется при гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях.

Проводимость пород осадочного комплекса по природе своей обусловлена главным образом сквозным переносом зарядов свободными и слабосвязанными ионами водных растворов. В связи с этим минерализация грунтовых вод и степень засоленности пород зоны неполного водонасыщения (зоны аэрации) являются основными факторами, определяющими удельное сопротивление пород соответствующего горизонта.

Движение ионов, возникающих в направлении градиента поля, происходит по всему сечению породы по пронизывающим ее порам и капиллярам, поэтому вторым по значимости показателем, влияющим на сопротивление пород, является общая пористость k_n .

Связь удельного сопротивления водонасыщенных пород $\rho_{в.п}$ с пористостью пород k_n и сопротивлением ρ_v насыщающих их водных растворов (для случая полного насыщения) теоретически и экспериментально хорошо изучена и описывается эмпирическим соотношением

$$P_n = a_n / k_n^m, \quad (9)$$

где $P_n = \rho_{в.п} / \rho_v$ — параметр пористости или относительное сопротивление пород; a_n — постоянный коэффициент, изменяющийся для песчано-глинистых пород приблизительно от 0,9 до 1,3; k_n — общая пористость пород (в долях единицы); m — структурный показатель, изменяющийся в пределах 1,3—2,2.

Формула (9) широко используется при интерпретации коротажных материалов, но может быть полезна для приближенных оценок и при обработке материалов полевых исследований. В этом случае коэффициенты a_n и m находятся из данных параметрических измерений.

На удельное сопротивление оказывают то или иное влияние и другие свойства пород: влажность (в случае неполного водонасыщения пород), форма зерен и структур порового пространства, температура, гранулометрический состав и особенно содержание и состав глинистой фракции.

Из всех этих факторов лишь температура (в пределах ее поло-

жительных значений связана с удельным сопротивлением пород практически однозначной зависимостью:

$$\rho_t = \frac{\rho_{18}}{1 + 0,025(t - 18^\circ)}, \quad (10)$$

где ρ_t и ρ_{18} — сопротивления пород при температуре t и 18°C соответственно.

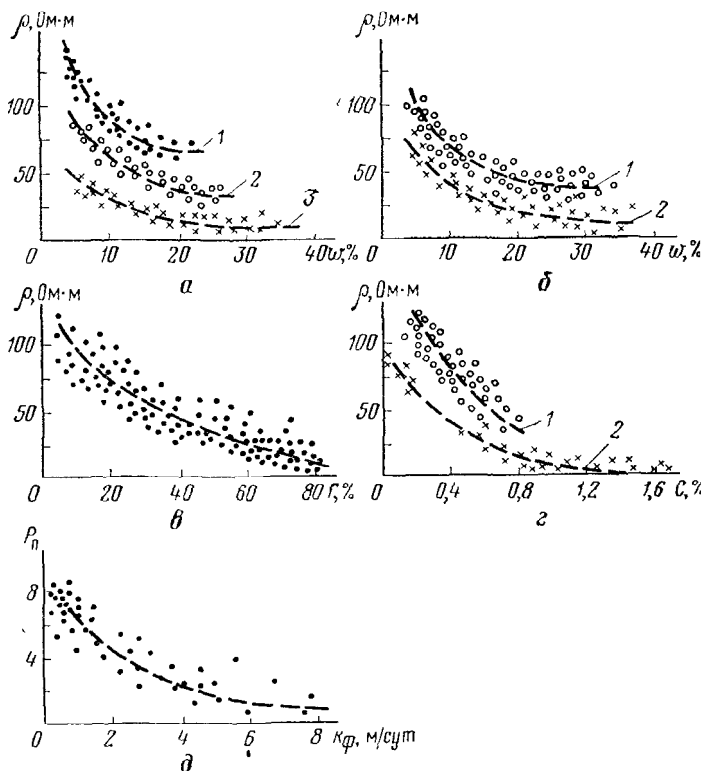


Рис. 4. Зависимость удельного сопротивления ρ и параметра $P_{\text{п}}$ от геолого-гидрогеологических показателей песчано-глинистых пород.

Зависимость удельного сопротивления пород: а — от влажности w , полученная по результатам измерений в шурфах (1 — песок, 2 — супеси, 3 — суглинки), б — от влажности w по результатам каротажа сухих скважин (1 — легкие суглинки, 2 — средние и тяжелые суглинки), в — от процентного содержания глинистой фракции Γ (породы незасолены), г — от степени общей засоленности C пород зоны аэрации — влажность более 10% (1 — супеси, 2 — суглинки); д — зависимость параметра пористости $P_{\text{п}}$ от коэффициента фильтрации водонасыщенных песчано-глинистых пород

Во всех остальных случаях многообразие одновременно влияющих факторов приводит к тому, что связь удельного сопротивления с отдельно взятым показателем свойств пород имеет корреляционный характер с той или иной теснотой связи. Попутно заметим, что по той же причине корреляционный характер связи

с показателями свойств пород свойствен и всем другим без исключения геофизическим параметрам.

В результате большого объема экспериментальных исследований (главным образом параметрических измерений в шурфах, скважинах и на поверхности земли вблизи скважины, а также в лабораторных условиях) авторам удалось получить достаточно представительные и статистически обоснованные корреляционные зависимости удельного сопротивления рыхлых пород от ряда геолого-гидрогеологических показателей. Поскольку методика измерений не отличалась от общепринятой, приводим лишь полученные графики (рис. 4).

Особо должен быть рассмотрен вопрос о связи удельного сопротивления с водопроницаемостью горных пород. В общем случае между этими параметрами определенной функциональной зависимости нет [42]. Вместе с тем опыт свидетельствует о том, что при определенных условиях в конкретной геолого-геофизической обстановке может наблюдаться четкая корреляция между относительным сопротивлением (параметром пористости) и коэффициентом фильтрации водонасыщенных пород. На рис. 4, *б* приведены результаты опытов, выполненных в Чуйской долине. При этом величина $\rho_{в.п}$ была найдена по результатам качественной интерпретации ВЭЗ, выполненных вблизи параметрических (опорных) шурфов с известными значениями k_f , величина удельного сопротивления грунтовых вод ρ_v взята из результатов резистивметрических измерений.

Приведенные на рис. 4 зависимости свидетельствуют о том, что в тех случаях, когда удастся исключить влияние мешающих факторов, величина удельного сопротивления обладает высокой информационной способностью о том или ином свойстве пород (их влажности, засоления, степени глинистости и т. п.). Однако при одновременном влиянии ряда факторов эти зависимости становятся крайне неопределенными.

Электроразведка методом вызванной поляризации (ВП) начала применяться лишь с середины 50-х годов при поисках и разведке рудных месторождений [19]. Еще позже, к середине 60-х годов, относятся первые в нашей стране попытки использовать этот метод для решения гидрогеологических задач (Э. Н. Кузьмина, 1965 год; Н. Н. Шарапанов, 1963 год, В. А. Ряполова, 1969 год). Несмотря на то, что в теории метода ВП пока еще много нерешенных вопросов, включая неясности в самой физической природе явления вызванной поляризации и механизме связанных с ней процессов, заложенные в этом методе информационные возможности, а также практика его применения выдвинули метод ВП в число ведущих в описываемой методике.

Для количественной оценки эффекта вызванной поляризации служит безразмерный коэффициент поляризуемости (или просто

поляризуемость) определяемый как отношение

$$\eta = \Delta U_{\text{ВП}}(t) / \Delta U_{\text{пр}}, \quad (11)$$

где $\Delta U_{\text{пр}}$ и ΔU разность потенциалов на приемных электродах соответственно при пропускании тока заряда и в некоторый момент времени t после его выключения.

Коэффициент поляризуемости является амплитудным параметром процесса деполяризации и имеет значение лишь при указании, к какому именно моменту времени после выключения поляризующего тока он относится. При гидрогеологических исследованиях первое измерение $\Delta U_{\text{ВП}}$ выполняют через 1 с после выключения тока в цепи AB .

Наряду с амплитудным параметром η процесс деполяризации породы обладает временными параметрами, в качестве которых могут быть использованы скорость деполяризации $v_{\text{ВП}} = d\eta/dt$, а также безразмерный коэффициент (А. Э. Липская, В. А. Ряполова, 1969 год)

$$\alpha = \Delta U_{\text{ВП}}(t_1) / \Delta U_{\text{ВП}}(t_2), \quad (12)$$

равный отношению амплитуд спада потенциалов ВП на два момента времени (t_1 и t_2) после снятия поляризующего поля.

Вместо мгновенной скорости $v_{\text{ВП}}$ в ряде случаев процесс деполяризации может быть охарактеризован средней скоростью $\bar{v}_{\text{ВП}}$ уменьшения поляризуемости за некоторый промежуток времени $\Delta t = t_2 - t_1$:

$$\bar{v}_{\text{ВП}} = \frac{\eta(t_1) - \eta(t_2)}{\Delta t}.$$

Скорость $\bar{v}_{\text{ВП}}$ зависит как от величины интервала времени Δt , так и от положения этого интервала на шкале времен.

На практике удобнее пользоваться не скоростью $\bar{v}_{\text{ВП}}$, а лишь приращением коэффициента η за некоторый неизменный (стандартный) интервал времени. В качестве такового принят интервал в 10 с, заключенный между первой и одиннадцатой секундами после выключения тока заряда. В результате получаем величину комплексного параметра A :

$$A = \frac{\Delta U_{\text{ВП}}(1) - \Delta U_{\text{ВП}}(11)}{\Delta U_{\text{пр}}} \cdot 100\% = \eta(1) - \eta(11), \quad (13)$$

который и рекомендуется в качестве одного из основных параметров при практическом использовании метода ВП для решения задач съемки.

При вычислениях параметра A полностью исключается систематическая погрешность за счет дрейфа компенсационного нуля во время пропускания тока заряда. Что касается этой погрешности за промежутки времени $\Delta t = 10$ с, то в связи с его краткостью абсолютная величина такой ошибки и сама ее вероятность

становятся незначительными, чем параметр A выгодно отличается от упомянутого выше коэффициента α .

Опыт показывает, что информативность параметра A выше информативности коэффициента поляризуемости η . Обусловлено это тем, что значения параметра A определяются не только амплитудой, но и временными характеристиками процесса деполяризации, что и явилось причиной для наименования его комплексным. Более подробно этот вопрос рассмотрен ниже.

Необходимость детального расчленения песчано-глинистого разреза и количественной оценки фильтрационных свойств различных водоносных горизонтов заставляют предъявлять повышенные требования к разрешающей способности метода ВП. При этом большой помехой, снижающей его информативность, часто является влияние электропроводности пород, составляющих разрез, на величины измеряемых параметров ВП (коэффициенты η , A и α).

Коэффициент поляризуемости в том виде, как он определен выражением (9), не является полностью самостоятельной (независимой) электрической характеристикой, подобной, например, удельному электрическому сопротивлению породы или ее диэлектрической проницаемости. Опыт свидетельствует о том, что поляризуемость пород одного и того же литологического состава тем больше, чем выше их удельное сопротивление. Вариации же удельного сопротивления могут возникать за счет различной степени засоленности пород или минерализации подземных вод. Физически эту связь между поляризуемостью и электропроводностью можно объяснить тем, что чем большим сопротивлением обладает порода, тем больше затруднен процесс диффузии и взаимного разряда объемных зарядов, накопившихся в породе в ходе ее поляризации (заряда) и, следовательно, тем медленнее происходит процесс деполяризации.

В настоящее время связь между поляризуемостью и удельным сопротивлением можно считать теоретически и экспериментально установленной. При этом, как показал В. А. Комаров [18], для зернистых ионопроводящих пород справедливо соотношение, которое можно представить в виде

$$\eta = \rho\eta^*/(1 + \rho\eta^*), \quad (14)$$

где η^* — относительная поляризуемость, имеющая размерность проводимости См/м.

Из работы [18] следует, что η^* связана определенной зависимостью с диэлектрической проницаемостью поровых растворов, подвижностью ионов, толщиной двойных электрических слоев и объемной пористостью породы.

Пользуясь (14), легко найти выражение для η^* :

$$\eta^* = \frac{\eta}{\rho(1-\eta)}; \quad (15)$$

в формулах (14) и (15) коэффициент η выражен в долях единицы.

Если при этом учесть, что в песчано-глинистых породах в области положительных температур поляризуемость при времени отсчета $t \geq 0,5$ с не превышает 0,03—0,05, то с достаточным приближением можно полагать

$$\eta^* = \eta/\rho, \quad A^* = A/\rho. \quad (16)$$

Практика показывает, что относительная поляризуемость η^* и особенно относительный комплексный параметр A^* имеют большое интерпретационное значение и высокую информативность.

Нетрудно убедиться, что относительный комплексный параметр A^* , получаемый при импульсном возбуждении поля ВП, имеет полную аналогию с рудным коэффициентом или металл-фактором Me , получаемым при измерениях ВП на переменном токе,

$$Me = [S(\omega_v) - S(\omega_n)] 2\pi \cdot 10^5,$$

где $S(\omega_v)$ и $S(\omega_n)$ — проводимость пород, измеренная соответственно на высокой и низкой частотах.

Это положение хорошо иллюстрируется рис. 5, где представлены кривые ВЭЗ ВП по параметрам A_k и Me_k , полученные в процессе опытно-методических работ Московского геологоразведочного института (МГРИ) под руководством В. Г. Попова на одном из участков Саратовского Заволжья.

Следует, однако, сказать, что относительные параметры ВП, хотя и в меньшей мере, чем η и A , но все же остаются зависимыми от сопротивления пород. Объяснить это можно тем, что сопротивление породы влияет не только на амплитудные, но и на временные характеристики процесса вызванной поляризации.

В настоящее время нет общепринятого и физически строго обоснованного аналитического описания закона спада потенциалов ВП (и, следовательно, поляризуемости) во времени. Вместе с тем экспериментально наблюдаемая разность потенциалов $\Delta U_{ВП}$ уменьшается во времени по закону, близкому к экспоненциальному, поэтому оправданным является представление этого закона в виде суммы экспонент:

$$\Delta U_{ВП}(t) = \sum_{i=1}^N a_i (1 - e^{-t_{np}/\tau_i}) e^{-t/\tau_i}, \quad (17)$$

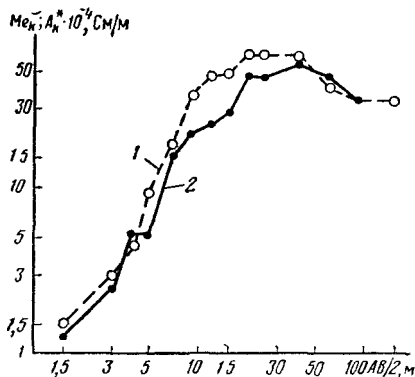


Рис. 5. Кривые ВЭЗ ВП $Me_k = f(A_k/2)$ и $A_k^* = f(A_k/2)$.

Кривая: 1 — металл-фактора Me_k , 2 — параметра A_k^*

где a_i и τ_i — параметры, не зависящие от времени спада; N — число членов ряда, которое определяется количеством процессов, участвующих в образовании потенциалов ВП и характеризующихся постоянной времени τ_i ; $t_{пр}$ — время пропускания поляризующего тока (время заряда).

На рис. 6, а представлены средние значения τ , вычисленные при обработке 21 осциллограммы, полученной в суглинистых разрезах, и 16 осциллограмм, полученных в песчаных разрезах (Днепропетровская область). Этот график наглядно показывает, что по мере спада потенциалов ВП постоянная времени процесса непрерывно растет. Однако характер этого роста свидетельствует

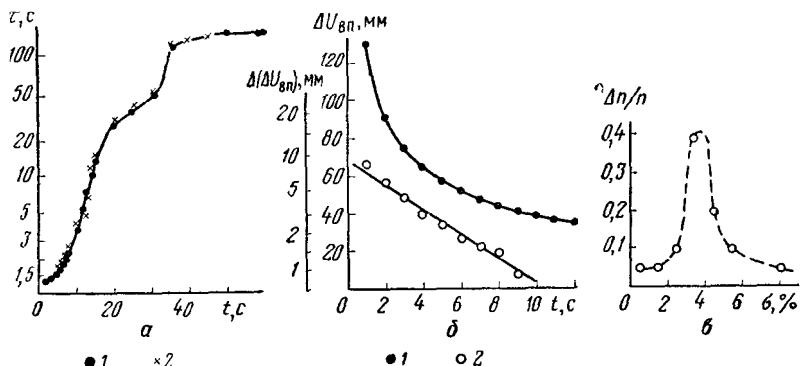


Рис. 6. Характеристики процесса спада потенциала ВП.

а — зависимость постоянной спада τ от времени спада t (1 — суглинки, 2 — пески); б — кривые спада потенциала ΔU_{BP} : 1 — фактическая, 2 — перестроенная в полупрологическом масштабе $\Delta(\Delta U)_{BP} = \Delta U_{BP}$ (1) — ΔU_{BP} (12); в — кривая распределения частоты $\Delta n/n$ ошибок σ расчета постоянной спада потенциала ВП в интервале времен спада $1 \text{ с} \leq t \leq 14 \text{ с}$

о том (и это нетрудно показать), что в интервале времен спада от 1 до 60 с ряд (17) имеет число членов, не превышающее четыре. При этом амплитуда первой экспоненты примерно на три порядка превышает амплитуду последней, а постоянная времени τ_1 на два порядка меньше постоянной времени τ_d последней (дальней) экспоненты.

Исходя из современных представлений о физико-химической природе явления ВП, изучение полной кривой спада ΔU_{BP} перспективно и может привести к увеличению выхода полезной информации при обработке материалов исследований методом ВП. Но так как амплитуды ΔU_{BP} при временах спада более 14—15 с весьма незначительны и крайне медленно меняются во времени, вычисление временных параметров в этом интервале возможно лишь с ошибками, значительно превышающими допустимые. Соответствующий анализ свидетельствует о том, что при массовой обработке осциллограмм относительные ошибки вычисления в этом интервале времен могут достигать 100—150%. В связи с этим

целесообразно ограничиться изучением главным образом быстро-текущего процесса ВП в интервале времен спада 1—14 с. Тем более что при этом получается существенный выигрыш в производительности труда.

В интервале времен $1 < t \leq 11$ с с относительной квадратической погрешностью σ , не превышающей 4%, поддерживается закономерность (рис. 6, б, в) ¹.

$$\Delta U_{\text{ВП}}(t) = a \left(1 - e^{-\frac{t_{\text{пр}}}{\tau_d}} \right) + B \left(1 - e^{-\frac{t_{\text{пр}}}{\tau}} \right) e^{-\frac{t}{\tau}}, \quad (18)$$

где $a (1 - e^{-t_{\text{пр}}/\tau_d}) \approx \Delta U_{\text{ВП}}$ (14) — амплитуда потенциала ВП на тринадцатой-четырнадцатой секундах спада; τ_d — постоянная времени спада дальней (третьей-четвертой экспоненты); τ — средняя постоянная времени спада потенциала ВП в интервале времен спада $1 \leq t \leq 11$ с, причем $\tau \ll \tau_d$; B — постоянный коэффициент (амплитудный множитель).

При временах заряда, соответствующих полному насыщению, т. е. при $t_{\text{пр}} \gg \tau_d$, вместо выражения (18) имеем

$$\Delta U_{\text{ВП}}(t) = a + B e^{-\frac{t}{\tau}}. \quad (19)$$

Лишь в особенно низкоомных разрезах (например, в Калмыкии, где сопротивления падали до 3—5 Ом·м) иногда в указанном интервале времен спада появляется вторая очень короткоживущая экспонента ($\tau \approx 0,5 \div 0,8$ с) полностью исчезающая на второй-третьей секунде спада.

Физический смысл свободного члена a в уравнении (19) состоит в том, что при его помощи учитывается вклад более поздних («медленных») процессов деполяризации в суммарный потенциал ВП на более ранних стадиях развития этого процесса.

Таким образом, выражения (18) и (19) отражают по существу весь процесс спада потенциалов ВП и вместе с тем показывают, что в выбранном интервале времен спада 1—11 с кривая $\Delta U_{\text{ВП}} = f(t)$ и соответственно $\eta = f(t)$ с достаточной для практики точностью аппроксимируется одной экспонентой с некоторой постоянной времени τ . При этом величина τ оказывается больше, чем постоянная времени спада первой экспоненты, и меньше, чем постоянная времени спада второй экспоненты, т. е. $\tau_1 < \tau < \tau_2$.

Пользуясь уравнением (18) с учетом (13), получаем выражение для комплексного параметра

$$A = q \left(1 - e^{-\frac{t_{\text{пр}}}{\tau}} \right) e^{-\frac{1}{\tau}} \left(1 - e^{-\frac{10}{\tau}} \right), \quad (20)$$

где коэффициент $q = B/\Delta U_{\text{пр}}$ — амплитудный множитель, а роль временного параметра играет постоянная времени спада τ .

¹ По данным обработки 470 кривых спада, выполненной при помощи ЭВМ М-222 по алгоритму Анго [1].

Практика показывает, что в условиях терригенных разрезов величина τ колеблется в сравнительно узких пределах (1,5—9 с), поэтому при времени заряда, равном 30 с, как правило, соблюдается неравенство $t_{\text{пр}} \gg \tau$ и параметр A имеет максимальную величину:

$$A = qe^{-\frac{1}{\tau}} \left(1 - e^{-\frac{10}{\tau}} \right). \quad (21)$$

Этим объясняется еще одно практическое преимущество параметра A — существенно более короткое время насыщения, что позволяет сократить время заряда до 30 с вместо обычных 120—180 с и тем самым повысить производительность труда при работах методом ВП.

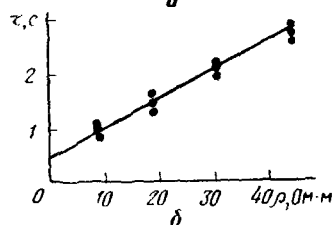
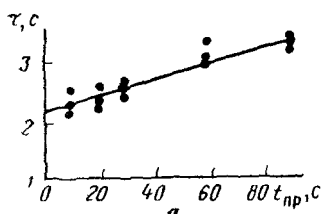


Рис. 7. Зависимость постоянной спада τ от времени заряда $t_{\text{пр}}$ при $\rho = 45 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ (а) и удельного сопротивления ρ при $t_{\text{пр}} = 30 \text{ с}$ (б) для водонасыщенных песков ($\kappa = 0,017$, $c = 0,05 \text{ Ф/м}$)

Анализ большого числа экспериментальных кривых спада, зарегистрированных в полевых условиях, свидетельствует о том, что постоянная времени спада τ зависит от времени заряда $t_{\text{пр}}$ таким образом, что с увеличением $t_{\text{пр}}$ растет τ . Эта зависимость отличается для пород различного литологического состава, но в общем случае, в пределах изученных нами значений $t_{\text{пр}}$ от 1 до 120 с носит линейный характер (рис. 7), т. е. описывается уравнением прямой

$$\tau = \tau_0 + \kappa t_{\text{пр}}, \quad (22)$$

где κ — угловой коэффициент прямой; τ_0 — отрезок, отсекаемый прямой на оси ординат (рис. 7, б).

Можно предположить, что в действительности функция $\tau = f(t_{\text{пр}})$ имеет вид кривой насыщения

$$\tau = \frac{\tau_0 + \kappa t_{\text{пр}}}{1 + \kappa t_{\text{пр}} / \tau_d},$$

стремящейся при $t_{\text{пр}} \rightarrow \infty$ к виду

$$\tau = \tau_0 + \tau_d;$$

здесь τ_d — постоянная времени спада самой медленной экспоненты процесса деполяризации.

Максимальные значения коэффициента κ , наблюдаемые нами, не превышают величины 0,1 и в среднем колеблются в пределах 0,01—0,06. С другой стороны, как было показано, постоянная времени τ_d имеет значение порядка 150—200 с. В этих условиях даже при времени заряда 120—180 с соблюдается неравенство

$\kappa t_{\text{пр}}/\tau_d \ll 1$, и отклонения от линейности уравнения (22) находятся в пределах погрешности измерений.

Постоянная времени спада τ при других равных условиях зависит от удельного электрического сопротивления пород таким образом, что с ростом ρ постоянная спада увеличивается (в изученном нами диапазоне изменения ρ). Наилучшее совпадение с экспериментальными данными получается в случае, если постоянную времени спада представить в виде

$$\tau = \rho c + \kappa t_{\text{пр}}, \quad (23)$$

где параметр c имеет размерность Ф/м и в соответствии с терминологией, принятой в работе [16], может рассматриваться как удельная электроемкость пород.

Пока не накоплено еще достаточного количества экспериментальных данных, позволяющих статистически обоснованно провести обобщения значений удельной электроемкости c и коэффициента κ для песчано-глинистых пород различного литологического состава и при различной степени их засоленности и минерализации воды. Лишь в качестве примера приведем некоторые данные, полученные при полевых работах в Чуйской впадине (табл. 8).

Т а б л и ц а 8

Временные параметры ВП рыхлых пород

Порода	ρ , Ом·м	c , Ф/м	κ	τ (при $t_{\text{пр}} = 120$ с)
Глины четвертичные	~5	0,600	0,01	4,2
Суглинки	15	0,150	0,02	4,8
Пески	~40	0,060	0,04	7,2
Песчано-гравийные отложения при минерализации грунтовых вод, г/л:				
менее 1	≥ 30	0,060	0,04	$\geq 6,6$
1—3	10—30	0,065	0,04	5,5—6,3
более 3	< 10	0,080	0,04	$< 5,5$

Из приведенных данных следует, что временные параметры κ и c процесса ВП являются носителями дополнительной информации о геолого-гидрогеологических особенностях разреза. По мере накопления экспериментальных данных связь этих параметров с теми или иными показателями пород будет уточняться.

Таким образом, окончательные аналитические выражения для коэффициента поляризуемости и комплексного параметра A

в интервале времен спада потенциалов ВП 1—11 с, которые приняты нами при массовой обработке полевых материалов, имеют вид

$$\eta = \left\{ p + q \left[1 - \exp \left(- \frac{t_{\text{пр}}}{\rho c + \kappa t_{\text{пр}}} \right) \right] \exp \left(- \frac{1}{\rho c + \kappa t_{\text{пр}}} \right) \right\} \cdot 100 \%,$$

$$A = q \left\{ \left[1 - \exp \left(- \frac{t_{\text{пр}}}{\rho c + \kappa t_{\text{пр}}} \right) \right] \exp \left(- \frac{1}{\rho c + \kappa t_{\text{пр}}} \right) \times \right. \quad (21') \\ \left. \times \left[1 - \exp \left(- \frac{10}{\rho c + \kappa t_{\text{пр}}} \right) \right] \right\} \cdot 100 \%.$$

Здесь $p = a [1 - \exp(-t_{\text{пр}}/\tau_d)]/\Delta U_{\text{пр}}$ — коэффициент, равный значению η_t на тринадцатой-четырнадцатой секундах после начала процесса спада потенциала ВП; q — безразмерный амплитудный множитель.

На рис. 8 приведены зависимости поляризуемости от сопротивления пород, рассчитанные по приведенным выше формулам,

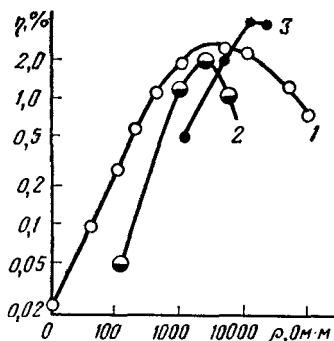


Рис. 8. Зависимость поляризуемости η от удельного сопротивления пород ρ .

1 — расчетная кривая при $\eta(0) = 3 \cdot 10^{-4}$, $\eta(14) = 3 \cdot 10^{-5}$, $c = 0,06$ Ф/м, $\kappa = 0,04$, $\kappa_d = 2,35$, $t_{\text{пр}} = 60$ с, $t = 1$ с; 2 и 3 — экспериментальные кривые для песков при насыщении их 0,001н. растворами CuSO_4 и KCl (по В. А. Комарову [19])

причем значения c и κ реальные и получены в результате обработки полевых материалов. На рисунке видно, что расчетные графики $\eta = f(\rho)$ по своему характеру хорошо согласуются с экспериментальными данными, полученными В. А. Комаровым [19].

Вместе с тем кривая зависимости поляризуемости от сопротивления пород является сложной, имеет максимум, что затрудняет использование этого параметра на практике.

Заметим, что выражения для параметра A отражают влияние средней крутизны спада потенциала ВП, характерной для данной породы в фиксированном интервале времен спада $1 \text{ с} \leq t \leq 11 \text{ с}$. Этим объясняется экспериментально установленный факт большей дифференцированности кривых A_k , полученных при выполнении ВЭЗ ВП над горизон-

тальнослоистыми разрезами, по сравнению с кривыми η_k , построенными по результатам тех же измерений (рис. 9).

Зависимость параметров A и A^* от удельного сопротивления пород более однозначна. Особенно это относится к параметру A^* (рис. 10). При электрическом сопротивлении более 20 Ом·м параметр A^* в пределах изученных величин практически не зависит от сопротивления, что и определило выбор данного параметра в качестве основного.

В качестве амплитудного параметра ВП, свободного от искажающего влияния электропроводности пород, следовало бы исполь-

зовать коэффициент $q^* = q/\rho$, вычисленный по формуле (20) или (21). Известным препятствием для практического использования этого параметра является недостаточная пока точность в вычислениях постоянной времени τ .

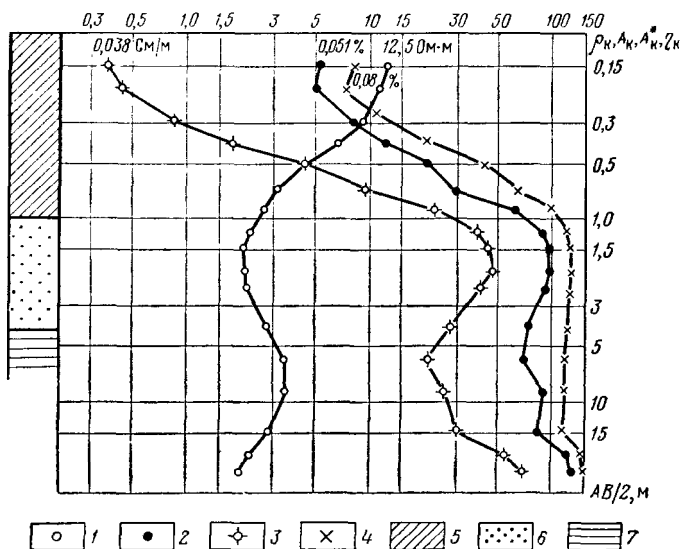


Рис. 9. Типовые кривые ВЭЗ ВП для трехслойного разреза (Саратовская область).

Кривые: 1 — ρ_k , 2 — A_k , 3 — A_k^* , 4 — η_k ; 5 — суглинки; 6 — пески; 7 — глины

О связях поляризуемости песчано-глинистых пород с их водно-физическими свойствами и показателями в настоящее время имеется обширный экспериментальный материал, изложенный в недавно вышедших сводных работах [19, 45]. Мы ограничимся лишь самыми краткими характеристиками соответствующих закономерностей, дополнив известные из литературы сведения данными, полученными авторами в ходе лабораторных и полевых исследований.

Вызванная электрическая поляризация в ионопроводящих средах по природе своей тесно связана с поверхностными явлениями, имеющими широкое развитие в горных породах. Поэтому интенсив-

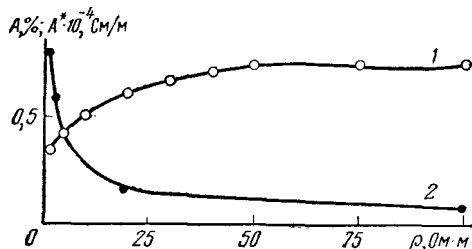


Рис. 10. Зависимость комплексного параметра A (1) и его относительной величины A^* (2) от удельного сопротивления пород

ность и временные характеристики поля ВП четко коррелируются с удельной поверхностью $S_{уд}$ и структурой порового пространства, присущих данной породе (рис. 11, а).

Удельная поверхность и структура порового пространства интересующих нас рыхлых песчано-глинистых отложений с одной

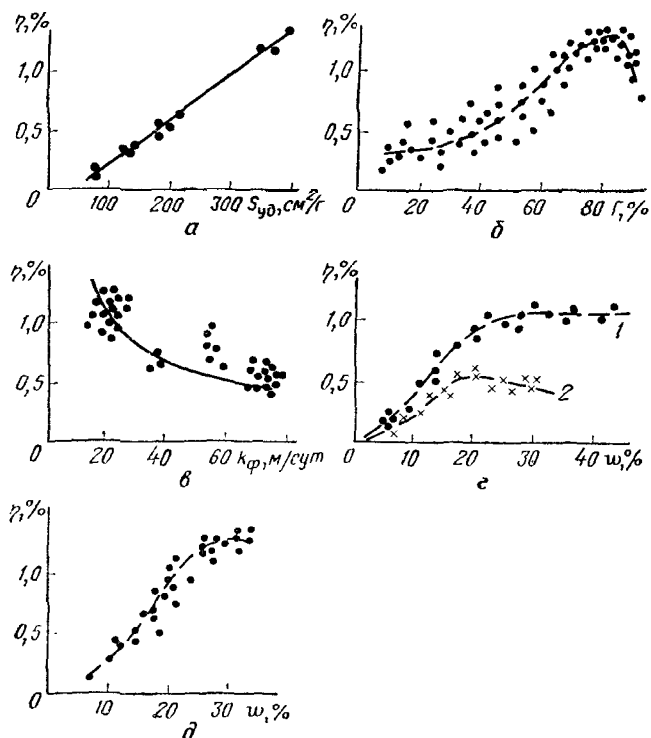


Рис. 11. Зависимость поляризуемости η от геолого-гидрогеологических показателей песчано-глинистых пород.

а — $\eta = f(S_{уд})$ по данным М. А. Латышевой; б — $\eta = f(\Gamma)$ при $w > 10\%$ по результатам каротажа сухих скважин; в — $\eta = f(k_{ф})$ для водонасыщенных песков по результатам лабораторных измерений; г — $\eta = f(w)$ по результатам измерений в шурфах (1 — легкие суглинки, 2 — пески); д — то же для легких суглинков по результатам измерений в сухих скважинах

стороны определяют их фильтрационные свойства, а с другой — сами определяются степенью дисперсности (гранулометрическим составом) пород и формой слагающих их зерен.

Зависимость поляризуемости (и комплексного параметра соответственно) от гранулометрического состава Γ немонотонна: наибольшие значения коэффициентов η и A наблюдаются при содержании в породе 70—75% (по весу) пылеватого и глинистого материала — частиц диаметром менее 0,01 мм (см. рис. 11, б).

Связь поляризуемости с проницаемостью (коэффициентом фильтрации k_f) для рыхлых песчано-глинистых пород, как это видно из графика, полученного нами в лабораторных условиях, остается монотонной (см. рис. 11, в).

Поверхностные явления в горных породах обусловлены наличием в порах породы влаги, поэтому влажность w оказывает существенное влияние на поляризуемость песчано-глинистых пород зоны аэрации. Как и в других случаях, функция $\eta = f(w)$ немонотонна (см. рис. 11, в, д).

Таким образом, поляризуемость рыхлых песчано-глинистых пород связана с рядом водно-физических и физико-химических показателей, что предопределяет корреляционный характер связи ее с каждым из этих показателей в отдельности.

Обычно породам с одинаковым удельным сопротивлением, но с различными минерализацией поровой влаги, пористостью и проницаемостью соответствуют различные значения поляризуемости, что является физической основой для использования параметров η , A и A^* для дифференциации пород по литологическим и фильтрационным характеристикам, когда их нельзя различить по удельному сопротивлению.

Связь временных характеристик ВП (τ , C , κ) с другими свойствами пород изучена значительно слабее. Вместе с тем опыт свидетельствует о том, что эти характеристики зависят от тех же факторов, что и поляризуемость, и в некоторых случаях более тесно связаны с тем или иным из них.

Электроразведка методом радиоволнового профилирования в движении (метод РВП) относится к высокочастотным методам электромагнитного профилирования.

Измеряемым параметром в методе РВП является волновое число пород K_n ; это комплексная величина, связанная с основными электромагнитными характеристиками немагнитных горных пород соотношением

$$K_n^* = \frac{2\pi}{\lambda} \sqrt{\varepsilon \left(1 + i \frac{60\lambda}{\rho}\right)},$$

где λ — длина электромагнитной волны передатчика в воздухе в м; ρ — удельное сопротивление пород в Ом·м; ε — диэлектрическая проницаемость пород в отн. ед.; i — мнимая единица.

В настоящее время используются лишь модульные значения волнового числа:

$$K_n = |K_n^*| = \frac{2\pi}{\lambda} \sqrt{\varepsilon^2(1 + \nu^2)}, \quad (24)$$

где ν — электромагнитный коэффициент среды, равный $\nu = 60\lambda/\rho = 1,8 \cdot 10^{10}/\rho$; f — частота электромагнитных колебаний в Гц.

Физический смысл коэффициента ν состоит в том, что он равен отношению плотностей тока проводимости и тока смещения и по

его величине можно судить о том, какой из этих двух токов прева-лирует в среде при данной частоте. При этом могут быть два предельных случая.

1. $\nu \ll 1$ (в случае среды очень высокого сопротивления или при использовании очень высоких частот); в этих условиях

$$K_{\pi} = \frac{2\pi}{\lambda} \sqrt{\epsilon}. \quad (25)$$

2. $\nu \gg 1$ (в случае среды низкого сопротивления или при использовании относительно низких частот); при этом

$$K_{\pi} = 2\pi \sqrt{\frac{60}{\rho\lambda}} \approx \sqrt{\frac{8f}{\rho}}, \quad (26)$$

где f — частота в МГц.

На практике измерения проводят при длине волн $\lambda = 30 \div 20$ м (частота соответственно 10—15 МГц). При такой частоте в условиях песчано-глинистых пород зоны аэрации с относительной погрешностью, не превышающей 10%, влиянием токов смещения можно пренебречь и считать, что выполняется соотношение (26).

Волновое число зависит от влажности, плотности, глинистости, содержания солей и других свойств почв и грунтов, а также от длины волны, на которой ведутся измерения. Некоторое представление о величине K_{π} для различных почв и грунтов (при $\lambda = 24$ м) дает табл. 9.

