МЕТОДЫ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В АРИДНЫХ РАЙОНАХ МОНГОЛИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

АКАДЕМИЯ НАУК МНР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ

ЗСБНХУ-ын ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

ХӨДӨЛМӨРИЙН ГАВЪЯАНЫ
УЛААН ТУГИЙН ОДОНТ
ГЕОЛОГИЙН ХҮРЭЭЛЭН

БНМАУ-ын ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

ГЕОЛОГИЙН
ХҮРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR

ORDER
OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE MPR

GEOLOGICAL INSTITUTE

МОНГОЛЫН ГОВИЙН БУСЭНД ГАЗАР ДООРХИ УСЫГ ЭРЭХ, БАЙГАЛИЙН НАОЦИЙГ НЬ ҮНЭЛЭХ

ХАМТАРСАН
МОНГОЛ-ЗӨВЛӨЛТИЙН
ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ
ШИНЖИЛГЭЭНИЙ ЭКСПЕДИЦИ

Бүтээл, цуврал 16

ЭРХЛЭХ ЗӨВЛӨЛ:

Н. С. Зайцев, БНМАУ-ын ШУА-ийн сур.-гишүүн *Б. Лувсанданзан*, академич *В. В. Меннер*, академич *А. В. Пейве*, *П. П. Тимофеев*, *О. Төмөртогоо*, академич *А. Л. Яншин*

ХАРИУЦЛАГАТАЙ ЭРХЛЭГЧ

Н. А. Маринов

1976

«НАУКА» ХЭВЛЭЛИЙН ГАЗАР

МОСКВА

МЕТОДЫ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В АРИДНЫХ РАЙОНАХ МОНГОЛИИ

СОВМЕСТНАЯ
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Труды, выпуск 16

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Н. С. Зайцев, член-корр. АН МНР *Б. Лувсанданзан*, академик *В. В. Меннер*, академик *А. В. Пейве*, *П. П. Тимофеев*, *О. Томуртогоо*, академик *А. Л. Яншин*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
Н. А. Маринов

1976
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА

УДК 556.3(517.3)

METHODS OF THE NATURAL GROUNDWATER RESOURCES SURVEYING AND EVALUATION IN ARID ZONES OF MONGOLIA

THE JOINT
SOVIET-MONGOLIAN
SCIENTIFIC-RESEARCH
GEOLOGICAL EXPEDITION
Transactions, vol. 16

Editorial Board:

N. S. Zaitsev, Correspondent Member of the MPR Academy of Sciences *B. Luwsandansan*, Academician *V. V. Menner*, Academician *A. V. Peive*, *P. P. Timofeev*, *O. Tomurtogoo*, Academician *A. L. Yanshin*

Responsible editor

N. A. Marinov

Методы поисков и оценки подземных вод в аридных районах Монголии. Труды Совместной советско-монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 16. 1976 г.

Сборник, включающий две работы, представляет методическое руководство по поискам и оценке ресурсов подземных вод применительно к аридным районам Монголии. В первой из них авторы Б.А. Картавин и Н.А. Маринов рассматривают гидрогеологические условия обширной территории Средне-Халхасской возвышенности в Восточной Монголии и на примере двух межгорных бессточных артезианских бассейнов – Олонгинского и Чойренского, находящихся в указанном районе, – излагают методику оценки естественных ресурсов и оценивают эти ресурсы. Во второй работе, принадлежащей В.С. Бабину, обосновывается комплекс геофизических методов для поисков трещинных и трещинно-жильных подземных вод в гобийских районах Монголии, имеющих здесь важное значение в решении вопросов сельскохозяйственного водоснабжения.

Работа представляет интерес для гидрогеологов и других специалистов, занимающихся проблемами поисков подземных вод в аналогичных или близких к ним по природным условиям районах.

М $\frac{20806-310}{055(02)-76}$ 368-76

© Издательство "Наука", 1976 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Основой современной экономики Монгольской Народной Республики является сельское хозяйство и ее ведущая отрасль – животноводство, дающее подавляющую часть сельскохозяйственной продукции. В этой отрасли народного хозяйства занято более половины населения страны. Поэтому не случайно, что товары сельскохозяйственного производства составляют около 80% ее экспорта.

Но Монголия не только сельскохозяйственная страна. Благодаря систематическим геологическим исследованиям, проводящимся как силами национальной геологической службы, так и геологическими организациями стран – членов СЭВ, оказывающих техническую помощь в геологическом изучении ее территории, здесь открыто значительное количество различных месторождений полезных ископаемых, среди которых имеются плавиковошпатовые, медные, молибденовые, вольфрамовые и др. На базе эксплуатации этих месторождений в стране создана горнодобывающая промышленность, успешно развивается промышленность строительных материалов, пищевая, энергетика, транспорт и т.д.

Учитывая благоприятную геологическую обстановку для формирования на территории Монголии месторождений полезных ископаемых и ее слабую геологическую изученность, имеются все основания утверждать, что в процессе последующих геологических исследований здесь будут открыты новые месторождения, и горнодобывающая промышленность страны может получить дальнейшее, еще более быстрое развитие.

Однако как развитие сельского хозяйства, так горной и других отраслей экономики страны сдерживается отсутствием в ряде ее районов, особенно в слабо орошаемых гобийских районах, достаточного количества водных ресурсов. В связи с этим Монгольская народно-революционная партия и Правительство МНР осуществляют широкую программу водохозяйственных мероприятий, направленных на удовлетворение растущих потребностей страны в водных ресурсах, охраны их от загрязнения и истощения.

В связи с тем, что в аридных районах других источников водоснабжения, кроме как подземных вод, нет, Министерство геологии и горной промышленности МНР проводит здесь широкие гидрогеологические исследования с целью выявления ресурсов этих вод.

В настоящем сборнике помещены результаты многолетних гидрогеологических исследований Б.А. Картавина и В.С. Бабина – первого на площади Средне-Халхасской возвышенности в Восточной Монголии, а второго – в пустынных и полупустынных районах Гоби на юге страны.

Средне-Халхасская возвышенность – это не только сельскохозяйственный район. Здесь выявлено большое число плавиковошпатовых, угольных, вольфрамовых и некоторых других месторождений полезных ископаемых. В ближайшей перспективе – это, очевидно, район быстрого развития горнодобывающей промышленности.

В первой части сборника дается описание подземных вод этой обширной территории, составленное главным образом по материалам личных исследований Б.А. Картавина, а также по некоторым данным Н.А. Маринова и дру-

гих геологов. Подземные воды Олонгинского и Чойренского межгорных артезианских бассейнов, изученных лучше других, охарактеризованы более полно. Применительно к этим бассейнам Б.А. Картавиным разработана методика оценки естественных ресурсов подземных вод, пользуясь которой авторы произвели оценку этих ресурсов для указанных бассейнов, а также (по аналогии) других, располагающихся в пределах Средне-Халхасской возвышенности. Это имеет практическое значение для планирования дальнейшего использования подземных вод района в народном хозяйстве. Разработанный подход к оценке естественных ресурсов подземных вод, как нам кажется, может быть применен с той же целью в других, аналогичных по природным особенностям районах со слабой изученностью межгорных бассейнов.

В гобийских районах Монголии значительные ресурсы подземных вод, пригодных для водоснабжения, скапливаются главным образом в прибортовых частях межгорных впадин или в зонах разрывных дислокаций, обрамляющих последние. Поиски этих скоплений сопряжены с большими трудностями и на первом этапе их осуществляются, как правило, с помощью различных геофизических методов. В.С. Бабин подверг анализу материалы геофизических исследований, выполненных при поисковых и разведочных работах на воду в пустынных районах Гоби и разработал рациональный комплекс этих методов, который и рекомендуется для использования в этих природных условиях.

Помещенные в сборнике работы наряду с практическим и методическим значением, как нам кажется, представляют и несомненный научный интерес. Результаты выполненных исследований могут быть использованы при разработке общей проблемы гидрогеологии, связанной с выявлением закономерностей распространения и формирования подземных вод в аридных областях земного шара.

Б. А. КАРТАВИН, Н. А. МАРИНОВ

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ОЦЕНКА ЕСТЕСТВЕННЫХ РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ СРЕДНЕ-ХАЛХАССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ В ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ

(на примере Олонгинского и Чойренского бассейнов)

ВВЕДЕНИЕ

Главная экономическая задача, определенная директивами XVI съезда МНРП по пятилетнему плану развития народного хозяйства Монгольской Народной Республики на 1971-1975 гг., состоит в том, чтобы добиться значительного увеличения объема общественного производства сельского хозяйства и промышленности. Основная часть капитальных вложений в указанный период была направлена на подъем главной отрасли сельского хозяйства - животноводства, а также топливно-энергетической, горнорудной и некоторых других отраслей народного хозяйства страны.

Естественно, что в природных условиях Монголии, с ее аридным климатом на большей части территории и ограниченными водными ресурсами, всестороннее развитие экономики зависит в значительной степени от этих ресурсов. Так как поверхностных водотоков в аридных районах Республики практически нет, то здесь исключительное значение приобретают подземные воды, только на базе использования которых и можно решать вопросы водоснабжения.

Исследованный район площадью около 80 тыс. км^2 расположен в аридной зоне Восточной Монголии примерно между 107 и 114° в.д. Северная граница района на западе проходит по Нилгинской депрессии, а на востоке ограничивается долиной р. Керулен, южная граница в основном совпадает с северной границей Восточно-Гобийской депрессии (рис. 1).

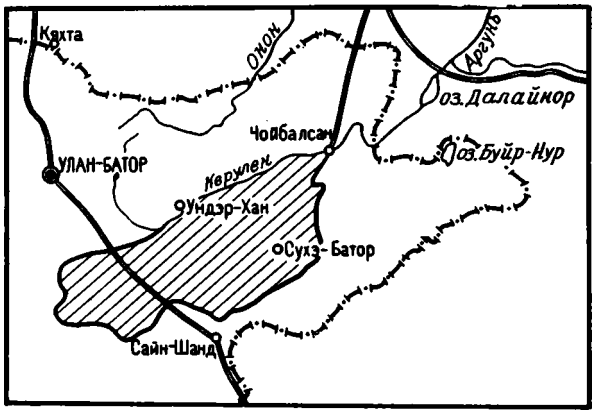


Рис. 1. Схема расположения района исследований (показана штриховкой)

В литературе рассматриваемая территория известна под названием Восточно-Халхасской возвышенности. В пределах этой территории находится значительное количество месторождений полезных ископаемых, и она является, таким образом, перспективной для развития горнодобывающей промышленности. Кроме того, здесь располагаются прекрасные пастбищные угодья, и в связи с этим территория представляет интерес для дальнейшего, еще более широкого развития сельского хозяйства, в частности животноводства, если на этой

территории будут встречены в достаточном количестве пригодные для использования ресурсы подземных вод. Поэтому выявление этих ресурсов представляет не только теоретический интерес, но и имеет большое практическое значение.

Авторами предпринята попытка разрешить проблему оценки естественных ресурсов подземных вод района. Работа состоит из двух частей. В первой части дается характеристика физико-географических факторов формирования подземных вод Средне-Халхасской возвышенности, геологического строения и подземных вод гидрогеологических районов, особенностей формирования подземных вод в межгорных артезианских бассейнах и закономерностей их распределения там. Во второй части на примере двух наиболее изученных бассейнов района – Олонгинского и Чойренского – дается оценка естественных ресурсов подземных вод. В последнем разделе рассматриваются значение и перспективы использования подземных вод в народном хозяйстве.

Авторы выражают свою признательность монгольским специалистам Ч.Хурцу, Ч.Гомбосурэну, Н.Жадамбе, Д.Байре и другим, содействовавшим сбору материалов для работы.

ИСТОРИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Первые сведения о подземных водах Монголии, и в частности о подземных водах описываемого района, появились в литературе в конце прошлого столетия в связи с изучением торговых путей из России в Китай, осуществленных экспедициями Е.Ф. Тимковского в 1821 г., монаха Палладия (П.И. Кафаров) в 1847 и 1859 гг., братьев Бутиных в 1870 г. и др. Во второй половине XIX в. несколько экспедиций в Монголию и Центральную Азию, главным образом с целью общегеографического и геологического изучения этих территорий, организует Императорское Русское географическое общество под руководством известных русских исследователей Центральной Азии Н.М. Пржевальского, В.М. Певцова, Г.Н. Потанина, В.А. Обручева и др. В капитальных сочинениях, посвященных результатам работ этих экспедиций, приводится характеристика встреченных во время путешествий рек, озер, колодцев, источников и других водопроявлений. Подавляющее большинство исследователей, ознакомившись с территорией Монголии, и в частности с восточной ее частью, пришли к выводу, что обводненность ее неравномерная и ухудшается с севера на юг. Однако все они считали, что даже в пустыне Гоби воду на небольшой глубине можно встретить почти повсюду. Естественно, что выполненные названными исследователями наблюдения за подземными водами носили отрывочный характер и для познания закономерностей их распространения и формирования дали очень мало.

Систематическое изучение природных ресурсов страны, в том числе и подземных вод, начало осуществляться после установления в Монголии власти народного правительства, т.е. с 1921 г. В начале оно проводилось Комитетом наук МНР при активном содействии экспедиций АН СССР, в составе которой в это время была учреждена специальная Монгольская комиссия. Различные отряды этих экспедиций занимались изучением рек, озер, минеральных источников, существующих условий водоснабжения отдельных территорий и некоторых трактов. Однако размах геологических исследований в стране резко возрос после организации в МНР в 1931 г. по просьбе ее правительства Восточной геологоразведочной экспедиции бывшего Комитета по делам геологии при СНК СССР.

Работы Восточной геологоразведочной экспедиции, особенно на первом этапе ее деятельности, заключались главным образом в изучении существующих условий водоснабжения основных автодорожных магистралей Восточной Монголии, сопровождавшемся описанием и опробованием ранее построенных водопунктов, а также в строительстве новых колодцев и скважин. В 1940 г. на территории Восточной Монголии силами этой экспедиции начали проводить-

ся комплексные геолого-гидрогеологические сьемки разного масштаба. В задачи сьемок входило изучение водоносности пород, физических и химических свойств подземных вод, особенностей их питания, движения, разгрузки и режима с целью выявления общих закономерностей формирования и распространения подземных вод на территории Восточной Монголии, а также решение практических задач, связанных с выявлением источников водоснабжения на площади пастбищных угодий, в районе населенных пунктов, горнодобывающих и других предприятий. Сьемки сопровождались буровыми работами, откачками воды из колодцев, шурфов и скважин, опробованием родников, изучением физических и химических свойств подземных вод, наблюдениями за поверхностными водоемами и водотоками.

В период с 1940 по 1944 гг. включительно в проведении геолого-гидрогеологических сьемок участвовали С.Н. Алексейчик, В.А. Груничева, В.В. Дельнов, Ю.С. Желубовский, В.Ф. Ковалев, Н.А. Маринов, Н.Е. Невзоров, А.Я. Стефаненко и др. В более позднее время гидрогеологическим картированием района занимались А.А. Архипова, Д.Баяраа, Б.И. Васильев, А.В.Зуев, З. Нарангэрэл, Д.Д. Сагалуев, А.В. Солнышков, А.А. Храпов, А.Д. Шевчик.

В отличие от гидрогеологических и комплексных сьемок более раннего этапа геологического изучения Монголии, сьемки второго этапа сопровождались бурением поисково-разведочных скважин на воду глубиной 100-300 м, геофизическими исследованиями и более обширным, чем ранее, комплексом других наблюдений. В результате выполнения этих работ было открыто значительное количество различных месторождений полезных ископаемых, в районе развития которых образовались новые населенные пункты и промышленные предприятия, требовавшие для своего функционирования водных ресурсов. Так, стало необходимым продолжать в районе гидрогеологические исследования, связанные с решением вопросов водоснабжения населенных пунктов, с изучением гидрогеологических условий месторождений полезных ископаемых с целью определения возможных притоков воды в горные выработки при их промышленном освоении и изучении их горно-технических условий эксплуатации.

Поиски и разведка подземных вод для целей водоснабжения населенных пунктов в период с 1939 по 1945 гг. в составе Восточной геологоразведочной экспедиции проводились В.Н. Бородько, А.Т. Ивановым, В.Ф. Ковалевым, М.Т. Лякиным, И.А. Мамедовым, В.Н. Поповым, В.К. Пендиным, А.Я.Стефаненко и др. Примерно в это же время большие буровые работы на воду в различных районах Восточной Монголии, в том числе и на описываемой территории, проводились трестами Бурвод и Спецгео, а также Трансводпроектом и организованным в 1939 г. в составе Министерства животноводства и земледелия МНР Департаментом водоснабжения. Указанными организациями были решены вопросы водоснабжения многих населенных пунктов, промышленных предприятий и больших площадей пастбищных угодий. Помимо решения этих практических задач в результате выполнения работ был собран огромный фактический материал, характеризующий с разных сторон подземные воды.

Работы по бурению скважин на воду и строительству шахтных колодцев для целей водоснабжения населенных пунктов не прекращались в районе и после 1945 г., они проводятся и в настоящее время. Однако интенсивность этих работ временами то усиливалась, то несколько ослабевала. Так, в период 1952-1958 гг. Л.Н. Аристовской, Б.А. Воротниковым, Н.К. Казаковой и другими исследователями решались вопросы водоснабжения поселка и обогатительной фабрики рудника Барун-Цогто, ряда промышленных объектов в г. Чойбалсан и участка железной дороги Улан-Батор - Дзамын-Удэ. В 1964-1965 гг. Б.А.Картавиным совместно с В.И. Бондаренко, Жанлавом, Ч.Гомбосурэном и Н.К. Казаковой успешно решена задача водоснабжения подземными водами флюоритового рудника Дзун-Цаган-Дэль, аймачного центра Барун-Урт и угольных копей Адун-Чулун в районе г. Чойбалсан.

В конце 50-х годов значительные гидрогеологические исследования в связи с проблемой обводнения пастбищных территорий провела Водохозяйственная экспедиция Министерства сельского хозяйства МНР. Работы экспедиции, про-

водившиеся при активном участии советских специалистов А.Л. Аккермана, М.П. Запария, И.В. Ермиевской и др., охватили по существу всю страну. Они заключались в бурении и опробовании скважин на воду, в строительстве новых шахтных колодцев и в опробовании ранее построенных. Экспедицией по каждому аймаку составлены объяснительные записки, в которых охарактеризовано состояние существующего водоснабжения пастбищ и намечены пути его дальнейшего улучшения.

Ощутимый вклад в обводнение пастбищ и изучение гидрогеологических условий Монголии, и в частности описываемого района, внесли специалисты Венгерской Народной Республики, которые начиная с 1958 г. ведут изыскания источников водоснабжения в слабо водообеспеченных районах страны.

Гидрогеологические исследования при разведке месторождений полезных ископаемых были проведены на Ульдзуйтинском и Алаг-Тогском буроугольных месторождениях, Хара-Айракском, Хаиртинском, Бороундурском II, Галшарыинском, Дзун-Цаган-Дэльском и Хаджиуланском флюоритовых и Барун-Цогтинском вольфрамовом месторождениях. Эти исследования позволили определить ожидаемые водопритоки в горные выработки при эксплуатации месторождений, изучить характер трещиноватости водовмещающих пород, их фильтрационные свойства, глубину залегания и качество подземных вод, их режим. Все это чрезвычайно важно для решения общей проблемы формирования и распространения подземных вод в земной коре.

Помимо специального изучения подземных вод, осуществлявшегося при производстве охарактеризованных гидрогеологических исследований, некоторые наблюдения за их проявлениями выполнялись попутно при производстве поисковых и разномасштабных геологосъемочных работ, проводившихся на площади района. Они заключались главным образом в фиксации родников, колодцев, в измерении температуры подземных вод, иногда в определении дебитов родников. В этих исследованиях принимали участие В.И. Браташ, А.Г. Гумеров, Ю.М. Логинов, В.И. Мартин, С.И. Мормиль, П.В. Осокин, А.Н. Рассказчиков, Д.Д. Сагалуев, М.С. Шлейфер и др.

По территории Монголии и отдельным ее районам имеется ряд сводных описаний подземных вод. Наиболее ранней из опубликованных является работа В.Н. Попова (1935), в которой рассматриваются состояние ресурсов подземных вод и существующего водоснабжения Восточной Монголии и высказывается ряд рекомендаций по его улучшению.