Т а б л и ц а 9
Волновые числа K_{π} для различных песчано-глинистых пород и почв ($\lambda = 24$ м)

Грунт, почва (при естественной влажности)	K_{π} , м ⁻¹
Песок сухой ($\rho \approx 300$ Ом·м) . . .	0,6
Почва каштановая ($w = 11\%$) . . .	1,1
Супесь, почва степная (маловлажная)	1,6
Суглинок, лесс, солонцы ($w = 17\%$)	2,1
Суглинок средний, влажный	2,6
Гумус, чернозем, засоленная почва ($\rho = 5 \div 7$ Ом·м)	4,5

Отсутствие непосредственного контакта измерительных элементов аппаратуры РВП с землей позволяет выполнять непрерывное (в процессе безостановочного движения) профилирование.

Проведение измерений в указанном выше диапазоне коротких волн предопределяет очень небольшую глубинность исследований: для рассматриваемого типа пород 1—2 м. Отсюда и назначение метода РВП при съемках с мелиоративной целью — быстрое

картирование верхнего наиболее изменчивого слоя по литологическому составу в районах со слабо выраженной засоленностью почвогрунтов или по степени их засоленности в условиях ее сильной изменчивости.

Сейсморазведка методом преломленных волн при гидромелиоративных съемках по некоторым причинам используется пока лишь для определения положения уровня грунтовых вод. Физической предпосылкой ее применения является наличие значительной дифференциации в значениях скоростей продольных волн v_p в песчано-глинистых породах в случаях их полного и неполного водонасыщения. По экспериментальным данным А. Л. Левшина и Н. Н. Горяинова [22, 23] скорость продольных волн v_p в рыхлых четвертичных породах зоны аэрации колеблется от 220 до 620 м/с; для тех же пород, залегающих ниже уровня грунтовых вод, $v_p = 1450 \div 2560$ м/с.

ВЗАИМОСВЯЗЬ МЕЖДУ РАЗЛИЧНЫМИ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ПАРАМЕТРАМИ

Один из основных критериев выбора геофизических методов при их рациональном комплексировании состоит в том, чтобы измеряемые параметры по физической сущности были в минимальной степени связаны между собой и, следовательно, являлись носителями самостоятельной и взаимно дополняющей информации о геолого-гидрогеологическом строении разреза.

Другой важнейший критерий, вытекающий из требований рациональности предлагаемой методики, заключается в том, чтобы при минимальном числе различных методов число независимых параметров и получаемая информация о геолого-гидрогеологических условиях участка исследований были достаточными для решения поставленной геологической задачи.

Рассмотрим, насколько предлагаемая методика удовлетворяет указанным требованиям.

В комплекс включены три основных метода: электроразведка методами сопротивлений и вызванной поляризации и сейсморазведка.

Число основных параметров, которое получается в ходе обработки результатов наблюдений и используется при интерпретации материалов — 6 (ρ , A , A^* , τ , v_{cp} , $v_{гy}$).

Наиболее ясен вопрос о связи сейсмических параметров (средняя скорость продольных волн в породах зоны аэрации v_{cp} и скорость тех же волн, преломленных на уровне грунтовых вод $v_{гy}$) с электрическими. Это вытекает из того, что электрические и сейсмические методы имеют совершенно различную физическую основу. Соответственно и их параметры не могут иметь прямой связи. Однако это не исключает наличия взаимосвязи корреляционного характера, обусловленной изменениями свойств среды.

На рис. 12 изображены графики, свидетельствующие о том, что изменения свойств горных пород зоны аэрации и водоносного горизонта вызывают соответствующие изменения как сейсмических параметров, так и параметров ВП (Калмыкия). Использование такого рода зависимостей позволяет в практической деятельности учитывать, дополнять и уточнять результаты исследований названными методами. При этом даже наличие тесной корреляционной связи между рассматриваемыми параметрами не приводит к дублированию, а лишь повышает эффективность совместной интерпретации результатов, поскольку этими методами должны быть решены различные геолого-гидрогеологические задачи.

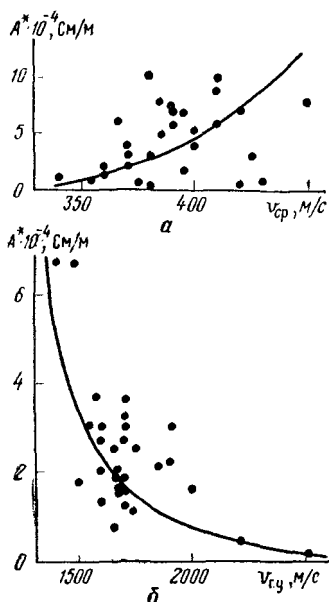


Рис. 12. Зависимость параметра A^* от средней скорости v_{cp} продольных волн в породах зоны аэрации (а) и от скорости $v_{г,у}$ волны, преломленной на уровне грунтовых вод (б)

Более сложен вопрос о физической и информативной несхожести различных электрических параметров.

Получаемые в результате использования методов сопротивления и вызванной поляризации величины ρ , A , A^* и τ не являются вполне независимыми друг от друга параметрами и, комплексируя эти методы, мы должны четко представлять взаимосвязь и взаимообусловленность получаемых данных. В то же время сложная и многогранная связь геофизических параметров с петрофизическими свойствами пород предопределяет взаимную корреляцию различных геофизических параметров между собой, что в ряде случаев способствует повышению степени однозначности и достоверности геолого-гидрогеологической интерпретации геофизических материалов.

Одним из способов оценки тесноты связи между различными геофизическими параметрами может явиться изучение взаимо-

корреляционных функций по результатам профилирования различными методами. Нормированная взаимокорреляционная функция двух случайных процессов вычисляется по формуле [7,29]

$$r_{x,y}(\mu) = \frac{n+\mu}{\sum_{i=1}^{n+\mu} (x_i - \bar{x})(y_{i+\mu} - \bar{y})} \left[\sum_{i=1}^{n+\mu} (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^{n+\mu} (y_{i+\mu} - \bar{y})^2 \right]^{-1/2}, \quad (27)$$

где n — число значений случайных величин; μ — интервал измерения случайных величин; \bar{x} , \bar{y} — средние значения случайных

величин; x_i, y_i — значения случайных величин в точке i ; $x_{i+\mu}, y_{i+\mu}$ — значения случайных величин в точке $i + \mu$.

Используя выражение (27), на ЭВМ М-222 рассчитали взаимокорреляционные функции по ряду профилей ВЭЗ ВП для различных районов работ. Исходными данными явились кажущиеся значения параметров на определенных разносах. Результаты этого анализа приведены в табл. 10.

Т а б л и ц а 10

Результаты расчетов взаимокорреляционных функций

Район работ	Гидрогеологические условия района	№ профиля; разносы АВ/2 в м	Число точек на профилях	Коэффициент взаимной корреляции				
				$r_{\rho, A}$	r_{ρ, A^*}	r_{A, A^*}	$r_{\tau, \rho}$	$r_{\tau, A}$
Киргизия	Изменчивость литологического состава пород, минерализации вод и засоленности пород	V; 3	85	0,09	0,12	0,36	0,68	0,08
		V; 15	85	0,15	0,14	0,42	0,72	0,04
Калмыкия	То же	I; 3	82	0,12	0,08	0,28	0,70	0,07
		I; 15	82	0,07	0,12	0,44	0,56	0,05
Украина	Выдержанные литологические горизонты, малые значения минерализации вод и засоленности пород	XII; 9	74	0,36	0,49	0,28	0,16	0,30
		XII; 25	74	0,65	0,51	0,32	0,24	0,26
Саратовская область	Пестрота литологического состава и постоянство минерализации вод и засоленности пород	II; 9	69	0,58	0,56	0,30	0,20	0,18
		II; 25	69	0,62	0,60	0,25	0,18	0,37

По степени взаимной корреляции электрических параметров рассматриваемые разрезы четко подразделяются на два типа. В условиях пестроты литологического состава пород, минерализации грунтовых вод и степени засоленности пород зоны аэрации (Киргизская ССР, Калмыцкая АССР) практически отсутствует связь между удельным электрическим сопротивлением, с одной стороны, и комплексным параметром и его относительной величиной, с другой. Коэффициент взаимной корреляции не превышает 0,1—0,15. Это свидетельствует о том, что рассматриваемые параметры являются носителями различной информации о разрезе и не происходит дублирования методов.

В то же время между величинами A и A^* в такого рода условиях взаимосвязь достаточно тесная ($r = 0,28 \div 0,44$), что указывает на единый источник информации.

Представляет также интерес изучение взаимной корреляции между постоянной времени спада τ и электрическим сопротивлением и между τ и комплексным параметром. Коэффициент взаимной корреляции $r_{\tau, \rho}$ в рассматриваемых условиях весьма значителен и достигает 0,72, в то время как связь постоянной времени спада потенциалов ВП с комплексным параметром практически отсутствует ($r_{\tau, A} = 0,08$). Это еще раз подтверждает высказанное выше положение об определяющем влиянии на величину τ удельного сопротивления пород. Отсюда следует, что использовать параметр τ в рассматриваемых условиях нецелесообразно.

Иная картина наблюдается при выполнении исследований на площадях, где литологический состав пород выдержан, минерализация подземных вод и степень засоленности пород зоны аэрации невелики и незначительно меняются по площади и по глубине (Украинская ССР, Саратовская область). В этих условиях между удельным электрическим сопротивлением и комплексным параметром существует достаточно тесная связь (коэффициент взаимной корреляции достигает 0,65). При этом степень корреляции увеличивается для водонасыщенных пород (по сравнению с породами зоны аэрации). Аналогично коррелируются электрическое сопротивление и относительная величина комплексного параметра ($r_{\rho, A^*} = 0,60$). Это указывает на то, что рассматриваемые параметры в некоторой степени отражают одни и те же петрофизические свойства пород и не исключено частичное дублирование методов.

Между комплексным параметром и его относительной величиной степень корреляции сохраняется достаточно тесной, хотя и уменьшается по сравнению с рассмотренными ранее условиями ($r_{A, A^*} = 0,32$). Значительно уменьшается степень корреляции между постоянной времени спада и удельным электрическим сопротивлением ($r_{\tau, \rho} = 0,24$); одновременно усиливается корреляционная зависимость между τ и A ($r_{\tau, A} = 0,37$). Из изложенного следует, что в этих условиях параметр τ может иметь самостоятельное значение и быть носителем дополнительной информации о разрезе.

Таким образом, проведенный анализ свидетельствует о том, что комплексирование электроразведочных методов сопротивления и вызванной поляризации в целом оправданно, поскольку наблюдаемые при этом параметры в той или иной мере несут различную информацию о геолого-гидрогеологических условиях исследуемой территории. Выполнение подобного анализа взаимокорреляционных функций различных электрических параметров имеет практическое значение как при составлении проекта размещения сети точек геофизических наблюдений, так и при выборе схемы геолого-гидрогеологической интерпретации результатов работ. В частности, если получена высокая степень корреляции между параметрами ρ и A , то возможна замена некоторого числа точек ВЭЗ ВП на ВЭЗ без существенной потери информации о разрезе.

С другой стороны, знание тесноты связи между параметрами в различных условиях и на различных глубинах позволяет наметить более целесообразную схему интерпретации, используя либо один, либо ряд параметров.

СВЯЗЬ МЕЖДУ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ И ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИМИ ПАРАМЕТРАМИ И ПОКАЗАТЕЛЯМИ

Одной из особенностей рассматриваемой методики исследований является геолого-гидрогеологическая интерпретация геофизических материалов на основе использования корреляционных эмпирических зависимостей между геофизическими параметрами, с одной стороны, и гидрогеологическими параметрами и показателями, с другой.

Корреляционные зависимости составляются по результатам параметрических измерений вблизи скважин и шурфов путем измерений микроустановками непосредственно на стенках шурфов, а также путем диэлектрического каротажа скважин, позволяющего проводить измерения в сухой скважине [13].

В данном разделе описываются конкретные эмпирические (корреляционные) зависимости, полученные по результатам параметрических измерений в районах недостаточного увлажнения с терригенным типом разрезов.

Прежде чем перейти к рассмотрению самих зависимостей, остановимся на некоторых приемах математической статистики, которые были применены нами при обработке опытных данных.

Связь между геофизическими параметрами и водно-физическими свойствами пород, как было указано выше, носит корреляционный характер. Это значит, что при одном и том же значении одной переменной величины x вторая переменная величина y может принимать не одно, а несколько отличающихся друг от друга значений. Объясняется это в первую очередь тем, что на геофизические параметры влияет множество естественных факторов. И от того, какой из факторов (или группа факторов) в данный момент в данном месте оказал более сильное влияние по сравнению с другими, зависит ряд распределения случайной величины y .

Практически число экспериментальных данных всегда ограничено. В математической статистике это означает, что мы пользуемся выборкой объема n из генеральной совокупности N всех возможных значений изучаемых параметров.

Использование корреляционного анализа для обработки экспериментальных данных по геофизическим показателям сводится к установлению вида зависимости (связи) и оценке тесноты связи между ними. Вид зависимости часто определяется на основании графического изображения экспериментальных данных. Бывает,

что вид зависимости известен и по экспериментальным данным требуется лишь найти параметры этой зависимости.

При анализе эмпирических данных по геофизическим показателям оказывается, что наиболее часто они связаны линейной зависимостью $y = a + bx$ или зависимостями, сводящимися к ней путем несложных преобразований:

$$y = ax^b, \quad y = ae^{bx}, \quad y = 1/ax^b \text{ и т. п.}$$

Остановимся подробнее на рассмотрении метода парной линейной корреляции, который был использован нами для обработки геофизических показателей.

Применение метода линейной корреляции дает возможность найти параметры a и b такой прямой

$$y = a + bx, \quad (28)$$

которая бы наилучшим образом согласовалась с экспериментальными точками.

Подобные задачи в математической статистике решаются при помощи метода наименьших квадратов, суть которого в данном случае состоит в том, что из всех возможных значений коэффициентов a и b выбираются те, при которых сумма квадратов отклонений экспериментальных точек от уравнения регрессии имеет минимальное значение, т. е.

$$\sum_{i=1}^n (y_i - a - bx_i)^2 = \min. \quad (29)$$

Для нахождения значений a и b , при которых левая часть выражения (29) обращается в минимум, можно воспользоваться соотношениями из математической статистики:

$$b = r \sigma_y / \sigma_x, \quad a = \bar{y} - b\bar{x}, \quad (30)$$

где \bar{x} — среднеарифметическое значение независимой переменной x

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i;$$

\bar{y} — среднеарифметическое значение зависимой переменной y

$$\bar{y} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i;$$

σ_x — среднеквадратическая ошибка x

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (x_i - \bar{x})^2};$$

σ_y — среднеквадратическая ошибка y

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (y_i - \bar{y})^2};$$

r — коэффициент корреляции

$$r = \frac{1}{n\sigma_x\sigma_y} \sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}).$$

В результате уравнение (28) примет вид

$$y_i = y - r \frac{\sigma_y}{\sigma_x} (x_i - \bar{x}). \quad (31)$$

Метод парной линейной корреляции позволяет находить не только параметры уравнения линии связи (уравнения регрессии), но определять такие важные статистические характеристики, как коэффициент корреляции, который характеризует тесноту связи линейной зависимости переменных, и среднеквадратическую ошибку, являющуюся мерой отклонения эмпирических данных от линии связи. Последняя характеристика особенно важна для оценки возможных ошибок в том случае, когда эмпирически установленная зависимость используется для последующих расчетов.

При оценке коэффициента корреляции мы пользуемся такими понятиями математической статистики, как доверительный интервал.

Если r — коэффициент корреляции, вычисленный по данной выборке объема n , то его можно считать приближенно равным действительному коэффициенту корреляции r_d генеральной совокупности.

При этом среднеквадратическая ошибка равна (приближенно)

$$\sigma_r \approx \frac{1-r^2}{\sqrt{n}}. \quad (32)$$

Для действительного значения коэффициента корреляции определяется доверительный интервал

$$r - t_\beta \sigma_r, \quad r + t_\beta \sigma_r, \quad (33)$$

который зависит от задаваемой доверительной вероятности β .

Это значит, что действительный коэффициент корреляции с заданной вероятностью β отличается от вычисленного по данной выборке на величину $t_\beta \sigma_r$, т. е.

$$(r - t_\beta \sigma_r) \leq r_d \leq (r + t_\beta \sigma_r). \quad (34)$$

Значение t_β можно взять из работы [37]. Коэффициент корреляции r считается надежным, если выполняется соотношение

$$\frac{|r|}{\sigma_r} > 3. \quad (35)$$

Под термином достоверный коэффициент корреляции в данной работе понимается минимальное значение r , удовлетворяющее условию (35). При расчетах мы задавали вероятность $\beta = 0,997$, для которой величина $t_\beta = 3$ и доверительный интервал для коэффициента корреляции равен $r - 3\sigma_r$, $r + 3\sigma_r$.

Рассмотрим теперь конкретные эмпирические зависимости, полученные авторами в результате полевых исследований.

Влияние влажности пород зон аэрации на геофизические параметры. Влажность пород оказывает существенное влияние на параметры, получаемые в результате применения всех методов рекомендуемого комплекса.

Удельное сопротивление плавно уменьшается с ростом влажности, причем с увеличением степени глинистости пород эта зависимость становится менее выразительной.

Поляризуемость плавно растет с увеличением влажности пород, достигая максимума при влажности 18—30% вес. Для более глинистых грунтов максимум на графике поляризуемости смещается в сторону большей влажности. На рис. 13 изображены графики зависимостей $\eta = f(w)$ и $\rho = f(w)$ для суглинков и песков, полученные при измерениях в шурфах в Чуйской долине.

Постоянная времени спада

τ растет с увеличением влажности, достигая насыщения при влажности, соответствующей максимуму поляризуемости (рис. 13, б) ¹

¹ Одновременное увеличение η и τ приводит к тому, что параметр Δ в значительно меньшей степени зависит от влажности.

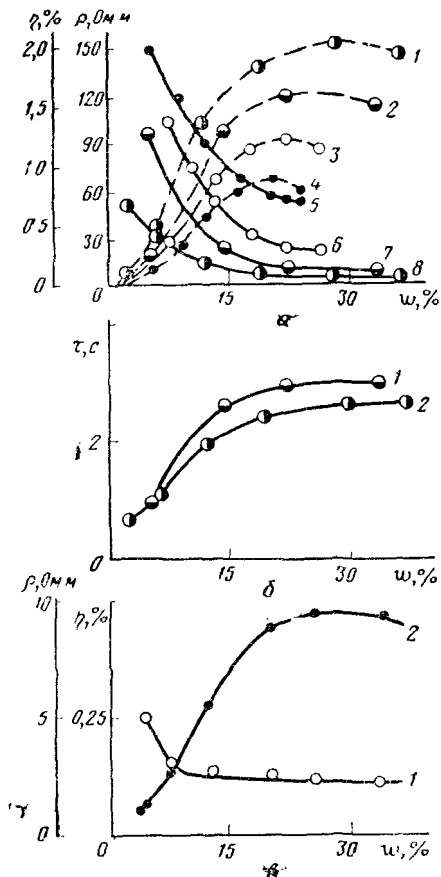


Рис. 13. Зависимость параметров ВП от влажности пород по результатам измерений в шурфах.

a — зависимость η и ρ от w для: 1, 8 — тяжелых суглинков, 2, 7 — легких суглинков, 3, 6 — супесей, 4, 5 — песков; сплошными линиями обозначена зависимость $\rho(w)$, пунктирными — $\eta(w)$; б — зависимость τ от w для: 1 — суглинков, 2 — песков; в — зависимость ρ и η от w для сильно засоленных суглинков (C более 1%): 1 — $\rho = f(w)$, 2 — $\eta = f(w)$

Представляя кривую спада потенциалов ВП суммой экспонент, мы получаем для малых значений влажности одну-две экспоненты; с увеличением влажности число экспонент достигает трех.

Рост степени засоленности пород зоны аэрации приводит к тому, что влажность практически перестает сказываться на величине ρ , однако характер изменения поляризуемости в зависимости от влажности при этом остается прежним (рис. 13, в).

Плавное изменение поляризуемости и электрического сопротивления с изменением влажности не позволяет оценить ее по результатам наземных измерений.

Необходимо применение лабораторных либо скважинных методов измерений. На рис. 14 показана зависимость поляризуемости и удельного электрического сопротивления от влажности, полученные по результатам каротажа 13 скважин вибрационного бурения в Днепропетровской области. Графики зависимости построены для пород различной дисперсности и характеризуются высокой степенью корреляции особенно по параметру η .

Специальные исследования в шурфах свидетельствуют о том, что скорость продольных волн v незначительно возрастает с увеличением влажности пород. Такое возрастание продолжается вплоть до значений влажности пород в нижней трети капиллярной каймы, после чего происходит резкое (скачком) возрастание скорости v , что соответствует теоретическим представлениям [22, 23]. Той же влажности соответствует максимум поляризуемости данного типа песчано-глинистых пород.

Влияние минерализации грунтовых вод и степени засоленности пород зоны аэрации на геофизические параметры. Минерализация грунтовых вод оказывает определяющее влияние на удельное электрическое сопротивление как вод, так и горных пород.

Зависимости удельного сопротивления воды от общей ее минерализации и суммы катионов для вод различного типа были получены нами по данным резистивиметрических измерений. В Калмыкии пресные воды гидрокарбонатно-кальциевого типа ($M_{0.27} \frac{HCO_3 72 Cl 21 SO_4 7}{Ca 58 Mg 25 Na 17}$) с увеличением минерализации воды пере-

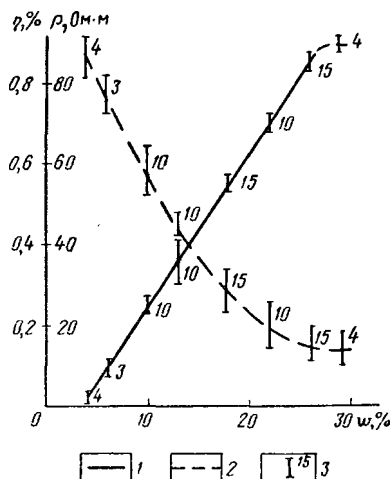


Рис. 14. Зависимость поляризуемости η и удельного сопротивления ρ от влажности w средних и легких суглинков по результатам каротажа сухих скважин. 1 — $\eta = f(w)$; 2 — $\rho = f(w)$; 3 — средняя относительная погрешность определения параметров в %

ходят в хлоридно-натриевый тип $\left(M_{3,26} \frac{Cl63 HCO_3 24 SO_4 13}{Na44 Mg39 Ca17} \right)$. Воды Днепропетровской области преимущественно сульфатно-натриевого типа $\left(M_{4,16} \frac{SO_4 72 HCO_3 13 Cl9}{Na48 Mg39 Ca16} \right)$. Опыт показывает, что химический состав природных вод практически не влияет на их удельное электрическое сопротивление. График зависимости $\rho = f(M)$ в двойном логарифмическом масштабе характеризуется

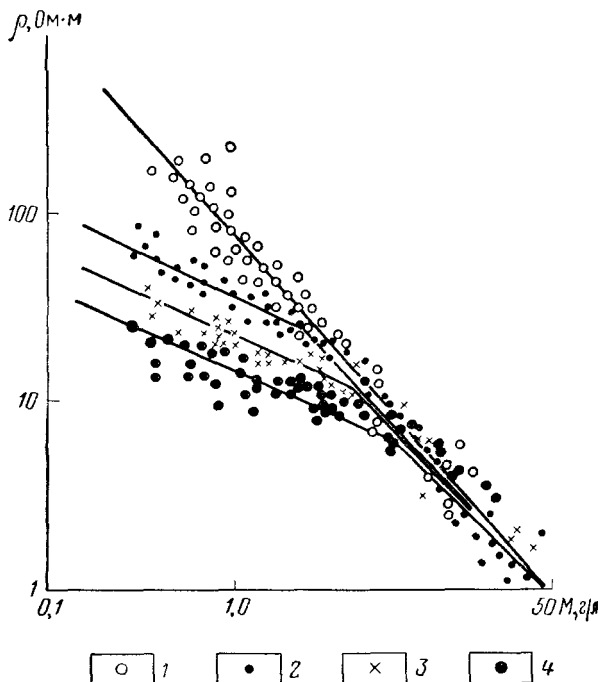


Рис. 15. Зависимость удельного сопротивления ρ водонасыщенных пород от общей минерализации воды M .

Водовмещающие породы: 1 — гравийно-галечниковые отложения, 2 — пески, 3 — легкие суглинки, 4 — средние и тяжелые суглинки

двумя прямыми линиями с несколько отличными угловыми коэффициентами. Зависимость удельного сопротивления от суммы катионов в воде выражается одной прямой линией.

Отсутствие реально ощутимой зависимости удельного сопротивления природных вод от их химического состава имеет важное практическое значение как для определения общей минерализации воды по данным резистивиметрических измерений, так и оценки ее при помощи наземных электроразведочных методов (ВЭЗ).

На рис. 15 изображены графики зависимости удельного сопротивления водонасыщенных пород от общей минерализации груп-

товых вод, построенные по результатам количественной интерпретации ВЭЗ, выполненных вблизи скважин и шурфов. Сопротивление приведено к температуре 18° С.

В целом зависимости по своему характеру близки. Для гравийно-галечниковых отложений Аштского конуса выноса Таджикистана и различных районов Киргизии, где содержание частиц диаметром менее 0,01 мм колеблется от 0,5 до 2%, зависимость $\rho = f(M)$ в двойном логарифмическом масштабе представляет прямую линию.

Увеличение степени дисперсности пород приводит к изменению углового коэффициента прямой в области малых минерализаций. Графики зависимости ρ_k от M характеризуются наличием двух отрезков прямых, один из которых (в области больших минерализаций) совпадает для всех типов пород. Второй отрезок прямой (в области меньших минерализаций) для пород ряда пески — суглинки характеризуется практически одним угловым коэффициентом. Точка пересечения прямых перемещается в область меньших минерализаций с уменьшением степени глинистости пород. Для тяжелых и средних суглинков она соответствует минерализации 5—7 г/л, для песков — 2,0 г/л.

Результаты математической обработки описанных материалов приведены в табл. 11.

Полученные зависимости могут быть использованы в качестве палетки для предварительного определения общей минерализации

Таблица 11

Минерализация M и удельное сопротивление ρ водонасыщенных пород

Порода; глинистость	n	M , г/л	Уравнение регрессии	r	Достоверный коэффициент корреляции	Достоверительный интервал для r , % от M
Гравийно-галечниковые отложения (Киргизия); 2—5%	35	—	$\ln M = 3,89 - 0,90 \ln \rho$	0,95	0,42	± 10
Пески (Таджикистан); 5—10%	17	$> 2,0$	$\ln M = 3,89 - 0,90 \ln \rho$	0,92	0,46	± 10
	21	$< 2,0$	$\ln M = 21,5 - 5 \ln \rho$	0,90	0,60	± 20
Легкие суглинки (Киргизия); 40—60%	27	$> 2,0$	$\ln M = 3,89 - 0,90 \ln \rho$	0,85	0,46	± 20
	38	$< 2,0$	$\ln M = 15 - 5 \ln \rho$	0,79	0,41	± 24
Суглинки средние до тяжелых (Украина); 50—70%	28	$> 2,0$	$\ln M = 3,89 - 0,90 \ln \rho$	0,80	0,46	± 25
	19	$< 2,0$	$\ln M = 13,5 - 5 \ln \rho$	0,92	0,51	± 15
Суглинки средние до тяжелых (Калмыкия); 50—70%	22	$> 2,0$	$\ln M = 3,89 - 0,90 \ln \rho$	0,84	0,49	± 15
	25	$< 2,0$	$\ln M = 13,2 - 5 \ln \rho$	0,75	0,47	± 12

Примечание. Глинистость — содержание частиц размером менее 0,01 мм в % от веса образца.

грунтовых вод в рыхлых песчано-глинистых разрезах в интервале глубин 0—100 м. Знание степени глинистости водовмещающих пород позволит провести интерполяцию между имеющимися палетками.

Степень засоленности пород зоны аэрации оказывает существенное влияние на удельное сопротивление пород. Однако получение уверенных корреляционных зависимостей между этими параметрами связано со значительными трудностями, в первую очередь из-за влияния влажности пород. При этом методика построения корреляционных зависимостей существенно отличается для различных районов. Например, для Чуйской впадины и Днепропетровской области характерно присутствие в разрезе зоны аэрации горизонтов, резко различающихся по степени засоленности пород, которые четко выделяются на кривых ρ_k и находят отражение в результатах количественной интерпретации. Построение корреляционной зависимости в этом случае осуществляется путем сопоставления общей засоленности пород выделяемого горизонта с соответствующей величиной удельного сопротивления, полученной в результате количественной интерпретации кривых ρ_k . При этом породы классифицируются по литологическому составу и влажности. Так, при работах в долине р. Чу были изучены раздельно зависимости $\rho = f(C)$, где C — степень засоленности пород, для следующих категорий пород: 1) влажные суглинки (влажность более 10%); 2) сухие суглинки (влажность менее 10%); 3) суглинки без учета влажности; 4) влаж-

Таблица 12

Общая засоленность C и удельное сопротивление ρ пород зоны аэрации (Киргизия, Украина)

Порода	n	Уравнение регрессии	r	Достоверный коэффициент корреляции	Доверительный интервал для r , % от C
Ч у й с к а я в п а д и н а (Киргизия)					
Суглинки влажные	69	$\ln C = 1,64 - 0,88 \ln \rho$	-0,58	-0,33	+15
сухие	37	$\ln C = 1,84 - 0,77 \ln \rho$	-0,39	-0,41	+16
без учета влажности	106	$\ln C = 1,64 - 0,79 \ln \rho$	-0,30	-0,27	+18,5
Супеси влажные	33	$\ln C = 1,61 - 0,79 \ln \rho$	-0,44	-0,43	+12
сухие	31	$\ln C = 2,48 - 0,92 \ln \rho$	-0,33	-0,44	+19
без учета влажности	64	$\ln C = 2,01 - 0,85 \ln \rho$	-0,28	-0,33	+17
П р и д н е п р о в с к а я н и з м е н н о с т ь (Украина)					
Суглинки сухие	44	$\ln C = 0,79 - 0,83 \ln \rho$	0,35	0,39	+12
влажные	36	$\ln C = 0,56 - 0,87 \ln \rho$	0,51	0,42	+8
без учета влажности	80	$\ln C = 0,64 - 0,85 \ln \rho$	0,35	0,30	+18

ные супеси (влажность более 10%); 5) сухие супеси (влажность менее 10%); 6) супеси без учета влажности.

При этом предполагалось, что влажность в пределах указанных градаций остается постоянной, что конечно снижало точность определения. Результаты статистической обработки этих данных приведены в табл. 12. В той же таблице даны уравнения связи $\rho = f(C)$, полученные в результате исследований в Приднепровской низменности.

Несколько иная методика построения корреляционных зависимостей применяется в тех случаях, когда степень засоленности пород зоны аэрации плавно изменяется с глубиной (либо увеличивается, либо уменьшается), в результате чего создается градиентная среда и кривые ρ_k отражают плавное изменение засоленности пород. В этом случае необходимо сопоставление удельного сопротивления выделяемого горизонта со средневзвешенной величиной засоленности пород по данному интервалу изменения засоленности пород — увеличения или уменьшения. Средневзвешенная величина засоленности пород определяется по формуле

$$C = \frac{C_1 h_1 + C_2 h_2 + \dots + C_n h_n}{H},$$

где C_1, \dots, C_n — засоленность пород на отдельных интервалах глубин; h_1, \dots, h_n — мощность этих интервалов; $H = h_1 + h_2 + \dots + h_n$ — суммарная мощность слоя.

В результате подобного анализа были, например, изучены корреляционные зависимости между удельным сопротивлением и засоленностью пород для района работ в Калмыкии (табл. 13).

Т а б л и ц а 13

Общая засоленность C и удельное сопротивление ρ пород
зоны аэрации (Калмыкия)

Порода	n	Уравнение регрессии	r	Достоверный коэффициент корреляции	Доверительный интервал для r, % от C
Суглинки сухие влажные без учета влажности	27	$\ln C = 1,36 - 0,8 \ln \rho$	-0,72	-0,46	± 7
	23	$\ln C = 1,25 - 0,96 \ln \rho$	-0,82	-0,49	± 6
	50	$\ln C = 1,09 - 0,78 \ln \rho$	-0,70	-0,37	± 10

Все приведенные примеры свидетельствуют о следующем:

1) теснота корреляционной связи $\rho = f(C)$ и точность определения степени засоленности пород увеличиваются с ростом влажности;

2) неучет влажности и литологического состава пород приводит к увеличению ошибки определения засоленности пород при помощи эмпирических зависимостей;

3) удельное электрическое сопротивление при одинаковой степени засоленности и влажности пород определяется их литологическим составом;

4) определяющее влияние влажности и литологического состава пород на параметры ВП не позволяет получить удовлетворительную зависимость между этими параметрами и засоленностью пород.

Влияние литологического состава пород на геофизические параметры. В данной работе рассматриваются лишь песчано-глинистые разрезы, когда литологический состав определяется в основном степенью глинистости или дисперсностью пород. При этом литологическое расчленение разреза оказывается едва ли не наиболее сложной задачей, а методика геологической интерпретации электроразведочных данных отличается для различных геолого-гидрогеологических условий. Можно провести следующую простейшую типизацию этих условий, определяющих возмож-

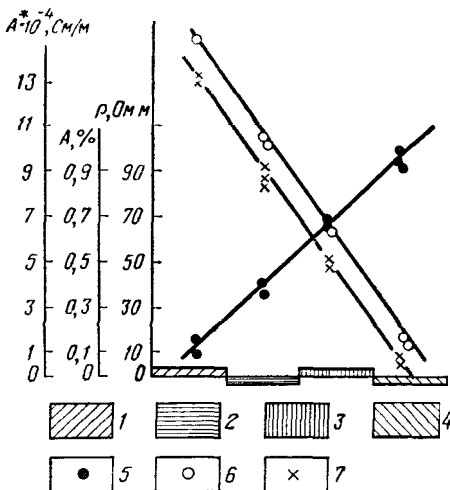


Рис. 16. Зависимость параметров ρ , A и A^* от литологического состава пород водоупорного горизонта киевского яруса.

1 — глины; 2 — глины мергелистые; 3 — глинистые мергели; 4 — мергели; графики: 5 — ρ , 6 — A^* , 7 — A

ности применения тех или иных электроразведочных методов при литологическом расчленении песчано-глинистых разрезов.

Наиболее простым является случай, когда присутствует выдержанный по площади горизонт, представленный породами, резко отличающимися по литологическому составу от пород подстилающего горизонта. Примером может служить водоупорный горизонт киевского яруса в Днепропетровской области, сложенный мергелями и глинами и залегающий среди песков. Сопоставление результатов количественной интерпретации кривых ВЭЗ ВП с разрезами небольшого числа скважин позволяет в данном случае получить уверенную зависимость между геофизическими параметрами и литологическим составом пород (рис. 16), которая может явиться основой дальнейшей геолого-гидрогеологической интерпретации результатов площадных геофизических работ.

Более сложен случай, когда при выдержанности стратиграфи-

ческих горизонтов их литологический состав меняется по площади. В таких условиях наиболее удовлетворительные результаты получаются при построении корреляционных зависимостей между геофизическими параметрами и степенью глинистости пород. В зависимости от степени водонасыщенности пород, минерализации грунтовых вод и степени засоленности пород зоны аэрации методика литологического расчленения разреза по результатам интерпретации данных геофизических методов различна.

В условиях влажных или полностью водонасыщенных пород при минерализации грунтовых вод менее 1,0—1,5 г/л и отсутствии засоленности пород зоны аэрации приближенная количественная оценка степени глинистости пород может быть выполнена при помощи зависимости $^1 \rho = f(G)$.

Применение параметров метода ВП позволяет получить более надежные данные, при этом точность определения степени глинистости пород повышается, если использовать параметры A^* (табл. 14).

Таблица 14

Глинистость G и величины параметров A , A^* для различных пород

Порода	n	Уравнение регрессии	r	Достоверный коэффициент корреляции	Доверительный интервал для r , % от G
Глинистая	15	$\ln G = 2,48 - 0,59 \ln A^*$	0,88	0,55	± 9
Пылевато-глинистая	17	$\ln G = 3,04 + 0,55 \ln A^*$	0,82	0,52	± 9
То же	17	$\ln G = 3,04 + 0,50 \ln A$	0,47	0,52	± 12

В случае полностью водонасыщенных пород с пестрой минерализацией насыщающих их вод или влажных пород с изменчивой степенью общей засоленности пород использование удельного сопротивления с целью литологического расчленения разреза оказывается совершенно неприемлемым из-за определяющего влияния на величину ρ минерализации внутриводных вод. Единственными параметрами, позволяющими проводить литологическое расчленение, остаются параметры A и A^* .

Анализ многочисленных экспериментальных данных показывает, что в условиях пестрой минерализации грунтовых вод при удельном электрическом сопротивлении менее 10 Ом·м наиболее целесообразно использовать корреляционные зависимости типа $A = f(G)$, а при более высоких значениях ρ — типа $A^* = f(G)$. Объясняется это тем, что в низкоомных породах небольшие флюк-

¹ Здесь и ниже, кроме случаев особо оговоренных, под глинистостью G понимается процентное содержание в породе частиц диаметром менее 0,01 мм.

туации в минерализации поровых растворов и в литологическом составе не ведут к существенным изменениям их удельного сопротивления, вследствие чего на поляризуемость и соответственно параметр A оказывают влияние главным образом лишь изменения

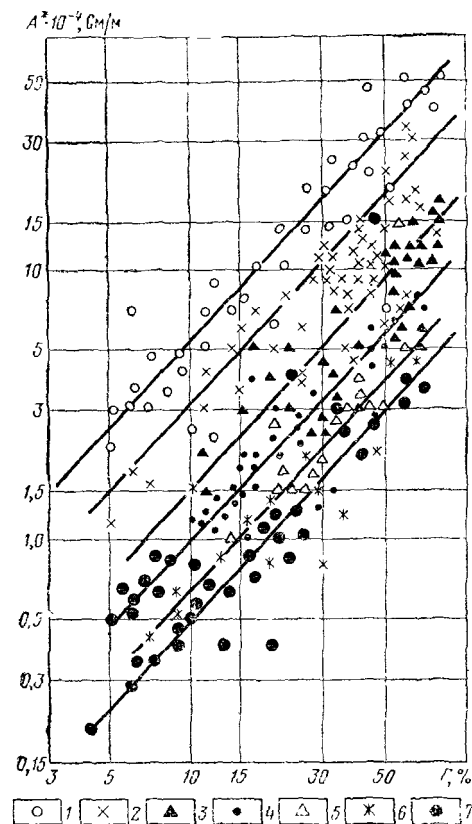


Рис. 17. Зависимость параметра A^* от степени глинистости пород C .