Далее следуют несколько работ Н.А. Маринова, вышедших в свет в 1947-1948 гг. и рассматривающих главным образом формирование подземных вод нижнемеловых отложений, выполняющих межгорные впадины; работа А.Т. Иванова (1958), в которой обобщен материал в основном по ресурсам грунтовых вод Монголии по состоянию на 1950 г.; большой труд П.А. Деревянко (1959), посвященный проблеме сельскохозяйственного водоснабжения страны; несколько работ на ту же тему М.П. Запария (1960, 1961) и Ж.Чогдона (1958, 1962, 1966); монография по гидрогеологии Монголии Н.А. Маринова и В.Н.Попова (1963); Гидрогеологическая карта МНР масштаба 1:1 500 000, составленная А.И. Кончаковой, Э.Н. Рождественской и С.Г. Шкапской под редакцией Н.А. Маринова, вышедшая в свет в 1972 г.

Такова краткая характеристика истории гидрогеологического изучения района. Давая общую оценку выполненным исследованиям, необходимо отметить, что ими в основном были выявлены общие закономерности распространения и формирования подземных вод района, решен целый ряд практических задач, связанных с водоснабжением подземными водами населенных пунктов и пастбищных угодий, по ряду месторождений различных полезных ископаемых определены возможные водопритоки при их эксплуатации, изучены проявления минеральных подземных вод. Однако проблема оценки естественных и эксплуатационных ресурсов подземных вод района никем из исследователей не ставилась или ставилась в самой общей форме и с количественной стороны не решалась.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

РЕЛЬЕФ

В пределах района, согласно Ш.Цэгмиду, выделяется два типа рельефа: денудационно-тектонический, сформировавшийся на палеозойской основе, и аккумулятивно-тектонический, характерный для межгорных впадин, выполненных мезозойскими и кайнозойскими континентальными отложениями.

На площади развития денудационно-тектонического типа рельефа Ш.Цэгмид в свою очередь выделил три подтипа: среднегорный, мелкосопочный и холмисто-увалистый.

Среднегорный подтип рельефа имеет абсолютные высоты, заключенные между 1500 и 1900 м. Он характеризуется скалистыми вершинами и на высоких отметках изрезанными крутыми склонами гор, ниже переходящими в более пологие, но также высокорасчлененные склоны. Типичными представителями этого подтипа рельефа в пределах Средне-Халхасской возвышенности являются Чойренский и Дарханский горные массивы и горный массив, находящийся в районе сомона Цаган-Дэлгэр.

Мелкосопочный подтип рельефа пользуется более широким распространением в районе, чем среднегорный. Абсолютные отметки его поверхности колеблются в пределах 1300-1500 м. Вершины некоторых сопок скалистые, других - округлые, но склоны их достаточно крутые и сильно расчленены сухими руслами и оврагами. И первые и вторые заполнены пролювиальным песчано-глинистым материалом, содержащим большое количество плохоокатанных глыб, щебня и гравия. Этот подтип рельефа развит в районе населенного пункта Гэдэигэн-Хурал, рудника Барун-Цогто, к северо-востоку от сомона Дархан и в некоторых других местах.

Холмисто-увалистый подтип рельефа наиболее широко представлен на площади Средне-Халхасской возвышенности. Абсолютные отметки его поверхности обычно колеблются около 1000-1100 м. Склоны холмов и увалов в большинстве своем пологие и изрезаны сравнительно слабо.

Аккумулятивно-тектонический тип рельефа выражен в районе межгорными впадинами. Они имеют самые различные размеры (табл. 1) и почти все простираются в северо-восточном или северо-северо-восточном направлениях, близких к простиранию складчатых структур (рис. 2). В тектоническом отношении большинство впадин представляют собой грабены, а разделяющие их горные массивы - горсты. Формирование рельефа отдельных участков впадин шло различными путями. Рельеф центральных частей их может быть определен как эрозионно-аккумулятивный, образованный за счет сноса сюда наиболее мелких частиц грунта временными водотоками со стороны обрамляющих впадины высот и последующего выдувания этих частиц ветром за их пределы. Подобные участки отличаются слабой волнистостью, причем наиболее пониженные части рельефа их заняты озерами с солоноватой или соленой водой, в засушливое время пересыхающими и превращающимися в солонцы и солончаки.

В периферической части впадин широко распространены такие аккумулятивные накопления, как делювиальные шлейфы, и значительно меньше - песчано-глинистый материал конусов выноса временных водотоков. Почти все впадины - бессточны, некоторые имеют узкие выходы в сторону Нилгинской, Восточно-Гобийской и других депрессий.

Как видно из табл. 1, наиболее приподняты впадины северо-западной части Средне-Халхасской возвышенности (Халдаинская, Цайдамская и др.), средние абсолютные отметки дна которых достигают 1300-1350 м. Поверхность дна впадин, находящихся в южной и восточной частях района, располагается в среднем на высотах 850-900 м над уровнем моря. Преобладают впадины площадью от 100 до 500 км^2. Крупные впадины относительно редки и, за исключением Чойренской, в большинстве своем находятся в восточной части территории.

Таблица 1

Характеристика рельефа и основных параметров межгорных впадин Средне-Халхасской возвышенности

Порядковый номер по схеме размещения (см. рис. 1)	Впадина	Рельеф водораздельных участков	Средняя абсолютная отметка, м		Перепад высот, м	Размеры			Площадь водосбора, км^2
			днища	водоразделов		Длина, км	Ширина, км	Площадь, км^2	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	Халданинская	Среднегорный и мелкосопочный	1300	1350-1550	150-250	40	4-16	500	870
2	Хонгорская	Мелкосопочный	1300	1350-1450	50-150	32	5-27	300	590
3	Цагандэлгэрская	"	1350	1400-1450	50-100	12	2-5	35	365
4	Хытабулакская	То же, и холмисто-увалистый	1225	1250-1500	25-225	35	14-25	540	2085
5	Уланнурская	То же	1225	1250-1500	25-225	15	5-15	105	525
6	Чойренская	Среднегорный и холмисто-увалистый	1075	1250-1600	175-525	140	10-25	2325	5020
7	Нартынхидская	Холмисто-увалистый	1100	1150-1250	50-150	46	6-20	485	1465
8	Абдарынская	То же	1100	1150-1250	50-150	45	10-25	775	940
9	Цайдамская	Среднегорный и мелкосопочный	1350	1450-1600	100-250	15	3-17	150	470
10	Дарханская	То же	1300	1400-1600	100-200	8	4-5	30	130
11	Алагцабская	Среднегорный и холмисто-увалистый	1175	1200-1550	25-375	14	2-13	80	290
12	Северо-Хараайрагская	Мелкосопочный	1100	1150-1500	50-400	40	4-12	300	2460
13	Южно-Хараайрагская	Холмисто-увалистый	1100	1100-1250	100-250	52	9-12	500	820
14	Цагандэнская	Мелкосопочный	1100	1200-1600	100-500	40	15-20	790	1960

15	Хонхоршарбогнурская	То же, и холмисто-увалистый	1125	1250-1350	125-225	36	5-15	265	1040
16	Цайринская	Холмисто-увалистый	1125	1150-1250	25-125	13	8-11	110	95
17	Цацыннурская	Мелкосопочный	1250	1300-1400	50-150	50	3-18	500	600
18	Айрагская	То же, и холмисто-увалистый	1225	1250-1350	25-125	9	2-6	30	100
19	Олонгинская	То же	1150	1200-1500	50-300	40	4-12	285	900
20	Бусыйнчулинская	"	1150	1200-1350	50-200	27	3-8	130	775
21	Нудэгиннурская	Холмисто-увалистый	1125	1150-1200	25-75	20	4-8	120	220
22	Ихэхидская	То же	1050	1100-1200	50-150	25	10-12	280	295
23	Восточно-Ихэхидская	"	1100	1150-1200	50-100	10	4-7	45	165
24	Барунбаргаобинская	То же, и мелкосопочный	1175	1250-1400	75-225	22	2-10	125	875
25	Цайдаминнурская	То же	1100	1200-1350	100-250	40	6-12	470	1090
26	Табунундурская	Холмисто-увалистый	1200	1250-1300	50-100	22	8-10	200	275
27	Модонхудукская	То же, и мелкосопочный	1100	1150-1350	50-250	12	4-9	75	110
28	Барунхолойская	Холмисто-увалистый	1050	1100-1200	50-150	12	4-17	55	250
29	Хулчорская	То же, и мелкосопочный	1150	1200-1350	50-200	30	3-17	230	500
30	Увыргиндынская	То же	1150	1200-1350	50-200	50	4-35	560	1090
31	Цайдамнурская	Холмисто-увалистый	1050	1200-1300	150-250	49	10-21	660	1105
32	Гашунгольская	То же	1050	1200-1300	150-250	8	6	45	155
33	Обосомонская	"	1000	1100-1300	100-300	12	7-13	115	685
34	Цаганнурская	"	1050	1200-1300	150-250	38	3-11	230	890
35	Уланхабинская	"	1050	1100-1250	50-200	11	3-10	60	350
36	Мунхуханская	"	1150	1250-1300	100-150	22	3-5	90	690
37	Шарахадинская	"	1100	1150-1300	50-200	26	9-12	205	945
38	Бачжообинская	"	1000	1050-1250	50-250	14	3-9	65	675
39	Баянтэрэмская	"	1075	1200-1250	125-175	23	4-11	190	1140
40	Хухуобинская	"	950	1050-1250	100-250	26	2-13	105	740

Таблица 1 (окончание)

Порядковый номер по схеме размещения (см. рис. 1)	Впадина	Рельеф водораздельных участков	Средняя абсолютная отметка, м		Перепад высот, м	Размеры			Площадь водосбора, км^2
			днища	водоразделов		Длина, км	Ширина, км	Площадь, км^2	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
41	Гурвансайханская	Холмисто-увалистый	1050	1100-1250	50-200	26	6-8	205	650
42	Элигэнская	"	950	1050-1100	100-150	20	7	110	405
43	Цэгэнинурская	"	975	1100-1200	125-225	40	10-20	375	690
44	Эрдэницогтингобийская	"	1000	1075-1300	75-300	65	10-25	765	1250
45	Мурокцинская	"	1050	1150-1250	100-200	18	1-5	60	620
46	Дэлгирская	"	950	1050-1300	100-350	40	6-21	525	940
47	Улдзуйтинская	То же, и мелкосопочный	950	1000-1350	50-400	200	10-25	3205	4555
48	Тэбшинширеинская	Холмисто-увалистый	950	1050-1200	100-250	80	5-14	610	815
49	Усуницаганнурская	"	850	1050-1250	200-350	163	10-47	2730	2690
50	Баинбулакская	"	900	1050-1200	150-300	30	11-47	385	950
51	Джирлингобийская	"	900	1050-1100	150-200	46	4-15	405	920
52	Шабарджаргалантинская	"	900	1000-1100	100-200	100	10-20	1100	1755
53	Холбогингобийская	"	850	900-1000	50-150	33	4-7	160	575
54	Алагхутулынинская	"	950	1000-1050	50-100	32	3-9	195	455
55	Гурбанбулакская	"	900	1050-1200	150-300	112	2-20	1345	5545