Удельное сопротивление: 1 — менее 5 Ом·м, 2 — 5 ÷ 10 Ом·м, 3 — 10 ÷ 15 Ом·м, 4 — 15 ÷ 20 Ом·м, 5 — 20 ÷ 30 Ом·м, 6 — 30 ÷ 40 Ом·м, 7 — более 40 Ом·м

в литологическом составе пород. В то же время при вычислениях A^* даже незначительные колебания в значениях удельных сопротивлений при небольших абсолютных значениях ведут к резким изменениям относительного комплексного параметра. Это согласуется с расчетами, приведенными выше, поскольку на практике удельная электроемкость и коэффициент κ , входящие в выражение (23) для постоянной времени τ , нам неизвестны и, следовательно, не могут быть учтены при вычислениях A^* . Сказанное подтверждается экспериментальными данными, свидетельствующими о том, что в условиях низкоомных разрезов эмпирические зависимости $A^* = f(\Gamma)$ характеризуются более низкими коэффициентами корреляции, нежели зависимости $A = f(\Gamma)$.

Наоборот, в условиях более высокоомных разрезов, где малейшие изменения минерализации поровых растворов и других факторов ведут к существенным изменениям удельного сопротивления пород, корреляция A^* с литологическим составом оказывается более сильной, чем для $A = f(\Gamma)$.

В качестве примера сопоставим зависимости $A = f(\Gamma)$ и $A^* = f(\Gamma)$, полученные при исследованиях водонасыщенных пород Сарпинской низменности, удельное электрическое сопротивление которых колебалось от 2 до 10 Ом·м: уравнение регрессии $\ln \Gamma = 5,43 + 1,2 \ln A$, коэффициент корреляции 0,92, доверительный интервал 3σ , $\pm 9\%$ Γ ; уравнение регрессии $\ln \Gamma = 2,08 +$

+ 0,53 $\ln A^*$, коэффициент корреляции 0,74, доверительный интервал $3\sigma_r = 12\% \Gamma$.

Однако в общем случае литологическое расчленение разрезов наиболее целесообразно проводить, используя параметр A^* , стремясь при этом достаточно подробно расчленять интервалы по электрическому сопротивлению. На рис. 17 изображены графики зависимостей $A^* = f(\Gamma)$, полученные в различных районах страны при выполнении съемочных работ. С целью исключения влияния удельного сопротивления на параметр A^* исходные данные предварительно разбили на следующие интервалы: менее 5; 5—10; 10—15; 15—20; 20—30; 30—40 и более 40 Ом·м. В этом случае полученные уравнения регрессии характеризуются высокой степенью корреляции и могут быть использованы при геолого-гидрогеологической интерпретации результатов наблюдений методом ВП. Положительным фактором применения параметра A^* для литологического расчленения разрезов является также стабильность его абсолютных значений для различных геолого-ландшафтных районов, что позволяет надеяться на возможность использования полученных корреляционных связей в других районах страны. Результаты статистической обработки соответствующих данных приведены в табл. 15.

Т а б л и ц а 15

Глинистость Γ , удельное сопротивление ρ и величины параметра A^*
для различных пород

Удельное сопротивле- ние пород, Ом·м	n	Уравнение регрессии	r	Досто- верный коэффи- циент корреля- ции	Довери- тельный интервал для r , % от Γ
< 5	18	$\ln \Gamma = 0,79 + 0,93 \ln A^*$	0,74	0,72	± 12
5—10	24	$\ln \Gamma = 1,22 + 0,97 \ln A^*$	0,79	0,68	± 15
10—15	30	$\ln \Gamma = 1,95 + 0,94 \ln A^*$	0,72	0,62	± 12
15—20	32	$\ln \Gamma = 2,3 + 0,90 \ln A^*$	0,74	0,62	± 13
20—30	28	$\ln \Gamma = 2,7 + 0,88 \ln A^*$	0,79	0,67	± 10
30—40	34	$\ln \Gamma = 3,0 + 0,94 \ln A^*$	0,74	0,60	± 9
> 40	30	$\ln \Gamma = 3,1 + 0,94 \ln A^*$	0,80	0,62	± 10

Корреляция электрических параметров с процентным содержанием глинистых и пылеватых частиц (диаметром менее 0,01 мм) является наиболее простым способом, позволяющим в дальнейшем вести геолого-гидрогеологическую интерпретацию результатов наблюдений. Большой интерес представляет получение корреляционных зависимостей между параметрами ρ и A^* с одной стороны и показателями гранулометрического состава связанных грунтов (включая супесь) — числом пластичности $П$, содержанием пылеватых частиц, содержанием песчаных частиц, с другой. Результаты статистической обработки соответствующих данных приведены

Таблица 16

Показатели гранулометрического состава (число пластичности Π , глинистости Γ) и величина параметра A^* для пород Саратовского Заволжья

n	Уравнение регрессии	r	Досто- верный коэффи- циент корреля- ции	Довери- тельный интервал для r , % от Γ
25	$\ln \Pi = 1,87 + 0,96 \ln A^*$	0,80	0,45	± 8
35	$\ln \Gamma_1 = 3,1 + 0,65 \ln A^*$	0,59	0,39	± 12
46	$\ln \Gamma_2 = 3,9 - 0,84 \ln A^*$	-0,75	0,32	$\pm 8,5$
38	$\ln \Gamma_3 = 2,5 + 0,68 \ln A^*$	+0,78	0,38	± 10
35	$\ln \Gamma_4 = 3,1 + 0,6 \ln A^*$	0,89	0,38	± 6
45	$\ln \Gamma_5 = 9,76 - 2,3 \ln A^*$	-0,44	-0,32	± 9

Примечание. Процентное содержание частиц размером: Γ_1 —0,005—0,05 мм, Γ_2 —0,05—2, мм, Γ_3 —менее 0,05, Γ_4 —менее 0,01 мм, Γ_5 —менее 0,005 мм.

в табл. 16 (по материалам исследований на площадях Волковской оросительной системы в Заволжье).

В результате составления этих зависимостей оказалось возможным по данным интерпретации кривых ВП выделять в районе следующие литологические разности пород (табл. 17).

Таблица 17

Интерпретационная таблица для литологического расчленения разреза

Порода	Фракция			Π	$A^* \cdot 10^{-4}$, См/м	ρ , Ом·м
	глина ($< 0,005$ мм), %	пыль ($0,005 - 0,05$ мм)	песок ($0,05 - 2,0$ мм)			
Глина	30—60	Содержится: Меньше, чем глины Больше, чем глины		17—25	> 4	< 9
Суглин- ки тя- желые	20—30	Меньше, чем песка	Меньше, чем пыли	13—17	2,5—4	9—15
Суглин- ки сред- ние	15—20	Больше, чем песка	Меньше, чем пыли	10—13	1,5—2,5	12—22
Суглин- ки легкие	10—15	Меньше, чем песка	Больше, чем пыли	7—10	0,3—1,5	17—35
Супесь	6—10	Меньше, чем песка	Больше, чем пыли	4—7	0,3—0,9	25—40

Следовательно, в тех случаях, когда результаты опробования позволяют составить зависимость геофизических параметров от процентного содержания отдельных фракций в породе, точность

и однозначность дальнейшей геолого-гидрогеологической интерпретации по результатам геофизических работ существенно повышается.

Влияние фильтрационных свойств водонасыщенных пород и пород зоны аэрации на геофизические параметры. Изучение зависимости между геофизическими параметрами и фильтрационными свойствами горных пород является важной задачей при проведении съемок с целью мелиорации.

Коэффициент фильтрации как динамическая характеристика пласта не может быть непосредственно определен по какому-либо геофизическому параметру. Однако определив влияние таких показателей пород, как пористость, степень глинистости и удельная поверхность, можно получить уверенные корреляционные зависимости между параметрами ВП и коэффициентом фильтрации пород. Соответствующие корреляционные зависимости, представленные на рис. 18, получены в результате статистической обработки данных параметрических полевых исследований в различных районах страны. Водоносный горизонт повсеместно представлен песками, глубина залегания его кровли колеблется в различных районах от 20 до 40 м.

Как следует из графиков на рис. 18, параметр A^* уменьшается с увеличением коэффициента фильтрации пород, что хорошо согласуется с результатами лабораторных экспериментов. Зависимости в первом приближении располагаются параллельно друг другу; смещение их вверх вызвано уменьшением удельного электрического сопротивления пород.

Результаты статистической обработки этих данных приведены в табл. 18.

Таблица 18

Коэффициент фильтрации k_f и параметр A^* для
водонасыщенных пород

Район работ	n	Уравнение регрессии	r	Достоверный коэффициент корреляции	Доверительный интервал для r, % от k_f
Сарпинская низменность ($\rho = 2 \div 6 \text{ Ом} \cdot \text{м}$)	26	$\ln k_f = 5,98 - 2,3 \ln A^*$	0,72	0,80	± 12
Днепропетровская область ($\rho = 20 \div 30 \text{ Ом} \cdot \text{м}$)	20	$\ln k_f = 2,99 - 2,3 \ln A^*$	0,84	0,62	± 9
Саратовское За-вожье ($\rho = 20 \div 60 \text{ Ом} \cdot \text{м}$)	22	$\ln k_f = 1,94 - 2,3 \ln A^*$	0,78	0,62	± 11
Чуйская долина ($\rho = 25 \div 45 \text{ Ом} \cdot \text{м}$)	43	$\ln k_f = 1,70 - 2,45 \ln A^*$	0,84	0,41	± 16

Как и следовало ожидать, наименьший коэффициент корреляции наблюдается при малом удельном сопротивлении пород.

Помимо данных откачек из скважин в некоторых случаях (например, в Чуйской впадине) в качестве опорных использова-

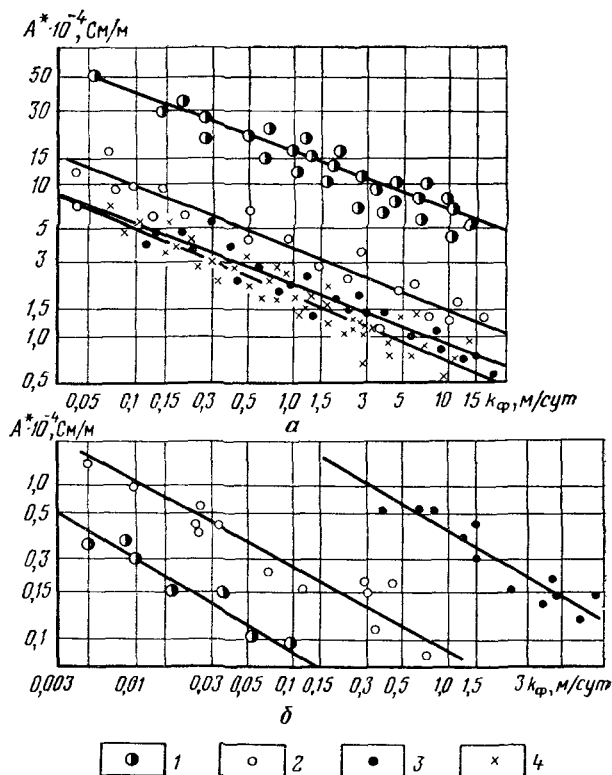


Рис. 18. Зависимость параметра A^* от коэффициента фильтрации k_f :

a — водонасыщенные породы; 1 — $\rho = 2 \div 6$ Ом·м, 2 — $\rho = 20 \div 30$ Ом·м, 3 — $\rho = 20 \div 60$ Ом·м, 4 — $\rho = 25 \div 45$ Ом·м (в шурфах); 6 — породы зоны аэрации: 1 — суглинки (верхний горизонт 0—1 м), 2 — суглинки (горизонт 1—5 м), 3 — пески (горизонт 1—5 м)

лись данные откачек из шурфов, когда глубина до воды составляла в среднем 2—3 м.

Зависимость относительной величины комплексного параметра от коэффициента фильтрации пород зоны аэрации в настоящее время изучена недостаточно. На рис. 18, б приведены графики зависимости $A^* = \hat{f}(k_f)$, полученные в результате сопоставления данных количественной интерпретации кривых ВЭЗ ВП с данными наливов в шурфы для Саратовского Заволжья. Наливы

были проведены в интервалах глубин 0,5—1,0 и 2—3 м. Разрез здесь представлен супесями, различными суглинками и песками.

Из приведенных графиков следует, что зависимости четко разделяются для суглинков и песков, а также для суглинков, насыщенных и не насыщенных водой. Последнее, по-видимому, объясняется различием в макро- и микроструктуре пород и наличием значительного числа известковых включений в самой верхней части разреза. Внутри выделенных интервалов глубин и литологических разностей связь достаточно определенная.

Таблица 19

Уравнения множественной корреляции между параметрами ВП и водно-физическими свойствами пород

Тип связи	n	Уравнение регрессии	r	σ	Закон распределения
$M=f(\rho, A^*, \Gamma)$	136	$\ln(M+1,7)=4,46 - 0,04\rho - 0,066A^* - 0,01\Gamma + 0,001\rho^2 + 0,001A^{*2} + 0,00004\Gamma^2 - 0,95 \ln \rho + 0,32 \ln(A^*+1,5)$	0,971	0,0072	M-нормальный, ρ-нормальный, A*-нормальный, Γ-нормальный
$M=f(\rho, A^*)$	136	$\ln(M+1,7)=3,76 - 0,23\rho - 0,013A^* + 0,004\rho^2$	0,908	0,021	
$M=f(\rho, \Gamma)$	70	$\ln(M+1,7)=3,63 - 0,14\rho - 0,013\Gamma + 0,016\rho^2$	0,904	0,015	
$M=f(\rho)$	136	$\ln(M+1,7)=2,94 - 0,12\rho + 0,0016\rho^2$	0,836	0,025	Γ-нормальный, ρ-нормальный, A-нормальный, A*-нормальный
$\Gamma=f(\rho, A, A^*)$	201	$\ln \Gamma = -21,95 - 0,03\rho - 14,1A - 0,024A^* + 1,38A^2 + 0,78 \ln \rho + 33,1 \ln(A+1,93) + 0,69 \ln(A^*+1,85)$	0,848	0,020	
$\Gamma=f(\rho, A)$	201	$\ln \Gamma = 2,34 + 0,04\rho + 2,1A - 0,6A^2$	0,800	0,025	
$\Gamma=f(A, A^*)$	201	$\ln \Gamma = -6,5 - 3,7A + 0,009A^* + 13,01 \ln(A+1,93)$	0,780	0,027	k _φ -логнормальный, A*-логнормальный, A-нормальный, ρ-логнормальный
$k_\phi=f(\rho, A, A^*)$	40	$\ln(k_\phi+1,98)=4,09 + 0,12A^* - 0,78A - 1,83 \ln(A^*+1,5) + 2,03 \ln(A+1,8) - 0,38 \ln \rho$	0,801	0,06	
$k_\phi=f(A^*, \rho)$	40	$\ln(k_\phi+1,98)=4,63 + 0,029A^* - 1,24 \ln(A^*+1,5) - 0,32 \ln \rho$	0,79	0,06	
$k_\phi=f(A^*, A)$	40	$\ln(k_\phi+1,98)=3,69 + 0,1A^* - 1,32A - 1,31 \ln(A^*+1,5)$	0,76	0,07	
$k_\phi=f(A^*)$	40	$\ln(k_\phi+1,98)=2,93 - 0,73 \ln(A^*+1,5)$	0,72	0,08	

Таковы эмпирические корреляционные зависимости, которые используются при геолого-гидрогеологической интерпретации результатов электроразведочных работ. Вместе с тем необходимо отметить следующее. Несмотря на то, что в каждом отдельном случае мы имеем возможность использовать парную корреляцию, взаимосвязь между геофизическими параметрами и литологическим составом и водно-физическими свойствами пород носит многомерный характер и требует применения множественной корреляции [37, 38]. В табл. 19 приведен ряд уравнений такого рода, характеризующих взаимосвязь электрических параметров с минерализацией грунтовых вод, степенью глинистости пород и с коэффициентами фильтрации водонасыщенных песков. Уравнения составлены по данным статистической обработки материалов полевых исследований, выполненных в различных по геолого-гидрогеологическим условиям районах.

Применение множественной корреляции способствует повышению объективности и надежности изучаемых эмпирических связей, а следовательно, и выполняемой при их помощи геолого-гидрогеологической интерпретации. Анализ результатов свидетельствует о том, что величина ρ является крайне устойчивым параметром, характеризующим минерализацию подземных вод и степень засоленности пород зоны аэрации; параметры же A и A^* определяются в основном степенью глинистости пород. Данное обстоятельство позволяет применять корреляционные зависимости при обработке материалов геофизических исследований, выполненных в различных районах с песчано-глинистым типом разрезов.

4. ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ КОМПЛЕКСНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В данном разделе изложены некоторые приемы геолого-гидро-геологической интерпретации результатов геофизических исследований, так как они являются одним из существенных элементов предлагаемой методики работ. При этом рассмотрены приемы как качественной, так и количественной интерпретации с использованием эмпирических корреляционных зависимостей между геофизическими параметрами и водно-физическими свойствами пород.

ПЕРВИЧНАЯ ОБРАБОТКА РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ

Метод вызванной поляризации. Основным первичным (полевым) материалом в методе ВП является осциллограмма (фотолента). На фотоленте должно быть отражено положение компенсационных нулей каналов ВП и ПР перед началом замера, величина $\Delta U_{\text{пр}}$ и кривая спада разности потенциалов $\Delta U_{\text{ВП}}$. Дополнительно в процессе производства измерений должна быть получена либо кривая ρ_k (ВЭЗ ВП), либо значение ρ_k на определенном разное (электропрофилирование). Обработка фотолент заключается в вычислении $\Delta U_{\text{ВП}}$ для различных моментов спада потенциалов ВП и уточнении значения $\Delta U_{\text{пр}}$. По этим данным определяют различные параметры вызванной поляризации.

Обработка фотоленты начинается с временной разбивки интервала записи спада $\Delta U_{\text{ВП}}$. За нулевое время принимают момент выключения поляризующего тока, который определяют по каналу ПР. Начиная с этого момента, на фотоленте отмечаются каждые 0,5 с до конца записи спада $\Delta U_{\text{ВП}}$. После выполнения этой операции приступают к вычислению величин $\Delta U_{\text{ВП}}$ на различные моменты спада. Нулевой линией отсчета при этом является положение компенсационного нуля канала ВП перед записью; произвольная корректировка линии недопустима.

Прежде всего находят коэффициент поляризуемости η_k . Коэффициент поляризуемости вычисляют по формуле (11) на момент времени $t = 1$ с после выключения тока в цепи АВ. Точность расчета коэффициента поляризуемости определяется точностью вычисления величин $\Delta U_{\text{ВП}}$ и $\Delta U_{\text{пр}}$.

Применяемая аппаратура позволяет определять величину $\Delta U_{\text{пр}}$ с ошибкой, не превышающей 5%. Ошибка вычисления $\Delta U_{\text{ВП}}$

зависит от амплитуды $\Delta U_{\text{ВП}}$ и постоянства компенсационного нуля линии MN . Амплитуда записи $\Delta U_{\text{ВП}}$ должна быть такой, чтобы ошибки ее графического определения в минимальной мере сказались на результатах вычислений. Если при графическом определении амплитуды записи $\Delta U_{\text{ВП}}$ допускается абсолютная ошибка $\pm 0,5$ мм, то амплитуда записи $\Delta U_{\text{ВП}}$ не должна быть меньше 30 мм. В этом случае относительная ошибка графических вычислений не превысит $\pm 2\%$.

Сползание компенсационного нуля линии MN в процессе измерений — самый существенный источник погрешностей при вычислении $\Delta U_{\text{ВП}}$. Для того чтобы относительная ошибка определения $\Delta U_{\text{ВП}}$ за счет этого не превысила $\pm 5\%$, сдвиг нуля по абсолютной величине не должен превышать $\pm 5\%$ измеряемой разности потенциалов вызванной поляризации.

При соблюдении указанных условий измерений возможно вычисление коэффициента поляризуемости с погрешностью не более $\pm 10\%$, что соответствует требованиям действующей инструкции.

Следующим параметром ВП, подлежащим вычислению, является комплексный параметр A_k , который находят по формуле (13). Ошибка вычисления A_k зависит лишь от точности определения $\Delta U_{\text{ВП}}(t)$ при $t = 1$ с, $\Delta U_{\text{ВП}}(t)$ при $t = 11$ с и $\Delta U_{\text{пр}}$ и при амплитуде записи $\Delta U_{\text{ВП}}(t)$ при $t = 1$ с более 100 мм не превышает 5% .

Используя значения ρ_k и A_k , для каждого разности питающих электродов вычисляют относительную величину комплексного параметра на каждом разnose $A_k^* = A_k / \rho_k \cdot 100$ См/м, где величина A_k берется в процентах.

В настоящее время неясен окончательно вопрос о целесообразности использования постоянной времени τ спада потенциала ВП. Но так как этот параметр в отдельных случаях может иметь информационное значение, целесообразно описать наиболее точные способы его определения [35, 45].

1. На кривой спада $\Delta U_{\text{ВП}}(t)$ выбирают три равноотстоящих друг от друга во времени значения, например $\Delta U_{\text{ВП}}(t_1)$ при $t_1 = 1$ с, $\Delta U_{\text{ВП}}(t_2)$ при $t_2 = 6$ с и $\Delta U_{\text{ВП}}(t_3)$ при $t_3 = 11$ с. В соответствии с принятым нами экспоненциальным законом спада эти значения должны удовлетворять равенствам

$$\Delta U_{\text{ВП}}(t_2) = \Delta U_{\text{ВП}}(t_1) e^{-\Delta t / \tau},$$

$$\Delta U_{\text{ВП}}(t_3) = \Delta U_{\text{ВП}}(t_2) e^{-\Delta t / \tau},$$

где $\Delta t = t_2 - t_1 = t_3 - t_2$ по условию.

Логарифмируя разность этих уравнений, найдем постоянную времени

$$\tau = \Delta t \left(\ln \frac{\Delta U_{\text{ВП}}(t_1) - \Delta U_{\text{ВП}}(t_2)}{\Delta U_{\text{ВП}}(t_2) - \Delta U_{\text{ВП}}(t_3)} \right)^{-1}. \quad (36)$$

При использовании описанного способа смещение компенсационного нуля не сказывается на результате определения постоянной времени спада. Однако точность расчета τ по формуле (36) сильно зависит от ошибок измерения отдельных величин $\Delta U_{\text{ВП}}(t)$, уменьшаясь с увеличением интервала времени Δt снятия величин $\Delta U_{\text{ВП}}(t)$ с фотоленты. Поэтому для получения значений τ с точностью, удовлетворяющей требованиям выполнения работ, необходимо, чтобы амплитуда записи $\Delta U_{\text{ВП}}(t)$ была не менее 100 мм.

2. Более трудоемкий, но зато более точный, значительно меньше зависящий от ошибок в определении отдельных амплитуд $\Delta U_{\text{ВП}}(t)$ — способ расчета τ по площади. В этом случае кривую записи спада $\Delta U_{\text{ВП}}(t)$, как и выше, разбивают на два участка, заключенных, например, между $t_1 = 1$ с, $t_m = 6$ с и между $t_m = 6$ с и $t_n = 11$ с; для каждого участка находят площади S_1 и S_2 , заключенные между осью абсцисс и соответствующим отрезком кривой спада $\Delta U_{\text{ВП}}$. Среднюю постоянную времени спада τ определяют по формуле

$$\tau = \frac{y_1 - 2y_m - y_n}{S_1 - S_2}. \quad (37)$$

Площади S_1 и S_2 находят любым из известных способов, например, как сумму площадей отдельных трапеций:

$$S_1 = \left(\frac{y_1}{2} + y_2 + \dots + y_{m-1} + \frac{y_m}{2} \right) \Delta t;$$

$$S_2 = \left(\frac{y_m}{2} + y_{m+1} + \dots + y_{n-1} + \frac{y_n}{2} \right) \Delta t,$$

где y_1, y_2, \dots, y_n — амплитуда записи $\Delta U_{\text{ВП}}$ для времен спада $1, 2, \dots, n$, а $\Delta t = t_2 - t_1 = t_3 - t_2 \dots$

По результатам обработки и вычислений строят кривые ВЭЗ ВП ($\eta_k, \rho_k, A_k, A_k^*, \tau_k$) в зависимости от $AB/2$ либо соответствующие графики электропрофилирования.

Целесообразность использования того или иного параметра в различных гидрогеологических условиях будет рассмотрена ниже.

С е й с м о р а з в е д к а. Первичную обработку сейсмограмм (заполнение паспорта, маркировка лент, проверка правильности отметки момента) выполняют в соответствии с действующей инструкцией. Аналогично проводят и корреляцию волн. Построение годографов рекомендуется вести в масштабах: по оси расстояний — от 1 : 200 до 1 : 1000, по оси времен — от 1 см = 0,005 с до 1 см = 0,02 с. При этом более детальные масштабы выбирают при использовании более детальной расстановки сейсмоприемников (т. е. меньшей глубины до уровня грунтовых вод) [9].

Р а д и о в о л н о в о е п р о ф и л и р о в а н и е. Основным первичным полевым материалом при работах этим методом является диаграмма РВП, записанная на бумажной ленте. На диаг-

грамме должны быть отражены пометками номер профиля, дата, чувствительность, все пикеты (точки ВЭЗ, ВЭЗ ВП, сейсмозондирований, скважин, шурфов), расположенные вдоль профиля, границы смен растительности и почв, а также микро- и мезорельефа (по визуальным наблюдениям геоботаника), контрольные калибровки.

Обработку диаграмм (лент) РВП начинают со сверки пометок с записями в полевых журналах геоботаника. Затем проверяют расхождения в уровнях контрольных калибровочных отметок и проводят линию отсчетного нуля с учетом колебаний в уровне записи по калибровочным меткам. Дальнейшая обработка лент заключается в нанесении на них данных тарировок по почвогрунтам района и по величинам ρ_k . На этом, по сути дела, первичная обработка диаграмм РВП заканчивается.

КАЧЕСТВЕННАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Остановимся лишь на двух, по нашему мнению, наиболее эффективных приемах качественной интерпретации результатов электроразведочных работ, а именно, типизации кривых ВЭЗ ВП и ВЭЗ и построении карт кажущихся сопротивлений и комплексного параметра для отдельных разностей АВ.

В различных геолого-гидрогеологических и геоэлектрических условиях тип кривой ρ_k является носителем информации о разрезе [25]. Примером могут служить наши работы в существенно отличных по гидрогеологическим условиям районах — Саратовском Заволжье и Чуйской впадине.

Анализ кривых ρ_k на площади съемки в Саратовском Заволжье как по их типам (Н, К, А, Q), так и по соотношению кажущихся сопротивлений, а также сопоставление кривых ρ_k с разрезами скважин и результатами их каротажа позволили выделить семь типов кривых, соответствующих площадям распространения различных литолого-фациальных комплексов пород (рис.19).

Первый тип кривых ρ_k (KQ) характеризуется достаточно высокими значениями ρ_k в левой ветви кривой (более 30 Ом·м) и постоянством ρ_k на малых разностях (до $AB/2 = 15 \div 25$ м). Такой тип характерен для участков сравнительно неглубокого залегания песков (10—15 м), перекрытых легкими суглинками и супесями. Пески средне- и крупнозернистые, их мощность 40—50 м. Ниже залегает песчано-глинистая толща пород и глины. В геоморфологическом отношении рассматриваемый тип кривых соответствует второй надпойменной террасе р. Волга.

Второй тип кривых ρ_k (НКQ) является частным случаем первого. Отличительная черта разреза, соответствующего данному типу — наличие в верхней части средних суглинков и меньшая глубина залегания кровли песков (3—4 м).

Третий тип кривых (KQ) характеризуется резкой дифференцированностью по величине ρ_k (14—15 Ом·м в начальной и конечной частях кривой, 100—150 Ом·м в средней). Кривые характерны для участков, где пески выходят на поверхность земли; мощность их составляет 50—70 м; ниже залегает песчано-глинистая толща пород. Пески крупнозернистые, иногда с включениями

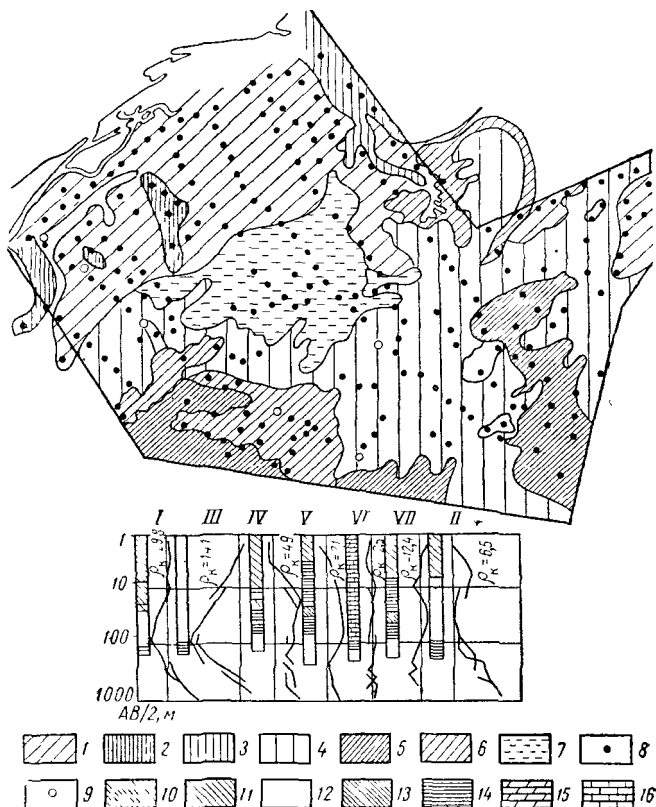


Рис. 19. Карта типов кривых ρ_k .

1—7 — площади распространения I—VII типов кривых ρ_k ; 8 — точки ВЭЗ; 9 — опорные скважины; 10 — супеси; 11 — легкие и средние суглинки; 12 — пески; 13 — тяжелые суглинки; 14 — глины; 15 — мергели; 16 — известняки

галки. Рассматриваемый тип кривых соответствует первой надпойменной террасе р. Волга.

Четвертый, пятый и шестой типы кривых ρ_k достаточно близки между собой. Они представлены кривыми вида НК и КНQ (шестой тип). Кажущееся электрическое сопротивление по кривой меняется от 20—30 до 10—15 Ом·м. Все они характерны для площадей глубокого залегания кровли песчаного горизонта (30—

50 м) на третьей — пятой надпойменных террасах р. Волга и на ее притоках.

Отличия рассматриваемых типов кривых связаны с различной степенью глинистости пород, составляющих верхнюю часть разреза. Если пятый тип кривых характерен для участков, где верхняя часть разреза сложена преимущественно тяжелыми суглинками и глинами, то кривые шестого типа приурочены к участкам, где преимущественное распространение в той же верхней части разреза имеют легкие и средние суглинки. Четвертый тип кривых можно считать промежуточным между пятым и шестым. Седьмой тип кривых ρ_k , характеризующийся весьма слабой дифференцированностью кривых (ρ_k — меняется от 20 до 25 Ом·м), соответствует площадям выхода на поверхность коренных пород мелового возраста, представленных мелом и мергелями.

Таким образом, построив карту типов кривых ρ_k , мы можем провести районирование площади съемки по литологофаціальным типам разрезов.

Совершенно иной подход к геолого-гидрогеологическому толкованию типов кривых ρ_k пришлось применить при выполнении работ в Чуйской впадине. Неглубокое залегание уровня грунтовых вод (2—3 м), аридный климат и действующая система орошения обусловили то, что на рассматриваемой территории величина ρ_k отражает лишь изменение степени засоленности пород зоны аэрации и минерализацию грунтовых вод. В связи с этим типизация кривых ρ_k (их начальной ветви) позволила выделить участки, различающиеся по условиям засоленности пород, минерализации вод и характеризующиеся различными направлениями гидрогеологических процессов, протекающих в зоне аэрации [44].

Анализ кривых на площади съемки дал возможность выделить четыре типа левых ветвей кривых ρ_k , отражающих геоэлектрические условия верхней части разреза.

Кривые типа А с начальным сопротивлением ρ_k меньше 5 Ом·м характерны для участков с неглубоким залеганием уровня грунтовых вод (до 2 м), меньшим его критической глубины. Соответственно минерализация вод высокая, интенсивно идет засоление пород зоны аэрации, и максимум засоленности приходится на поверхность. Орошение отсутствует (рис. 20, а). Для аналогичных гидрогеологических условий, но там, где происходит полив (орошение) либо небольшой интенсивности, либо непродолжительное время (1 год), тип кривых А трансформируется в тип Н с начальным сопротивлением $\rho_k = 5 \div 10$ Ом·м. Минимум сопротивления соответствует максимуму засоленности пород зоны аэрации. Начальное сопротивление определяется интенсивностью и длительностью орошения (рис. 20, б). Для участков длительного и интенсивного орошения характерны кривые типа А с начальным сопротивлением более 5 Ом·м. По величине ρ_k можно судить об интенсивности рассоления почв и грунтовых вод за счет полива (рис. 20, в). Представляет интерес анализ восходящей ветви кри-

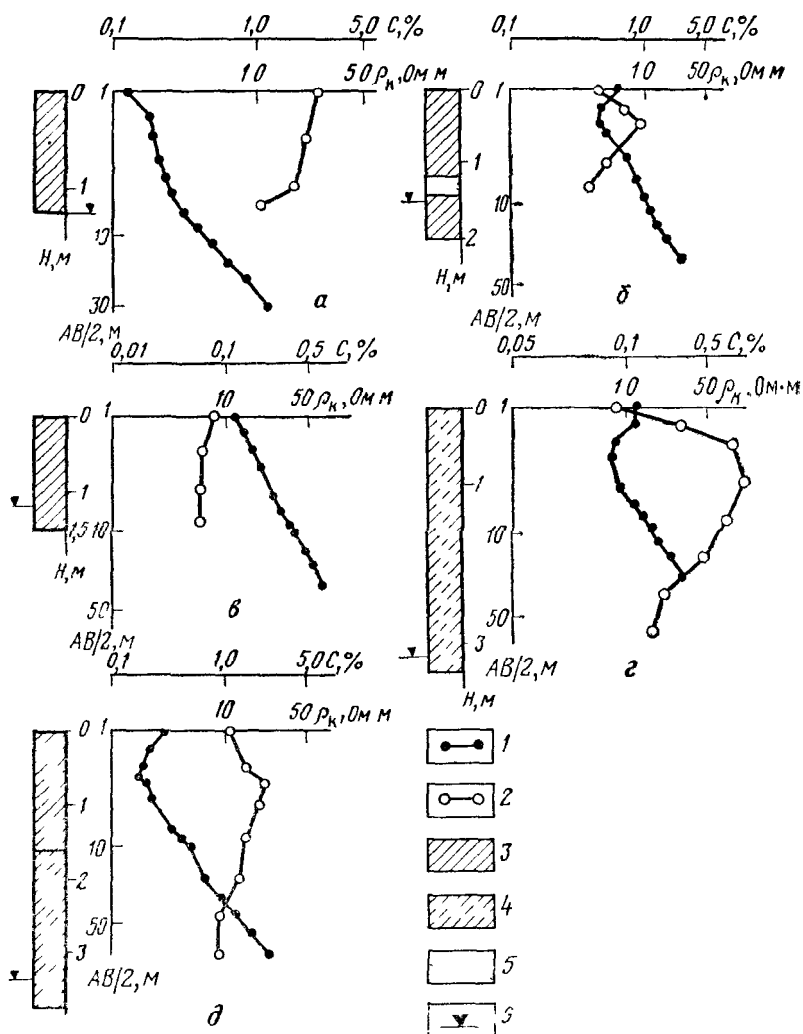


Рис. 20. Типы левых ветвей кривых ρ_k и эшпору засоленности пород зоны аэрации.

1 — кривая ρ_k ; 2 — эшпора засоленности; 3 — суглинки; 4 — супеси; 5 — пески, 6 — уровень грунтовых вод

вой А. Наклон ее меняется от 5—10 до 45° и в основном определяется интенсивностью опреснения грунтовых вод с глубиной. На участках с кривыми ρ_k , характеризующимися пологими восходящими ветвями, минерализация с глубиной уменьшается сравнительно медленно. Для площадей, где уровень грунтовых вод залегает на глубине больше критической (более 3 м), а орошение либо отсутствует, либо непродолжительно, характерен тип кривых Н.

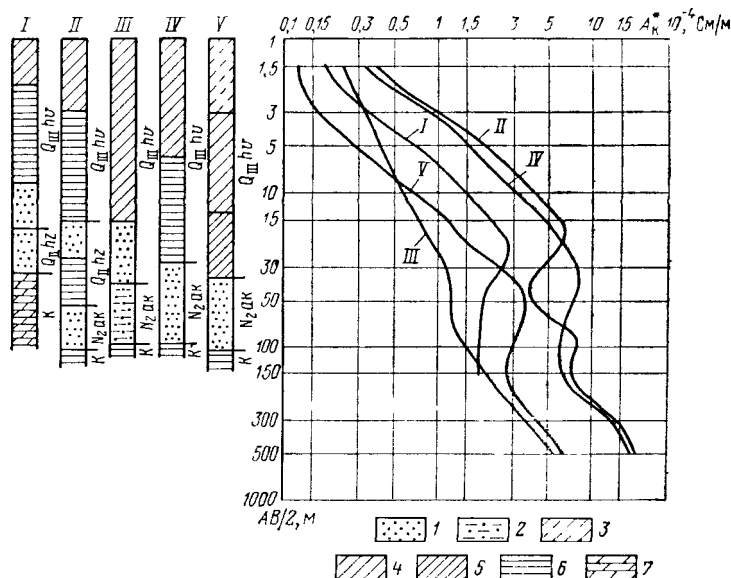


Рис. 21. Типовые разрезы и соответствующие им кривые A_k^* (Саратовское Заволжье).