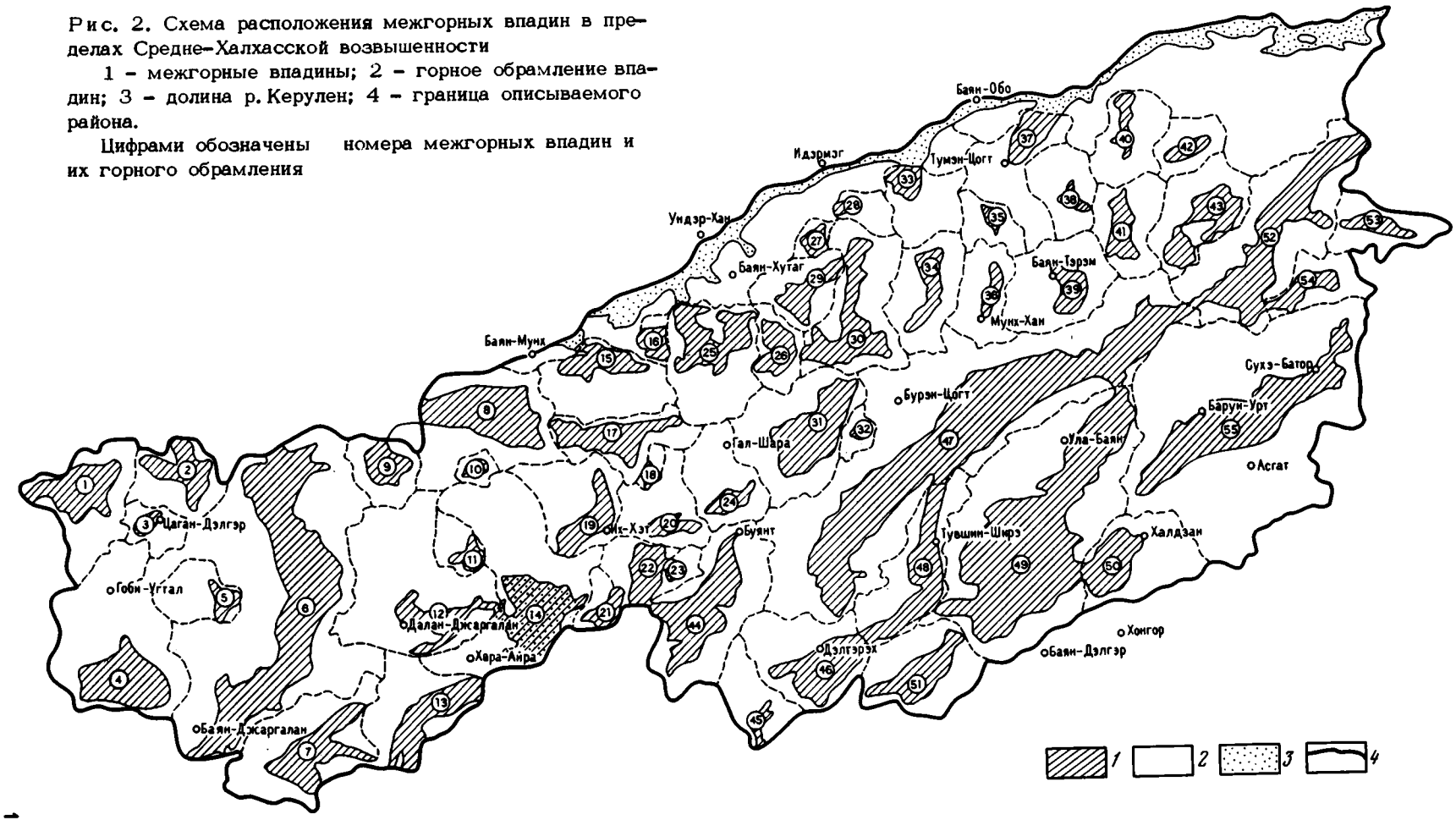


Рис. 2. Схема расположения межгорных впадин в пределах Средне-Халхасской возвышенности

1 - межгорные впадины; 2 - горное обрамление впадин; 3 - долина р. Керулен; 4 - граница описываемого района.

Цифрами обозначены номера межгорных впадин и их горного обрамления

КЛИМАТ

Климат Средне-Халхасской возвышенности сухой, резко континентальный, что обусловливается удаленностью ее от морей и океанов и отгороженностью от последних высокими горами, а также значительной высотой над уровнем моря. Резкая континентальность климата выражается в больших амплитудах суточных и годовых температур воздуха, в малом количестве атмосферных осадков и в продолжительной и холодной зиме. Остановимся на характеристике некоторых климатических факторов, важных и необходимых для оценки ресурсов подземных вод и составления водного баланса района.

Температуры воздуха по исследованной площади приведены в табл.2, из которой видно, что от предгорий Хангая и Хэнтэя к пустыне Гоби, т.е. с северо-запада на юго-восток, наблюдается закономерное повышение температуры воздуха на 1°С примерно на каждые 50-100 км пространства. Самый холодный месяц - январь, а самый жаркий - июль. Весенний переход среднесуточной температуры воздуха через 0° на юге района происходит 25-26 марта, на севере - 6-7 апреля. Осенью этот разрыв на юге и севере района сокращается до одной недели и в первом случае наблюдается 29, а во втором 22 октября. Число дней в году с положительной суточной температурой воздуха составляет соответственно 216-217 и 180-198.

Весенние заморозки в южной части района отмечаются в мае, осенние - в сентябре, в северной - соответственно в июне и августе.

Таким образом, период господства положительных температур воздуха в районе колеблется от 2 до 3 месяцев.

Атмосферные осадки в пределах Восточно-Халхасской возвышенности выпадают в количестве от 113 до 249 мм в год и крайне неравномерно (табл. 3, рис. 3). Около 90% их выпадает в период с мая по сентябрь, а в пределах этого интервала в основном в июле-августе. На остальной период года приходится около 10% годовой суммы осадков. Осадки выпадают главным образом в виде ливней, иногда довольно интенсивных, сопровождающихся формированием селевых потоков. Суточный максимум осадков в некоторых районах достигает 50-66 мм, иногда увеличивается до 140 мм.

Благодаря хорошим фильтрационным свойствам пород значительная часть осадков просачивается и, достигая уровня грунтовых вод, вызывает их подъем; разница между временем выпадения осадков и началом подъема уровня при этом весьма незначительна. Осадки, не успевшие просочиться, скатываются по руслам в центральные части впадин, где образуют временные озера.

Зимой на юге выпадает 10-20 мм осадков, а на севере - до 25-30 мм. По этой причине мощность снежного покрова в районе чрезвычайно неболь-

Таблица 2

Температуры воздуха на площади Средне-Халхасской возвышенности и сопредельных

Метеостанция	Период наблюдений	Среднемесячная температура, °С				
		I	II	III	IV	V
Улан-Батор	1936-1963	-27,4	-23	-11,2	-0,5	7,9
Ундэр-Хан	1936-1963	-25,8	-23,3	-12,8	1,2	9
Чойбалсан	1937-1963	-22	-18,8	-9,2	3	10,9
Мандал-Гоби	1944-1960	-20,3	-18	-9,6	1,4	9
Хонгор (Байшинту)	1938-1960	-27,5	-23,4	-10,8	3,3	11
Сайн-Шанд	1938-1963	-18,7	-14,7	-4,5	5,9	13,6

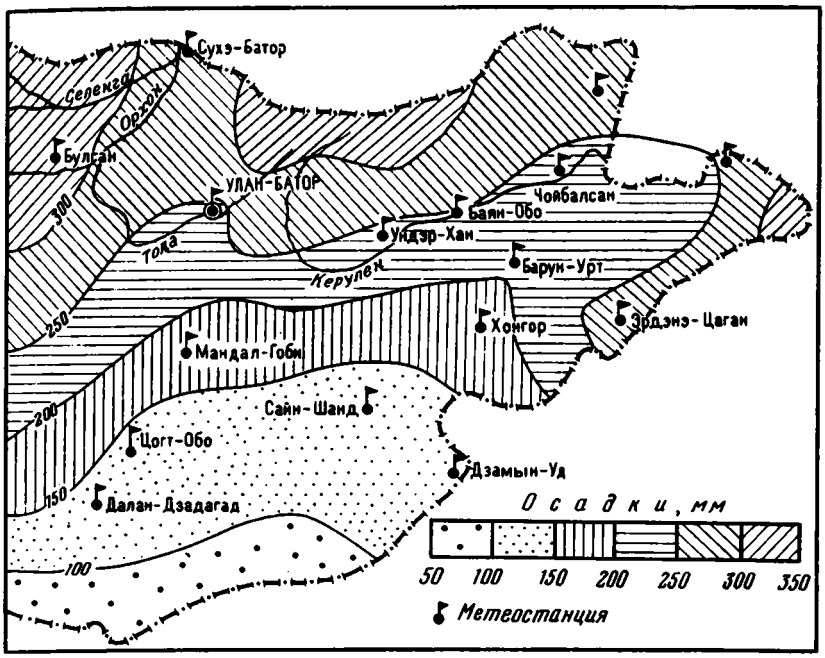


Рис. 3. Схематическая карта распределения среднегодовых сумм осадков

шая и колеблется соответственно от 1 до 7 см. Однако и этот покров распределен по поверхности земли крайне неравномерно. Значительная часть снега испаряется, другая – ветрами сдувается в понижения, где высота снежного покрова достигает иногда 10–19 см.

Промерзание почв в районе достигает довольно значительных величин, что достаточно хорошо видно из данных табл. 4. Продолжительность нахождения грунтов в мерзлом состоянии в северной части района составляет 7–9 месяцев, на юге – около 5. Эти данные очень интересны и имеют большое значение для установления периода продолжительности инфильтрации атмосферных осадков в породы.