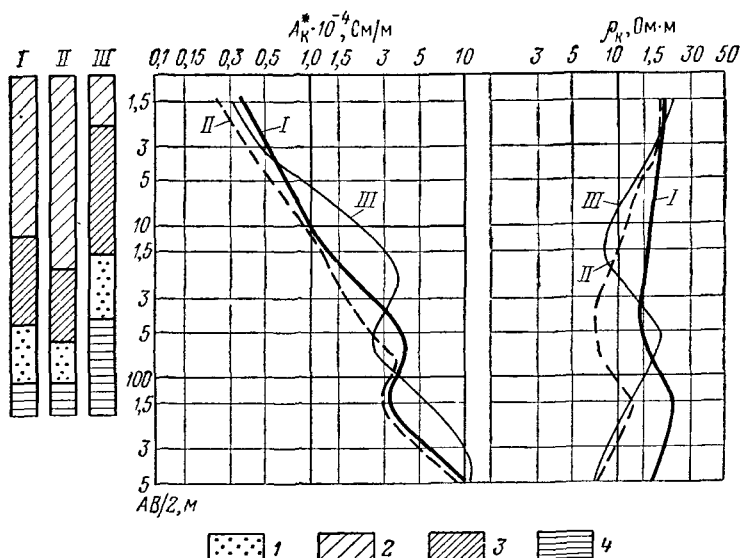
I—V — типовые разрезы и соответствующие им кривые A_k^* ; 1 — пески; 2 — глинистые пески; 3 — супеси; 4 — суглинки; 5 — суглинки тяжелые; 6 — глины; 7 — мергели; отложения: $Q_{III} hv$ — хвалынские, $Q_{II} hv$ — хазарские, N_{2ak} — акчагыльские, К — меловые

Минимум сопротивления соответствует горизонту максимально засоленных пород (рис. 20, г).

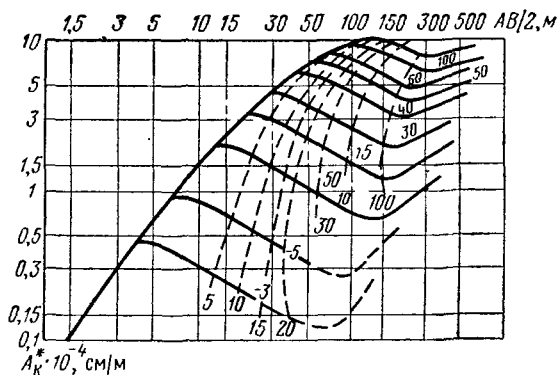
Начальное сопротивление определяется величиной инфильтрации атмосферных осадков и продолжительностью полива. На участке, где полив отсутствует и величина инфильтрации весьма ограничена (водораздельные участки, рис. 20, д) $\rho_{k \text{ нач}}$ менее 5 Ом·м.

Участки, к которым приурочены кривые типа Н с $\rho_{k \text{ нач}} = 5 \div 10$ Ом·м, соответствуют либо понижениям в рельефе, и характеризующимся, следовательно, повышенным питанием за счет атмосферных осадков, либо площадям сравнительно непродолжительного орошения.

Таким образом, путем качественного анализа данных электрозаведки ВЭЗ в ряде случаев можно определить направление



а



б

Рис. 22. Типовые кривые ρ_k и A_k^* для четырехслойного и трехслойного разрезов (Саратовское Заволжье).

а — четырехслойный разрез: I—III — типовые разрезы и соответствующие им кривые ВЭЗ ВП A_k^* и ρ_k , 1 — пески, 2 — легкие и средние суглинки, 3 — тяжелые суглинки, 4 — глины; б — трехслойный разрез: 1 — кривые A_k^* (шифр кривых — глубина до песков в м), 2 — линии равных мощностей горизонта песков в м

гидрогеологических процессов, протекающих в зоне аэрации, оценить эффективность полива с точки зрения рассоления почв и вод и гидромелиоративные условия площади.

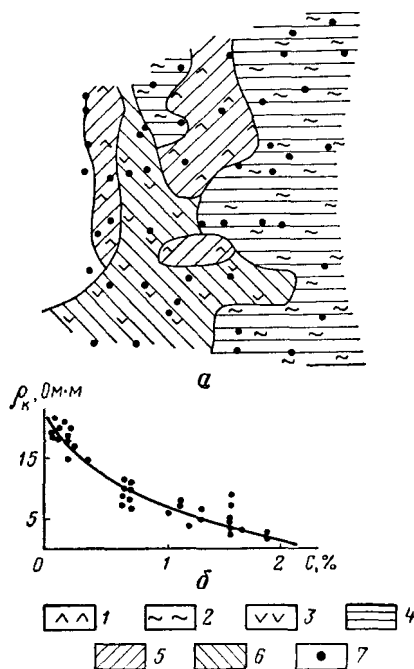


Рис. 23. Карта ρ_k ($AB/2 = 1,5$ м), трансформированная в карту засоленности пород зоны аэрации слоя мощностью 0—1 м (а), и график зависимости кажущегося сопротивления ρ_k при $AB/2 = 1,5$ м от степени общей засоленности C пород слоя мощностью 0—1 м (б) для Чуйской впадины.

Площадь распространения пород: 1 — с $\rho_k = 7 \div 14$ Ом·м, 2 — с ρ_k менее 7 Ом·м, 3 — с ρ_k более 14 Ом·м, 4 — с засоленностью более 1%, 5 — с засоленностью 0,3—1,0%, 6 — с засоленностью 0,1—0,3%; 7 — точки ВЭЗ

Проведение типизации кривых ВЭЗ ВП также позволяет более эффективно выполнять геолого-гидрогеологическую интерпретацию. На рис. 21 изображены типовые кривые A_k^* для одного из ландшафтных элементов Саратовского Заволжья. Как следует из рис. 21 отдельным литолого-генетическим комплексам пород соответствуют свои, строго определенные типы кривых. На рис. 22, а приведены кривые ρ_k и A_k^* , характерные для четырехслойного разреза. В случае более простых разрезов (трехслойных) оказывается возможным на основе фактических кривых A_k^* составить сводную папку (рис. 22, б), которая даст возможность не только качественно оценить литологический состав пород в разрезе, но и количественно оценить мощности отдельных горизонтов.

Можно надеяться, что дальнейшее накопление фактического материала позволит в результате его детального анализа составить альбом типовых разрезов и соответствующих им кривых ВЭЗ ВП. Используя такой альбом, можно достаточно быстро и надежно проводить предварительную, а возможно, и окончательную геолого-гидрогеологическую интерпретацию результатов работ методом ВЭЗ ВП.

Другим приемом качественной интерпретации является построение карт кажущихся параметров ρ_k , A_k и A_k^* и трансформация их в соответствующие геолого-гидрогеологические карты.

В определенных геолого-гидрогеологических условиях величины ρ_k , A_k и A_k^* на отдельных разностях характеризуются каким-

либо гидрогеологическим показателем пород. Так, например, при анализе материалов наших работ в Чуйской долине выяснилось, что величина ρ_k на разnose $AB/2 = 1,5$ м находится в тесной корреляционной зависимости от степени засоленности верхнего (метрового) горизонта пород, что объясняется постоянством литологического состава и влажности данного слоя. В связи с этим карта ρ_k в этом районе может быть легко трансформирована в карту засоленности пород верхнего (0—1 м) горизонта (рис. 23).

Еще одним примером качественной интерпретации является использование диаграмм РВП для построения предварительных

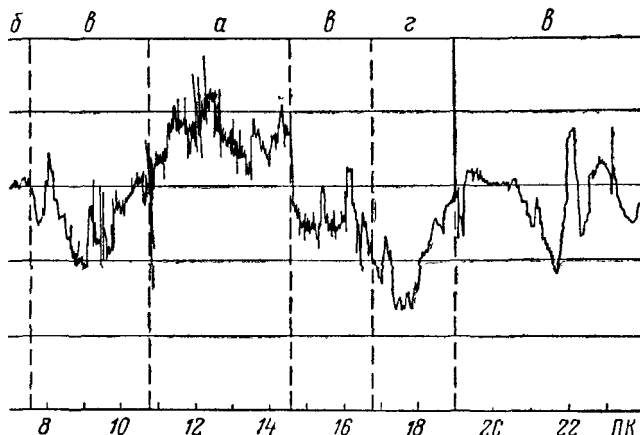


Рис. 24. Запись диаграммы РВП.

а — средние суглинки; б — легкие суглинки; в — супеси; г — легкие супеси и пески

карт литологического состава верхнего слоя почвогрунтов в районах с отсутствием засоленности пород или слабой их засоленностью. В этом случае по результатам рекогносцировочных работ, измерений на эталонных участках и на параметрических профилях с учетом геоботанических данных составляют обобщенную таблицу литолого-почвенного состава (в принятой градации) и уровней записи, в соответствии с которой производят разметку шкалы регистратора (ординаты диаграмм РВП).

Рисунок 24 иллюстрирует результаты дальнейшей качественной интерпретации диаграмм РВП, выполненной непосредственно в поле.

Таким образом, уже применение лишь качественной интерпретации позволяет в большинстве случаев получить полную и достоверную информацию о геолого-гидрогеологических условиях изучаемой площади. Это, в свою очередь, дает возможность более целенаправленно проводить полевые съемочные исследова-

ния и количественную геолого-гидрогеологическую интерпретацию результатов работ, которая является ответственным этапом рассматриваемой методики.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Под количественной геолого-гидрогеологической интерпретацией результатов геофизических работ мы понимаем составление на основании этих результатов геолого-гидрогеологических карт и разрезов в соответствии с методическими руководствами [26, 28, 35].

Такая интерпретация, как уже отмечалось выше, основана на использовании корреляционных эмпирических зависимостей между геофизическими параметрами и водно-физическими свойствами пород. Количественная интерпретация результатов сейсморазведки достаточно разработана и изложена в литературе, поэтому не требует подробных пояснений. В то же время количественная интерпретация кривых ВЭЗ, и в особенности кривых ВЭЗ ВП, связана с трудностями, которые в основном вызваны геоэлектрическими условиями разреза площадей, подлежащих мелиорации.

Способы количественной интерпретации кривых ρ_k определяются в первую очередь геоэлектрическим разрезом площади и необходимой степенью детальности расчленения разреза. Общепринят способ интерпретации с использованием альбомов теоретических кривых ρ_k (трехслойных, четырехслойных, вспомогательных) [40, 51, 52]. Такой способ интерпретации с успехом применяется при структурном картировании, когда интерес представляет оценка глубины залегания и удельного электрического сопротивления опорного геоэлектрического горизонта (либо нескольких горизонтов).

При проведении электроразведочных исследований на площадях мелиоративных съемок возникает необходимость интерпретации многослойных кривых ρ_k , которую затруднительно, как правило, выполнить этим классическим способом.

Прежде всего при изучении разреза на незначительную глубину (100—150 м) в нем обычно нет опорных геоэлектрических горизонтов или в лучшем случае этим горизонтом является региональный водоупор. Частая смена литологических горизонтов, изменчивость минерализации вод и степени засоленности пород по вертикали приводят в общем случае к многослойной геоэлектрической среде, при этом отсутствуют резкие электрические границы. В таких условиях особое значение приобретает требование коррелируемости кривых ВЭЗ и результатов их интерпретации как по профилю, так и между профилями. Только в этом случае

можно избежать грубых ошибок в интерпретации кривых ρ_k вследствие влияния принципа эквивалентности.

С другой стороны, одним из основных требований съемки является необходимость расчленения разреза на всю глубину исследования с максимальной детальностью. По этой причине применение одних лишь общепринятых палеточных приемов количественной интерпретации кривых ρ_k в описанных геоэлектрических условиях и при необходимости выполнения требований данного вида съемки не может привести к положительным результатам.

В настоящее время многие исследователи в подобных условиях с успехом применяют разнообразные эмпирические приемы количественной интерпретации, не имеющие теоретического обоснования [40]. Большинство этих приемов в той или иной степени основано на изучении взаимосвязи положения характерных точек кривых (максимум, минимум, точки перегиба) с глубиной залегания электрического горизонта. Нами на протяжении более десяти лет при работах в самых разнообразных условиях был опробован один из подобных эмпирических способов количественной интерпретации [В. А. Шемшурин, 1966 год], который показал достаточно удовлетворительные результаты.

Способ заключается в том, что в конкретном геоэлектрическом разрезе обычно существует достаточно уверенная и однозначная связь между абсциссой характерных точек кривых ρ_k и глубиной залегания подошвы геоэлектрического горизонта.

Интерпретацию выполняют следующим образом.

Кривую ВЭЗ разбивают на отдельные монотонные отрезки между точками перегиба или экстремальными точками.

Эти отдельные монотонные участки кривой ρ_k интерпретируют при помощи двухслойных палеток. Крест палетки совмещают с абсциссой полевого бланка, которая при умножении на эмпирический коэффициент K_h соответствует подошве h_{n-1} предшествующего ($n - 1$) слоя. Сдвигая бланк по вертикали вниз или вверх, совмещают выделенный участок кривой ρ_k с одной из кривых двухслойной палетки. По модулю μ_2 палеточной кривой определяют сопротивление следующего слоя, равное $\rho_n = \mu_2 \rho_{n-1}$. Глубину залегания подошвы этого слоя h_n определяют путем умножения на коэффициент K_h величины $AB/2$, соответствующей проекции на ось абсцисс полевого бланка точки отрыва экспериментальной кривой ρ_k от палеточной.

Поскольку рассматриваемый способ интерпретации не имеет теоретического обоснования, особое значение приобретают правильные критерии выбора величины K_h и пределов его изменения. Опыт работ показал, что величина этого коэффициента зависит от соотношения сопротивлений выше- и нижележащих слоев и глубины исследования и в общем случае может изменяться в достаточно широких пределах — от 0,5 до 1,0. Однако при тщательном выполнении предварительной типизации кривых ρ_k и при

наличии достаточного числа опорных параметрических скважин оказывается возможным, применяя методы корреляционного анализа, определить связь между коэффициентом K_h и глубиной исследования.

В процессе геофизических работ в различных районах засушливых областей Советского Союза нами были проведены статистические исследования по выявлению зависимости коэффициента K_h от глубины исследования для различных геоэлектрических разрезов и для разных глубин исследований.

Общая схема статистической обработки заключалась в следующем.

1. В каждом районе проводилась предварительная типизация кривых (K , H , Q , A) по общепринятым правилам с учетом максимальных и минимальных значений кажущихся сопротивлений.

2. Для каждого участка территории, характеризующегося определенным типом кривой ρ_k , отбирались разрезы параметрических (опорных) скважин, шурфов с результатами их опробования.

3. Глубина исследования разбивалась на равномерные в логарифмическом масштабе интервалы, и для каждого интервала в таблицу заносились глубина до уровня грунтовых вод, а также глубины границ, соответствующие смене литологического состава пород, минерализации грунтовых вод, степени засоленности пород зоны аэрации.

4. По параметрическим кривым ρ_k определялась величина полуразносов $AB/2$ характерных точек кривых. При этом положение характерных точек уточнялось при помощи двухслойных палеток по методике, изложенной выше. Для идентификации соответствующих характерных точек кривой ρ_k выделенным по скважине границам необходимо было предварительно принять значение коэффициента K_h . На основании опыта работ ориентировочная величина K_h обычно принималась равной 0,7. Дополнительным критерием идентификации являлись общие закономерности изменения величины ρ в зависимости от изменения петрофизических свойств пород (например, увеличение ρ с переходом от глин к пескам, и наоборот, и т. п.).

Полученные данные подвергались статистической обработке методом корреляционного анализа (см. например, [29, 37]). Не описывая технику таких расчетов, лишь отметим, что при использовании этого метода наблюдаемые величины K_h и $H_{\text{ист}}$ рассматриваются как выборочные совокупности, удовлетворяющие требованиям, вытекающим из теории вероятности, т. е., что скважины и сопутствующие им точки зондирования, по которым определены границы, расположены более или менее равномерно по площади, а их положение случайно и подчиняется распределению случайных величин по закону Гаусса. Эти условия в практике геоэлектрических работ обычно всегда выполняются.

В результате соответствующей обработки для каждого выбран-

ного интервала глубин принималась статистически обоснованная величина коэффициента K_h , а по коэффициенту корреляции и корреляционному отношению оценивалась теснота связи между K_h и глубиной исследования для различных интервалов глубин.

Результаты описанных исследований показали следующее.

Коэффициент K_h действительно зависит от типа геоэлектрического разреза. Так для разрезов типов Q и H характерно увеличение коэффициента K_h с ростом глубины исследования от 0,6 до 0,8. На рис. 25 приведен пример кривых $K_h = f(H_{ист})$, полученных в Чуйской долине (на основании обработки 51 параметрической кривой ВЭЗ), Калмыкии (40 кривых ВЭЗ) и Днепропетровской области (62 кривые ВЭЗ). Соответствующие коэффициенты корреляции в указанных районах составили 0,68; 0,72 и 0,82 при количестве выборки — 12 случаев.

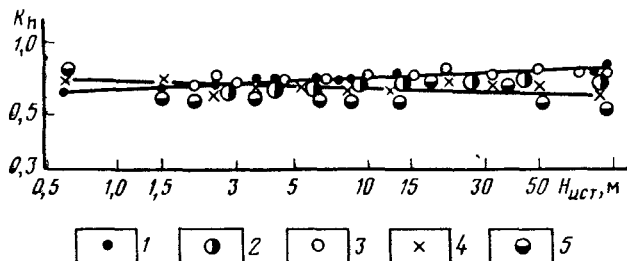


Рис. 25. Зависимость коэффициента K_h от глубины $H_{ист}$ для различных типов геоэлектрических разрезов.

1 — Чуйская долина; 2 — Калмыкия; 3 — Днепропетровская область; 4 — Саратовское Заволжье; 5 — Туркмения

Иная картина наблюдается для разрезов типов K и A. В этом случае коэффициент K_h с увеличением глубины исследований в целом имеет тенденцию к уменьшению от 0,7 до 0,6. Эти данные получены в результате анализа 35 кривых ВЭЗ в Саратовском Заволжье (коэффициент корреляции — 0,74) и 74 кривых ВЭЗ в Туркмении (коэффициент корреляции 0,76) при количестве выборки — 24 случая.

Следует, однако, отметить, что эмпирический характер описанного способа интерпретации требует проведения исследований по выяснению зависимости $K_h = f(H_{ист})$ для каждого нового района работ.

Второе обязательное условие успешного применения этого способа — необходимость корреляции получаемых результатов по профилю и между профилями, поскольку возможно выделение ложных геоэлектрических горизонтов за счет искажения кривых ρ_k , вызванных ошибками измерений, а также влиянием различных неоднородностей разреза. В связи с этим, одним из необходимых условий при выборе густоты сети ВЭЗ является возмож-

ность корреляции результатов количественной интерпретации соседних кривых ρ_k .

После установления пределов изменения величины K_h , целесообразно, исходя из конкретных геологических условий с учетом абсолютной величины пределов изменения K_h , выбрать либо одно (средневзвешенное) значение K_h для всего интервала глубин, либо принять несколько значений K_h для различных полуразнов $AB/2$. В обоих случаях необходимо оценить возможную ошибку определения глубины, получаемую за счет осреднения величины K_h .

Описанный способ позволяет получать вполне приемлемые результаты количественной интерпретации кривых ρ_k в условиях достаточно выдержанного (в плане) геоэлектрического разреза. В более сложных условиях целесообразно проводить интерпретацию, пользуясь обычными палеточными способами. Также пользуясь палетками, следует определить параметры опорных геоэлектрических горизонтов (в частности, глубину залегания и удельное сопротивление регионального или местного водоупоров).

Количественная интерпретация кривых ρ_k является основой для определения глубины залегания геоэлектрических горизонтов. Кривые ВЭЗ ВП (кривые комплексного параметра A_k и его относительной величины A_k^*) интерпретируются лишь совместно с кривыми ρ_k способами, изложенными в работах В. А. Комарова [19], [39], и, в частности, методом, предложенным А. М. Ярославцевым.

Рассмотрим некоторые особенности количественной интерпретации данных сейсморазведки, полученных при определении положения уровня грунтовых вод в рыхлых породах [9, 22, 23].

В случае плоской поверхности наблюдений годографы продольной, преломленной на уровне грунтовых вод (УГВ) волны t_y , отличаются гладкостью и прямолинейностью; кажущиеся скорости, определенные по встречным годографам, близки, нагоняющие годографы практически параллельны нагоняемым. Скорость $v_{г.у}$ волны t_y при неглубоком залегании уровня воды обычно равна 1450—1500 м/с, а при более глубоком залегании УГВ ($H_y \approx 50$ м) возрастает до 1900—2200 м/с (в галечниках до 2500 м/с). При этом волна t_y сравнительно высокой частоты и затухает тем быстрее, чем меньше глубина H_y и мощность водоносного горизонта. В целом, однако, затухание волны t_y меньше по сравнению с преломленными волнами, связанными с другими границами в зоне аэрации.

Глубину H_y до УГВ (преломляющей границы) определяют по следующей формуле:

$$H_y = \frac{v_{ср} t_{0y}}{2} \left[1 - \left(\frac{v_{ср}}{v_{г.у}} \right)^2 \right]^{-1/2} \quad (38)$$

или

$$H_y = \frac{x_{г.п}}{2} \sqrt{\frac{v_{г.у} - v_{ср}}{v_{г.у} + v_{ср}}}, \quad (39)$$

где $x_{т.п}$ — точка пересечения годографа прямой (рефрагированной) волны и преломленной волны t_y , связанной с УГВ.

Формулу (38) используют в том случае, когда при наблюдениях бывают получены встречные годографы (простые или сводные), имеющие участок перекрытия. Она позволяет определять глубину H_y во всех точках, где известна величина t_{0y} . Формула (39) дает возможность определять глубину H_y только в точках возбуждения колебаний и поэтому применяется главным образом при интерпретации встречных годографов, не имеющих перекрытого участка, или в случае одиночного годографа. Условием применения формулы (39) является также отсутствие ясно выраженных границ в зоне аэрации.

Величину $v_{ср}$ находят обычно по точке пересечения годографов волны t_y и волны, предшествующей ей. При наличии заметной рефракции значение $v_{ср}$ рекомендуется находить при помощи приемов интерпретации, разработанных для градиентных сред [9].

Скорости $v_{г.у}$ определяют обычно по разностному годографу. В случае, если встречные годографы не имеют перекрытого участка или используется одиночный годограф, значение $v_{г.у}$ принимают равным кажущейся скорости волны t_y .

При наличии перекрытого участка у встречных годографов линию t_{0y} находят во всех интервалах перекрытия обычным способом [9, 11]. При использовании одиночных годографов величину t_{0y} определяют лишь в точках возбуждения колебаний, для чего годографы волны t_y продолжают до пересечения с осью времен.

В случае, когда в зоне аэрации имеется ясно выраженная граница, глубину H_y рекомендуется вычислять по формуле пластовых скоростей [9, 11].

В заключение отметим, что для приближенной оценки глубины H_y в рыхлых породах может быть использовано следующее соотношение:

$$H_y \approx 0,4x_{т.п}. \quad (40)$$

Данное соотношение позволяет нередко получить достаточно хорошие результаты. Рекомендуется использовать его при наблюдениях в поле для выбора оптимальной методики исследований. Кроме того, именно соотношение (40) применяется для оценки положения УГВ в случае его глубокого залегания и невозможности четкого прослеживания волны t_y .

После выполнения количественной интерпретации материалов сейсморазведки, ВЭЗ и ВЭЗ ВП оказывается возможным перейти непосредственно к построению соответствующих геолого-гидрогеологических карт и разрезов.

Исследования в различных геолого-гидрогеологических условиях позволили установить, что геолого-гидрогеологическая интерпретация результатов, несмотря на сохранение общего прин-

ципа проведения, может существенно отличаться для различных районов, что вызвано различием геоэлектрических и геосейсмических условий разреза. В данной работе мы попытаемся изложить ее особенности, рассмотрев способы построения отдельных геолого-гидрогеологических карт. Основное внимание при этом уделяется принципу совместного использования информации, получаемой в результате применения различных полевых и лабораторных методов исследования, т. е. комплексности методики интерпретации.

Карта глубины залегания уровня первого от поверхности водоносного горизонта. Эту карту строят по результатам определения глубины

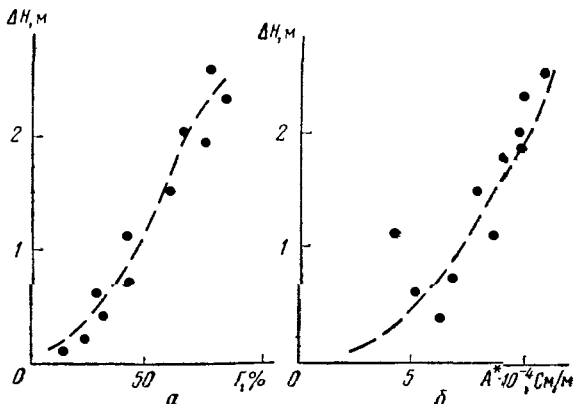


Рис. 26. Зависимость разности ΔH глубин до уровня грунтовых вод от степени глинистости пород Γ (а) и от параметра A^* (б)

до уровня водоносного горизонта в каждой точке геофизических наблюдений. Причем глубина до уровня воды может быть получена любым методом комплекса. Однако при этом следует помнить, что электроразведка на постоянном токе позволяет получить однозначную информацию об уровне лишь в условиях литологически однородного разреза и отсутствии засоленности пород зоны аэрации (при использовании метода ВП ограничение сводится к требованию литологически однородного разреза). Наилучшие результаты могут быть получены для песчаных и гравийно-галечниковых отложений. Для сейсмического метода исследований подобных ограничений нет, и метод по существу является единственным, дающим возможность однозначно судить о глубине залегания уровня первого от поверхности водоносного горизонта. Но вместе с тем имеется ряд особенностей геолого-гидрогеологической интерпретации сейсмических данных, которые необходимо учитывать при построении карт.

Сложность интерпретации сейсмических данных обусловлена тем, что преломление упругой волны происходит не на свободной поверхности уровня, а в зоне капиллярной каймы, при влажности, близкой к полному водонасыщению. Поэтому в зависимости от литологического состава пород зоны аэрации и водоносного горизонта результаты сейсмических работ в той или иной степени расходятся с данными опробования скважин.

Если породы зоны аэрации представлены суглинками различной степени глинистости, глубина до уровня грунтовых вод по данным сейсморазведки оказывается заниженной и тем больше, чем выше глинистость пород зоны аэрации.

На рис. 26 представлена зависимость разности ΔH глубин до УГВ по данным бурения H_6 и сейсморазведки $H_{ср}$ от содержания пылеватых и глинистых частиц Γ для Сарпинской низменности в Калмыкии: $\Delta H = H_6 - H_{ср}$. Сопоставляя эту зависимость с зависимостью для относительной величины параметра $A^* = f(\Gamma)$, можно составить зависимость $H_{угв} = f(A^*)$, которую необходимо использовать для введения поправки $\Delta H_{угв}$ в получаемую по данным сейсморазведки глубину до УГВ. Изложенное позволяет представить следующую общую схему построения карты глубины залегания первого от поверхности водоносного горизонта.

1. Карту строят на основе уже построенных литологических разрезов.

2. В зависимости от гидродинамических особенностей водоносного горизонта геосейсмическую границу на основе данных параметрического бурения и опробования скважин на влажность отождествляют с определенным горизонтом влажности. Далее, если в этом есть необходимость, намечают методику корректировки сейсмических данных обычно с использованием зависимости $\Delta H_{угв} = f(A^*)$.

3. На основе данных, полученных в тех же параметрических скважинах, оценивают ошибку определения глубины до уровня по результатам сейсморазведки и выбирают сечение изолиний на карте, которое должно минимум в 2 раза превышать ошибку определения УГВ.

Литологическая карта и разрезы. Расчленение разреза по литологическому составу и дальнейшее построение карт выполняют по результатам интерпретации электроразведочных данных. Геолого-гидрогеологическую интерпретацию начинают с разработки наиболее рациональной схемы интерпретации, которая определяется гидрогеологическими условиями района работ, а следовательно, геоэлектрическим разрезом. Прежде всего целесообразно провести качественный анализ параметрических кривых ВЭЗ ВП, выполненных вблизи скважин.

На рис. 27 приведены кривые ВЭЗ ВП, выполненных вблизи скважины, разрез которой является достаточно полным и характеризует геологическое строение площади съемки (Сарпинская низменность).

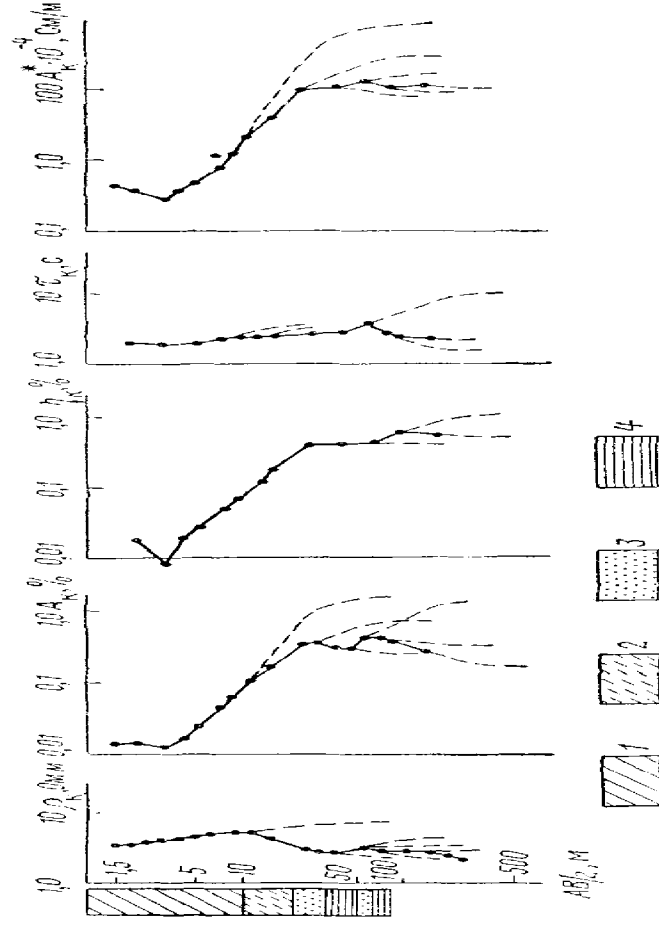


Рис. 27. Параметрические кривые В33 ВЛ, выполненного у скв. 7к (Калинин).

1 — сульфиды; 2 — сульфат; 3 — песок; 4 — глина. Пунктирными линиями показаны ориентировочные вероятностные значения порового давления

Кривая ρ_k в целом отражает все литологические горизонты в разрезе и может быть использована для количественной интерпретации, в результате которой должны быть определены глубина залегания и мощность выделяемых горизонтов. Геологическая интерпретация по ρ затруднена из-за слабой дифференциации кривой ρ_k . Характерно некоторое увеличение ρ_k для глин по сравнению с песками, насыщенными водами с минерализацией 20—40 г/л.

Кривые поляризуемости η_k и постоянной времени спада τ_k более дифференцированы и могут быть использованы для геолого-гидрогеологической интерпретации. Еще более дифференцирована кривая комплексного параметра A_k ; это вызвано тем, что увеличение поляризуемости и одновременное увеличение скорости спада для суглинков и глин влечет за собой более резкий рост величины комплексного параметра. Обратная картина наблюдается для песков.

Кривая относительной величины параметра A_k^* по степени дифференциации близка к кривой A_k , однако большая ее нестатистичность в области малых сопротивлений позволяет отдать предпочтение использованию параметра A для литологического расчленения разреза.

После того как намечена общая схема интерпретации, необходимым детальным анализ составленных корреляционных зависимостей и выбор литологических показателей для построения карт и разрезов. В качестве корреляционных зависимостей следует выбрать те, которые характеризуются достаточно высокими коэффициентами корреляции. При этом необходимо проанализировать зависимости между геофизическими параметрами и всеми показателями гранулометрического состава песчано-глинистых пород (содержание глинистых и пылеватых, песчаных частиц, число пластичности). В том случае, если получены зависимости от ряда показателей гранулометрического состава (и особенно от числа пластичности), можно, пользуясь той или иной классификацией грунтов, составить таблицу геолого-гидрогеологической интерпретации.

Однако в ряде районов уверенная корреляционная связь геоэлектрических параметров получается лишь с суммарным содержанием глинистых и пылеватых частиц (диаметр менее 0,01 мм). В этом случае классификация пород по гранулометрическому составу может быть принята условной. При выполнении работ в Чуйской долине нами, например, была принята следующая классификация:

- глины (частиц $< 0,01$ мм — более 70%);
- тяжелые суглинки (частиц $< 0,01$ мм — 50—70%);
- средние суглинки (частиц $< 0,01$ мм — 40—50%);
- легкие суглинки (частиц $< 0,01$ мм — 20—40%);
- супесь (частиц $< 0,01$ мм — 10—20%);
- песок (частиц $< 0,01$ мм — менее 10%).

Дальнейшее построение карт и разрезов проводят в соответствии с принятой классификацией.

Различные геолого-гидрогеологических условий района работ определяет не только схему геологической интерпретации, но и содержание карт и разрезов, построение которых проводится по результатам геофизических работ. Возможны два основных типа разрезов.

Первый тип разрезов — соблюдаются условия выдержанности литологических и стратиграфических горизонтов. В этом случае, применяя те или иные приемы комплексной интерпретации, можно построить разрезы и карты, отражающие глубину залегания и мощность каждого горизонта. Использование соответствующей корреляционной зависимости позволяет оценить изменение литологического состава пород каждого стратиграфического горизонта по площади.

Второй тип разрезов — более сложный тип — характеризуется частым переслаиванием и замещением по площади пород различного литологического состава (конусы выноса, дельты рек, оазисы). В этих условиях при помощи геофизических методов не удастся выделить отдельные литологические горизонты; построение разрезов и карт может быть осуществлено лишь по усредненным литологическим показателям — средней степени глинистости, содержанию песчаных частиц и т. п. Осреднение в этом случае выполняют как по площади, так и по глубине. Данное обстоятельство необходимо учитывать как при составлении корреляционных зависимостей, так и при контрольном бурении скважин.

Карты минерализации подземных вод и степени засоленности пород зоны аэрации. После получения сведений о глубине уровня грунтовых вод и построения литологических разрезов можно перейти к оценке минерализации грунтовых вод и степени засоленности пород зоны аэрации. Единственным параметром для оценки этих показателей является удельное электрическое сопротивление пород.

Наиболее сложно при оценке засоленности пород учесть их влажность. Простейший способ приближенного учета влажности заключается в районировании территории съемки по литологическому составу и мощности пород зоны аэрации. При этом выделяют участки, характеризующиеся одинаковым литологическим составом пород зоны аэрации и различной ее мощностью. После обработки кривых спада $\Delta U_{вп}$ по ряду ВЭЗ ВП, расположенных на выбранных участках, пользуясь полученными ранее эмпирическими зависимостями, оценивают интервалы глубин, имеющие примерно одинаковую влажность.

Для определения степени засоленности пород используют значения удельного электрического сопротивления и эмпирические зависимости $\rho = f(C)$, найденные для различных литологических разностей пород района при различной их влажности.

Карту засоленности пород строят с учетом ландшафтно-индикационных наблюдений.

В зависимости от характера засоленности пород построение карт может проводиться различными способами. Если в разрезе зоны аэрации четко выделяются горизонты различной степени засоления, карты засоленности можно строить по отдельным интервалам глубин. При плавном изменении степени засоленности пород с глубиной строят карты по типам эпюр засоленности.

Во всех случаях карту общей степени засоленности пород верхнего слоя строят по данным РВП. С этой целью по материалам

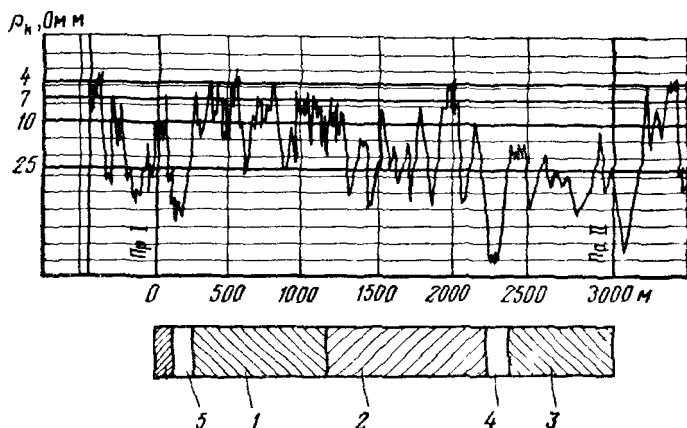


Рис. 28. Пример обработки диаграммы РВП при картировании общей засоленности пород верхнего слоя зоны аэрации.

1—5 — типы засоленности пород

радиоволновых и ландшафтно-индикационных исследований, выполненных в процессе параметрических работ, составляют переводную таблицу (см. табл. 27), на основе которой проводят интерпретацию диаграмм РВП по профилям. При этом на каждом километре профиля подсчитывают процентные соотношения числа «зубцов» записи, находящихся в указанных в табл. 20 интервалах шкалы (рис. 28).

На основании таких подсчетов с учетом результатов визуальных геоботанических наблюдений, выполнявшихся в ходе РВП — съемки, на каждом профиле выделяют участки, относящиеся к тому или иному типу засоленности, после чего составляют соответствующую карту.

Построение карт минерализации грунтовых вод по результатам количественной интерпретации кривых ρ_k не представляет особых трудностей после того, как составлены карта глубины до УГВ и литологические разрезы. При этом используются корреляционные зависимости $\rho = f(M)$, найденные для водовмещающих

**Пример выделения комплексов различных типов засоленности
поверхностных отложений по данным интерпретации ландшафтных
и радиоволновых исследований (Калмыкия)**

Тип засоленности почв, встречающийся на 1 км профиля (по данным РВП)	Растительные сообщества, отмеченные по профилю	Интервал шкалы, мм	ρ , Ом·м	C , %	Соотношение различных типов засоленности на 1 км профиля, %
1	Чернопопынники (70—80%), ромашнико-типчаковые (30—20%)	< 50	> 25	< 0,3	30
		50—60	10—25	0,3—0,6	20
		60—66	7—10	0,6—0,8	10
		66—70	4—7	0,8—1,2	40
2	Чернопопынники (50—60%), ромашнико-типчаковые (50—40%)	< 50	> 25	< 0,3	50
		50—60	10—25	0,3—0,6	15
		60—66	7—10	0,6—0,8	20
		66—70	4—7	0,8—1,2	15
3	Чернопопынники с участием мятлика (30—40%), ромашнико-типчаковые (70—80%)	< 50	> 25	< 0,3	45
		50—60	10—25	0,3—0,6	50
		60—66	7—10	0,6—0,8	5
4	Полынноково-типчаковые (в западине)	< 50	> 25	< 0,3	100
5	Ромашнико-типчаковые (в западине)	< 50	> 25	< 0,3	100

Примечание. Таблица составлена С. Г. Ларичевой.

пород различного литологического состава. Для оценки минерализации в выделенных грациях возможно использование корреляционных таблиц, аналогичных составленной нами для района работ в Киргизской ССР (табл. 21).