Продолжительная малоснежная и бесснежная морозная зима и короткое прохладное лето способствуют развитию многолетнемерзлых горных пород. Южная граница распространения последних между городами Ундэр-Хан и Чойбалсан проходит в 50–100 км южнее р. Керулен. Мерзлая зона образует

ней территорий

Среднемесячная температура, °С							Среднегодовая температура, °С
VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
14,8	17,1	15	7,5	-1,6	-15,3	-25,5	-3,5
17,6	20,5	17,8	9	0	-14,2	-25,8	-2,2
18	20,8	18,3	10,8	2,4	-10,6	-19,3	+0,4
17,6	19,7	18,2	10	1	-12,6	-20,3	-0,3
19,8	23	20,3	11,1	1,6	-12	-26,2	-0,8
20,5	23,1	21,2	14	4,8	-7,8	-16,9	+3,4

2 1265

Таблица 3

Среднемесячные, среднегодовые и сезонные суммы осадков, выпадающих в пределах

Метеостанция	Среднемесячная сумма осадков, мм								
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Улан-Батор	2	2	2	7	17	49	72	49	27
Ундэр-Хан	2	2	4	7	16	42	67	52	32
Чойбалсан	2	2	3	6	16	42	70	61	29
Маниту	0	1	2	7	7	39	106	57	24
Мандал-Гоби	1	1	2	2	8	37	51	36	12
Чойрен	2	2	3	4	8	35	64	54	21
Хонгор (Байшинту)	2	1	2	6	15	27	53	45	23
Сайн-Шанд	1	1	1	4	11	20	33	26	10

*Осадки приведены по данным УГМС МНР с поправкой на ошибку приборов согласно

острова, приуроченные к долинам сухих русел, озерным котловинам, сложенным преимущественно суглинисто-глинистыми отложениями, а также к склонам возвышенностей северной экспозиции. Проморожены в основном аллювиальные, пролювиальные и озерные четвертичные образования, а также песчано-глинистые отложения мезозоя - кайнозоя. Мощность промерзших пород не установлена, однако, судя по горным выработкам, пройденным несколько севернее, она не превышает 25 м. Роль многолетнемерзлых пород на формирование подземных вод, видимо, незначительна, хотя в отдельных долинах они могут создавать подпоры грунтовых вод и формировать напорные подмерзлотные водоносные горизонты.

Ветровой режим характеризуется постоянно дующими ветрами. Особенно интенсивны ветры в апреле-мае, когда скорость их достигает в районе г.Сайн-Шанд 34, а в районе г. Улан-Батор 39 м/с. Данные о ветровом режиме приводятся в табл. 5.

Господствующие и наиболее сильные ветры - западные, северо-западные и северные. Ветры, особенно постоянно дующие, обычно усиливают испарение влаги с почвогрунтов и, таким образом, сокращают количество ее, просачивающееся в земную кору. Однако в условиях описываемого района и территории Монголии в целом эффективность влияния ветров на этот процесс смяг-

Таблица 4

Продолжительность и глубина промерзания почвогрунтов по районам, сопредельным со Средне-Халхасской возвышенностью

Метеостанция	Продолжительность (по месяцам) промерзания на глубине, м				Период и продолжительность промерзания, месяцы	Глубина промерзания, м
	0,4	0,8	1,6	3,2		
Улан-Батор	XI-III	XI-IV	II-V	II-VII	XI-VII / 9	3,2
Чойбалсан	XI-III	XII-III	I-V	Не отмечено	XI-V / 7	1,6-3,2
Сайн-Шанд	XI-III	XII-III	I-III	То же	XI-III / 5	1,6-2,4

Средне-Халхасской возвышенности и на сопредельных с ней территориях *

X	XI	XII	Среднегодовая сумма осадков, мм	Осадки за теплый период года (V–X)		Осадки за холодный период года (X–IV)	
				Среднее за 5 месяцев, мм	Среднее за 5 месяцев, в % от годовых	Среднее за 7 месяцев, мм	Среднее за 7 месяцев, в % от годовых
7	4	2	240	214	89,2	26	10,8
6	5	2	237	209	88,2	28	11,8
8	3	2	244	218	89,3	26	10,7
2	3	1	249	233	93,3	16	6,4
4	2	2	158	144	91,1	14	8,9
3	2	1	199	182	91,4	17	8,6
6	2	1	183	163	89,1	20	10,9
4	1	1	113	100	88,5	13	11,5

"Справочнику по климату СССР".

чается по двум причинам: во-первых, наиболее сильные ветры бывают в весеннее время, когда влажность почвогрунтов очень невысокая, во-вторых, господствующие среди них холодные и влажные северо-западные и западные ветры не оказывают такого большого иссушающего воздействия на почвогрунты, как, например, сухие южные или юго-западные ветры, нагретые в пустыне Гоби.

Влажность воздуха. Изменение абсолютной влажности подчиняется тем же закономерностям, что и изменение температуры воздуха. Наименьшее значение ее (0,5–0,9 мб) наблюдается в декабре-январе, т.е. в самые холодные месяцы года. Максимальная абсолютная влажность (8,3–12,7 мб) отмечается в июле. Среднегодовая величина ее составляет около 3–4 мб. С увеличением абсолютной высоты местности влажность уменьшается (табл. 6).

Максимальная величина относительной влажности характерна для декабря-января, когда она достигает 60–75%, минимальная – для апреля-мая (около 28–32% на юге и 42–47% на севере). Летом во время выпадения осадков относительная влажность может подниматься до 65%. Среднее значение ее для района в целом колеблется от 48 до 64%, что еще раз свидетельствует о значительной сухости климата. Последнее подтверждается и данными наблюдений за дефицитом влажности, который в северной части района находится в пределах 36–39%, а в южной возрастает до 52%.

Таблица 5

Среднегодовая скорость ветра по отдельным направлениям

Метеостанция	Направление и скорость ветра, м/с								Среднегодовая скорость
	северное	северо-восточное	восточное	юго-восточное	южное	юго-западное	западное	северо-западное	
Улан-Батор	5,7	5,3	4,1	3,3	4,1	4,8	6,1	6,8	5
Мандал-Гоби	6,6	5,1	3	3,2	3,4	4,4	5	6,2	4,6
Чойбалсан	5,3	4,4	3,1	2,9	3,1	3,6	4,4	5,1	4
Ундэр-Хан	4,9	4,2	2,7	2,1	3,3	3,9	4	4,5	3,7
Сайн-Шанд	5,7	5,3	4,1	3,3	4,1	4,8	6,1	6,8	5

Таблица 6

Среднемесячная и среднегодовая относительная (в %) и абсолютная (в мб)

Метеостанция	Среднемесячная влажность воздуха					
	I	II	III	IV	V	VI
Улан-Батор	75/0,5	73/0,8	66/1,75	50/2,6	47/4,25	56/7,6
Чойбалсан	74/0,9	73/1,3	63/1,9	46/3	42/4,6	54/8,8
Сайн-Шанд	64/0,9	61/1,1	47/1,6	33/2,5	32/4,2	40/7,5
Ундэр-Хан	63/0,5	66/0,8	50/1,1	28/1,4	26/2,6	33/4,6
Маниту	74/0,9	75/1,2	73/2,1	72/3,5	52/5,1	65/9,3

Примечание. В числителе - относительная влажность воздуха, в знаме-

Таблица 7

Испарение влаги с водной поверхности для территорий, сопредельных со Средне-Халхасской возвышенностью, мм

Месяц	Сайн-Шанд			Улан-Батор
	1957 г.	1958 г.	1960 г.	1957 г.
V	152,4	122,2	224,1	99,0
VI	270,5	311,0	267,4	214,1
VII	314,0	320,0	323,3	131,2
VIII	270,4	249,0	282,3	117,2
IX	209,4	215,7	190,3	68,5
X	74,6	-	-	35
Сумма	1291,3	1217,9	1287,3	665

Испарение. Наблюдения за испарением влаги с почвы в описываемом районе, как и на всей территории Монголии, не производятся. Некоторое представление о его размерах можно составить из сравнения цифр фактических потерь на испарение с цифрами испаряемости, т.е. с возможным испарением, о которой судят по величине испарения с водной поверхности. Такие наблюдения, правда не систематически, велись на метеостанциях Улан-Батор, Сайн-Шанд и Чойбалсан (табл. 7).

Из табл. 7 видно, что испарение влаги в южных районах Монголии почти в 2 раза выше, чем на широте г.Улан-Батора. По-видимому, близкое к этому соотношение между величиной испарения на севере и юге имеет место и непосредственно на территории Средне-Халхасской возвышенности.

Сравнительные данные средних фактических величин испарения, полученные за период наблюдений с мая по октябрь по станции Сайн-Шанд, с теоретическими, определенными по графикам А.Р. Константинова (1960) и по формуле Н.Н. Иванова (1954), приведены в табл. 8.

влажность воздуха

Среднемесячная влажность воздуха						Среднегодовая влажность воздуха
VII	VIII	IX	X	XI	XII	
65/10,7	65/9,4	64/5,8	65/3,5	72/1,45	75/0,6	64/2,95
62/12,7	64/11,2	60/6,5	57/3,8	66/1,9	73/1,1	61/3,7
48/10,7	48/9,6	43/5,6	44/3,1	53/1,7	66/1	49/3,3
43/5,5	42/6,4	36/3,6	35/1,9	54/1	66/0,8	45/2,1
77/12,8	76/11,3	63/6,6	65/3,4	70/1,6	78/1,1	67/4,8

нателе – абсолютная.

Таблица 8

Фактические и расчетные величины испарения влаги с водной поверхности по ст. Сайн-Шанд, мм

Месяц	Расчетное испарение, мм		
	измеренное	по графикам А.Р. Константинова	по формуле Н.Н. Иванова
V	166,2	189,1	187
VI	286,3	195,5	225
VII	319,1	228	218
VIII	267,2	175,7	204
IX	205,1	147,0	157
X	24,7	75,0	91
Сумма	1268,6	1001,3	1082

Учитывая несовершенство методики измерения величины испарения, применяющейся на метеостанциях, и ориентировочность ее цифр, получаемых по эмпирическим формулам, не учитывающим всех местных природных особенностей, условно эту величину для описываемого района, очевидно, можно принять равной около 1100 мм.

ГИДРОГРАФИЯ

Средне-Халхасская возвышенность, как отмечалось выше, на севере омывается водами р. Керулен – одной из крупных рек Монголии, принадлежащей бассейну Тихого океана. Она берет начало на южных склонах хр. Хэнтэй и течет в близком к меридиональному направлении, но по выходе из гор постепенно поворачивает на восток и течет в этом направлении вплоть до впадения в оз. Далай-Нор, расположенное на территории Китая. Несколько протяженных, но маловодных, притоков река принимает лишь в верхнем своем течении, а на

остальном пути она носит транзитный характер. На этом пути река теряет часть своих вод на испарение, отчего расход воды уменьшается, а также уменьшается и модуль ее поверхностного стока. Так, среднегодовой расход реки в верховьях составляет 23,9 м^3/с, а у г. Чойбалсан он сокращается до 16,8 м^3/с, модуль поверхностного стока соответственно равен 3,25 л/с·км^2 и 0,25 л/с·км^2. Последняя величина отвечает слою воды в 6–7 мм.

Режим р. Керулен зависит от выпадения осадков. Паводки наблюдаются здесь в июле–августе, иногда захватывают часть сентября. Однако уровни поднимаются невысоко. Обычно разница между меженным уровнем и максимальным паводочным не превышает 1,4 м. В конце сентября – начале ноября на реке наступает ледостав, вскрытие ее происходит в апреле. Толщина льда достигает 1–1,5 м, на участках с небольшой глубиной река полностью перемерзает.

Собственно на площади Средне-Халхасской возвышенности речная сеть представлена немногочисленными мелкими ручьями, получающими постоянное питание от выступающих на поверхность родников и временное – за счет выпадения атмосферных осадков. Ручьи развиты преимущественно в северной части района, более расчлененной и несколько лучше орошаемой атмосферной влагой по сравнению с остальной его частью. Представление о характере некоторых ручьев возвышенности дает табл. 9.

Большинство ручьев теряется в русловых наносах, и лишь немногие из них доносят свои воды до озер. Минерализация их воды соответствует или близка к минерализации питающих ручьи грунтовых вод.

Помимо ручьев, на площади района имеется много сухих русел-сайров, поверхностные водотоки в которых появляются лишь после выпадения ливневых осадков, нередко носящих селевой характер. Длина сайров меняется от очень небольшой до 15–20 км, некоторые достигают 80 км при ширине русла от 5 до 100 м. Водотоки в сайрах обычно не достигают озерных котловин и по выходе из гор теряются в наносах, образованных ими же конусов выноса.

Изучение водного режима сайров и количественная оценка сбрасываемых ими вод имеет большое значение для расчета водного баланса района. Учитывая это, в 1963–1964 гг. Управление водного хозяйства Министерства сельского хозяйства МНР в 44 сайрах, находящихся в различных аймаках страны, провело наблюдения за расходами в них воды, появляющейся в результате ливней. Мы приведем данные этих наблюдений (табл. 10) только по сайрам описываемого района.

Таблица 9

Характеристика ручьев Средне-Халхасской возвышенности

Река (ручей), местонахождение	Длина, км	Расход, л/с	Минерализация воды, г/л
Барун-Урт (район горы Барун-Урт)	6,5–7	21,4	–
Дарн-Дорт (в 5 км к востоку от горы Барун-Урт)	6,5–7	3,1	–
Безымянный (пос. Барун-Цогто)	8–9	2	–
Дзулыгтыйн-Булак (в 10 км на северо-запад от сомона Ихэ-Хид)	9,5–10	10,5	0,4–0,7
Аршантын-Гол (в 15 км на северо-запад от сомона Ихэ-Хид)	6–7	15,4	0,4–0,9
Цаган-Булак (в 8 км к западу от сомона Ихэ-Хид)	2–2,5	более 3,5	1,4
Худулак-Булак (в 10 км к юго-востоку от ст. Чойрен)	32	–	–

Таблица 10

Сведения о гидрологических параметрах некоторых сайров Средне-Халхасской возвышенности

Сайр, №	Водосбор, км^2	Длина, км	Падение, м	Уклон	Расход, м^3/с	
					максимальный, 5%-ной обеспеченности	минимальный, 50%-ной обеспеченности
1	11,2	8,0	61	0,075	15,6	5,61
2	5,35	6,1	47	0,077	12,7	4,55
5	3,8	5,2	36	0,069	11,0	3,95
7	1,05	2,5	14	0,056	7,09	2,54
21	0,5	2,0	14	0,070	4,35	1,57
9	0,2	1,4	90	0,064	2,09	0,75

К сожалению, выполненные наблюдения не сопровождались одновременными наблюдениями за интенсивностью выпадения осадков. Однако эти работы показали, что 37,2 мм осадков вызывают поток, соответствующий 25%-ной обеспеченности. На основании этих данных расчетным путем определено, что в среднегорье и мелкосопочнике по сухим руслам стекает во впадины до 15%, а в холмисто-увалистой местности до 10% годовой суммы выпавших осадков.

В межгорных впадинах Средне-Халхасской возвышенности, главным образом в наиболее пониженных частях, располагается большое число озер. Площадь водного зеркала подавляющей их части не превышает 1 км^2, но некоторые, как например, Гобин-Цаган-Нур, имеют площадь 9,7 км^2, Цацын-Нур - 3,7 км^2. Озера обычно овальные или круглой формы и глубиной 0,5-1,5 м.

Большинство озер имеет дождевое питание, другие - смешанное (дождевое и грунтовое). Первые озера в периоды отсутствия осадков лишаются воды, в то время как озера со смешанным питанием наполнены ею в течение всего теплого периода, зимой они полностью перемерзают.

Минерализация озерной воды пестрая. Однако в большинстве своем она солоноватая до рассолов хлоридного натриевого состава.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении Средне-Халхасской возвышенности и сопредельных с нею районов участвуют отложения всех систем, за исключением триасовой. Наиболее древними являются протерозойские отложения, пользующиеся широким распространением на юго-западе возвышенности, в тектонически приподнятых блоках, разделяющих межгорные впадины в центральной части ее, а также на северо-востоке. В западной части эти отложения выделены А.А. Храповым под именем северогобийской серии, состоящей из трех толщ (снизу вверх): гнейсо-сланцевой, представленной гнейсами, кварцитами и кристаллическими сланцами; кварцито-известняковой, сложенной мраморизованными известняками с прослоями кварцитов и кристаллических сланцев; кварцито-сланцевой, в разрезе которой установлены кристаллические сланцы и кварциты. На северо-востоке возвышенности протерозойские отложения, по данным Ю.А. Борзаковского, представлены зеленосланцевой толщей с горизонтами рассланцованных конгломератов. Мощ-

ность толщ меняется от 1500 до 2000-2500 м, а суммарная составляет несколько километров. Эти отложения прорваны многочисленными интрузиями гранитоидных пород различного возраста и состава, собраны в складки, а также нарушены разрывными дислокациями.

Отложения кембрийского возраста пользуются ограниченным распространением. Они были установлены (Амантов, Модзалевская, 1966) лишь на правобережье р. Керулен, где образуют небольшое поле, сложенное терригенно-карбонатной толщей, лежащей резко несогласно на отложениях верхнего протерозоя и имеющей мощность 500-800 м.

Условно к кембрийским отложениям А.А. Храпов отнес хухуоботинскую свиту, наблюдавшуюся в западной части возвышенности. Она также имеет ограниченное распространение и представлена карбонатно-вулканогенной толщей, состоящей из известняков, туфопесчаников и туфоконгломератов, составляющей низы ее разреза, и толщей мраморизованных известняков и известковистых песчаников, образующих верхи свиты. Породы сильно метаморфизованы и дислоцированы, имеют мощность около 2400-2500 м.

На размытой поверхности кембрийских и более древних отложений залегают породы ордовика. Они наблюдались в Ундуршилинской и Дэлгирской зонах глубинных разломов. По данным А.А. Храпова, в горстовом поднятии, расположенном между Эрдэни-Цогтын-Гобийской и Дэлгирской впадинами, ордовик представлен средним и верхним отделами и выделен под именем дзеринхуральской свиты. В ее разрезе установлены три толщи (снизу вверх): песчанико-кремнисто-сланцевая, гравийно-песчаниковая и карбонатно-сланцевая.

Первая толща состоит из переслаивания песчаников, глинистых и кремнистых сланцев и прослоев известняков; вторая - из песчаников и гравелитов и редких прослоев известковистых песчаников и сланцев; третья - из переслаивания сланцев, песчанистых известняков, алевролитов и песчаников. Мощность ордовикских отложений достигает 1000 м.

Помимо фаунистически охарактеризованных отложений кембрия и ордовика, в пределах района выделяются палеонтологически немые метаморфические образования, условно датируемые нижним палеозоем. Они образуют небольшие поля в пределах горстовых поднятий возвышенности и имеют сходный с первыми состав.

Условно к силурийскому возрасту отнесены метаморфические сланцы, песчаники, гравелиты, мраморизованные известняки, среди которых местами залегают горизонты кислых эффузивов, наблюдавшиеся в горных массивах, обрамляющих Чойренскую, Гурбанбулакскую, Улдзуйтинскую, Мурокцинскую, Шабарджаргалантинскую и Дэлгирскую впадины. Мощность этих отложений варьирует от 250 до 1200-1500 м.

Девонские отложения пользуются достаточно широким распространением в районе и представлены всеми тремя отделами. Крупные поля этих отложений наблюдались в районе пос. Хара-Айрак, в районе горы Шара-Хада, западнее г. Ундэр-Хан, в 120 км юго-западнее г. Чойбалсан, а также на площади Сухэбаторского поднятия.

В районе пос. Хара-Айрак девонские отложения выделены в свиту под одноименным названием, которая в свою очередь разделяется на две подсвиты. Нижняя, или туфогенно-осадочная, подсвита состоит из песчаников, туфопесчаников, алевролитов, сланцев, туфосланцев и кислых эффузивов и, по данным В.А. Боброва (1962), относится к верхнему девону. Верхняя, или туфогенно-эффузивная, подсвита сложена кварцевыми порфирами, фельзитами, фельзит-порфирами, ортофирами, туфами и агломератами и принадлежит к нижнему карбону. По А.А.Храпову, мощность свиты составляет около 1000 м; по В.А. Боброву, мощность только туфогенно-осадочной подсвиты достигает 1700 м.

Отложения карбона широко распространены на площади Средне-Халхасской возвышенности, особенно в ее западной части. Здесь они выделены А.А. Храповым под названием ихэхонгоробинской свиты, состоящей из двух толщ (снизу вверх): средних и основных эффузивов, представленных андезитовыми и базальтовыми порфиритами и их туфами, и щелочных и кислых эффузивов, среди кото-

рых выявлены фельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, туфолавы и туфобрекчии. На восток от железной дороги, проходящей через Чойренскую впадину, отложения карбона отмечены в районе старого пос. Чойрен, к востоку от сомона Дархан, в горстовых массивах, окружающих Айракскую впадину, в юго-восточном борту Улдзуйтинской впадины. В разрезе карбона, помимо отмеченных выше пород, развиты гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты. Мощность отложений карбона меняется от 500 до 700 м.