Таблица 21

Корреляционная таблица связи между A^* , ρ и M

$A^* \cdot 10^{-4}$, См/м	M в г/л при ρ в Ом·м						
	> 40	40—30	30—20	20—15	15—10	10—5	< 5
0,3—0,5	1,0	1—2	2—3	3—4	4—5	5—10	10
0,5—1,0	0,3	0,3—0,5	0,5—1,0	1,0—2,0	2—5,0	5—10	10
1,0—2,0	—	—	—	1,0	1—3	3—7	1

Карта фильтрационных свойств горных пород. Технические приемы оценки фильтрационных свойств горных пород очень близки к приемам, используемым при литологическом расчленении разреза. Следует обратить особое внимание лишь на следующее обстоятельство. Если при литологическом расчленении в условиях пестрого разреза возможна осредненная характеристика, то при оценке фильтрационных свойств удовлетворительные результаты могут быть получены лишь в случае, когда водоносный горизонт четко выделяется на кривых ВЭЗ ВП и, следовательно, возможна количественная оценка его параметров (глубина, мощность, ρ , A и A^*).

В случае переслаивания проницаемых и водоупорных слоев по результатам геофизических работ, используя соответствующую корреляционную зависимость, можно получить лишь осредненный коэффициент фильтрации толщи пород, который в гидрогеологическом отношении не имеет значения. Однако его величина может характеризовать соотношение по мощности проницаемых и водоупорных слоев в толще.

Обязательным условием успешного решения задачи должно явиться также составление и использование корреляционных зависимостей раздельно для каждого водоносного горизонта. Составление корреляционной зависимости по результатам исследований фильтрационных свойств какого-либо одного водоносного горизонта и экстраполяция этих данных на другой горизонт могут привести к существенным ошибкам в определении фильтрационных свойств пород. В связи с тем, что по результатам количественной интерпретации кривых ВЭЗ ВП мы получаем не только k_f , но и мощность горизонта, характеризующегося постоянной величиной этого коэффициента, оказывается возможным оценить водопроницаемость пород.

Таким образом, применяя те или иные приемы качественной и количественной геолого-гидрогеологической интерпретации, по результатам комплексных геофизических работ можно построить следующие карты, которые являются обязательными при съемке с целью мелиорации земель: 1) глубины залегания уровня грунтовых вод; 2) минерализации грунтовых вод и степени засоленности пород зоны аэрации; 3) литолого-генетических комплексов пород; 4) фильтрационных свойств пород и водопроницаемости.

Геофизические методы помимо построения указанных карт также дают возможность решать такие частные задачи, как определение общей минерализации вод по данным резистивметрических измерений и влажности по результатам диэлектрического каротажа сухих скважин. Дальнейшее совершенствование методов и методики комплексных исследований позволит расширить круг решаемых задач и повысить точность и однозначность определения водно-физических и литолого-петрографических свойств пород разреза.

5. МЕТОДИКА И ТЕХНИКА ПРОИЗВОДСТВА ПОЛЕВЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ

АППАРАТУРА ДЛЯ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геофизическая аппаратура, используемая при полевых исследованиях описываемым комплексом методов, в основном серийная. Исключение составляет аппаратура для работ методом РВП.

Полевая аппаратура для работ методом ВП должна позволять проводить измерения в режиме длительных однополярных импульсов тока заряда, в результате которых должна быть получена осциллографическая запись кривой спада потенциала $\Delta U_{\text{вп}}$. Дополнительным условием является наличие достаточно мощной генераторной группы (20—30 кВт), что дает возможность получать полезный сигнал достаточной амплитуды без создания сложных и трудоемких питающих заземлений. В этом отношении наиболее приемлемой станцией из серийно выпускаемых в настоящее время нашей промышленностью является станция ЭРСУ-71.

Недостаток этой станции — монтаж на двух автомашинах, что помимо повышенных материальных затрат приводит к снижению производительности труда.

Во Всесоюзном научно-исследовательском институте гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО) создан макет станции вызванных потенциалов [35, 46], который прошел длительные полевые испытания в 1968—1973 годах и может быть рекомендован как достаточно совершенный и эффективный образец аппаратуры для работ методом ВП при гидрогеологических съемках. Станция смонтирована на базе серийной станции ВПС-63 (автомашина ЗИЛ-131). Блок-схема станции приведена на рис. 29. Источником напряжения являются два генератора постоянного тока типа ИН-100 общей мощностью 23 кВт. Механические контакторы включения и выключения тока заряда в цепи АВ заменены полупроводниковой схемой. Преимуществом данной схемы является более быстрое время срабатывания (первые миллисекунды) и отсутствие искровых разрядов в момент выключения тока.

Разность потенциала пропускания $\Delta U_{\text{пр}}$ измеряют при помощи электронного компенсатора ЭСК-1 визуально: имеется дополнительный выход с прибора для осциллографической записи. Пределы измерений прибора ЭСК-1 расширены до 10 В.

Разность потенциалов ВП измеряют при помощи стандартного усилителя ЭДА-57. Запись $\Delta U_{\text{вп}}$ и $\Delta U_{\text{пр}}$ осуществляется на осциллографе ЭПО-9. Преимуществом станции — полная автома-

тизация процессов записи и измерения разностей потенциалов $\Delta U_{\text{ВП}}$ и $\Delta U_{\text{пр}}$.

Вся станция смонтирована на одной автомашине. На месте левого бензобака установлены выдвижные катушки для линии AB и MN ; предусмотрена смотка проводов электродвигателем, что также ведет к повышению производительности труда. Испытания этой станции показали, что производительность работ при ее использовании в 1,5—2,0 раза выше (при общем снижении затрат на автотранспорт), чем при работах с серийной станцией.

Оборудование (провода, электроды) для полевых работ методом ВП при гидрогеологических исследованиях ничем существенно не отличается от применяемого при исследованиях методом ВП с иной целью и не требует здесь специального рассмотрения.

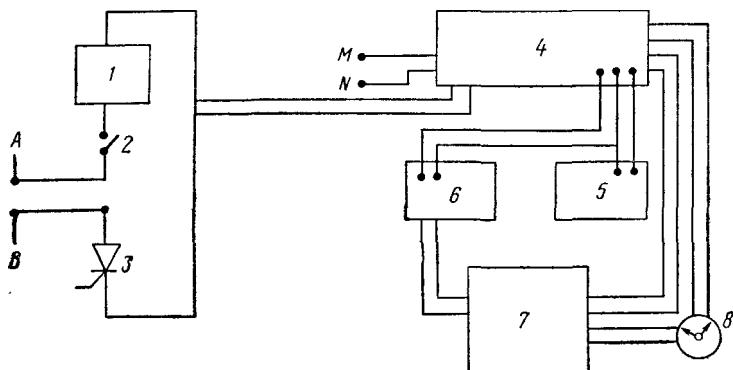


Рис. 29. Блок-схема модернизированной станции ВП.

1 — генераторы ПН-100; 2 — контакторы; 3 — теристорный переключатель; 4 — автоматический пульт управления; 5 — усилитель ЭДА-57; 6 — электронно-стрелочный компенсатор ЭСК-1; 7 — осциллограф ЭПО-9; 8 — электрочасы МЧ-62

Техника измерений методом ВП при гидрогеологических исследованиях также принципиально не отличается от общепринятой. Наиболее хорошие результаты при использовании неполяризующихся электродов в линии MN дает применение керамических электродов, заполненных медным купоросом (изготовитель — завод Казгеофизприбор). Повышенные требования к постоянству компенсационного нуля в линии MN обуславливают очень бережное и правильное обращение с неполяризующимися электродами. В связи с этим целесообразно напомнить правила использования этих электродов [36]: а) электроды заполняются лишь насыщенным раствором химически чистого медного купороса; на дне сосуда должно находиться несколько кристаллов медного купороса; б) поверхность медных стержней должна быть без пленок окислов; в противном случае промыть стержни в течение 2—3 с в 10%-ном растворе азотной кислоты; в) необходимо соблюдать герметичность закупорки электродов; г) уровень электролита в пористом сосуде

должен быть обязательно выше поверхности медного стержня; д) после подготовки электрода к работе необходимо измерить собственную поляризацию электродов, которая не должна превышать 1 мВ; контроль за постоянством собственной поляризации проводится постоянно в начале и конце измерений на каждом ВЭЗ ВП; е) необходимо соблюдать одинаковые температурные условия для обоих электродов, так как разность температур сильно влияет на поляризацию электродов; при работе в жаркие дни электроды следует ставить в тень (затенять при помощи куска фанеры); ж) заземлять электроды следует в предварительно выкопанные и политые лунки глубиной 0,2—0,4 м; режим полива лунок зависит от почвенно-климатических факторов и должен быть выбран для каждого конкретного района; з) работу необходимо проводить двумя парами неполяризующихся электродов, так как пока выполняются измерения на одной паре, вторая приобретает устойчивую поляризацию.

При работах методом ВЭЗ ВП наиболее применима установка Веннера. В связи с тем, что данная установка предполагает постоянное изменение разностей $MN = 1/3 AB$ (схема установок Веннера приведена ниже), целесообразно провода линии MN растянуть на всю длину и подвесить. В местах, соответствующих намеченным разностям, оголить участки провода и последовательно подсоединять к ним при помощи зажимов приемные электроды. Применение описанного технического приема позволит не только повысить производительность труда, но и уменьшить ошибки расстановки приемных электродов. Одновременно на подвешенной линии MN особыми метками отмечаются места разностей питающих электродов AB .

Работы методом ВЭЗ целесообразно проводить со станцией ПСПВ-А, выпускаемой серийно заводом Казгеофизприбор на базе автомашины ГАЗ-69. При отсутствии станции ПСПВ-А желательно смонтировать ее своими силами на автомашине УАЗ-469, при этом следует предусмотреть возможность одновременного измерения ΔU и I двумя приборами (ЭСК для измерений ΔU , ампервольтметр типа Ц-54 для измерений I), а также автоматическую смотку проводов при помощи электромотора. Катушки крепятся на задний борт автомашины.

В остальном оборудование и техника производства ВЭЗ не отличаются от общепринятых. Каротажные работы выполняются стандартными каротажными станциями (предпочтительны станции АЭКС-900 или СКВ-69).

Выпуск аппаратуры для выполнения работ методом радиоволнового профилирования в движении, как отмечалось выше, пока не налажен. Однако эта аппаратура несложна и может быть изготовлена своими силами в партиях и экспедициях. Подробные указания даны в работах [35 и 46], поэтому здесь отметим лишь следующее.

Аппаратура РВП состоит из четырех основных узлов: коль-

цевой антенны, генератора немодулированных колебаний, самопишущего микроамперметра типа Н-361 и блока питания. Монтируется она на автомашине ГАЗ-69 (рис. 30), спидометрический валик, который служит приводом для лентопотяжного механизма регистратора. В результате этого регистрация показаний ведется на бумажной ленте в процессе движения автомашины вдоль профиля в заданном линейном масштабе. Аппаратура РВП в силу своей простоты весьма надежна и нетребовательна в эксплуатации. Обслуживать ее в состоянии один техник-оператор (не считая водителя автомашины).

Особенности сейсмогеологических условий, существующих на большинстве орошаемых территорий, чаще всего позволяют проводить сейсмические наблюдения с целью определения положения уровня грунтовых вод при помощи одних только продольных волн [9, 35]. Такой подход оправдывается также соображениями технического и экономического характера.

Наблюдения выполняют по методике продольного профилирования с использованием схемы Z-Z (вертикальная направленность источника возбуждения колебаний и вертикальная ориентировка сейсмоприемников). При этом применяют как встречные, так и нагоняющие системы наблюдений. Колебания возбуждают или вручную ударами кувалды массой 5—10 кг или путем сбрасывания груза при помощи специальных механических устройств. Массу такого груза выбирают в соответствии с требуемой глубиной исследований. Она зависит также от технических характеристик ударного устройства и его основания — прицепа, автомашины, вездехода и т. п. При ударах вручную удается определить положение УГВ на глубине до 10—12 м. При сбрасывании груза массой 100 кг с высоты 3 м глубина исследований повышается до 30—40 м. Необходимо иметь в виду, что приблизительно положения УГВ можно оценить и при большей глубине его залегания: до 15—20 м при ударах кувалдой вручную и до 50—60 м при использовании груза массой 100 кг. Конструкцию механического ударного устройства выбирают, исходя из технических возможностей и требуемой глубины исследований.

Сейсмические наблюдения с целью определения УГВ проводят при помощи серийной многоканальной сейсморазведочной апа-

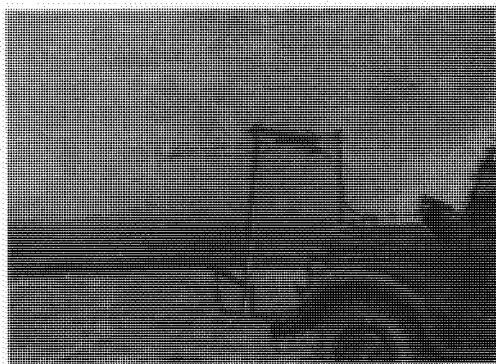


Рис. 30. Станция РВП.

ратуры. По опытным данным оптимальное число каналов сейсмо-станции, обеспечивающее в большинстве случаев получение необходимого материала при использовании только одной стоянки, составляет 24. Наилучший способ записи — осциллографический. Такой способ позволяет производить отсчет времени по сейсмограмме с точностью до 0,001 с, а также вести уверенную корреляцию волн, основанную на применении не только кинематических, но и динамических признаков [9]. Магнитную запись, как правило, не используют (исключение составляют сейсмостанции, в которых магнитная запись является необходимым промежуточным звеном). Фильтрацию и усиление устанавливают опытным путем. Однако, как показывают исследования, полоса пропускания частот должна включать диапазон 40—120 Гц.

Наблюдения могут проводиться при помощи серийных сейсмо-станций с осциллографической записью Поиск-1-6/12-АСМ-ОВ (12-канальная), Поиск-1-24-МОВ-ОВ, Поиск-1-48-МОВ-ОВ (48-канальная) либо сейсмостанций с магнитной записью и поканальным воспроизведением перописем Поиск-1-24-МОВ-ПВ (24-канальная) и Поиск-1-48-МОВ-ПВ (48-канальная). Основным недостатком двух последних станций является то, что перописец существенно искажает запись колебаний, в результате чего использовать при корреляции динамические критерии трудно. Кроме того, точность отсчета времени по сейсмограммам, полученным этими станциями, понижается до 0,003 с, причем отсчитываемое время зависит от амплитуды зарегистрированного сигнала.

В качестве приемников упругих колебаний применяются сейсмоприемники СПЭД-56 или сейсмоприемники типа Светлячок.

ОПЫТНО-МЕТОДИЧЕСКИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ РАБОТЫ

Методические и технические особенности входящих в геофизический комплекс методов, а также особенности последующей геолого-гидрогеологической интерпретации результатов работ требуют при постановке съемочных работ в каждом новом по геолого-гидрогеологическим условиям районе определенного объема опытно-методических исследований всеми входящими в комплекс методами.

Опытно-методические геофизические работы в новом районе должны включать следующие виды исследований.

Выбор режима возбуждения при работах методом вызванной поляризации. Зависимость параметров ВП от времени пропускания поляризующего тока $t_{пр}$ и его силы $I_{пр}$ делает необходимым выбор этих величин непосредственно в поле перед началом массовых измерений.

Общими закономерностями при этом являются следующие:

- 1) рост с постепенным выходом на асимптоту коэффициента

поляризуемости, комплексного параметра и постоянной спада с увеличением времени зарядки;

2) уменьшение времени выхода на асимптоту параметров ВП одних и тех же литологических разностей пород при увеличении удельного сопротивления.

При полевых исследованиях зависимость потенциала ВП от плотности поляризующего тока практически не отмечается. Однако при резких колебаниях ρ_k возможна нелинейная зависимость потенциала ΔU от $I_{пр}$.

Оптимальный режим возбуждения выбирается путем постановки трех-четырех зондирований в точках, резко различающихся по геоэлектрическим условиям, но в какой-то степени характерных для всей площади съемки. Измерения на каждом разное проводят при следующих временах зарядки: 5, 10, 15, 30, 60, 120 с и при трех значениях силы тока. В зависимости от геоэлектрических условий пределы изменения силы тока могут быть различными, однако необходимо добиваться максимального их различия (например, 1А, 5А, 10А).

За оптимальное время зарядки выбирают такое значение $t_{пр}$, при котором дальнейшее его увеличение не влечет за собой заметного (не более 5%) увеличения параметра A на всех разностях установки и при всех значениях удельного электрического сопротивления. Опыт наших работ показывает, что в большинстве случаев достаточным временем зарядки является $t_{пр} = 30$ с.

По результатам измерений при различной силе поляризующего тока строят графики $\Delta U_{ВП} = f(I_{пр})$ для каждого разности и выбранного времени зарядки. Линейный характер этой зависимости свидетельствует о возможности выполнения измерений в опробованных пределах изменения $I_{пр}$. При наличии нелинейного участка на графике необходимо сузить пределы допустимых величин силы поляризующего тока.

Следует обратить внимание на то, что хотя при изменении $I_{пр}$ от 1 до 15А на графике области нелинейной зависимости $\Delta U_{ВП} = f(I_{пр})$ обычно нет, в отдельных геоэлектрических условиях (наличие низкоомного, неглубоко залегающего экрана) на малых разностях АВ указанная область наблюдается. При этом возможно резкое изменение характера спада потенциала ВП вплоть до изменения знака по отношению к потенциалу пропускания.

Выбранные значения $t_{пр}$ и пределы изменения $I_{пр}$ во избежание получения несопоставимых результатов должны быть едиными для всей площади съемки.

Выбор схем установок при работах методами электроразведки. В зависимости от геоэлектрического разреза участка съемки, условий заземления и измерений можно применять несколько различных схем установок при выполнении ВЭЗ и ВЭЗ ВП.

Наиболее часто применяется в методе ВЭЗ симметричная четырехэлектродная установка Шлюмберже АМNB. В связи с тем,

что количественная интерпретация кривых ρ_k может проводиться по характерным точкам кривой, шаг изменения разносов питающих электродов с учетом необходимости детального расчленения разреза и особенно его верхней части должен быть сгущен. Примерные разносы питающих и приемных электродов установок приведены в табл. 22. При этом допускается дальнейшее сгущение разносов в отдельных интервалах в том случае, если данный интервал отражает интересующий гидрогеологов геоэлектрический горизонт.

Таблица 22

Рекомендуемые разносы электродов и коэффициенты для симметричных четырехэлектродных установок Шлюмберже (в м)

$AB/2$	$MN/2$	K	$AB/2$	$MN/2$	K	$AB/2$	$MN/2$	K
1,5	0,5	0,628	11	0,5	37,9	75	5	176
2,0	0,5	1,18	13	0,5	53,0	90	5	254
2,5	0,5	1,88	15	0,5	70,5	90	20	60,3
3,0	0,5	2,76	15	5,0	6,28	110	5	379
3,5	0,5	3,77	20	0,5	125,5	110	20	92
4,0	0,5	4,94	20	5,0	11,8	150	20	174
5,0	0,5	7,80	25	5,0	18,8	225	20	395
6,0	0,5	11,2	30	5,0	27,6	340	20	905
7,0	0,5	15,3	40	5,0	49,4	500	20	1960
9,0	0,5	25,4	60	5,0	112			

В отдельных благоприятных условиях заземлений и измерений ΔU возможно помимо установки Шлюмберже применение несимметричных установок с одним отнесенным питающим электродом B на расстоянии максимального разноса питающей линии. Использование такой установки позволяет несколько увеличить производительность труда и сократить затраты рабочей силы. Возможность применения такой установки в каждом конкретном случае определяется опытным путем — сопоставлением кривых ρ_k , полученных несимметричной и симметричной установками. В случае расхождения значений ρ_k на всех разносах, не превышающего 5%, несимметричную установку можно применять. Изменение разносов питающей линии AO аналогично симметричной установке. В табл. 23 приведена схема несимметричной установки ВЭЗ.

Выбор схемы установки ВЭЗ ВП определяется условиями измерения $\Delta U_{ВП}$. Ниже будет рассмотрен вопрос о требованиях к точности измерений. Здесь лишь отметим, что основным условием измерений является получение такой записи спада потенциала ВП, когда амплитуда при времени спада 1 с не меньше $\frac{2}{3}$ ширины применяемой осциллографной бумаги. Данное требование должно выполняться при выборе схемы установки ВЭЗ ВП.

Таблица 23

**Рекомендуемые разности электродов и коэффициенты
для несимметричных четырехэлектродных установок ВЭЗ (в м)**

АО	MN/2	К	АО	MN/2	К	АО	MN/2	К
1,5	0,5	1,26	11	0,5	78,5	75	5	348
2,0	0,5	2,33	13	0,5	104,7	90	5	480
2,5	0,5	3,7	15	0,5	139	90	20	117,5
3,0	0,5	5,5	15	5,0	12,5	110	5	750
3,5	0,5	7,86	20	0,5	26,2	110	20	177
4,0	0,5	9,8	20	5,0	23,8	150	20	338
5,0	0,5	15,7	25	5,0	37,5	225	20	690
6,0	0,5	22,5	30	5,0	56,1	340	20	1280
7,0	0,5	27,4	40	5,0	101,1	500	20	1960
9,0	0,5	48,4	60	5,0	226,0			

При малой поляризуемости пород и, в частности, в случае низкоомных разрезов, единственной установкой, позволяющей получать удовлетворительные результаты, является установка Веннера, когда постоянна величина $MN = \frac{1}{3} AB$. Схема этой установки приведена в табл. 24.

Таблица 24

**Рекомендуемые разности электродов и коэффициенты
для симметричных четырехэлектродных установок Веннера (в м)**

AB/2	MN/2	К	AB/2	MN/2	К	AB/2	MN/2	К
1,5	0,5	0,628	11,0	3,67	4,6	110	36,7	46,0
2,0	0,66	0,825	13,0	4,34	5,45	150	50	62,8
2,5	0,83	1,05	15	5,0	6,28	225	75	94,3
3,0	1,0	1,26	20	6,6	8,40	340	113	142,5
3,5	1,16	1,46	25	8,3	10,5	500	167	209
4,0	1,33	1,68	30	10	12,6			
5,0	1,67	2,09	40	13,3	16,8			
6,0	2,0	2,51	60	20,0	25,1			
7,0	2,33	2,94	75	25,0	31,4			
9,0	3,0	3,76	90	30,0	37,6			

В условиях повышенной поляризуемости пород при достаточно высоких величинах ρ_k (более 40—50 Ом·м) возможно применение симметричной установки Шлюмберже, схема которой приведена выше.

Выбор линейного масштаба регистрации, пределов чувствительности аппаратуры и ровней записи при работах методом РВП. Линейный масштаб регистрации диаграмм РВП должен быть, как правило, равен масштабу съемки.

Перед началом работ в каждом новом районе совершают рекогносцировочный объезд территории съемки, в ходе которого находят участки с наиминимальным и с максимальным уровнями записи, что в общем случае соответствует участкам наиболее высокоомных и низкоомных почвогрунтов. По этим наблюдениям выбирают предел измерения и чувствительность аппаратуры с таким расчетом, чтобы разность в уровнях на указанных участках составляла примерно 75—80% ширины ленты регистратора.

На тех же участках выбирают по возможности ровные и прямые отрезки профиля длиной в масштабную единицу l_m (т. е. при линейном масштабе записи 1 : 50 000 $l_m = 500$ м), на которых с равным интервалом $1/5 l_m$ ставят точки ВЭЗ с разностями электродов $AB/2$, равными 1,5; 2, 3 и 5 м при $MN/2 = 0,7$ м. Затем на указанных контрольных участках профилями осуществляют непрерывную регистрацию диаграмм РВП с 3—5-кратной повторностью. Регистрацию ведут в более крупном по сравнению с выбранным рабочим масштабе (например, в масштабе 1 : 10 000) при максимально возможном постоянстве скорости движения автомашины вдоль профиля. На результатах этих измерений основана тарировка показаний РВП по литологическому составу и удельным сопротивлениям почвогрунтов района исследований.

Рекогносцировочный объезд территории съемки с установкой РВП можно совмещать с выполнением маршрутных ландшафтно-индикационных наблюдений, для чего в состав экипажа станции РВП включается ландшафтовед-ботаник.

Выбор методики при работах методами сейсморазведки. Согласно рекомендациям Н. Н. Горяинова [9, 35], сейсмические наблюдения проводят обычно на отдельных непротяженных изолированных профилях, в пределах которых и определяют положение УГВ. Профили следует по возможности располагать на ровных и горизонтальных участках местности. Минимальная длина профиля определяется глубиной залегания УГВ и должна обеспечивать прослеживание преломленной волны, соответствующей УГВ, после ее выхода в первые вступления не менее чем на шести — восьми каналах. При наиболее часто встречающихся соотношениях скоростей продольных волн в рыхлых породах зоны аэрации и ниже зеркала грунтовых вод, а также стандартных требованиях к детальности исследований минимальная длина отдельного профиля должна быть в пределах учетверенной глубины залегания УГВ. Предварительное знание минимальной длины профиля имеет большое значение, так как позволяет выбрать такой интервал между сейсмоприемниками Δx , который при обеспечении необходимой детальности позволял бы ограничивать сейсмические наблюдения всего одной стоянкой. Таким образом, расстояние между сейсмоприемниками выбирается исходя из примерной глубины H_y УГВ, которая может быть оценена по гипсометрическим картам.

Методика сейсмических работ, проводимых с целью определения УГВ в рыхлых породах, заключается в следующем.

Сейсмоприемники расставляют с интервалом, зависящим от предполагаемой глубины УГВ. Колебания вначале возбуждают на обоих концах сейсмического профиля. После получения сейсмограмм их визуально анализируют с целью определения точки выхода в первые вступления волны, соответствующей УГВ (волны t_y).

Если волна t_y при данной расстановке не вышла в первые вступления, значит глубина до УГВ больше предполагаемой; в этом случае задают следующий пункт взрыва с расстояния, равного длине профиля (двух, трех профилей), для получения нагоняющего годографа; в результате получают точку выхода в первые вступления волны t_y .

При необходимости более точного определения положения УГВ используют несколько стоянок с уменьшенным шагом между сейсмоприемниками, располагая эти стоянки одна за другой так, чтобы волна, соответствующая УГВ, вышла в первые вступления после непрерывного прослеживания по профилю прямой (рефрактированной) волны или ряда преломленных (преломленно-рефрактированных) волн, связанных с границами в зоне аэрации; пункты взрыва располагают с двух сторон такого суммарного профиля с целью получения встречной системы для волны t_y .

При необходимости соблюдения стандартной точности в определении положения УГВ — после получения координат точки выхода волны t_y в первые вступления увеличивают интервал между сейсмоприемниками в соответствии с полученным результатом; пункты взрыва располагают на концах профиля для получения встречной системы для волны t_y . Данный прием рекомендуется использовать лишь в том случае, если точка выхода волны t_y находится на расстоянии, большем удвоенной длины первоначальной стоянки.

После получения встречной системы (в случае правильного выбора шага между сейсмоприемниками) или в ходе ее получения задают дополнительные пункты взрыва с целью получения участка перекрытия встречных годографов волны t_y ; если такой участок имеется, нагоняющая система не задается.

Если требуется быстро оценить глубину УГВ в среднем по профилю (по одной точке), ограничиваются определением координат точки выхода в первые вступления волны t_y .

При возбуждении колебаний на конце профиля момент удара отмечается крайним сейсмоприемником. При переходе на следующую стоянку время может быть определено по переходному сейсмоприемнику; момент удара может отмечаться и специальным сейсмоприемником, устанавливаемым стационарно вблизи пункта взрыва, а также при помощи замыкания (или размыкания) электрической цепи (например, при ударах кувалдой).

В заключение отметим, что при определении положения УГВ никаких специальных требований к точности сейсморазведочной

аппаратуры не предъявляется, поэтому при выполнении сейсмических работ следует руководствоваться действующей инструкцией.

ПАРАМЕТРИЧЕСКИЕ ИЗМЕРЕНИЯ В ГОРНЫХ ВЫРАБОТКАХ И ВБЛИЗИ СКВАЖИН. СОСТАВЛЕНИЕ ЭМПИРИЧЕСКИХ ЗАВИСИМОСТЕЙ ДЛЯ НОВОГО РАЙОНА

Параметрические измерения, необходимые для составления корреляционных зависимостей, целесообразно проводить по двум направлениям:

1) выполнение измерений на стенках шурфов микроустановками и каротаж сухих скважин с целью получения истинных величин поляризуемости и удельного сопротивления, а также составление эмпирической зависимости поляризуемости от влажности пород;

2) выполнение основного объема параметрических измерений вблизи скважин и шурфов с поверхности, по результатам которых должны быть составлены эмпирические зависимости для условий, аналогичных основным съемочным работам.

При геолого-гидрогеологической интерпретации геофизических материалов, основанной на применении корреляционных зависимостей, предъявляются особые требования к горным выработкам, используемым для параметрических измерений, несоблюдение которых может привести к отрицательным результатам. Эти требования следующие.

По всем горным выработкам (скважинам, шурфам) необходимо провести детальное геологическое и гидрогеологическое опробование.

Образцы пород, предназначенные для гранулометрического анализа и производства водных вытяжек, следует отбирать бороздовым способом; интервалы опробования выбираются для однородных (визуально) пластов и корректируются по результатам количественной интерпретации параметрических кривых.

Обязателен отбор образцов пород зоны аэрации для определения влажности; интервалы отбора проб зависят от мощности и литологического состава пород зоны аэрации и должны уменьшаться в нижней ее части.

Натурные исследования коэффициента фильтрации водоносных горизонтов должны обеспечить получение величины k_f с высокой степенью достоверности, причем исследования по определению k_f необходимо проводить по единообразной методике на всей площади съемки для получения сопоставимых результатов.

В параметрических скважинах должны быть проведены каротажные исследования, включающие измерения БКЗ, ПС до и после засоления бурового раствора (метод повторного ПС), микрозон-

дирования градиент- и потенциал-микрозондом, гамма-каротаж, диэлектрический каротаж и резистивиметрию (измерения сопротивления бурового раствора). В ряде случаев полезно также использовать электролитический способ определения скорости фильтрации подземных вод по наблюдениям за рассолением бурового раствора [32].

В результате каротажа должно быть проведено: а) литологическое расчленение разрезов скважин, изучение основных закономерностей геологического строения территории и выделение маркирующих горизонтов; б) определение физических свойств пород и изучение основных закономерностей их изменения по разрезу и по площади; в) выделение водоносных пластов, оценка их емкостных и фильтрационных свойств и общей минерализации пластовых вод.

Методика каротажных исследований и интерпретации материалов изложена в ряде общих руководств (например, [13—15]), а применительно к изучению гидрогеологических скважин — в работах [26, 27].

Наиболее сложным и в экономическом отношении весьма важным является вопрос о числе опорных горных выработок, необходимом для построения достоверных корреляционных зависимостей при выполнении работ в новом по геолого-гидрогеологическому строению районе (отличающимся по крупным геолого-ландшафтным элементам от исследованных ранее).

В зависимости от степени отличия по тем или иным признакам нового района съемки от исследованных ранее может оказаться необходимым корректировка лишь части имеющихся зависимостей, однако проверка и дополнение зависимостей даже на смежных площадях съемки необходимы.

Анализ и обобщение результатов наших работ в различных районах Советского Союза дали возможность выявить определенные закономерности изменения корреляционных зависимостей, что позволяет использовать полученные графики в качестве предварительных палеток при работе в условиях песчано-глинистых разрезов в других районах (см. раздел 3).

Но так как рассматриваемые зависимости между геофизическими параметрами и петрофизическими свойствами пород имеют не функциональный, а корреляционный характер, необходимо определенное количество исходных данных, чтобы математически была обоснована приемственность предполагаемой линии регрессии, т. е. должен быть решен вопрос о том, является ли наблюдаемое различие между экспериментальными данными отражением реального различия или же оно есть результат случайности.

Существует ряд критериев различия [37], однако большинство из них требует математической обработки после завершения серии наблюдений, объем которых (т. е. число параметрических измерений) был намечен заранее в соответствии с принятым уровнем

значимости, что крайне неудобно и экономически может быть неоправданно.

В связи с этим в качестве критерия различия может быть применен метод последовательного анализа [29], когда число наблюдений заранее не фиксируется, математическая обработка (совершенно элементарная) проводится после каждого наблюдения, причем в результате этой обработки выясняется, можно ли принять одну из гипотез (и какую именно) или же следует продолжать испытания. Как показывает опыт, число требующихся при этом наблюдений оказывается примерно вдвое меньше, чем при классическом анализе.

Не останавливаясь подробно на сущности метода ввиду его широкой известности, отметим лишь следующее. Если распределение случайной величины a является нормальным с основным отклонением, равным σ , и требуется проверить две противопоставляемые гипотезы: 1) $\bar{a} = a_0$, 2) $\bar{a} = a_1$ (при $a_1 > a_0$), то гипотезу $\bar{a} = a_0$ можно принять, если удовлетворяется неравенство

$$\sum_{i=1}^n a_i \leq \frac{\sigma^2}{a_1 - a_0} \ln \frac{\beta}{1 - \alpha} + n \frac{a_0 + a_1}{2}. \quad (41)$$

Если же

$$\sum_{i=1}^n a_i \leq \frac{\sigma^2}{a_1 - a_0} \ln \frac{1 - \beta}{\alpha} + n \frac{a_0 + a_1}{2}, \quad (42)$$

то первая гипотеза отвергается и принимается противопоставляемая ей гипотеза $\bar{a} = a_1$ (где \bar{a} — среднее значение распределения a_i). В том случае, если

$$\frac{\sigma^2}{a_1 - a_0} \ln \frac{\beta}{1 - \alpha} + n \frac{a_0 + a_1}{2} \leq \sum_{i=1}^n a_i \leq \frac{\sigma^2}{a_1 - a_0} \ln \frac{1 - \beta}{\alpha} + n \frac{a_0 + a_1}{2}, \quad (43)$$

то испытания необходимо продолжать.

Наиболее удобно анализ проводить графически. Для этого после каждого наблюдения на чертеж наносят соответствующую точку, откладывая по оси абсцисс порядковый номер n выполненного наблюдения, а по оси ординат сумму $\sum_{(n)} a_i$. Испытания следует продолжать до тех пор, пока эти точки будут оставаться в полосе между прямыми

$$y = pn + L_1 \text{ и } y = pn + L_2, \quad (44)$$

где

$$L_1 = \frac{\sigma^2}{a_1 - a_0} \ln \frac{\beta}{1 - \alpha}; \quad L_2 = \frac{\sigma^2}{a_1 - a_0} \ln \frac{1 - \beta}{\alpha}; \quad p = \frac{a_0 + a_1}{2}.$$

Как только очередная точка окажется выше или ниже полосы испытания, необходимо принять соответствующую гипотезу и прекратить дальнейшие опыты.

Иллюстрируем сказанное примером проверки на одном из участков работ в Заволжье применимости найденной ранее корреляционной зависимости $k_{\phi} = f(A^*)$.

Водоносный горизонт на этом участке залегает на глубине 30—40 м и представлен песками, удельное сопротивление которых 40—60 Ом·м. В соответствии с корреляционными зависимостями, представленными на рис. 18, и вытекающей из них зависимостью свободного члена b , входящего в уравнение $\ln k_{\phi} = b - 2,30 \ln A^*$ от удельного сопротивления водоносных пород, предполагаемое уравнение регрессии для интересующего нас случая должно иметь вид: $\ln k_{\phi} = 2,0 - 2,30 \ln A^*$.

Примем теперь за случайную величину $a_i = \Delta k_{\phi_i} / k_{\phi_1}$, где $\Delta k_{\phi} = k_{\phi_1} - k_{\phi_2}$ — отклонение вычисленного по нашему уравнению значения k_{ϕ_1} от значения k_{ϕ_2} , полученного в результате отката, отнесенное к величине k_{ϕ_1} . Возможность использования проверяемой зависимости $k_{\phi} = f(A^*)$ подтверждается в том случае, если $\bar{a} = a_0 = 0$ (т. е. $\Delta k_{\phi} / k_{\phi_1} = 0$).

Далее необходимо задаться границами доверительного интервала a_1 , удовлетворяющего требованиям необходимой точности оценки k_{ϕ} . Учитывая опыт работ, величину a_1 можно принять равной $a_1 = \pm 0,3 k_{\phi}$ (т. е. $\pm 30\% k_{\phi}$).

Величины α и β , представляющие собой соответственно вероятности ошибочного отбрасывания или принятия проверяемой гипотезы, обычно весьма малы и принимаются равными 0,05. Среднеквадратическое отклонение σ может быть принято на основании предыдущих опытов равным 0,26. Вычисляем коэффициенты L_1 , L_2 и p :

$$L_1 = \frac{(0,26)^2}{0,3} \ln \frac{0,05}{0,95} = -0,66;$$

$$L_2 = \frac{(0,26)^2}{0,3} \ln \frac{0,95}{0,05} = 0,66;$$

$$p = \frac{0,3}{2} = 0,15.$$

Таким образом, уравнения прямых имеют вид:

$$y_1 = 0,15n - 0,66; \quad y_2 = 0,15n + 0,66.$$

Построив по этим уравнениям полосу испытаний, приступаем к проверке гипотезы (табл. 25).

Откладывая по оси абсцисс число наблюдений, а по оси ординат — последовательную сумму отклонений $\Delta k_{\phi} / k_{\phi_1}$, строим (рис. 31) экспериментальную линию $\sum \frac{\Delta k_{\phi}}{k_{\phi_1}} = f(n)$.

Результат девятого наблюдения находится ниже полосы испытания и, следовательно, гипотезу можно считать доказанной, т. е. мы имеем право пользоваться предварительной линией регрессии с шириной доверительного интервала, равной $\pm 0,3 k_{\phi}$.