На северо-западе возвышенности выделяются значительные площади распространения нерасчлененных отложений, датируемых верхним карбоном – нижней пермью. По данным В.П. Брангулиса, в горстовых поднятиях, расположенных между Чойренской, Халдаинской и Хытабулакской впадинами, эти отложения представлены двумя толщами (снизу вверх): цаганундурской и цагандэлгэрской. Первая толща состоит из кислых туфов, фельзитовых и кварцевых порфиров, фельзитов, порфиритов, реже альбитофиров и туфопесчаников; вторая сложена лавобрекчиями кислых эффузивов, фельзитовыми и кварцевыми порфирами, их туфами, реже туфогенными породами и порфиритами.

Отложения пермской системы распространены на площади южнее Хытабулакской впадины, в районе сомона Цаган-Дэлгэр на крайнем западе возвышенности, к западу от Чойренской впадины, затем вблизи сомона Мунху-Хан, а также на отдельных участках горных возвышенностей, обрамляющих Олонгинскую, Шабарджаргалантинскую, Шарахадинскую, Улдзуйтинскую, Гурбанбулакскую и Дэлгирскую впадины. Они представлены в основном вулканогенными и реже осадочно-вулканогенными образованиями мощностью до 150 м.

На размытой поверхности пермских и всех более древних толщ залегают юрские отложения, пользующиеся в пределах Средне-Халхасской возвышенности широким распространением. Особенно большие поля эти отложения образуют на севере возвышенности, по правому берегу р. Керулен, где слагают широкие полосы северо-восточного простирания. По особенностям состава и на основании находок в них остатков фауны и флоры все разнообразие разрезов юрских отложений сводится в основном к трем разрезам: терригенному, свойственному южным районам возвышенности, и двум осадочно-вулканогенным, характерным для Аргуньско-Восточно-Монгольского вулканического пояса. Корреляция отдельных стратиграфических горизонтов этих разрезов иногда весьма условна в связи с недостаточной палеонтологической характеристикой.

Терригенный тип разреза состоит из двух свит: нижнеюрской хоирмотской и хамархубуринской среднеюрского возраста. Первая свита сложена сероцветными конгломератами, гравелитами и песчаниками мощностью от 200 до 1000 м. Хамархубуринская свита представлена сероцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями гравелитов, конгломератов и углей. Мощность ее оценивается в 400-800 м. Верхний разрез в этом районе принадлежит верхам юры и представлен шарилинской свитой, состоящей из красноцветных и пестроцветных конгломератов, гравелитов, песчаников и глин мощностью от 200 до 2000 м.

Осадочно-вулканогенный тип разреза отличается развитием вулканогенных образований базальт-андезит-липаритового ряда. Среди этих образований выделяются два подтипа разрезов. В северо-западной части возвышенности они сложены преимущественно кислыми эффузивами, их туфами, реже андезитами, базальтами, местами туфоконгломератами и туфопесчаниками и соответствуют в основном верхней и частично средней юре, имея мощность от 200 до 900 м.

Второй подтип разреза, развитый на большей площади района, представлен мощным, до 2000 м, осадочно-вулканогенным комплексом верхне- среднеюрского возраста. В нем сверху вниз выделяются три толщи: кислых эффузивов, представленных липаритами, лавобрекчиями, туфами, туфобрекчиями, ортофирами, мощностью в 500-800 м, основных эффузивов – базальтами, андезито-базальтами, андезитами и реже туфами, мощностью от 500 до 1600 м, и туфогенно-осадочная – туфоконгломератами, туфопесчаниками, туффитами и липаритами, мощностью 400-800 м.

Разрез юрских отложений заканчивается нижней эффузивно-осадочной толщей цаганцабской свиты, слагающей некоторые межгорные впадины и горсты района. Она представлена базальтами, андезито-базальтами, андезитами, кварцевыми порфирами и их туфами и имеет мощность около 300-350 м.

Меловые отложения в пределах Средне-Халхасской возвышенности выполняют главным образом межгорные впадины и лишь на отдельных участках поднимаются на склоны обрамляющих горстов. На основании сборов органических остатков они расчленяются на два отдела меловой системы: нижний и верхний. В разрезе отложений нижнего отдела выделяются (снизу вверх): верхняя туфогенная толща цаганцабской свиты и дзунбаинская свита, а в составе отложений верхнего мела - сайншандинская и баинширэинская свиты.

Отложения цаганцабской свиты распространены ограниченно и наблюдаются лишь по окраинам некоторых межгорных впадин. Они представлены туфогенными песчаниками, глинами, алевролитами, реже континентальными известняками, доломитами и конгломератами.

Дзунбаинская свита нижнего мела пользуется более широким распространением в районе. Она установлена почти во всех межгорных впадинах, местами выступая непосредственно на поверхность, а местами залегая под более молодыми осадками мезозоя - кайнозоя. Свита разделяется на нижне- и верхнедзунбаинскую подсвиты. Первая в нижней своей части представлена битуминозной пачкой мощностью 70-120 м, состоящей из битуминозных горючих сланцев, песчаников, глин, реже конгломератов и известняков. В описываемом районе она пользуется незначительным распространением, встречаясь лишь в некоторых впадинах западной его части. Выше битуминозной пачки залегает глинисто-песчаная толща мощностью до 200-250 м. Она сложена серыми и зеленоватыми глинами, алевролитами, песчаниками, глинистыми сланцами, аргиллитами, конгломератами, известняками, доломитами и мергелями. Заканчивается разрез подсвиты глинистой толщей с редкими горизонтами песчаников и карбонатных пород.

Верхнедзунбаинская подсвита состоит из сланцев, аргиллитов, песчаников, алевролитов и глин, среди которых в подчиненном количестве встречаются горизонты конгломератов, известняков, гравелитов, бурых углей. Мощность дзунбаинской свиты колеблется от 200 до 600 м. В целом для нижнемеловых отложений характерна чрезвычайная невыдержанность их состава в разрезе и по простиранию, а также в некоторых случаях уменьшение крупности обломочного материала, слагающего породы, от бортов межгорных впадин к центральным частям.

Верхнемеловые отложения пользуются значительно меньшим распространением чем нижнемеловые. Они отмечаются лишь на небольших участках в пределах Чойренской, Олонгинской, Улдзуйтинской и некоторых других более мелких впадин. В разрезе сайншандинской свиты этих отложений установлены пестрые грубозернистые песчаники, конгломераты, реже алевролиты и глины мощностью около 100 м. Залегающая выше баинширэинская свита отмечается на небольших участках в Бусыйнчулинской впадине, южнее г. Ундэр-Хан, в северной части Чойренской впадины и в ряде других впадин. В разрезе свиты наблюдается чередование коричневато-красных, красных и серых глин, различных по окраске и сложению песчаников, гравелитов, песков, реже конгломератов. Мощность свиты составляет около 250 м, а общая мощность верхнемеловых отложений - приблизительно 400 м.

На меловых отложениях располагаются нерасчлененные палеоген-неогеновые образования, пользующиеся широким распространением в восточной и северо-восточной частях района. Они также выполняют межгорные впадины и древние речные долины и состоят их сходных с верхнемеловыми отложений. Мощность их меняется от нескольких десятков до первых сотен метров.

Отложения неогена установлены на многих участках Чойренской и на ряде площадей Цайдаминнурской и Хулчорской впадин, а также в некоторых межгорных долинах, расчленяющих горстовые поднятия, где они, в отличие от впадин, залегают на размытой поверхности более древних, чем меловые, образований. Отложения сложены конгломератами, галечниками, красно-бурыми и зеленовато-желтыми глинами с примесью гравийно-галечного материала, мелко- и среднезер-

нистыми песками, причем местами эти породы обнаруживают ритмичность в расположении слоев в разрезах. Мощность неогеновых отложений составляет первые сотни метров.

К нижнечетвертичному отделу относятся песчано-гравийно-галечниковые образования с линзами глин, суглинков и супесей высоких террас речных долин. Отложения первой и второй террас датируются обычно средним и верхним отделами четвертичной системы. Они также сложены песчано-галечниковым материалом с супесями, суглинками и глинами. К современным четвертичном отложениям принадлежат отложения пойм речных долин, аллювиально-пролювиальные образования конусов выноса и мелких речных долин, расчленяющих горсты, элювиально-делювиальные накопления склонов гор и водораздельных частей, массивы эоловых песков, озерно-аллювиальные отложения, развитые в межгорных впадинах.

Пойменные отложения речных долин состоят главным образом из гравийно-галечниковых песков, среди которых залегают линзы глин и гравийников. Аллювиально-пролювиальные и элювиально-делювиальные образования сложены плохо отсортированными песчано-глинистыми накоплениями. Озерно-аллювиальные осадки представлены тонкими песками, глинами, илами. Наиболее распространенная мощность четвертичных отложений составляет 10-20 м, в долине р. Керулен встречаются участки, где она достигает 80-100 м. В целом для четвертичных отложений характерна чрезвычайная невыдержанность состава как в разрезе, так и по простиранию.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Широким распространением на площади Средне-Халхасской возвышенности пользуются интрузивные породы. Они участвуют в геологическом строении как горстовых поднятий, обрамляющих межгорные впадины, так и фундамента последних. По возрасту эти породы разделяются на докембрийские (протерозойские), нижнекембрийские, нижнепалеозойские, ордовикские, девонские, верхнекарбоновые, нижнепермские, триасовые, средне- и верхнеюрские.

По данным А.Н. Рассказчикова, А.А. Храпова, Д.Д. Сагалуева, докембрийские интрузии выделяются главным образом в Северной Гоби, где они образуют массивы площадью до 50 км^2, и значительно меньше на площади Южно-Керуленского поднятия. В составе этих массивов установлены огнейсованные граниты, гранодиориты, гранито-гнейсы.

Интрузивные породы нижнего кембрия представлены гипербазитовыми и габброидными телами, образующими в пределах района два офиолитовых пояса: Керулено-Северо-Гобийский и Ундуршилинский, пространственно совпадающее с одноименными глубинными разломами. Массивы гипербазитов и связанные с ними габбро-пироксениты и габбро-диабазы обычно образуют мелкие тела типа крутопоставленных линз и пластообразных залежей, размещающихся, как правило, среди вулканитов нижнего кембрия.