Результаты последовательного анализа при проверке применимости
корреляционного уравнения $k_{\Phi} = f(A^*)$

$A^* \cdot 10^{-4}$, (водоносного горизонта), см/м	k_{Φ_1} по дан- ным ВП, м/сут	k_{Φ_2} по данным откачки, м/сут	$\Delta k_{\Phi} =$ $= k_{\Phi_1} -$ $- k_{\Phi_2}$, м/сут	$a_i =$ $= \Delta k_{\Phi} / k_{\Phi_1}$	$\sum_{i=1}^n a_i$	y_1	y_2
6,0	25,0	24,8	0,2	0,01	0,01	-0,51	0,81
0,87	10,0	9,8	0,2	0,02	0,03	-0,36	0,96
1,2	5,0	4,2	0,8	0,16	0,19	-0,21	1,11
0,82	12,0	10,5	1,5	0,12	0,31	-0,06	1,26
1,5	3,0	2,4	0,6	0,20	0,51	0,09	0,41
0,97	8,0	8,0	0	0,00	0,51	0,24	1,56
1,0	7,5	7,0	0,5	0,07	0,58	0,39	1,71
0,76	14,2	14,0	0,2	0,01	0,59	0,54	1,86
0,87	10,0	10,5	-0,5	-0,05	0,54	0,69	2,01
2,5	0,9	0,8	0,1	0,11	0,65	0,84	2,16
4,0	0,3	0,25	0,05	0,17	0,82	0,99	2,31
1,05	6,8	6,0	0,8	0,12	0,94	1,14	2,46

При получении отрицательного результата (точка легла выше полосы испытания) следует либо расширить пределы доверительного интервала, либо приступить к составлению новой корреляционной зависимости.

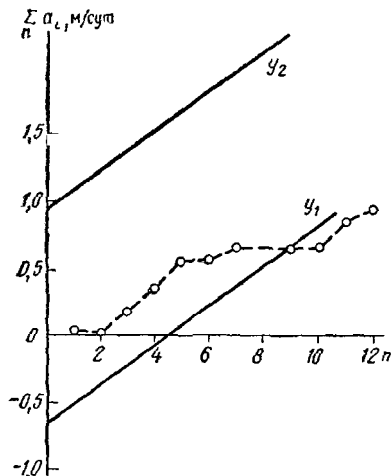


Рис. 31. Пример применения метода последовательного анализа.

Аналогичным образом следует подтверждать и другие эмпирические зависимости. Отличием при этом будет являться лишь то, что если девять точек наблюдений k_{Φ} соответствуют девяти скважинам, то зависимости $\rho = f(C)$, $A^* = f(\Gamma)$ можно проверить по результатам исследований около одной — трех скважин, имея несколько точек по каждой из них. Зависимость $\rho = f(M)$ обычно подтверждается по данным параметрических измерений вблизи колодцев.

Выбор методики при параметрических измерениях. Геофизические параметрические измерения включают в себя два вида работ: измерения вблизи горных выработок с поверхности и измерения в скважинах и шурфах.

Измерения вблизи горных выработок являются основной частью параметрических исследований, так как на их результатах базируется составление корреляционных зависимостей между

геофизическими параметрами и гидрогеологическими показателями свойств пород разреза.

Методические особенности выполнения этих работ заключаются в следующем.

После выбора места заложения параметрической горной выработки (в одной из точек рекогносцировочных профилей) в данной точке проводят повторные наблюдения комплексом методов ВЭЗ ВП и сейсморазведки с применением более сгущенной круговой установки ВЭЗ и полной круговой установки сейсмозондирования. Эти измерения являются контрольными, но их проводят также с целью получения более полной картины о геоэлектрическом и геосейсмическом разрезах в точке заложения параметрической скважины. Одновременно изучается анизотропия электрических и сейсмических свойств разреза.

Измерения методом вызванной поляризации выполняют в режиме возбуждения, выбранном в процессе опытно-методических работ, описанных выше. В отдельных случаях, когда представляет интерес изучение параметров ВП на различных временах зарядки, либо когда этот вопрос оказался недостаточно изученным, измерения проводят при нескольких существенно отличных временах зарядки. Максимальные разности AB должны составить пять — семь глубин скважин.

Сейсморазведочные измерения также выполняют в соответствии с выбранной схемой. Отклонением от нее может явиться более густая расстановка сейсмоприемников и большая длина сейсмического профиля с целью получения наиболее достоверной и полной волновой картины.

Параметрические измерения должны обеспечить получение результатов с максимальной точностью и достоверностью. В связи с этим при выполнении ВЭЗ ВП целесообразно на каждом разное питающих электродов AB провести повторные измерения $\Delta U_{пр}$, $I_{пр}$ и спада потенциала ВП при двух различных силах тока заряда, изменяя при этом либо сопротивление заземлений AB , либо напряжение генератора станции.

Непосредственно после выполнения параметрического ВЭЗ ВП следует сделать предварительные расчеты параметров ВП с целью контроля допущенных ошибок измерений и оперативного исправления при недопустимой величине погрешностей.

К точности измерений предъявляются следующие требования.

Ошибка измерений ρ_k на каждом разное не должна превышать 5%. При этом необходимо учитывать характер кривой ρ_k . Следует отметить, что при изучении малых глубин и при достаточно частом шаге электродов AB мы обычно не получаем плавных кривых ρ_k , близких по форме к теоретическим. Кривые осложнены, как правило, отдельными довольно резкими изломами. Важной задачей в этом случае является выявление искажений кривых ρ_k , вызванных не изменениями геоэлектрического разреза на глубине, а поверхностными (плановыми) неоднородностями. С этой

целью следует провести тщательный визуальный осмотр участка и составить кроки вдоль линий разносов AB , отметив при этом все неровности поверхности, смену растительности, состава почв, их засоления. При появлении резких изломов на кривой ρ_k необходимо сместить электроды AB , либо изменить азимут установки. В итоге исполнитель обязан найти причину каждого изгиба параметрической кривой ρ_k .

Ошибка расчета параметра A не должна превышать 10%. Получение такой точности возможно лишь в случае, если амплитуда записи кривой спада потенциала ВП для времени 1 с будет не менее 150—180 мВ и сползание компенсационного нуля за время записи не превысит 5% начального значения. Подобные амплитуды записи и постоянство нуля должны быть обязательными при выполнении параметрических измерений ВП.

Вторым направлением параметрических исследований являются измерения в скважинах и шурфах. Эти исследования проводят с целью получения истинных величин геофизических параметров, которые совместно с результатами количественной интерпретации измерений вблизи горных выработок должны составить основу схемы геофизической и геолого-гидрогеологической интерпретации данных комплексных исследований.

Во всех параметрических скважинах необходимо провести полный комплекс перечисленных ранее каротажных исследований. Измерения в шурфах должны выполняться как электрическими, так и сейсмическими методами.

Электрические измерения проводят методом ВП с применением микроустановок А20М10N20В (питающие электроды — стальные, приемные — красная медь), расположенных в стенке шурфа горизонтально. Шаг перемещения установки по вертикали может меняться от 10 до 50 см в зависимости от однородности разреза шурфа (по литологии, по степени засоленности, по влажности).

Измерения можно выполнять при помощи полевой станции ВП, а в качестве источника поляризующего тока использовать батарею ГРМЦ-69.

Время зарядки t_{np} может быть принято таким же, как и при наземных измерениях. Однако более целесообразно проводить измерения при двух временах зарядки — t_{np} и $0,1t_{np}$. Сила питающего тока должна быть выбрана экспериментальным путем. Практика показывает, что в большинстве случаев I_{np} составляет 1—10 мА.

При сейсмокаротажных исследованиях в шурфах сейсмоприемники располагают в уступах стенки шурфа на расстоянии 10—20 см друг от друга; упругие колебания возбуждают на поверхности и на дне шурфа ударом кувалды.

Последним вопросом параметрических измерений является необходимость тарировки аппаратуры РВП на опорных профилях или участках.

В основном этот вопрос был рассмотрен ранее при описании

привязки показаний аппаратуры РВП к почвогрунтам района и тарировке шкалы самописца по удельным сопротивлениям.

Здесь следует добавить лишь, что на выбранных для тарировочных работ РВП участках следует заложить неглубокие шурфы с отбором проб пород на гранулометрический анализ, влажность и водные вытяжки.

Указанные участки должны быть закреплены на местности и после завершения площадных работ на них должны быть повторены записи диаграмм РВП с повторным отбором проб грунта на влажность.

РАЗМЕЩЕНИЕ СЕТИ ТОЧЕК ГЕОФИЗИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Размещение сети точек геофизических исследований — один из важных и сложных вопросов рассматриваемой методики. Экономическая целесообразность применения геофизических исследований в конечном итоге может определяться именно этим фактором.

Существует ряд приемов и способов, позволяющих предварительно наметить густоту сети точек геофизических измерений. Большинство из них не может быть применено для наших исследований, так как за основу принимается размер геологического объекта. Отсутствие конкретного объекта поисков при съемочных работах не позволяет использовать эти приемы для описываемых исследований.

В связи с этим при решении вопроса о густоте сети геофизических точек необходимо исходить из условия коррелируемости получаемых результатов как вдоль профилей, так и между ними.

Степень корреляции по профилю оценивают путем расчета радиуса корреляции по различным параметрам. Исходной формулой, определяющей корреляцию свойств по профилю, является формула (27) для нормированной автокорреляционной функции.

На рис. 32 приведены два графика автокорреляционной функции по профилям Саратовской области, выбранным произвольно и пересекающим территорию работ с севера на юг. Эти графики показывают степень коррелируемости свойств пород (в данном случае их глинистости) при изменении шага между точками наблюдения. С корреляционной кривой тренд не снимался, но это не должно существенным образом сказаться на определении радиуса корреляции, поскольку на интервале μ от нуля до 9 км корреля-

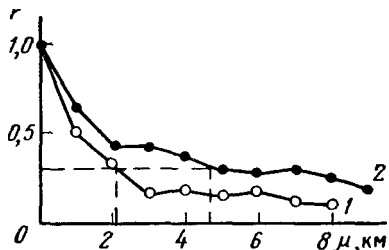


Рис. 32. Графики автокорреляционных функций по параметру $A^* = f(I)$ по двум профилям в Саратовском Заволжье.

1 — профиль I—I, 2 — профиль II—II

ционная функция плавно стремится к нулю, приблизительно подчиняясь закону $e^{-\alpha\mu}$, указывающему в первом приближении на отсутствие тренда.

В качестве граничного уровня коэффициента корреляции принят 0,3r (μ), что соответствует 95% вероятности корреляции.

Снижение коэффициента корреляции до 0,3 на кривой 1 достигается при шаге $\mu \approx 2$ км, на кривой 2 — при $\mu \approx 5$ км. Эти значения μ являются радиусами корреляции. В целом для площади исследования выбирается наименьший радиус корреляции, чтобы обеспечивалась корреляция свойств пород при любой их коррелируемости. Следовательно, в конкретном случае выбирается радиус корреляции, соответствующий $\mu = 2$ км. Автокорреляционные функции на рис. 32 можно аппроксимировать формулой

$$r(\mu) = e^{-\alpha\mu}. \quad (45)$$

Свойства пород по профилю определяются как коррелированной, так и случайной связью. Дисперсия хаотической некоррелированной случайной изменчивости D_x вычисляется по формуле

$$D_x = D_0(1 - r^2),$$

где r — коэффициент автокорреляции для данного шага наблюдения.

Отсюда следует, что дисперсия, обусловленная пространственно коррелируемой изменчивостью D_k , будет изменяться как

$$D_k = D_0 r^2. \quad (46)$$

Общая дисперсия будет

$$D_0 = D_x + D_k. \quad (47)$$

Из формулы (47) следует, что с увеличением шага по профилю, сопровождающимся согласно (45) уменьшением коэффициента автокорреляции, дисперсия хаотической неоднородности будет увеличиваться, приближаясь к общей дисперсии.

При большом шаге μ , когда $r(\mu) \approx 0$, результаты наблюдений по профилю будут представлять последовательность независимых случайных величин ($D_k \approx 0$).

Выбирая шаг наблюдения бóльшим радиуса корреляции (в нашем примере $\mu > 2$ км), мы будем фиксировать случайную хаотическую изменчивость, а не закономерное изменение свойств пород по профилю, т. е. получим только статистическую характеристику свойств пород.

В связи с тем, что изменчивость свойств по разрезу в районе неодинакова на различной глубине и для различных геолого-гидрогеологических показателей разреза, радиус корреляции рассчитывают отдельно для каждого из этих показателей. При этом исходным материалом для расчета могут явиться как качественные характеристики (абсциссы и ординаты кривых ρ_k , A_k ,

A_k^*), так и результаты количественной интерпретации геофизических материалов.

Опыт исследований в различных районах засушливых областей Советского Союза позволяет обобщить полученные результаты по расчету радиуса корреляции и рекомендовать проведение расчетов по следующей схеме (табл. 26).

Т а б л и ц а 26

Схема расчета автокорреляционных функций

Геолого-гидрогеологический показатель	Геофизический метод, применяемый для расчета	Исходные данные для расчета
Глубина залегания регионального водоупора	ВЭЗ ВП	Результаты качественного анализа кривой A_k^*
Свойства пород регионального водоупора	ВЭЗ ВП	Результаты количественной интерпретации кривой A_k^*
Глубина залегания и фильтрационные свойства водовмещающих пород	ВЭЗ ВП	То же
Глубина залегания и фильтрационные свойства местных локальных водоупоров	ВЭЗ ВП	»
Фильтрационные свойства первого от поверхности водоносного горизонта	ВЭЗ ВП	»
Минерализация грунтовых вод	ВЭЗ	Результаты количественной интерпретации кривой ρ_k
Глубина до уровня грунтовых вод	Сейсморазведка ВЭЗ	Результаты количественной интерпретации
Степень засоленности пород зоны аэрации		Результаты количественной интерпретации кривой ρ_k
Литологический состав верхней 5-метровой толщи разреза	ВЭЗ ВП	Результаты количественной интерпретации кривой A_k^*

Результаты расчетов радиуса корреляции в соответствии с предлагаемой схемой для наших работ, проведенных на Украине, в Калмыкии, Киргизии и в Саратовском Заволжье, приведены в табл. 27.

Результаты этих расчетов свидетельствуют о том, что радиусы корреляции для соответствующих показателей разреза, несмотря на существенное отличие геолого-гидрогеологических условий рассматриваемых районов, достаточно близки по величине; исключением является степень засоленности пород зоны аэрации и минерализации грунтовых вод; это дает возможность в первом приближении рекомендовать густоту сети точек геофизических наблюдений.

Различие радиусов корреляции по отдельным геолого-гидрогеологическим показателям и общая закономерность увеличения

Результаты расчета радиуса корреляции r

Геолого-гидрогеологический показатель	г, м			
	Украина	Калмыкия	Киргизия	Саратовское Заволжье
Глубина залегания регионального водоупора	5350	4000	6000	5600
Свойства пород регионального водоупора	1500	3200	1000	1450
Глубина залегания и фильтрационные свойства водовмещающих пород	1800	2400	1600	2470
Глубина залегания и фильтрационные свойства местных локальных водоупоров	2350	1100	—	—
Фильтрационные свойства первого от поверхности водоносного горизонта	2100	4100	2000	1750
Минерализация грунтовых вод	5000	340	1500	4200
Глубина до уровня грунтовых вод	3300	4100	3000	1800
Степень засоленности пород зоны аэрации	2300	240	1000	3700
Литологический состав верхней 5-метровой толщи разреза	2100	1800	900	1200

его с глубиной позволяют более целесообразно проектировать объемы геофизических работ.

Глубинные условия разреза площади съемки изучают по более редкой сети точек геофизических наблюдений. Уменьшение глубинности исследований требует сгущения сети.

По табл. 26 может быть предварительно определена густота сети для засушливых областей. Приведенные в этой таблице радиусы корреляции рассчитывались по профилям, направление которых соответствовало направлению максимальной изменчивости свойств разреза. Однако выбор сети наблюдений должен включать в себя анализ анизотропии изменчивости свойств по площади. В связи с этим целесообразно проводить исследования по профилям различного направления (по четырем азимутам через 45°). В этом случае по результатам расчета строят полярную диаграмму радиусов корреляции. Большая ось эллипса соответствует расстоянию между профилями, малая ось — шагу измерений по профилю. Такой расчет в Саратовском Заволжье показал, что если радиус корреляции при оценке фильтрационных свойств первого от поверхности водоносного горизонта по профилю вкрест простирания террас р. Волга равен 1750 м, то по профилю, направленному вдоль террас, он составляет 4300 м, т. е. расстояние между профилями должно быть не более 4 км при шаге по профилю 2 км.

Конечно, описанный способ оценки необходимой густоты сети не единственный путь решения задачи. Однако соответствие сущности способа основному требованию, предъявляемому к гео-

физическим материалам, — взаимокоррелируемость данных, полученных в двух соседних точках, а также простота использования позволяют рекомендовать этот метод для расчета густоты сети.

ОБЩАЯ СХЕМА И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ПРОВЕДЕНИЯ СЪЕМОЧНЫХ РАБОТ

Комплекс геофизических исследований, как следует из изложенного выше, не может полностью заменить гидрогеологические методы съемки, в том числе и такие трудоемкие, как проходка шурфов, бурение скважин и их опробование. Это обусловлено не только тем, что успешное применение геофизического комплекса методов требует опорного параметрического бурения, но и тем, что этим комплексом не могут быть решены все задачи съемки и, в частности, задачи оценки физико-технических свойств горных пород.

В связи с этим первоочередное место занимает решение задачи о месте геофизических исследований в общей схеме геологосъемочных работ, ибо лишь рациональное комплексирование всех видов исследований позволит добиться максимальной информативности результатов при минимальной затрате средств и времени. Некоторые общие вопросы подобного комплексирования изложены в [28, 35]. В данной работе мы сочли необходимым более конкретно рассмотреть этот вопрос в отношении максимального использования результатов геофизических исследований.

Непосредственно съемочным работам должно предшествовать составление проекта. Составной частью этих работ является сбор, систематизация и в ряде случаев переинтерпретация всех полученных ранее на данной территории геологических и геофизических материалов. Остановимся несколько подробнее на переинтерпретации геофизических материалов. В настоящее время значительная часть территории Советского Союза покрыта сетью электроразведочных и сейсмических наблюдений, проводившихся с целью структурного картирования. В связи с тем, что исследователей в основном интересовало изучение больших глубин, непосредственно извлечь интересующую нас информацию из этих материалов не всегда можно. Необходима переинтерпретация материалов. Количественная интерпретация кривых ВЭЗ позволяет в большинстве случаев решить две задачи съемки — оценить глубину залегания регионального водоупора и первого от поверхности горизонта песков. Предварительное построение соответствующих карт позволяет в дальнейшем уменьшить глубинность проектируемых исследований и более правильно наметить сеть наблюдений.

Результаты сейсмических работ, направленных на поиски структур, обычно отражают строение разреза на глубинах, не интересующих нас при данной съемке. Однако эти сведения могут

оказать существенную помощь при изучении гидрогеологических условий района работ. В ряде случаев изучение зоны малых скоростей может позволить составить предварительную схему мощности пород зоны аэрации.

Исследования этого этапа следует завершать составлением геолого-гидрогеологических и геофизических карт и схем, которые бы давали общее представление о площади съемки.

Первым этапом полевых исследований должны явиться опытно-методические и рекогносцировочные геофизические работы, маршрутная съемка, ландшафтно-индикационные наблюдения, бурение опытных параметрических скважин и их опробование. Суть этих исследований состоит в следующем. На основе материалов обобщения по направлению максимальной изменчивости гидрогеологических показателей и вкрест этого направления проводят два рекогносцировочных профиля, на которых выполняют измерения методами РВП, сейсморазведки и ВЭЗ ВП. Основное назначение этих профилей — выбор сети площадных наблюдений, уточнение схемы комплексирования геофизических методов. При этом шаг измерений по профилю не должен превышать 1 км, длина профиля составлять 20—25 км. Точки ВЭЗ ВП и сейсмические зондирования совмещаются. Методика расчета густоты сети освещена выше.

Одновременно по результатам рекогносцировочных работ изучают взаимокорреляционные функции между параметрами ВП для различных разностей и намечают предварительную схему геолого-гидрогеологической интерпретации.

Помимо геофизических работ на данном этапе бурят опорные параметрические скважины и проводят детальное их опробование. Места заложения опорных скважин определяют по результатам предварительной качественной и количественной интерпретации материалов геофизических работ с учетом данных ландшафтно-индикационных исследований и маршрутной съемки. При этом скважины должны быть заложены в максимально хороших по гидрогеологическим условиям разрезах, что обычно может быть установлено уже по результатам качественной интерпретации кривых ВЭЗ ВП. Необходимое число параметрических скважин определяется методом последовательного анализа. Вблизи каждой скважины выполняют круговое зондирование методом ВП и сейсморазведки.

В процессе полевых работ данного этапа необходимо решить и такие методические вопросы, как выбор режима возбуждения поля ($I_{пр}$, $t_{пр}$), схем электроразведочных и сейсмических установок.

В результате на данном этапе исследований должны быть составлены уточненный проект площадных работ со схемой расположения сети точек геофизических наблюдений и схема геолого-гидрогеологической интерпретации, включающая соответствующие корреляционные зависимости. Одновременно должен быть

решен вопрос о применимости ускоренного способа интерпретации кривых ВЭЗ, и в случае положительного решения — установлены пределы изменения коэффициента K_k .

Затем приступают ко второму этапу полевых исследований — к площадной съемке. Площадные исследования проводят в соответствии с уточненным проектом; они носят уже производственный характер.

Следующим этапом являются камеральные работы. По результатам геолого-гидрогеологической интерпретации материалов площадных геофизических исследований с учетом данных опорного (параметрического) бурения строят геолого-гидрогеологические карты и разрезы для всей площади съемки. В процессе выполнения этих работ на площади съемки намечают места заложения контрольных скважин, а также скважин и других горных выработок, которые должны помочь решить те или иные задачи, не решенные при применении комплекса геофизических методов.

Эти работы выполняют только после построения разрезов и карт по результатам геофизических работ. На этом этапе могут быть проведены в небольшом объеме и геофизические работы для уточнения тех или иных границ. В полном объеме применяется картаж скважин. Завершающим этапом работ является составление окончательных общих и специальных карт с использованием всей полученной информации с площади съемки.

6. НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПРОИЗВОДСТВЕННОГО ОПРОБОВАНИЯ КОМПЛЕКСА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ВЫПОЛНЕНИИ СЪЕМОЧНЫХ РАБОТ

В настоящее время производственное опробование описанной в книге методики проведено на территории площадью свыше 10 тыс. км². В процессе этих исследований, выполнявшихся в различных районах Советского Союза, накоплен обширный фактический материал, который с учетом крупного масштаба съемки можно считать достаточно представительным для обоснованных обобщений и выводов.

Исследования позволили не только решить или уточнить ряд вопросов, но и отработать методику построения по геофизическим данным специализированных геолого-гидрогеологических карт, оценить информативность как отдельных геофизических методов, так и методики в целом, выяснить допустимые и фактические ошибки определения геолого-гидрогеологических параметров при помощи этой методики, а также охарактеризовать экономический эффект ее внедрения в практику съемочных работ и наметить некоторые перспективы дальнейшего совершенствования гидрогеологических съемок масштаба 1 : 50 000, выполняемых с целью мелиорации засушливых земель.

ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ В ОТДЕЛЬНЫХ РАЙОНАХ

Исследования, проведенные в различных районах страны, подтвердили применимость описанной методики в разнообразных геолого-гидрогеологических условиях, выявив одновременно и некоторые особенности ее использования в тех или иных конкретных районах. Для иллюстрации изложенного в предыдущих разделах рассмотрим наиболее интересные примеры применения методики.

Территория съемки в Калмыкии (Сарпинская низменность) охватывает площадь в 800 км². Мелиоративные условия этого района достаточно типичны для аридных областей Советского Союза.

Территория съемки расположена в северо-западной части Прикаспийской низменности. В геологическом отношении — это морская аккумулятивная равнина, слабо расчлененная последующими эрозионными процессами. Рельеф равнины несколько осложнен большим количеством суффозионно-просадочных и ли-

манообразных понижений и ложбин. В геологическом строении района (в пределах интересующих нас глубин) принимают участие палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения.

Палеогеновые и неогеновые отложения встречаются на глубине 100 м и более. Четвертичные отложения, которые непосредственно изучались в ходе съемки, представлены морскими осадками бакинского, хазарского и хвалынского возраста. Бакинские отложения развиты повсеместно. Представлены они переслаивающимися глинами и песками. Глубина залегания бакинских отложений 30—70 м. Мощность их 30—50 м.

Хазарские отложения выражены переслаивающимися глинами, песками и супесями. Глубина залегания этих пород 20—30 м, мощность 20—30 м. Хвалынские отложения составляют верхнюю часть разреза. Они представлены песчано-глинистым материалом (суглинки, глины, пески и супеси); мощность их 20—30 м. Глины бакинского яруса являются региональным водоупором для водоносного горизонта, заключенного в хвалынских и хазарских отложениях. Первый от поверхности водоносный горизонт приурочен к супесям и суглинкам хвалынского яруса. Почти повсеместно они подстилаются глинами и тяжелыми суглинками, являющимися первым от поверхности локальным водоупором. Глубина залегания грунтовых вод колеблется от 5 до 12 м. Минерализация вод высокая, в среднем 5—15 г/л; местами она достигает до 30—35 г/л. Пресные воды с минерализацией до 1 г/л распространены в виде мелких линз, плавающих на солевых водах. Приурочены эти линзы к западинам и лиманообразным понижениям. Коэффициент фильтрации водовмещающих пород изменяется от 1 л/сут (для суглинков) до 2 л/сут (для супесей).

Хвалыно-хазарский водоносный горизонт заключен в песках и супесях. В разрезе 40—60-метровой толщи песков местами присутствуют глины мощностью 5—10 м, разделяющие пески на два горизонта. Коэффициенты фильтрации песков обоих горизонтов колеблются от 0,5 до 5 м/сут и более. К пескам приурочены пластово-напорные воды. Горизонт вскрывается на глубине от 16 до 34—38 м. Уровень устанавливается на глубине 5—10 м. Напор по некоторым скважинам достигает 20—25 м. Минерализация этих вод 10—15 г/л и более.

Не рассматривая предварительного этапа подготовительных камеральных исследований, перейдем к описанию методики и результатов полевых работ. Задачей первого этапа являлось выяснение необходимой густоты сети точек геофизических наблюдений, геоэлектрического разреза площади съемки, составление корреляционных зависимостей и разработка методики геолого-гидро-геологической интерпретации с учетом конкретных условий изучаемого района.

В соответствии с этими задачами были отработаны два профиля ВЭЗ ВП и сейсморазведки в широтном и меридиональном направлениях с расстоянием между точками 500 м. Результаты

расчета автокорреляционных функций, выполненного по полученным данным, приведены в табл. 27; они послужили основой для выбора сети геофизических наблюдений.

Профили широтного направления располагали через 3 км, точки по профилю — через 1,5 км. Выбранные расстояния отвечали требованиям автокорреляции по таким показателям, как литологический состав, фильтрационные свойства пород, глубина до уровня грунтовых вод.

Однако изучение минерализации грунтовых вод и степени засоленности пород зоны аэрации требовало значительного сгущения сети точек ВЭЗ (до десяти точек на 1 км²). Эти задачи были решены иным путем. После проведения детальных геофизических исследований на ряде ключевых участков, выбранных на основе ландшафтно-индикационных исследований, и сопоставления их с данными бурения, применили методику экстраполяции по площади значений минерализации вод и степени засоленности грунтов при помощи ландшафтно-индикационного метода и дешифрирования аэрофотоснимков. Это позволило сократить объемы и стоимость работ и повысить точность решения задачи.

В качестве параметрических использовали девять скважин колонкового (УРБ-ЗАМ) и ударного (УКС-22) бурения и десять скважин вибрационно-ударного бурения (АВВ-2М); в результате опробования этих скважин был получен исходный материал для составления корреляционных зависимостей. В скважинах колонкового бурения был проведен стандартный комплекс каротажных исследований. Около всех скважин были выполнены параметрические ВЭЗ ВП и сейсмические исследования.

Эти работы позволили получить представление о геоэлектрическом и геосейсмическом разрезах площади съемки.

Основная особенность геоэлектрического разреза — низкое удельное сопротивление пород по всему изучаемому разрезу. В среднем величина ρ_k колебалась от 2 до 5 Ом·м, достигая в отдельных случаях 10—15 Ом·м и, как исключение, 20—40 Ом·м в верхней части разреза. Подобные низкие значения связаны с интенсивной засоленностью пород зоны аэрации (более 1%) и высокой минерализацией подземных вод. Кривые ρ_k слабо дифференцированы; их характер в значительной степени определяется изменением степени засоленности пород и минерализации подземных вод.

В разрезе выделяются следующие геоэлектрические горизонты (сверху вниз).

1. Суглинки мощностью 5—15 м. Характеризуются самыми различными значениями ρ . Величина параметра A в зависимости от степени глинистости пород колеблется от 0,7 до 1,5—3,0%. Параметр A^* изменяется от $10 \cdot 10^{-4}$ до $30 \cdot 10^{-4}$ См/м. Средняя постоянная спада τ (в интервале времен $1 \text{ с} \leq t \leq 11 \text{ с}$) изменяется от 2 до 5 с.

2. «Шоколадные» глины. Этот горизонт наиболее четко выде-

ляется в разрезе. Удельное сопротивление пород равно 1,3—1,5 Ом·м. Поляризуемость практически равна нулю.

3. Супеси, местами подстилающие суглинки, водонасыщенные. Их удельное сопротивление определяется минерализацией грунтовых вод и колеблется от 2—3 до 8—10 Ом·м. Параметр A изменяется от 0,5 до 0,8—1,0%, его относительная величина — от 8×10^{-4} до $20 \cdot 10^{-4}$ См/м. Постоянная спада изменяется от 4 до 6 с.

4. Глины, близкие к тяжелым суглинкам, распространенные на большей части площади съемки и являющиеся водоупором для горизонта грунтовых вод. На участках распространения высокоминерализованных вод глины характеризуются несколько повышенной величиной ρ по сравнению с водонасыщенными породами (на 20—30%). На участках со слабосолоноватыми водами они выделяются как горизонт пониженного сопротивления. Средняя величина удельного сопротивления 4—4,5 Ом·м. Параметр A и его относительная величина достигают больших значений 1,5—3,0% и $30 \cdot 10^{-4}$ — $50 \cdot 10^{-4}$ См/м. Соответственно, постоянная спада τ составляет 1,5—2 с.

5. Горизонт хвалыньских песков. В целом характеризуется пониженными значениями $\rho = 2 \div 5$ Ом·м, $A = 0,3 \div 0,5\%$ и $A^* = 5 \cdot 10^{-4} \div 10 \cdot 10^{-4}$ См/м. Исключением являются участки распространения слабосолоноватых вод, где величина ρ может достигать 8—12 Ом·м. Средняя постоянная спада колеблется от 2,5 до 3 с. Аналогичные величины электрических параметров свойственны и нижележащему горизонту хазарских песков.

6. Горизонт глин, разделяющий хвалыньские и хазарские пески. На кривых ВЭЗ ВП обычно полностью не выделяется из-за незначительной мощности, однако косвенно по изменению A и A^* может быть определен. Обычно он характеризуется несколько повышенными значениями этих параметров.

7. Горизонт бакинских глин, являющийся региональным водоупором на изучаемой территории. Как правило, отражается на кривых ВЭЗ ВП и характеризуется несколько повышенными значениями ρ_k и пониженными значениями A и A^* . Средняя постоянная спада $\tau = 1,5 \div 2,5$ с.

Геосейсмический разрез для изучаемых глубин достаточно прост. Средняя скорость распространения волн для пород зоны аэрации колеблется от 250 до 400 м/с. Граничные скорости волны t_y составляют 1600—1800 м/с. Уровень грунтовых вод, за исключением участков распространения «шоколадных» глин, является первой преломляющей границей. Присутствие в разрезе «шоколадных» глин, залегающих на глубине 2—4 м, обуславливает то, что первой и единственной преломляющей границей является их кровля. Граничная скорость волны, преломленной на кровле глин, равна 2000—2500 м/с.

Таковы особенности геоэлектрического и геосейсмического разрезов площади съемки.

Приведенные выше корреляционные зависимости явились результатом обработки материалов первого этапа полевых работ. Намеченная схема интерпретации предусматривала: а) определение глубины до УГВ по данным сейсморазведки с введением поправки на высоту капиллярного поднятия; б) литологическое расчленение разреза и оценку фильтрационных свойств водовмещающих пород с использованием зависимостей $A = f(\Gamma, k_f)$ при малых величинах ρ и $A^* = f(\Gamma, k_f)$ при значении ρ , большем 7—10 Ом·м; в) оценку степени засоленности пород и минерализации грунтовых вод с использованием зависимостей $\rho = f(C, M)$ и с увязкой с результатами радиоволнового профилирования и ландшафтно-индикационного метода исследований.

Полученные материалы позволили приступить к построению карт и разрезов. Опишем особенности построения лишь трех карт, которые являются наиболее характерными для данного района.

Карта глубины до уровня грунтовых вод и их минерализации. Глубину залегания уровня грунтовых вод определяли по результатам количественной интерпретации сейсмических данных с последующим введением поправки на высоту капиллярного поднятия по данным ВЭЗ ВП. Для точек ВЭЗ ВП, для которых не было сейсмических данных, находили глубину до УГВ по результатам интерпретации кривых ρ_k и A_k^* . Это оказалось возможным благодаря тому, что уровенная поверхность на исследуемой площади почти горизонтальна и характерные изгибы кривых ρ_k и A_k^* , соответствующие УГВ, коррелируются с соседними точками сейсмических наблюдений.

Сопоставление результатов интерпретации сейсмических наблюдений и данных бурения показало, что абсолютная ошибка определения глубины УГВ не превышает 1 м. В связи с этим нами были выбраны следующие пределы глубин при построении карты: 5—8; 8—10; 10—15; более 15 м.

Минерализацию грунтовых вод оценивали по удельному сопротивлению с использованием зависимости $\rho = f(M)$. Ошибка определения минерализации зависит от ширины доверительного интервала и для рассматриваемого случая составила 10% от величины минерализации воды.

Исходя из абсолютных ошибок определения общей минерализации, были выбраны соответствующие пределы минерализации воды при построении карты: до 1; 1—3; 3—5; 5—10; 10—20; 20—35; более 35 г/л. Поскольку по результатам геофизических работ были получены значения минерализации и глубин до УГВ лишь в точках зондирования, непосредственное построение карты выполнялось с учетом результатов ландшафтно-индикационного метода исследований. Особенно это относилось к участкам распространения линз пресных вод. Площади распространения пресных вод обычно невелики и приурочены бывают к понижениям в рельефе; переход от пресных к соленым водам очень резкий, что не позволяет выполнять экстраполяцию значений минерализации между

точками, расположенными на участке линзы и за ее пределами. Границы пресных вод довольно четко фиксируются растительным покровом, поэтому площади распространения пресных вод оконтуривали по ландшафтным признакам с использованием аэрофотоматериалов.

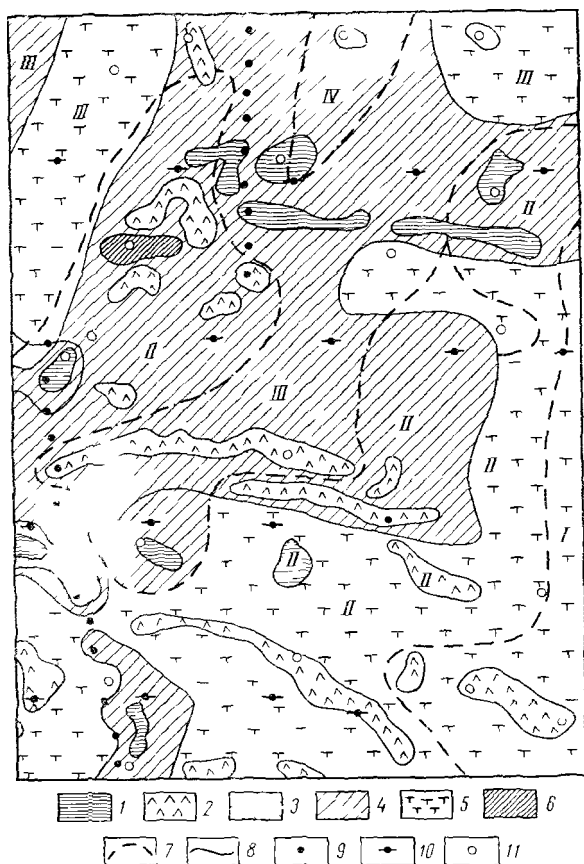


Рис. 33. Карта глубины залегания и минерализации грунтовых вод (Калмыкия).

Глубина до уровня грунтовых вод (в м) I — от 5 до 8, II — от 8 до 10, III — от 10 до 12, IV — более 12, минерализация грунтовых вод (в г/л) I — до 1, 2 — от 1 до 3, 3 — от 3 до 5, 4 — от 5 до 10, 5 — от 10 до 20, 6 — от 20 до 35, границы распространения вод 7 — с различной глубиной залегания, 8 — с различной минерализацией, 9 — точки ВЭЗ ВП и ландшафтных наблюдений, 10 — сейсмические профили, совмещенные с точками ВЭЗ ВП и ландшафтных наблюдений, 11 — опорные скважины

Путем применения изложенной методики нами была построена карта глубины и минерализации грунтовых вод (рис. 33). Крупные водообильные линзы пресных вод обнаружены на крайнем юге территории, к северу от пос. Большой Царын и в юго-восточной части основной территории.

Карта засоленности пород зоны аэрации. Построена по результатам количественной интерпретации кривых ρ_k с использованием зависимости $\rho = f(C)$, данных ландшафтно-индикационных наблюдений и метода РВП. Общую степень засоленности пород оценивали в каждой точке как средневзвешенную величину в интервале изменений засоленности одного знака (уменьшение либо увеличение). Ошибка количественной оценки засоленности определяется шириной доверительного интервала полученной зависимости и для выделенных пределов может быть охарактеризована следующими значениями: для засоленности до 0,2% — ошибка 4% от величины C ; для 0,2—0,4% — 6%; для 0,4—0,6% — 10%; для 0,6—0,8% — 15%; для 0,8—1,2% — 20%; свыше 1% — 30—40%.

Экстраполяция по площади точечных значений засоленности пород и построение окончательной карты проводилось по результатам РВП, ландшафтно-индикационного метода исследований и дешифрирования аэроснимков. Особенностью района исследований, как и всей равнинной территории полупустынной зоны, является пестрая засоленность почвогрунтов, выражающаяся в резкой смене засоленности пород на близлежащих участках, а также связанное с этим изменение растительного покрова. В связи с этим основной задачей полевых исследований являлось выделение контуров, занимаемых каждым типом растительного сообщества, и выяснение характера засоленности пород под каждым членом сообщества. Для этого шурфы, скважины и точки ВЭЗ и ВЭЗ ВП располагали так, чтобы были охарактеризованы все растительные сообщества, являющиеся членами каждого из выделенных типов почво-растительных комплексов, не менее чем с 3—4-кратной повторностью. При камеральной обработке анализов водных вытяжек и интерпретации кривых ρ_k удалось выделить восемь типов эпюр засоленности, наиболее характерных для площади съемки. Выделенные эпюры засоленности находятся в тесной связи с видовым составом растительных сообществ и типами кривых ρ_k .

На основании составленной в поле карты типов растительных сообществ и карты типов кривых ρ_k составлялась карта засоленности пород. Зная долю площади, занимаемой каждым членом растительного комплекса, от общей площади контура, и наиболее характерный для него тип эпюры засоленности, можно подсчитывать долю участия наиболее характерных эпюр в характеристике засоленности пород. По тому же принципу подсчитывалась доля площадей с породами различной степени засоленности верхних слоев (отдельно слоя 0—1 м и 1—3 м).

При составлении карты типов почвенно-растительных комплексов большую помощь оказывают аэрофотоматериалы. На аэрофотоснимках четко выделяются темным тоном понижения значительных размеров, занятые густой злаково-разнотравной растительностью. В пределах исследованной территории эти

понижения являются единственными элементами ландшафта, в которых оказываются промытыми породы всей зоны аэрации. В них часто обнаруживаются линзы пресных вод. На рассматриваемой территории встречаются впадины различных размеров — от значительных по площади до блюдцеобразных микропонижений с более густой растительностью и участки, где растительность редка, которые довольно четко отражаются по тону и рисунку на аэрофотоснимках. Границы таких областей на аэроснимках в ряде случаев дешифрируются более точно, чем при визуальных наблюдениях на местности.

Наибольшая изменчивость (пестрота) засоленности отмечается для первого метрового слоя почвогрунтов, поэтому с целью более детального и достоверного ее освещения был использован метод непрерывного радиоволнового профилирования в движении (РВП) в сочетании с ландшафтно-индикационными наблюдениями.

По данным радиоволновых и ландшафтно-индикационных исследований, выполненных в ходе параметрических работ, была составлена переводная табл. 20, на основе которой велась интерпретация диаграмм РВП по профилям. При этом на каждом километре профиля подсчитывались процентные соотношения числа «зубцов» записи, находящихся в указанных в таблице интервалах шкалы (см. рис. 28).

На основании таких подсчетов с учетом данных визуальных геоботанических наблюдений, выполнявшихся в ходе РВП-съемки, на каждом профиле выделяли участки, относящиеся к тому или иному типу комплекса засоленности, после чего составляли соответствующую карту (рис. 34).

Существенные отличия гидрогеологических и климатических условий в Киргизии, Днепропетровской и Саратовской областях от условий в Калмыкии привели к тому, что для каждого района съемки оказались характерными свои особенности геолого-гидрогеологической интерпретации, определившие особенности и содержание специализированных карт, построенных по результатам геофизических исследований.

Площадь съемки в Киргизии (Чуйская впадина) приурочена к слабо наклоненной аллювиально-пролювиальной равнине, включающей периферийные выходящие части конусов выноса рек и временных водотоков. В геологическом отношении район сложен четвертичными рыхлообломочными образованиями. К ним приурочены грунтовые и напорные воды. Глубина залегания грунтовых вод 0—3, реже 5 м. Минерализация грунтовых вод меняется в плане и по глубине от 0,3—0,5 до 30—40 г/л. Ниже горизонта грунтовых вод к многочисленным прослоям гравийно-галечниковых и песчаных отложений приурочены напорные пресные воды (минерализация до 0,5 г/л). В момент проведения работ на большей части площади съемки действовала система орошения. Все эти факторы, а также аридный климат региона обусловили то, что такие гидрогеологические показатели, как минерализация грунто-

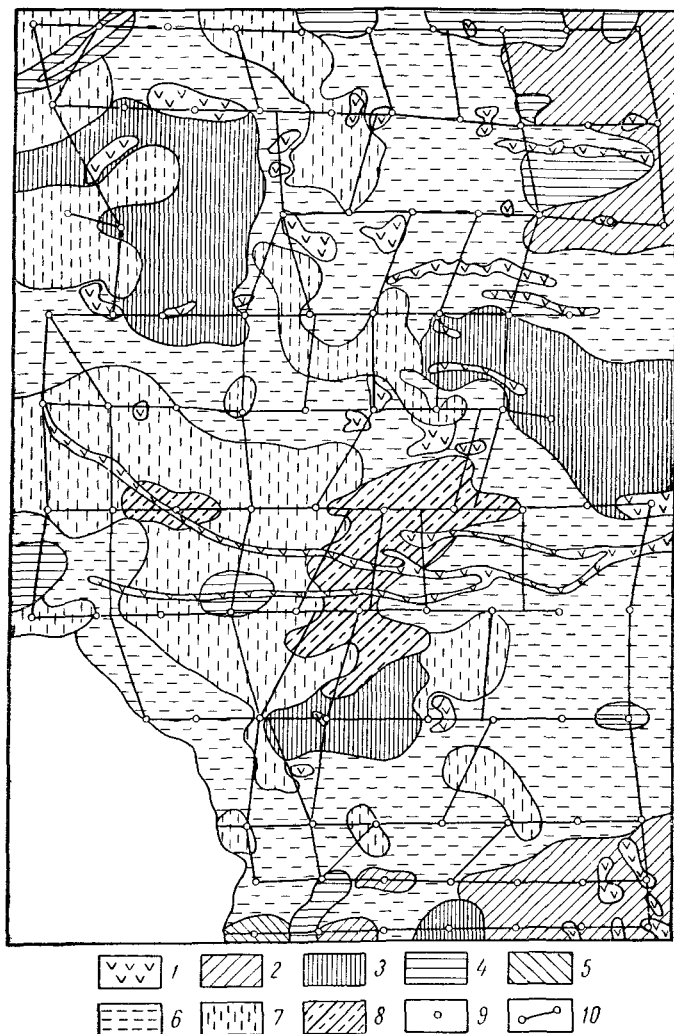


Рис. 34. Карта засоленности пород зоны аэрации (Калмыкия).

1—8 — участки распространения пород различной степени засоленности; 9 — точки ВЭЗ; 10 — профили РВП

вых вод, степень засоленности пород зоны аэрации и особенно уровень грунтовых вод резко меняются в зависимости от времени года и режима полива. При построении карт данное обстоятельство оказывает мешающее действие и в этом случае выявляется еще одно существенное преимущество геофизических методов — их быстрота. Так, в рассматриваемом районе карту гидроизогипс оказалось возможным построить по данным сейсморазведочных работ, выполненных в десятидневный срок до начала оросительных мероприятий. Построение подобной карты по данным бурения потребовало бы от исполнителей сложного учета режима уровня грунтовых вод.

Отличительная черта литологического строения площади съемки — его крайняя пестрота вплоть до глубины 100—200 м. На сравнительно небольшой площади (300 км²) отсутствуют какие-либо закономерности в изменении литологического состава пород как в плане, так и по глубине.

В связи с этим построение литологических карт по результатам геофизических исследований возможно лишь по осредненным показателям. Были построены карты литологического состава пород толщ для глубин 0—5 и 5—30 м, отражающие среднюю степень глинистости пород в рассматриваемых интервалах. Используя в качестве основной зависимости $A^* = f(\Gamma)$, приняли классификацию пород, приведенную в разделе 4.

Характерной именно для рассматриваемых геологических условий явилась карта глубины залегания и мощности первого от поверхности горизонта гравийно-галечниковых отложений, которая послужила в дальнейшем исходным материалом для предварительной оценки перспектив применения в этом районе вертикального дренажа.

Если район Чуйской впадины отличается от Калмыкии большей пестротой всех гидрогеологических показателей, то при проведении съемки в Днепропетровской области Украины мы встретились с выдержанными литологическими горизонтами и с практическим отсутствием засоленности пород зоны аэрации. Территория работ расположена в левобережной части Приднпровской низменности и представляет собой волнистую поверхность, являющуюся водоразделом рек Орель и Самара.

Среди геоморфологических элементов выделяются: водораздельная равнина, частично затронутая денудацией, речные долины с террасами, балки, овраги и их склоны. В пределах изучаемой глубины разрез сложен отложениями палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем (рис. 35). Палеогеновая система распространена повсеместно и представлена породами бучакского, киевского и харьковского ярусов. Отложения киевского яруса, являющиеся для данной площади региональным водоупором, выражены мергелями и глинами мощностью 30—40 м. Отложения харьковского яруса представлены кварцево-глауконитовыми песками и алевроитами; местами они содержат прослой песчаников.

Мощность их достигает 60 м. Отложения неогена распространены почти повсеместно, за исключением речных долин. Выражены они песками и пестроцветными глинами мощностью 30—40 м. Четвертичные образования развиты на всей площади исследований в виде сплошного чехла, покрывающего более древние породы. В составе четвертичных отложений выделяется до 18 горизонтов лессов и ископаемых почв.

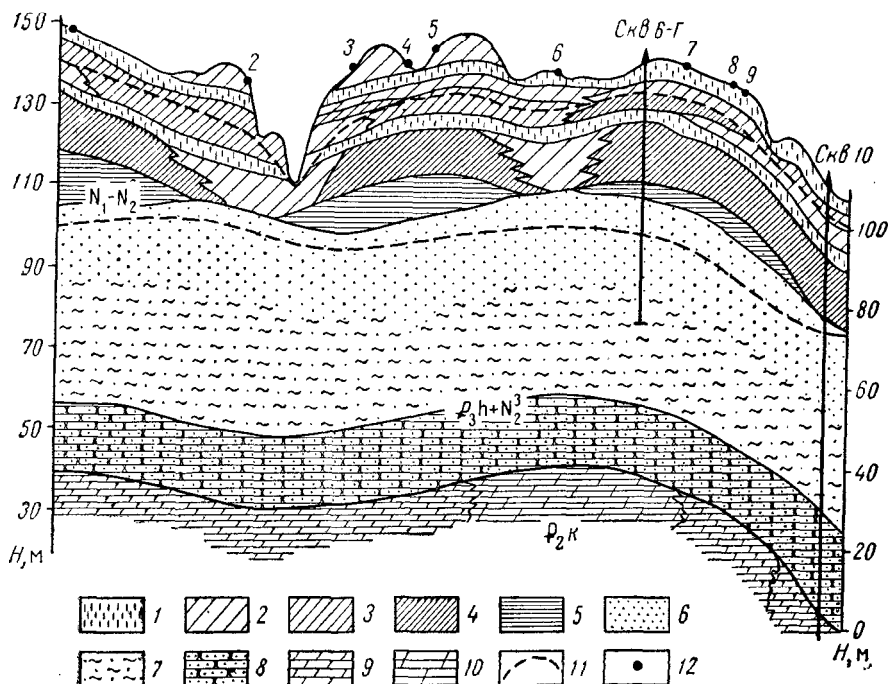


Рис. 35. Геолого-геофизический разрез (Днепропетровская область).

Суглинки: 1 — легкие (лессовидные), 2 — средние, 3 — тяжелые, 4 — тяжелые — водонепор; 5 — глины пестроцветные; 6 — пески; 7 — алевролиты; 8 — песчаники; 9 — глины мергелистые; 10 — мергели; 11 — уровень грунтовых вод; 12 — точки ВЭЗ ВП

В гидрогеологическом отношении район работ в пределах глубины исследования (100—150 м) характеризуется наличием ряда водоносных горизонтов.

Комплекс водоносных горизонтов приурочен к четвертичным отложениям. Отдельные водоносные горизонты приурочены: а) к современным аллювиальным отложениям рек и балок; б) к аллювиальным отложениям древних террас; в) к эолово-делювиальным отложениям водораздельных плато.

Глубина залегания отдельных горизонтов колеблется от 2—3 (аллювиальные отложения рек) до 20—30 м (эолово-делювиальные отложения). Первые два водоносных горизонта не имеют местных

водоупоров и грунтовые воды смыкаются с нижележащими напорными. Водоупором для горизонта эолово-делювиальных отложений служат красно-бурые и пестроцветные глины палеоген-четвертичного возраста.

Водоносный горизонт палеоген-неогенового возраста распространен повсеместно. Водоупором служат мергели и глины киевского горизонта. Общая мощность горизонта 35—50 м. Местами он напорный. Минерализация вод не превышает 2—3 г/л.

По результатам геофизических исследований и опорного параметрического бурения были построены геолого-гидрогеологические карты.

Литологическое расчленение разреза и построение литологических карт выполняли по результатам интерпретации кривых ρ_k и A_k^* с использованием соответствующих зависимостей. Карты и разрезы строили с учетом данных по всем имеющимся на участке скважинам.

В литологическом составе верхней 5-метровой толщи пород водораздельных пространств выделяются легкие, средние и тяжелые суглинки. Долины рек и балки здесь не рассматриваются, поскольку специальных геофизических работ в их пределах не проводилось.

В результате интерпретации кривых ВЭЗ ВП для каждой точки был получен разрез толщи для глубины 0—5 м. Анализируя разрезы по сочетанию тех или иных суглинков и их положению в разрезе, удалось выделить четыре литолого-фациальных комплекса пород с выделением в каждом из них типовых разрезов: 1) суглинки легкие и средние с преобладанием легких; 2) суглинки средние и легкие с преобладанием средних; 3) суглинки средние и тяжелые с преобладанием средних; 4) суглинки тяжелые, средние, легкие с преобладанием тяжелых.

Отмечается некоторая закономерность в распределении этих типовых комплексов в районе исследований.

Значительная часть водораздельных площадей покрыта суглинками средними или легкими. На большей части водоразделов между реками Самара и Орель 5-метровая толща сложена средними и легкими суглинками с преобладанием средних. В направлении к западу и югу от пос. Кельчень и в междуречье Кельчень — Чаплинка происходит утяжеление покровных образований. Местами весь разрез представлен тяжелыми суглинками.

В качестве примера рассмотрим карту, построенную по результатам работ в Днепропетровской области. Первый от поверхности водоносный горизонт приурочен здесь к четвертичным образованиям, представленным суглинками различных литологических разностей. Мощность этих пород 30—40 м. В пределах этой толщи по результатам количественной интерпретации кривых ВЭЗ ВП довольно четко выделяются: а) горизонт тяжелых суглинков — первый от поверхности локальный водоупор; б) горизонт тяжелых суглинков, залегающих на глубине 14—19 м; на значительной

площади он является водоупором; в) горизонт пестроцветных глин плиоцена.

На карте (рис. 36) показаны контуры распространения этих трех горизонтов с указанием их мощности. Кроме того, через 10 м

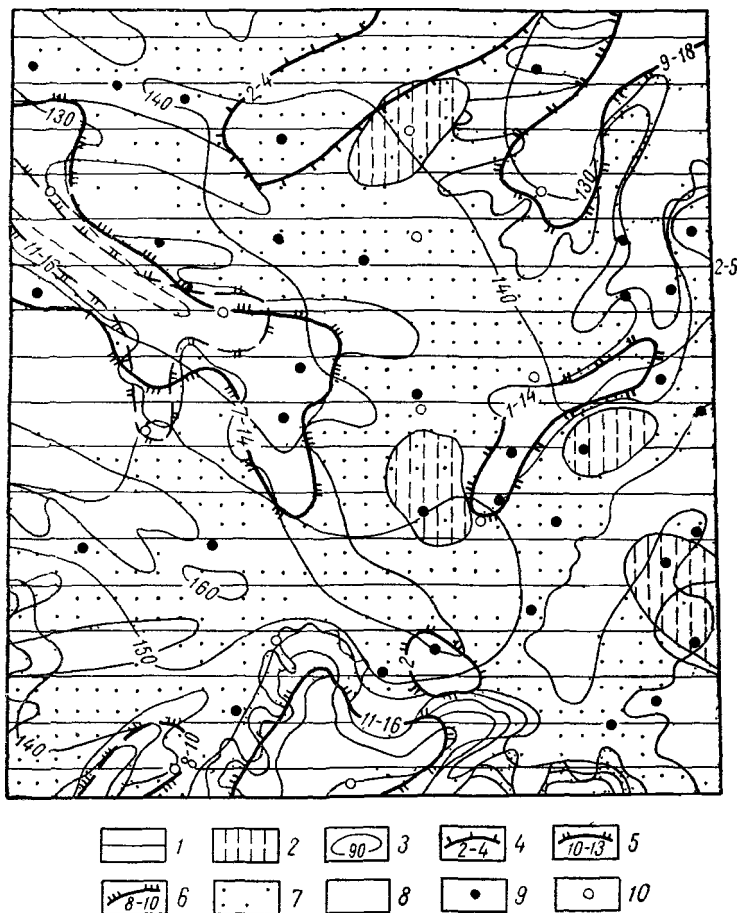


Рис. 36. Карта фильтрационных свойств первого от поверхности водоносного горизонта (Днепропетровская область).

Коэффициент фильтрации (в м/сут) 1 — 0,01–0,2, 2 — 0,2–0,5, 3 — гидронезогипсы контур распространения водоупора с указанием его мощности (в м) 4 — локального суффлюзивного, залегающего на глубине от 5–8 до 10–11 м, $k_{\phi} \leq 1 \cdot 10^{-3}$ м/сут, 5 — глинисто-суффлюзивного (красноцветы), залегающего на глубине от 15–19 до 30–45 м, $k_{\phi} \leq 1 \cdot 10^{-5}$ м/сут, 6 — песчано-глинистого (пестроцветы N_2), $k_{\phi} = 0,001$ до 0,4 м/сут, 7 — водораздельная равнина со сплошным распространением красноватых водоупоров, 8 — долины рек и балки с локальным распространением водоупоров, 9 — точки БЭЗ

ВП: 10 — скважины

нанесены гидроизогипсы, указывающие направление движения грунтовых вод. Эта карта может дать некоторое представление о динамике вод: о направлении движения их, о перетекании

в нижележащие горизонты или подпоре их локальными водопорами.

Первый от поверхности локальный водопор залегает на глубине 7—10 м; мощность его около 2—5 м. Этот горизонт распространен ограниченно.

Коэффициент фильтрации водоносных пород, представленных суглинками, имеет невысокие значения в основном 0,2 м/сут, местами 0,5 м/сут. Породы с коэффициентом фильтрации 0,5—1 м/сут отмечаются в виде отдельных, незначительных по площади участков.

Второй горизонт водоупорных пород залегает на глубине 15—18 м; мощность его изменяется от 10 до 19 м. Он представлен тяжелыми суглинками и является частью выдержанного горизонта красновато-бурых суглинков древнечетвертичного возраста. Суглинки этого горизонта относятся к тяжелым, но в горизонтальном направлении меняются их фильтрационные свойства. Там, где суглинки близки к глине, на геоэлектрических разрезах они выделяются как водопор. Перекрываются они всюду выдержанным слоем легких (лессовидных) суглинков.

Распространен второй локальный водопор не повсеместно. Он отсутствует в основном в долинах рек, а местами и на водоразделах.

Различные фильтрационные свойства суглинков в пределах одного горизонта, возможно, объясняются несколько отличными условиями отложения этих осадков. Отсутствие наиболее тяжелых разностей — водопоров в суглинках этого горизонта в пределах долин можно объяснить наибольшей промытостью пород за счет хорошего водообмена в условиях неглубокого залегания грунтовых вод. Ниже по разрезу залегают породы плиоцена, представленные пестроцветными глинами или песками. На данную карту нанесены контуры распространения пестроцветных глин. Глины эти водоупорны, хотя местами опесчанены и имеют коэффициент фильтрации менее 0,2 м/сут, редко 0,2 м/сут. Мощность глин изменяется от нуля до 18 м.

В пределах водораздельной равнины глины распространены повсеместно. Отсутствуют они в долинах рек. На участках, где глин нет, четвертичные отложения непосредственно подстилаются песками плиоцена.

В местах отсутствия водоупорных суглинков и глин возможно перетекание грунтовых вод в водоносный горизонт неогена, если последний является пластово-безнапорным. Если есть напор при отсутствии водопоров между этими горизонтами, будет происходить подпитывание грунтовых вод за счет нижележащего горизонта.

Анализируя распространение того или иного водопора в плане и рассматривая их взаимоотношения, а также зная направление движения подземных вод, можно получить гидравлическую связь первого от поверхности водоносного горизонта с ниже-

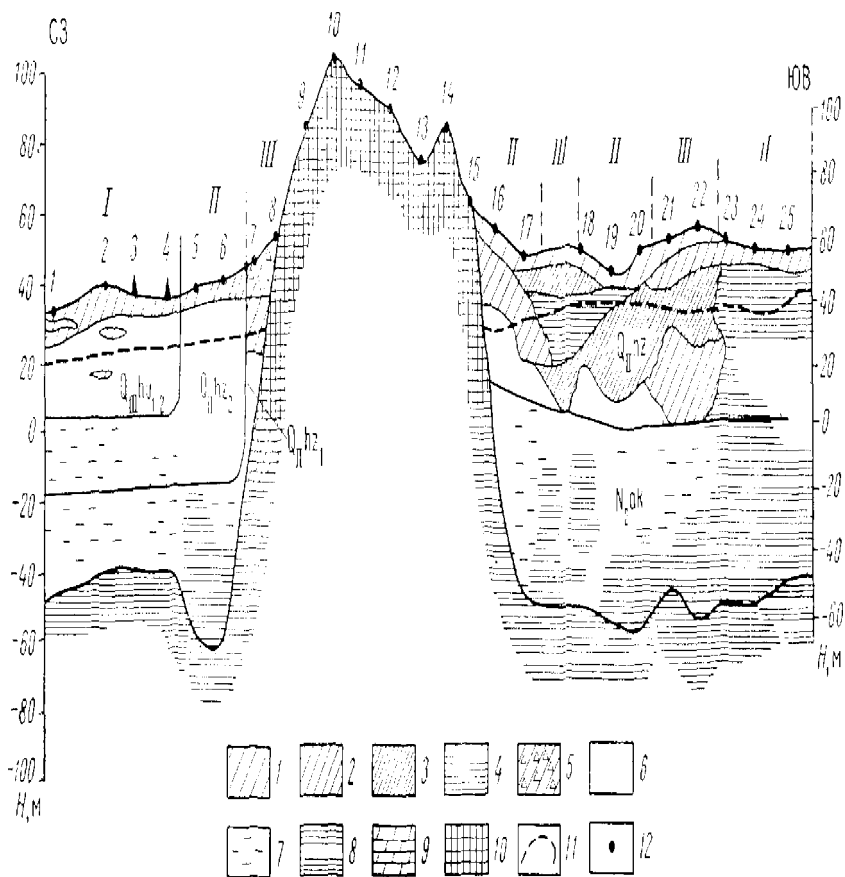


Рис. 37. Геолого-геофизический разрез (Саратовское Заволжье).

Суглинки 1 — легкие, 2 — средние, 3 — тяжелые, 4 — глины, 5 — суглинки с обломками коренных пород, 6 — пески, 7 — пески глинистые; 8 — переизлияние песков и глин, 9 — мергели; 10 — мел, 11 — уровень грунтовых вод; 12 — точки геофизических наблюдений (в точках 1—8 — проводились ВЗЗ ВП и сейсмические исследования, в остальных точках — только ВЗЗ ВП)

лежащими, решая таким образом специальные задачи дренажа или подпитывания горизонта грунтовых и оросительных вод.

При проведении интерпретации результатов электроразведочных работ в Саратовском Заволжье использовались описанные выше приемы качественной и количественной геолого-гидрогеологической интерпретации, в результате чего была построена карта литолого-генетических типов разрезов.

На карте аллювиальных отложений участка долины р. Волга выделяются три литолого-генетических комплекса пород, соответствующие нескольким типам разрезов (рис. 37).

Комплекс I — аллювиальные и аллювиально-морские отложения $Q_{III}lv_{1-2}$ второй надпойменной (хвалынской) террасы. Этот комплекс сложен песчано-глинистыми отложениями хвалынского яруса; подстилается он хазарскими или акчагыльскими образованиями. В зависимости от наличия в разрезе различных суглинков и песков выделяется несколько типов разреза: 1) суглинисто-песчаный разрез хазарского или акчагыльского возраста, в котором преобладают пески; верхняя часть разреза представлена легкими или средними суглинками; 2) песчано-суглинистый разрез хазарских или акчагыльских отложений, в котором преобладают суглинки от легких до тяжелых, иногда с прослоями глин; 3) глинисто-суглинистый разрез, когда вся толща хвалынских отложений представлена различными суглинками и глинами, причем верхняя часть подстилающих их хазарских отложений тоже суглинистая.

Комплексы II и III — аллювиальные отложения третьей и четвертой надпойменных (хазарских) террас. Комплекс II — характеризуется наличием в хазарских отложениях песков. В этом комплексе выделяются суглинисто-песчаный, песчано-суглинистый и песчано-глинистый типы разрезом; подстилающими являются породы акчагыльского возраста. Комплекс III — глинисто-суглинистый. В третьем комплексе выделяются разрезы трех типов: два суглинистых, которые отличаются наличием в разрезе легких или тяжелых разностей, и глинисто-суглинистый, сложенный тяжелыми суглинками.

Таковы характерные примеры применения геофизических работ на площадях съемки с целью мелиорации земель по некоторым районам засушливых областей Советского Союза.

Все съемочные работы, выполнявшиеся в указанных районах, сопровождалось контрольным бурением и опробования скважин. Сопоставление результатов контрольного бурения и геофизических исследований позволило оценить ошибки, а также степень неоднозначности решения тех или иных геолого-гидрогеологических задач.

О ТОЧНОСТИ И ОДНОЗНАЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД ПРИ ПОМОЩИ КОМПЛЕКСА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Оценка точности и однозначности определения гидрогеологических свойств горных пород при помощи геофизических методов — необходимая и весьма важная составная часть описанной методики.

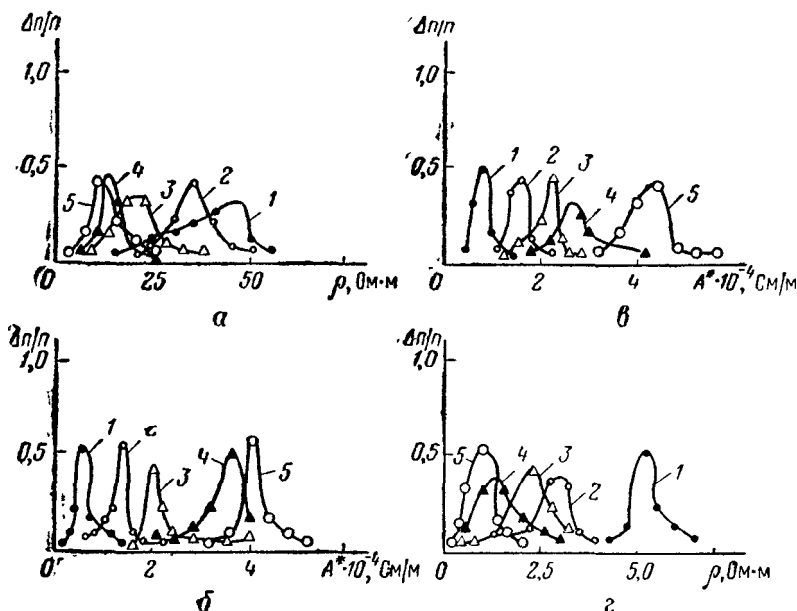


Рис. 38. Кривые распределения ошибок определения параметров ВП для пород различного литологического состава.

а, б — Чуйская долина; в, г — Саратовское Заволжье; 1 — песчано-гравийные отложения; суглинки: 2 — легкие, 3 — средние, 4 — тяжелые; 5 — глины

Наиболее простым, хотя и формальным способом оценки абсолютных ошибок определения гидрогеологических свойств пород является корреляционный анализ при составлении эмпирических зависимостей, используемых в дальнейшем для интерпретации геофизических данных. Так, ширина доверительного интервала 3σ характеризует с вероятностью 0,997 максимально возможную ошибку, получаемую при использовании данной зависимости.

Однако при составлении корреляционных зависимостей мы проводим количественную интерпретацию при известном разрезе, что не позволяет избежать элемента субъективизма. Поэтому ширина доверительного интервала не полностью отражает получаемые ошибки. В связи с этим были применены два способа оценки ошибок геолого-гидрогеологической интерпретации результатов геофизических работ: сопоставление с данными контрольного бурения

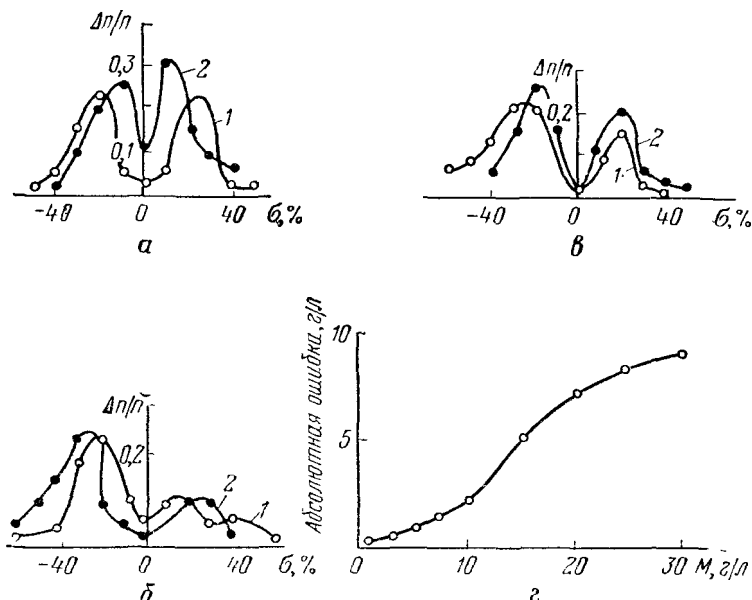


Рис. 39. Кривые распределения ошибок определения гидрогеологических показателей пород при помощи геофизических методов.

Кривые распределения ошибок определения — а — минерализация вод (общее число контрольных точек $n = 73$); 1 — без учета литологии, 2 — с учетом литологии; б — коэффициента фильтрации водонасыщенных песков (общее число контрольных точек $n_1 = 36$, $n_2 = 27$); 1 — горизонт 20—30 м, 2 — горизонт 60—90 м; в — степени засоленности пород: 1 — Чуйская долина (число точек $n = 62$), 2 — Калмыкия (число точек $n = 78$); г — кривая зависимости оценки абсолютной ошибки определения минерализации воды от ее величины

и сопоставление результирующих карт, построенных по данным гидрогеологических и геофизических работ.

По результатам сопоставления данных количественной интерпретации кривых ВЭЗ ВП с материалами опробования скважин строили кривые распределения ошибок для каждого района, которые отражают степень неоднозначности решения той или иной гидрогеологической задачи. Анализ кривых распределения ошибок (рис. 38 и 39) показывает следующее.

1. При литологическом расчленении разреза для всех районов остается некоторая неоднозначность при разделении легких и средних суглинков, средних и тяжелых суглинков и тяжелых суглинков и глин. Примерно в 15 случаях из 100 по результатам

геофизических работ мы получаем ошибочные данные, завышающие или занижающие степень глинистости на одну градацию, а в семи случаях — на две градации. Практически без ошибок интерпретируются горизонты песков среди суглинков и глин в условиях малых минерализации и степени засоленности пород по ρ и A , а в условиях пестрой минерализации — по параметру A^* .

2. Возможные ошибки определения коэффициента фильтрации водонасыщенных пород по относительной величине параметра A иллюстрируются сводной для всех районов кривой распределения ошибок (см. рис. 39). В среднем ошибка определения k_f составляет 20—30%. Однако отмечается закономерность занижения результатов по геофизическим данным, причем степень этого занижения тем выше, чем глубже залегает интересующий нас водоносный горизонт.

3. Ошибка определения общей минерализации грунтовых вод в значительной степени связана с изменчивостью литологического состава водовмещающих пород, так как в этом случае суммируются ошибки определения как литологического состава, так и самой минерализации. Общей закономерностью является рост абсолютной ошибки определения минерализации с ростом ее величины (см. рис. 39). На рис. 39, а представлен график изменения средних значений абсолютных ошибок определения M , полученный по 73 контрольным горным выработкам. В среднем ошибка составляет 20—30% при неучете литологического состава пород и 10—20% при его учете. Какой-либо закономерности в завышении или занижении минерализации воды не отмечено.

4. Ошибка определения степени общей засоленности пород зоны аэрации зависит от многих естественных факторов и часто с трудом поддается учету. В первую очередь она определяется характером (типом эпюры) засоленности разреза, зоны аэрации.

Наиболее благоприятные условия определения C — наличие резко различных по степени засоленности пород горизонтов достаточной мощности (долина р. Чу) либо плавное изменение степени засоленности на достаточно большом интервале глубин (Калмыкия). В этом случае относительная ошибка оценки степени засоленности пород изменяется в среднем от 10 до 30%. Отмечается некоторая закономерность занижения C по данным ρ . Иная картина наблюдается, когда в разрезе встречаются маломощные (до 1 м) горизонты, сильно отличные по засоленности от выше- и нижележащих пород. Если этот горизонт характеризуется повышенным засолением, результаты интерпретации по ρ дают заниженные значения C , и наоборот. При мощности этих горизонтов менее 30—40 см они вообще не отмечаются на кривых ρ_k . Ошибка занижения или завышения степени засоленности пород подобного горизонта может составлять 50% и более (см. рис. 39).

В оценку точности геофизических работ входит выяснение ошибок количественной интерпретации кривых ВЭЗ ВП и данных

сейсмической разведки по определению глубин залегания выделяемых горизонтов. Количественная оценка ошибок выполнялась нами по результатам сопоставления данных интерпретации и контрольного бурения (табл. 28).

Т а б л и ц а 28

Ошибки σ определения глубины залегания горизонтов по результатам количественной интерпретации геофизических материалов

Границы выделяемых горизонтов	Число контрольных данных	σ , %		
		максимальная	минимальная	средняя
Региональный водоупор (глубина 100—150 м)	29	20	5,7	12
Граница песков среди суглинков и глин	36	24	3,5	11
Границы отдельных литологических горизонтов среди суглинистых пород	49	15	12	13
Уровень грунтовых вод (по данным сейсморазведки)	65	25	0	8

Следует, однако, отметить, что при составлении табл. 28 учитывались лишь те случаи, когда та или иная литологическая граница четко выделялась на кривых ВЭЗ ВП. Однако при малых мощностях горизонтов (мощность менее $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{5}$ глубины залегания кровли) они не находят отражения на кривых ВЭЗ ВП и выделяется лишь суммарный осредненный горизонт.

Вторым направлением оценки точности геолого-гидрогеологической интерпретации результатов геофизических работ является сопоставление карт, построенных по геофизическим данным и по материалам методов съемки. Возможность сопоставления предполагает дублирование работ. С целью выяснения эффективности рассматриваемой методики в Киргизии на площади съемки подобное дублирование было проведено, и оказалось возможным сопоставить отчетные карты. В данной работе мы подробно остановимся лишь на двух картах, наиболее интересных и сложных для данного района, а именно: на карте фльтрадионных свойств пород и на карте минерализации грунтовых вод.

С целью количественной и объективной оценки сходимости карты рассчитали на ЭВМ [4]. Число исходных данных в обоих случаях составило 250 точек. Через 1 см отчетной карты были получены цифровые данные k_f для обеих карт. В табл. 29 приведены результаты сопоставления значений k'_f , полученных по данным откачек из скважин, и значений k''_f , вычисленных по материалам интерпретации кривых ВЭЗ ВП и ВЭЗ.

Аналогично сопоставлены были карты минерализации грунтовых вод (табл. 29). Результаты анализа свидетельствуют о том, что средние ошибки определения гидрогеологических показателей при помощи геофизических методов не превышают 25%; однако в отдельных точках они могут достигать 50% и более.

**Ошибки σ определения гидрогеологических
показателей по результатам количественной
интерпретации геофизических материалов**

Гидрогеологический показатель	Число точек	σ, %		
		макси- мальная	мини- мальная	средняя
Коэффициент фильтрации, м/сут:				
более 5	142	41	2	24,8
5—3	169	42	2	24,8
3—1	228	68	1	19,4
менее 1	175	48	2	14,3
Минерализация, г/л:				
менее 1,0	124	36	5	12,4
1—3	157	44	3	16,5
3—5	148	39	4	18,6
5—7	120	44	7	24,5
более 7	144	42	4	25,1

Примечание. $\sigma = \frac{k'_\phi(M') - k''_\phi(M'')}{k_\phi(M)}$, где $k'_\phi(M')$ — коэффициент фильтрации

или минерализации в расчетной точке карты по данным гидрогеологических работ; $k''_\phi(M'')$ — то же, по результатам геофизических работ; $k_\phi(M)$ — средние значения коэффициента фильтрации или минерализации.

Естественно, возможные ошибки количественного определения гидрогеологических показателей при помощи комплекса геофизических методов могут варьировать в зависимости от гидрогеологических условий от района к району.

Дальнейшее накопление фактического материала позволит, проведя соответствующую математическую обработку данных, более объективно оценить точность результатов геофизических работ.

ПРИМЕРЫ РАСЧЕТА

ЭКОНОМИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА ОТ ВНЕДРЕНИЯ КОМПЛЕКСА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В ПРАКТИКУ СЪЕМОЧНЫХ РАБОТ

В качестве примера приведем расчет экономического эффекта от внедрения описываемой методики для двух районов: в Саратовском Заволжье (550 км²) и Днепропетровской области (1026 км²).

Экономическая эффективность определяется путем сравнения исходных показателей по себестоимости и затрат на увеличение производственных основных и оборотных средств с теми же показателями после внедрения мероприятия и умножения результатов на весь объем производства. Расчет выполнялся по формуле

$$\mathcal{E} = [(C_1 + EK_1) - (C_2 + EK_2)] S, \quad (48)$$

где \mathcal{E} — экономия в руб.; C_1 — стоимость в руб. 1 км² съемки традиционными методами, определенная по проектно-сметной документации; C_2 — стоимость 1 км² съемки с сокращением объемов традиционных видов работ и заменой их геофизическими работами, определенная по проектно-сметной документации; K_1 , K_2 — удельные капитальные затраты до и после внедрения мероприятия; E — нормативный коэффициент сравнительной эффективности капитальных затрат (принимается равным 0,15); S — площадь съемки;

для Саратовского Заволжья

$$\mathcal{E} = [(921 + 0,15 \cdot 104) - (522 + 0,15 \cdot 175)] \times 550 = 213,4 \text{ тыс. руб.}$$

для Днепропетровской области

$$\mathcal{E} = [(543 + 0,15 \cdot 32) - (516 + 0,15 \cdot 66)] \times 1026 = 22,6 \text{ тыс. руб.}$$

Подобное резкое различие в экономии средств за счет внедрения методики комплексных геофизических исследований для рассматриваемых районов объясняется, в первую очередь, тем, что при проведении работ в Днепропетровской области в 1969 году не задавались задачей получения существенного экономического эффекта и поэтому в значительной мере было дублирование работ с целью более строгого контроля и выработки методики интерпретации. При выполнении работ в Саратовском Заволжье в 1971 году получение экономического эффекта было одним из основных вопросов. Отметим так же, что при выполнении работ в Чуйской долине на площади 800 км² (съемка масштаба 1 : 25 000) фактически достигнутая экономия средств составила 30 тыс. руб.

Приведенный несколько формальный расчет экономической эффективности внедрения рассмотренной методики, конечно, не отражает всей сложности данного вопроса, так как не учитывается значительное увеличение объема получаемой информации за счет резкого сгущения сети пунктов геофизических наблюдений по сравнению с сетью горных выработок. Кроме того, в расчетах не учтен фактор времени, весьма важный при оценке эффективности работ. В обоих случаях сроки выполнения съемочных работ сокращались в 2 раза по сравнению с плановыми сроками, запроектированными согласно СУСНам без применения геофизических методов.

МЕТОДИКА ОЦЕНКИ ИНФОРМАТИВНОСТИ РЕЗУЛЬТАТОВ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Применение методики геофизических исследований, как было сказано выше, может быть целесообразным лишь в том случае, если она экономически оправдана.

В понятие экономической эффективности входят не только экономические показатели (как, например, стоимость, производи-

тельность), но и показатели информативности методики при решении тех или иных задач. В связи с этим целесообразно выразить возможности методики в виде количества информации, которое может быть получено в определенных условиях.

Для выяснения экономической эффективности использования геофизических методов при гидромелиоративной съемке необходимо провести сравнительную оценку информативности геофизических и гидрогеологических результатов на одной территории по одному параметру, выяснить степень дублирования и степень различия информации, даваемых обеими группами методов. Для такого сопоставления необходимо выбрать критерий сравнения. Так как экономическая эффективность зависит от выбора оптимальной густоты сети геофизических наблюдений и горных выработок, необходимых для привязки, следует проанализировать эффект разряжения и сгущения сети.

При определении информативности необходимо выбрать критерий для сравнения, а также учесть результаты использования всего комплекса геофизических методов для решения большого числа разнородных гидрогеологических задач.

Ниже излагается один из возможных вариантов количественной оценки информативности методики геофизических исследований при проведении рассматриваемого вида съемки. Следует отметить, что этот вариант оценки информативности носит в значительной мере формальный характер и может рассматриваться лишь в качестве первого приближения решения задачи. Но даже в таком виде результаты выполненных расчетов могут, на наш взгляд, представлять определенный интерес и помочь в получении пусть грубо приближенных, но все же достаточно объективных данных по интересующему нас вопросу.

С целью количественной оценки информативности геофизических, гидрогеологических и комплексных (с использованием, как геофизических, так и гидрогеологических) видов исследований при выполнении съемочных работ воспользуемся некоторыми положениями теории информации, изложив предварительно эти положения в самом кратком виде [17, 20, 41, 50].

В основе теории информации лежит понятие системы X , которая принимает некоторое множество состояний $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$ с вероятностями $P_1, P_2, P_3, \dots, P_n$. Сумма вероятностей того, что система X примет то или иное состояние из всех возможных, равна единице.

$$\sum P_i = 1. \quad (49)$$

Рассмотрим системы только с конечным числом дискретных состояний. Различают два вида таких систем: 1) простые, когда наблюдения ведутся над исследуемой системой непосредственно и служат для выяснения ее состояний; 2) сложные, когда наблюдения ведутся над другой системой, связанной с интересующей нас системой.

Примером простой системы являются отдельно взятые геофизические или гидрогеологические исследования, а сложной — совместные гидрогеологические и геофизические наблюдения.

До начала исследования (априори) полностью отсутствуют сведения о состоянии системы X и существует неопределенность в получении этих сведений.

Эта априорная неопределенность системы носит название энтропии и определяется по формуле

$$H(x) = - \sum_{i=1}^n p_i \lg p_i. \quad (50)$$

Все наши вычисления будут проводиться с десятичными логарифмами в Хартли.

Таким образом, энтропия характеризует априорную неопределенность событий, поэтому количество информации $J(x)$ измеряется уменьшением энтропии той системы, для уточнения состояния которой предназначены сведения. После получения сведений величина $H(x)$ становится равной нулю и неопределенность исчезает. Отсюда следует, что

$$J(x) = H(x) = - \sum_{i=1}^n P_i \lg P_i, \quad (51)$$

т. е. количество информации $J(x)$, приобретаемое при полном выяснении состояния системы, равно энтропии этой системы.

В сложной системе объединяются события двух систем X и Y с возможными состояниями $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n; y_1, y_2, y_3, \dots, y_m$. Состояния (x_i, y_j) , где $i = 1, 2, 3, \dots, n; j = 1, 2, 3, \dots, m$ представляют все возможные комбинации состояний двух систем. Число возможных состояний систем X и Y равно произведению nm , а вероятность того, что система X и Y находится в состоянии x_i, y_j , обозначим через P_{ij} .

Тогда энтропия сложной системы определяется выражением

$$H(x, y) = - \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m P_{i,j} \lg P_{i,j}. \quad (52)$$

Если системы X и Y независимы, то энтропия объединенной системы равна сумме энтропий составных частей:

$$H(x, y) = H(x) + H(y). \quad (53)$$

Если системы зависимы, то для нахождения энтропии объединенной системы вводят понятие условной энтропии $H(y_j/x_i)$.

Предположим, что имеются две зависимые системы X и Y и система X приняла состояние x_i . Обозначим условную энтропию того, что система Y приняла состояние y_j при условии нахождения системы X в состоянии x_i через $P(y_j/x_i)$:

$$H(y_i/x_i) = - \sum_{j=1}^m P(y_j/x_i) \lg P(y_j/x_i). \quad (54)$$

Полную условную энтропию системы Y относительно X можно записать в виде

$$H(y/x) = - \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m P_i P(y_j/x_i) \lg P(y_j/x_i), \quad (55)$$

где P_i — вероятность того, что система X примет состояние x_i .

Таким образом, полная условная энтропия $H(y/x)$ характеризует неопределенность системы Y , оставшуюся после полного определения системы X .

В итоге энтропия объединенных зависимых систем равна

$$H(x, y) = H(x) + H(y/x). \quad (56)$$

До получения сведений о системе X энтропия системы Y была $H(y)$. После получения сведений о системе X энтропия системы Y уменьшилась на величину энтропии $H(y/x)$. Разница между ними — есть полная информация о системе X , содержащаяся в системе Y , т. е. так называемая взаимная информация $y \leftrightarrow x$

$$J_{y \leftrightarrow x} = H(y) - H(y/x) \quad (57)$$

или с учетом (56)

$$J_{y \leftrightarrow x} = H(y) + H(x) - H(x, y). \quad (58)$$

В теории информации доказывается, что выражение (58) можно представить в виде

$$J_{y \leftrightarrow x} = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m P_{i,j} \lg \frac{P_{i,j}}{P_i P_j}. \quad (58')$$

Если состояние системы Y полностью определяет состояние X , то

$$J_{y \leftrightarrow x} = H(x).$$

Величина количества информации меняется от нуля до ∞ и является абсолютной мерой, иногда неудобной для сравнительных оценок. В этом отношении более удобной является относительная мера, изменяющаяся от нуля до 1 — информационный показатель сопряженности или коэффициент эффективности, представляющие собой отношение взаимной информации к безусловной энтропии

$$J(y/x) = \frac{J_{y \leftrightarrow x}}{H(y)}. \quad (59)$$

При использовании этих относительных мер одна из систем рассматривается как подчиненная. В случае, когда ни одной из систем нельзя отдать предпочтение, можно пользоваться симметричной относительно этих систем характеристикой, которую назовем взаимным коэффициентом эффективности:

$$K_{y \leftrightarrow x} = \frac{J_{y \leftrightarrow x}}{\sqrt{J(x)J(y)}}. \quad (60)$$

Перейдем к решению интересующей нас задачи. Прежде всего встает вопрос о выборе критерия сравнения (эталона информативности). За такой эталон можно, например, принять полную информацию, каковой является информация гидрогеологической системы при 100 %-ном покрытии территории района работ горными выработками, что практически невозможно. Более целесообразно, по-видимому, за эталон информативности принять результаты гидрогеологических работ либо результаты комплексных (гидрогеологических и геофизических) работ, сведенные в карты соответствующих гидрогеологических параметров.

Информативность систем — геофизической X , гидрогеологической Y и совместной X, Y — может быть изучена по нескольким количественным характеристикам. Наиболее интересны для нас: 1) количество информации геофизической системы $J(x)$; количество информации гидрогеологической системы $J(y)$; 2) количество информации сложной системы $J(x, y)$; 3) условная информация $J(x/y)$, $J(y/x)$, т. е. количество информации о гидрогеологической (геофизической) системе, которое получается при полном выяснении состояния геофизической (гидрогеологической) системы; 4) взаимная информация двух систем $J_{xy} \leftrightarrow x$ и коэффициент взаимной информации $K_{xy} \leftrightarrow y$; 5) результаты анализа изменения информативности систем при разрежении сети наблюдений.

Подсчет информации систем X и Y проведем по результативным картам, построенным соответственно только по геофизическим X и только по гидрогеологическим Y исследованиям на одной и той же территории съемочных работ.

В качестве примера используем результаты исследований на площади гидрогеологической съемки площадью 300 км² в Чуйской долине. Выбор именно этого района не случаен и определяется тем, что здесь было в экспериментальном порядке осуществлено полное дублирование геофизических исследований традиционными методами гидрогеологической съемки.

Карта в терминах теории информации дает сведения, во-первых, о вероятностях состояний системы и, во-вторых, — о пространственном соотношении этих вероятностей.

Для выполнения практических расчетов необходимо воспользоваться известным статистическим приемом замены вероятностей их приближенным выражением через частоты.

Частотой появления данного значения в последовательности A наблюдений называется отношение числа случаев, при которых наблюдалось некоторое отдельное значение a_i , к числу всех наблюдений A . В пределе при бесконечном увеличении общего числа наблюдений A это отношение совпадает с математическим определением вероятности $P_i = a_i/A$ [29].

Вероятности (частоты) различных состояний системы могут быть определены как геометрические вероятности. Наилучшим способом определения геометрических вероятностей является под-

счет отношения площади между двумя изолиниями, ограничивающими выбранные градации исследуемого параметра, к общей площади карты S . При таком подходе сумма всех частот будет равна единице и ими можно приближенно заменить вероятности, если распределение частот считать устойчивым (устойчивость частот выполняется при статистической однородности исследуемого участка карты).

Учитывая трудность замеров площадей со сложной конфигурацией изолиний, частости предлагается находить как относительные длины отрезков профилей $P_i = l_i/L$ с определенными состояниями гидрогеолого-геофизических признаков, где L — суммарная длина всех профилей.

Распределение вероятностей состояний системы может быть одинаковым при различном характере их пространственных соотношений (суммарная частота для одного состояния системы может состоять как из большого числа малых слагаемых, так и из малого числа больших слагаемых), поэтому подсчет информации только по вероятностям состояний не может быть признан полным.

При увеличении детальности картирования за счет сгущения сети с некоторого момента функции распределения вероятностей состояния практически перестают меняться и происходит лишь уточнение, детализация характера пространственных соотношений. В общем случае при этом суммарная частота конкретного состояния геолого-геофизической системы остается постоянной, но происходит замена малого числа больших слагаемых большим числом малых слагаемых. Так как возрастание числа таких слагаемых указывает на повышение информативности карты, число их должно быть учтено при подсчете информации. Это можно сделать, если, например, определить отношение общей длины профиля к каждому состоянию системы к числу встреч N этого состояния на профиле (т. е. выборочное среднее длины каждого участка) $P_i = l_i/NL$. Такой способ довольно прост и вместе с тем обладает тем преимуществом, что выборочное среднее длины каждого участка оказывается достаточно устойчивой оценкой.

Такой способ подсчета частот состояний системы позволяет учесть информацию пространственной изменчивости изучаемого параметра и степень его варьирования.

Полный анализ информативности геофизических работ возможен при подсчете информации по всем гидрогеологическим показателям, определяемым при помощи комплекса геофизических методов. В качестве примера рассмотрим подсчет информации по следующим картам, полученным в результате работ в долине р. Чу: а) по карте фильтрационных свойств; б) по карте минерализации грунтовых вод; в) по карте засоленности пород зоны аэрации (горизонт 0—1 м); г) по карте литологического состава пород толщи 0—5 м.

Результаты только геофизических работ обозначим системой X , только гидрогеологических работ — системой Y . Число

исходных данных для каждой системы составляло 270 точек на 300 км².

Установим состояния систем X и Y , за которые примем градации гидрогеологических показателей на картах: для карты фильтрационных свойств водоносных пород — k_f менее 1,0; 1—3; 3—5; и более 5 м/сут; для карты минерализации грунтовых вод — M менее 1,0; 1—3; 3—5; 5—10; 10—20; более 20 г/л; для карты степени общей засоленности пород зоны аэрации — C менее 0,3; 0,3—0,6; 0,6—1,0; более 1,0%; для карты литологического состава пород толщи 0—5 м — глина, тяжелый суглинок, супесь, глинистый песок, песок.

Результаты расчетов приведены в табл. 30.

Таблица 3

Результаты расчета информативности различных карт

Карта	Информация, Хартли								
	$J(x)$	$J(y)$	$J(x,y)$	$J(x/x_i)$	$J(y/y_i)$	$J(y/x)$	$J(x/y)$	J_{xy}	K_{xy}
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Фильтрационных свойств водоносных пород	1,783	1,872	2,124	0,316	0,235	0,341	0,252	1,535	0,84
Минерализации грунтовых вод	2,655	2,764	2,845	0,261	0,174	0,190	0,081	2,574	0,94
Степени засоленности пород зоны аэрации	2,125	2,374	2,471	0,420	0,345	0,346	0,097	2,025	0,90
Литологического состава пород зоны аэрации	3,422	3,245	3,975	0,572	0,468	0,553	0,730	2,692	0,82

Как следует из данных, приведенных в графах 2 и 3 табл. 30, полная информация простых систем [геофизической $J(x)$ и гидрогеологической $J(y)$] близка по значению для всех рассматриваемых карт. Это тем более важно, что густота сети геофизических и гидрогеологических наблюдений одинакова. Отсюда следует, что замена части гидрогеологических работ геофизическими не несет потери информации при одной и той же густоте сети.

Графа 4 табл. 30 отражает количество информации сложной системы $J(x, y)$. Полная информация сложной системы (комплекса гидрогеологических и геофизических методов) в данном случае не может быть определена как сумма информации двух простых систем, ибо системы X и Y зависимы. Полная информация сложной

системы X , Y определяется суммированием информации по отдельным состояниям:

$$J(x, y) = -[J(x_1, y) + J(x_2, y)] = \dots = [J(x, y_1) + J(x, y_2)].$$

Так как системы зависимы, то при первичности какой-либо из систем X и Y информация другой системы дополняет информацию первой. Это дополнение определяется условной информацией, результаты расчета которой приведены в графах 5 и 6.

Полная условная информация определяется суммированием частных условных информаций

$$J(y/x_i) = -[J(y/x_1) + J(y/x_2) + \dots],$$

$$J(x/y_j) = -[J(x/y_1) + J(x/y_2) + \dots].$$

Совместное использование двух зависимых систем X и Y дает величину полной информации сложной системы. При первичной постановке геофизических исследований дополнительная (условная) информация, получаемая при гидрогеологических исследованиях, подсчитанная по формуле (56), отражена в графе 7. В графе 8 приведена дополнительная информация $J(x/y)$, получаемая при геофизических исследованиях при первичной постановке гидрогеологических работ.

Условные информации $J(y/x)$ и $J(x/y)$ очень близки, что свидетельствует о тесной взаимосвязи систем X и Y . Результаты оценки взаимосвязи этих систем, по взаимной информации, рассчитанные по формуле (58), приведены в графе 9. А в графе 10 дан взаимный коэффициент эффективности, найденный по формуле (60).

Взаимный коэффициент эффективности равен единице, когда одна система полностью определяет другую. При $K_{y \leftrightarrow x} = 0$ связь между системами отсутствует. Полученные величины $K_{y \leftrightarrow x}$ указывают на весьма высокую тесноту связи между рассматриваемыми системами, т. е. геофизическая система определяется соответствующими гидрогеологическими показателями. Так, например, при оценке минерализации грунтовых вод геофизические методы могут практически на 94% заменить гидрогеологическое опробование. Сходные результаты получены и по остальным гидрогеологическим показателям.

Расчеты свидетельствуют о следующем: а) информация о тех или иных гидрогеологических показателях разреза, получаемая прямыми методами исследований и комплексом геофизических исследований, очень близка как по объему, так и по содержанию; б) опробование значительного числа горных выработок можно заменить геофизическими измерениями без потери информации о площади съемки.

Используя методы теории информации, можно также более углубленно рассмотреть вопрос о необходимой густоте сети точек геофизических наблюдений.

Вопрос экономической эффективности геофизических работ при гидрогеологических исследованиях тесно связан с густотой сети наблюдений. Основными факторами, определяющими густоту сети точек наблюдения, являются следующие.

1. Коррелируемость свойств пород вдоль профиля (автокорреляция), либо между профилями (межпрофильная корреляция). Радиус корреляции, соответствующий уровню 0,5 нормированной корреляционной функции, характеризует максимальное расстояние между точками наблюдения по профилю или между профилями, при котором еще возможна корреляция свойств пород.

2. Информативность — количество информации вдоль профиля или по площади. Уменьшение шага между точками наблюдения ограничивается моментом, когда кривая роста информации выходит на асимптоту, т. е. информация не увеличивается при дальнейшем сгущении сети наблюдений.

Вопросу расчета радиуса корреляции выше было уделено достаточно внимания; здесь же рассмотрим влияние густоты сети на количество получаемой информации на том же примере работ в Чуйской долине.

Для выяснения этого вопроса воспользуемся мерой количества информации. Подсчитаем количество информации, вносимое геофизическими и гидрогеологическими методами при наличии $N = n_1 + n_2$ точек наблюдения, где n_1 — число геофизических точек; n_2 — число гидрогеологических точек.

Исследуемая площадь составляет 300 км², т. е. густота исходной сети $N/300 = 540/300 = 1,8$ точки на 1 км² площади.

Разрядим исходную сеть последовательно в 2 раза, затем еще в 2 раза и еще в 2 раза и каждый раз подсчитаем информацию по карте, построенной по разреженной сети.

Результаты этих расчетов приведены в табл. 31.

Т а б л и ц а 31
Информативность карты при различной густоте сети

Гидрогеологический показатель	Информация в Хартли при густоте сети в точках на 1 км ²			
	1,8	0,9	0,45	0,22
Фильтрационные свойства водоносных пород . .	2,1	1,9	1,6	1,3
Минерализация грунто- вых вод	2,8	2,6	2,0	1,2
Степень засоленности по- род зоны аэрации . .	2,5	2,1	1,8	1,3
Литологический состав пород зоны аэрации . .	3,6	3,5	3,3	3,1

Из табл. 31 следует, что сгущение сети приводит к росту информации. Однако на некотором этапе сгущения приращение

количества информации уменьшается и кривые выходят на асимптоту. Если ограничиться уровнем информации 0,95 от максимальной, то получим соответствующую этому уровню информации густоту сети S_1 (табл. 32). В этой же таблице приведена и необходимая густота сети, которая бы удовлетворяла требованиям корреляции по профилю.

Т а б л и ц а 32

Густота сети S_1 по данным расчетов

Гидрогеологический показатель	S_1 на 1 км ²	
	по информа- тивным показателям	по автокор- реляцион- ным функ- циям
Фильтрационные свойства водоносных пород . .	0,75	0,36
Минерализация грунто- вых вод	1,0	0,54
Степень засоленности по- род зоны аэрации . .	1,1	0,72
Литологический состав пород зоны аэрации .	0,7	0,75

Таким образом, возможный диапазон изменения густоты сети ограничен, с одной стороны, радиусом корреляции, а с другой стороны — практически прекращением роста информации. В пределах установленного допустимого диапазона выбор густоты сети в каждом конкретном случае определяется экономическими факторами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях, выполняемых с целью обоснования мелиоративного строительства, должна быть получена информация об условиях формирования и возможных изменениях гидрогеологических процессов в любой точке рассматриваемой области со столь высокой точностью, какая ранее никогда не требовалась. В то же время гидрогеологические признаки, характеризующие условия протекания гидрогеологических процессов, отличаются большой изменчивостью в пространстве, вследствие чего обобщение материалов дискретного опробования пород при выявлении закономерностей изменения количественных показателей этих признаков в пределах отдельных геологических тел связано с большими трудностями.

Опыт гидрогеологических исследований свидетельствует о том, что для построения гидрогеологических карт необходимо иметь непрерывную информацию о свойствах и показателях картируемых признаков. Только в этом случае возможно их объективное картирование с любой заданной точностью. Для этого чрезвычайно перспективно применение ландшафтно-индикационных и геофизических методов исследований. Ландшафтно-индикационные методы позволяют получать непрерывную качественную информацию об изучаемых свойствах предмета, а геофизические — или непрерывную (например, радиоволновое профилирование) или достаточно частую дискретную информацию, необходимую для получения расчетных параметров с заданной обеспеченностью в пределах отдельных гидрогеологических районов.

В работе сделана попытка дать теоретическое обоснование необходимой точности проведения гидрогеологических исследований с целью мелиорации земель. На основе накопленного практического опыта приведены рекомендации по выполнению таких исследований при помощи комплекса современных геофизических методов, позволяющих получать дискретную информацию об изучаемых свойствах в процессе гидрогеологической и инженерно-геологической съемки масштаба 1 : 50 000.

Производственное опробование этой методики в ряде районов страны показало ее высокую технико-экономическую эффективность, поэтому она в настоящее время внедряется в практику производственных организаций.

Вместе с тем возможности дальнейшего совершенствования, повышения информативности и экономической эффективности комплекса далеко еще не использованы. В частности, необходимо найти место геофизических методов исследований при определении физико-механических свойств рыхлых пород верхней части разреза, что позволит существенным образом сократить объемы и сроки инженерно-геологического опробования при выполнении съемочных работ.

Главным направлением в решении этой задачи является резкое увеличение объема полезной информации, получаемой из материалов полевых сейсморазведочных работ, а также привлечение смежных с ними ультразвуковых методов исследований [9].

Значительную роль в решении этой задачи должны также сыграть пенетрационно-каротажные исследования. Большие работы здесь должны быть проведены в области изыскания организационно-методических приемов комплексирования их со всеми другими методами инженерно-геологической съемки (включая и полевые геофизические исследования).

Все мелиоративные мероприятия в той или иной мере направлены на изменение исторически сложившегося водно-солевого баланса территории. В связи с этим необходимо детальное изучение таких изменяющихся во времени гидрогеологических показателей, как динамика уровня и минерализации грунтовых вод, динамика влажности и солей в толще зоны аэрации и т. п. Изучение динамики таких показателей предполагает проведение соответствующих режимных наблюдений. В механизации, повышении информативности, качества режимных наблюдений решающую роль должны сыграть геофизические (в том числе ядерно-физические и изотопные) методы исследования. Перспективно широкое использование новых методов исследования влагопереноса в зоне аэрации [44].

Большие возможности дальнейшего повышения информативности, достоверности и производительности имеет один из основных методов внедряемого ныне комплекса — метод вызванной поляризации. В связи с этим необходимо повышать полноту использования полезной информации, содержащейся в материалах полевых исследований методом ВП. Основой для этого должно служить совершенствование методики количественной интерпретации кривых зондирования, а также отыскание путей использования наряду с амплитудными также временных параметров процесса вызванной поляризации. Наряду с этим следует совершенствовать измерительную аппаратуру на основе перехода к цифровой форме регистрации данных наблюдений и введения элементов автоматической обработки кривых спада потенциалов ВП непосредственно при производстве полевых работ. Такая автоматизация позволит существенным образом повысить производительность труда при выполнении работ методом ВП с одновременным повышением качества получаемых материалов.

Имеются также реальные возможности для сокращения трудоемкости камеральных работ и повышения информативности исследований методом радиоволнового профилирования в движении. Эти возможности заложены в первую очередь в дальнейшем совершенствовании измерительной аппаратуры путем повышения ее стабильности, чувствительности, перехода на цифровую форму регистрации. Перспективно также использование для интерпретаций полевых диаграмм РВП технических приемов и средств, основывающихся на современной теории распознавания образов.

Важным направлением совершенствования методики комплексных геофизических исследований должно явиться широкое использование машинных способов геолого-гидрогеологической интерпретации результатов наблюдений. Применение ЭВМ для интерпретации результатов наблюдений позволит не только сократить время проведения камеральных работ, но и повысить однозначность и точность решения геолого-гидрогеологических задач. Наиболее перспективно использование программ множественной корреляции и распознавания образа. Есть все основания думать, что в комплексе с непрерывной качественной информацией, получаемой при применении аэроландшафтных методов исследований, в скором времени будут широко использоваться различные дистанционные методы получения непрерывной количественной мелиоративно-гидрогеологической информации об изучаемой территории. Здесь имеются в виду такие, например, виды аэро- и космических исследований, как радиотепловая активная и пассивная локация земной поверхности в диапазонах инфракрасных и сантиметровых волн [43].

Нет сомнения, что по мере накопления практических данных в методику комплексных исследований будут внесены дополнения и уточнения, позволяющие повысить ее эффективность. Большую роль здесь должно сыграть активное творческое участие геофизиков, гидрогеологов и инженеров-геологов, использующих эту методику в своей производственной деятельности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. А н г о А. Математика для электро- и радиопроинженеров. М., «Наука», 1965. 780 с. с ил.

2. Б а р о н В. А. Выбор кондиций при определении гидрогеологических параметров для расчетов дренажа. — В кн.: Применение математических методов при гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях. М., изд. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та гидрогеологии и инж. геологии, 1968, с. 86—95 с ил.

3. Б а р о н В. А., С е р о в В. Н. Методические рекомендации по прогнозу режима уровня грунтовых вод орошаемых массивов в субаральных дельтах. М., изд. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та гидрогеологии и инж. геологии, 1971. 68 с. с ил.

4. Б о г о м о л о в Ю. С. Математические методы построения карт в изолиниях. — В кн.: Геофизические методы при гидромелиоративных исследованиях на орошаемых территориях. М., изд. Всесоюз. ин-та экономики минерального сырья и геол.-развед. работ, 1970, с. 53—57 с ил.

5. Б о р ъ е в с к и й Б. В., С а м с о н о в Б. Г., Я з в и н Л. С. Методика определения параметров водоносных горизонтов по данным откачек. М., «Недра», 1973. 303 с. с ил.

6. Б о н д а р и к Г. К. Основы теории изменчивости инженерно-геологических свойств горных пород. М., «Недра», 1971. 284 с. с ил.

7. В о с т о к о в а Е. А. Геоботанические методы поисков подземных вод в засушливых областях Советского Союза. М., Госгеолтехиздат, 1961. 88 с. с ил.

8. В о с т о к о в а Е. А., В и к т о р о в С. В., В ы ш и в к и н Д. Д. Введение в индикационную геоботанику. Изд. Моск. гос. ун-та, 1962. 227 с с ил.

9. Г о р я н о в Н. Н. Сейсморазведка при инженерно-геологических исследованиях рыхлых пород. М., изд. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та гидрогеологии и инж. геологии, 1971. 87 с. с ил.

10. Г р о з д о в а О. И. Анализ формирования гидрохимического режима грунтовых вод в природных условиях и при орошении. — В кн.: Вопросы мелиоративной гидрогеологии. М., изд. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та гидрогеологии и инж. геологии, 1972, с. 79—94 с ил.

11. Г у р в и ч И. И. Сейсмическая разведка. М., «Недра», 1970. 502 с. с ил.

12. Д а в ы д ч е н к о Н. Н. Коэффициент фильтрации при проекти-

ровании горизонтального дренажа на орошаемых землях. — «Вестник сельскохозяйственных наук», 1973, № 1, с. 67—74 с ил.

13. Даев Д. С. Высокочастотные электромагнитные методы исследования скважин. М., «Недра», 1974. 191 с. с ил.

14. Дахнов В. Н. Промысловая геофизика. М., Гостоптехиздат, 1959. 692 с. с ил.

15. Дахнов В. Н. Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин. М., «Недра», 1972. 365 с. с ил.

16. Келлер Дж. Электрические свойства горных пород и минералов. Справочник физических констант горных пород. М., «Мир», 1969, с. 517—542 с ил.

17. Ключев Н. И. Информационные основы передачи сообщений. М., «Сов. радио», 1966. 181 с. с ил.

18. Комаров В. А. О природе электрических полей вызванной поляризации и возможностях их использования при поисках рудных месторождений. — «Вестник Ленинградского гос. ун-та. Сер. геол. и геогр.», 1957, № 16, с. 37—46 с ил.

19. Комаров В. А. Электроразведка методом вызванной поляризации. Л., «Недра», 1972. 344 с. с ил.

20. Комаров И. С. Накопление и обработка информации при инженерно-геологических исследованиях. М., «Недра», 1972. 295 с. с ил.

21. Кузьмина Э. Н., Огильви А. А. О возможности использования метода вызванных потенциалов для изучения грунтовых вод. — В кн.: Разведочная геофизика, вып. 9. М., «Недра», 1965, с. 47—59 с ил.

22. Левшин А. Л. Определение уровня грунтовых вод сейсмическими методами. — «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1961, № 9, с. 1314—1338 с ил.

23. Левшин А. Л., Горяинов Н. Н. Распространение продольных сейсмических волн в песчаных породах. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1962, № 4, с. 113—126 с ил.

24. Луидин К. П. Водные свойства торфяной залежи. М., «Урожай», 1964. 312 с. с ил.

25. Ляхов Л. Л. О сочетании геологических и геофизических методов при геологосъемочных и поисковых работах. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1971, № 12, с. 95—101 с ил.

26. Методы геофизики в гидрогеологии и инженерной геологии (Методическое руководство). М., «Недра», 1972. 296 с. с ил.

27. Методические рекомендации по каротажу гидрогеологических скважин. М., «Недра», 1972. 191 с. с ил.

28. Методическое руководство по гидрогеологическим и инженерно-геологическим исследованиям для мелноративного строительства на орошаемых, осушаемых и обводняемых землях. М., изд. Министерства водн. хоз., 1972. 146 с. с ил.

29. Митропольский Л. К. Техника статистических вычислений. М., Физматгиз, 1961. 480 с. с ил.

30. Огильви А. А. Геофизические методы исследований. Изд. Моск. гос. ун-та, 1962. 412 с. с ил.

31. О г и л ь в и Н. А. Геофизические методы при гидромелиоративных исследованиях. — В кн.: Геофизические методы при гидромелиоративных исследованиях на орошаемых территориях. М., изд. Всесоюз. ин-та экономики минерального сырья и геол.-развед. работ, 1970, с. 3—13 с ил.

32. О г и л ь в и Н. А., Ф е д о р о в и ч Л. Н. Электролитический метод определения скорости фильтрации подземных вод и условия его практической применимости. М., «Недра», 1964. 43 с. с ил.

33. П а р ф е н о в а Н. И. Методика анализа гидрохимического режима грунтовых вод в связи с его прогнозом при орошении. М., изд. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та гидрогеологии и инж. геологии, 1971. 125 с. с ил.

34. Р а ц М. В. Неоднородность горных пород и их физические свойства. М., «Наука», 1967. 172 с. с ил.

35. Р а ц и о н а л ь н ы й комплекс полевых геофизических методов исследований при гидрогеологических и инженерно-геологических съемках масштаба 1 : 50 000 для целей мелиорации (орошения) земель. (Временное методическое руководство). М., изд. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та гидрогеологии и инж. геологии, 1974. 144 с.

36. С е м е н о в А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. Л., «Недра», 1968. 380 с. с ил.

37. С м и р н о в Н. С., Д у н и н - Б о р к о в с к и й И. В. Курс теории вероятности и математической статистики. М., «Наука», 1969. 511 с. с ил.

38. Т а р х о в А. Г. Основы рационального геофизического комплекса. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1972, № 12, с. 88—108 с ил.

39. Т е о р е т и ч е с к и е основы интерпретации наблюдений в методике вызванной поляризации. Л., «Недра», 1966. 204 с. с ил. Авт.: В. А. Комаров, Н. А. Пишпарева, М. В. Семенов, Л. С. Хлопина.

40. Х м е л е в с к о й В. К. Основной курс электроразведки. Изд. Моск. гос. ун-та, 1970. 245 с. с ил.

41. Ч а г и н М. М., К о в а л е н к о В. А. Опыт применения теории информации для количественной оценки эффективности геофизических методов. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1970, № 8, с. 91—94 с ил.

42. Ч е р н я к Г. Я., К и н к Х. А. Применение электроразведки при мелиоративных изысканиях в Эстонии. — «Гидротехника и мелиорация», 1969, № 3, с. 40—44 с ил.

43. Ч е р н я к Г. Я., М я с к о в с к и й О. М. Радиоволновые методы исследований в гидрогеологии и инженерной геологии. М., «Недра», 1973. 176 с. с ил.

44. Ч у б а р о в В. Н. Питание грунтовых вод песчаной пустыни через зону аэрации. М., «Недра», 1972. 135 с. с ил.

45. Ш а р а п а н о в Н. Н., Ч е р н я к Г. Я., М а к а г о н о в а С. К. Опыт применения геофизических методов на мелиоративных изысканиях. — «Гидротехника и мелиорация», 1971, № 1, с. 25—31 с ил.

46. Ш а р а п а н о в Н. Н., Ч е р н я к Г. Я. Применение метода вызванной поляризации при гидрогеологических съемках и разведке подземных вод. М., изд. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та гидрогеологии и инж. геологии, 1972. 76 с. с ил.

47. Ш е с т а к о в В. М. Теоретические основы оценки подпора, водопонижения и дренажа. Изд. Моск. гос. ун-та, 1965. 233 с. с ил.

48. Шестаков В. М. О влиянии вертикальной неоднородности потока на эффективность дренажа. — «Гидротехника и мелиорация», 1969, № 8, с. 63—69 с ил.

49. Шестаков В. М. Динамика подземных вод. Изд. Моск. гос. ун-та, 1973. 327 с. с ил.

50. Яглом А. М., Яглом И. М. Вероятность и информация. М., «Наука», 1973. 511 с. с ил.

51. Якубовский Ю. В. Электроразведка. М., «Недра», 1973. 304 с. с ил.

52. Якубовский Ю. В., Ляхов Л. Л. Электроразведка. М., «Недра», 1974. 376 с. с ил.

53. Burd y R. H. and Luth in J. N. A Text of the fingle and Double Ring Tones of Infiltronoters. Transactions American Geophysical Union vol. 37, № 2, april 1959, p. 741.

54. Slichter L. B. Geophysics applied to prospecting for ores. Economic geol, 50—th anniversary volum. Urbana, vol. 111, 1955, p. 13—14.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
1. Основы использования геофизических методов при гидрогеологических исследованиях	5
Общие положения	5
Роль и место геофизических методов исследований при съемках с целью мелиорации земель	6
Состав эффективного комплекса геофизических методов	8
2. Требования к гидрогеологическим исследованиям с целью мелиорации земель	11
Принципы прогнозов режима грунтовых вод	11
Определение гидрогеологической и инженерно-геологической неоднородности горных пород	18
Характеристика возможной неоднородности фильтрационных свойств пород зоны аэрации	21
Фильтрационная неоднородность пород зоны полного насыщения	25
Достоверность единичных определений гидрогеологических параметров	28
Рекомендации по обоснованию эффективных гидрогеологических параметров	31
Методика оценки влияния фильтрационной макронеоднородности пласта на точность расчетов дренажа	35
Обоснование необходимой точности определения фильтрационных параметров	35
Рекомендации по планированию опытно-фильтрационных исследований	38
Характеристика возможной неоднородности засоленности пород зоны аэрации. Рекомендации по ее изучению	43
3. Краткие сведения о физических основах методов геофизического комплекса и корреляционные связи между геофизическими и геолого-гидрогеологическими параметрами	48
Общие положения	48
Взаимосвязь между различными геофизическими параметрами	63
Связь между геофизическими и геолого-гидрогеологическими параметрами и показателями	67
4. Геолого-гидрогеологическая интерпретация результатов комплексных исследований	85
Первичная обработка результатов наблюдений	85
Качественная интерпретация результатов электроразведочных работ	88
Количественная геолого-гидрогеологическая интерпретация результатов геофизических исследований	96
5. Методика и техника производства полевых геофизических работ	110
Аппаратура для полевых исследований	110
Опытно-методические геофизические работы	114
Параметрические измерения в горных выработках и вблизи скважин. Составление эмпирических зависимостей для нового района	130
Размещение сети точек геофизических наблюдений	127
Общая схема и последовательность проведения съемочных работ	131

6. Некоторые результаты производственного опробования комплекса геофизических исследований при выполнении съемочных работ . .	134
Геолого-гидрогеологические результаты исследований в отдельных районах	134
О точности и однозначности определения гидрогеологических свойств пород при помощи комплекса геофизических методов	150
Примеры расчета экономического эффекта от внедрения комплекса геофизических методов в практику съемочных работ	154
Методика оценки информативности результатов комплексных геофизических исследований	155
Заключение	165
Список литературы	168

НИКОЛАЙ НИКОЛАЕВИЧ ШАРАПАНОВ
ГАВРИИЛ ЯКОВЛЕВИЧ ЧЕРНЯК
ВЛАДИМИР АЛЕКСАНДРОВИЧ БАРОН

**МЕТОДИКА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ
ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СЪЕМКАХ
С ЦЕЛЬЮ МЕЛИОРАЦИИ ЗЕМЕЛЬ**

Редактор издательства Н. Г. Богачева
Обложка художника Г. Л. Петрова
Техн. редактор Л. В. Дунаева
Корректор Э. Г. Агеева

Сдано в набор 17/VI 1974 г.
Подписано в печать 27/IX 1974 г.
Т-15288. Формат 60×80¹/₁₆.
Бумага № 2. Печ. л. 11,0. Уч.-изд. л. 11,29.
Тираж 2400 экз. Заказ № 1073/5137—3.
Цена 56 коп.

Издательство «Недра»,
103633, Москва, К-12, Третьяковский
просад, 1/19

Ленинградская типография № 6
«Союзполиграфпрома» при Государственном
комитете Совета Министров СССР по делам
издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, Ленинград, Московский пр., 91.