По данным А.А. Храпова, интрузивные породы нижнего палеозоя распространены на площади Сухэбаторского поднятия и в некоторых других местах. В их составе установлены плагиограниты, гранодиориты, граниты, габбро, габбро-диориты и диориты. Внедрение этих интрузий происходило в верхнем кембрии - низах ордовика, причем не одновременно, а в три фазы. В первую фазу внедрялись интрузии диоритов, габбро-диоритов и габбро, во вторую - основную фазу произошло внедрение гранодиоритов и плагиогранитов и в третью - завершающую - гранитов. Размеры образуемых этими породами массивов меняются от очень незначительных, площадью несколько десятков квадратных километров, до 1000 км^2.

Ордовикские интрузии представлены гранитами и реже гранодиоритами и распространены, в частности, по северо-западному обрамлению Шабарджаргалантинской впадины, в районе сомона Алтан-Ширэ, близ пос. Барун-Цогто. Они обычно имеют средние размеры, но некоторые их них достигают 1000 км^2.

Девонские интрузии установлены в некоторых пунктах на правобережье р.Керулен, а также в Буянтинском горстовом поднятии, расположенном южнее Улдзуйтинской впадины. По правобережью реки они представлены межпластовыми телами габбро и габбро-диабазов, залегающих в толще нижнедевонских отложений, а в Буянтинском горсте - небольшими массивами гранитов, гранодиоритов и диоритов.

Верхнекарбоновые донижнепермские интрузии пользуются незначительным распространением. Они наблюдались В.А. Бобровым (1962) в районе сомона Алтан-Ширэ и в Сухэбаторском поднятии вблизи сомона Асхат. В их составе отмечаются габбро, габбро-диориты и диориты. Размеры массивов самые разнообразные: некоторые из них, внедрившиеся по зонам глубинных разломов, имеют площадь от 15 до 60 км^2, площадь других наблюдавшихся, например, в районе сомона Асхат достигает 2000-4000 км^2.

Интрузивные образования пермского возраста имеют широкое распространение в районе. Они, в частности выделялись А.А. Храповым по западному борту Чойренской впадины, А.П. Брангулисом - в районе сомона Цаган-Дэлгэр, В.Т. Григоровым - в местности Гэдэигэн-Хурал; еще раньше интрузии этого возраста во многих пунктах описываемой территории наблюдались В.А. Бобровым (1962) и др. Они сложены лейкократовыми гранитами и реже гранодиоритами, диоритами и граносиенитами. Площадь массивов меняется от 2-5 до 1000 км^2.

Триасовые интрузии образуют Бороундурский, Баинбулакский, Бусыйнчулинский и ряд более мелких массивов, находящихся в центральной и южной частях района. В составе интрузий развиты главным образом среднезернистые лейкократовые субщелочные граниты, реже гранит-порфиры и граносиениты.

Юрские магматические образования, среди которых обычно выделяются послесреднеюрские и послеверхнеюрские интрузии, пользуются в районе достаточно широким распространением, но представлены мелкими телами, внедрение которых приурочено к зонам разрывных дислокаций. Массивы этого возраста наблюдались в районе Тумэн-Цогто, Шара-Хады, Барун-Цогто, Ихэ-Наратин-Хид, сомона Буянт, по бортам Шабарджаргалантинской впадины и других местах. Они обычно вытянуты вдоль разломов и имеют площадь от нескольких квадратных километров до 30-40, реже до 150-200 км^2, и представлены лейкократовыми субщелочными гранитами, реже гранит-аплитами и гранит-порфирами.

ТЕКТОНИКА

Согласно схеме тектонического районирования территории Монголии (Основные черты..., 1968), большая часть Средне-Халхасской возвышенности расположена в пределах развития раннекаледонской геосинклинальной области, восточное окончание которой известно в литературе под названием Восточно-Монгольской антиклинальной зоны. В составе последней в свою очередь выделяются Средне-Гобийское и Южно-Керуленское поднятия. Юго-восточная часть возвышенности приурочена к Сухэбаторскому краевому поднятию, являющемуся частью Гобиалтайско-Сухэбаторской геоантиклинальной зоны ранних герцинид Южно-Монгольской складчатой системы. Границей между каледонской и герцинской складчатыми системами является геосинклинальный Ихэ-Богдинский-Ундуршилинский вулканогенный приразломный прогиб, переходящий на северо-востоке в Дэлгирскую зону глубинных разломов. По северной окраине возвышенности прослеживается Керуленский геосинклинальный приразломный прогиб. На юге Сухэбаторское поднятие ограничено Нарынхидским региональным разломом.

Основные черты перечисленных выше структур, сформированных в каледонский и герцинский этапы тектогенеза, в настоящее время сильно затушеваны в результате проявления многофазных глыбово-блоковых перемещений отдельных их частей главным образом в мезозойско-кайнозойский этап развития. В результате этого созданные структуры были резко переработаны и разбиты на систему горстов и грабенов, развитие которых в одних случаях протекало как горст-антиклиналей, а в других как грабен-синклиналей.

По данным А.А. Храпова, в Средне-Гобийском и, видимо, в Южно-Керуленском геоантиклинальных поднятиях выделяются четыре структурных яруса (этажа), сложенных отложениями среднего и верхнего палеозоя и осадками мезозоя и кайнозоя. Каждый из этажей отличается специфическими условиями истории геологического развития. Не затрагивая особенностей этого развития, отметим лишь, что возвышенные участки (горсты) сложены в основном породами палеозойских структурных этажей, а мезозойско-кайнозойские отложения преобладают во впадинах.

Особого внимания заслуживает та часть мезозойско-кайнозойской геологической истории, когда сформировались межгорные впадины. В позднемезозойский период на площади современной Средне-Халхасской возвышенности происходили активные тектонические движения, приведшие к крупным блоковым перемещениям и сформированию выделяющихся в настоящее время горстов и грабенов. Этот цикл активизации тектонических движений сопровождался значительным излиянием лав, образовавших громадные по протяжению юрские орогенные структуры. В качестве примера такой структуры может быть назван Аргуньско-Восточно-Монгольский вулканический пояс, протянувшийся широкой полосой по северу описываемого района.

Межгорные впадины Средне-Халхасской возвышенности выполнены континентальными отложениями мела, палеогена и неогена. Мощность этих отложений чаще всего составляет 300-400 м, редко возрастает до 500-600 м, что значительно меньше, чем в окружающих возвышенность Нилгинской, Чойбалсанской и Восточно-Гобийской впадинах, где она достигает 1200-1500 м.

Особое значение в пределах района играют разрывные дислокации, которые оказывают большое влияние на его гидрогеологические условия. Региональные разломы имеют выдержанное северо-восточное простирание и являются главными структурными линиями района. К ним относятся региональные глубинные разломы Керуленский, Средне-Гобийский, Барунцогтинский, Западно-Улдзуйтинский, Дэлгэрэхский и Нарынхидский. Наиболее крупная - Дэлгирская зона глубинных разломов, протягивающаяся через всю Средне-Халхасскую возвышенность с юго-запада на северо-восток и связывающая между собой такие крупные межгорные впадины, как Дэлгэрэхская, Тэбшинширеинская, Улдзуйтинская, Шабарджаргалантинская. Протяженность зоны в пределах района составляет около 400 км. По данным А.Н. Рассказчикова и Д.Д. Сагалуева, этот разлом представляет собой зону сближенных разрывных нарушений, сопровождающихся оперяющими разломами меньшего порядка. Ширина зоны на юго-западе (сомон Дэлгэрэх) достигает 10-12 км, к юго-востоку она сокращается до 3-4 км. Породы в зоне перетерты, раздроблены и брекчированы.

Разломы северо-западного и субмеридионального направлений, располагающиеся поперек общей складчатой структуры Средне-Халхасской возвышенности, являются преимущественно локальными и имеют протяженность от нескольких до десятков километров. Исключение представляют Чойренский и Хараайрагский поперечные глубинные разломы, которые прослежены более чем на 100 км.

Локальные разломы относятся преимущественно к сбросам и, как правило, не сопровождаются мощными зонами дробления. Несмотря на незначительную протяженность и относительно небольшую глубину их проникновения в земную кору, по сравнению с региональными, эти разломы также имеют важное значение в формировании и распределении подземных вод.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА

Формирование современного рельефа района происходило под влиянием неотектонических движений и процессов древней и молодой денудации, а также озерной и речной аккумуляции и дефляции. Возраст рельефа, по В.Ф. Шувалову (1970), сформировался в плиоцене, однако отдельные его элементы были созданы значительно раньше, в начале кайнозоя и даже в конце мезозоя.

В результате горообразовательных процессов, относящихся во времени к позднему палеозою (пермь), Средне-Халхасская возвышенность была выведена из-под уровня моря, и здесь наступила эпоха длительного континентального развития, продолжающаяся до сих пор. Континентальное развитие ее в мезозое протекало в условиях значительной тектонической активизации, происходившей в начале юры, на границе поздней юры и раннего мела и в позднемеловое время. Проявление каждого этапа активизации, хотя и носило унаследованный характер, местами приводило к существенной перестройке рельефа, смене его структурного плана, перемещению центров осадконакопления. В периоды между этими этапами активизации существовали более или менее устойчивые условия осадконакопления.

Первые два этапа активизации характеризовались высокой тектонической активностью, сопровождавшейся расколами земной коры и интенсивной магматической деятельностью. На фоне общего поднятия страны в зонах разломов возникли линейно-вытянутые впадины, которые в последующем были заполнены грубообломочными отложениями, сносившимися сюда с окружающих горных массивов. В среднеюрское время в связи с некоторой нивелировкой рельефа крупнообломочные осадки сменяются преимущественно песчано-алевролитовыми, указывающими на то, что накопление их осуществлялось в сравнительно мелководных озерных бассейнах. В конце средней юры происходили новые расколы земной коры и усиление вулканической деятельности, сопровождавшиеся некоторой перестройкой структурно-геоморфологического плана района. На фоне общего поднятия территории происходило образование узких и глубоких впадин преимущественно северо-восточного простирания. Оно было не одновременным на всей площади возвышенности. В позднеюрское время тектоническая активизация охватила области современных Восточно-Гобийской и Нилгинской депрессий, что привело к накоплению в них грубообломочных шарилинских отложений. В последующее время она распространилась на западные районы современной Средне-Халхасской возвышенности, о чем свидетельствуют соответствующие этой эпохе осадочные и вулканогенные образования цаганцабского века. Блоковые перемещения дзунбаинского времени привели к образованию большинства существующих современных межгорных впадин района. Литолого-фациальный состав и характер фауны этого времени свидетельствуют о том, что накопление осадков осуществлялось преимущественно в озерных и озерно-болотных условиях. В продолжение всего этого времени климат был достаточно теплым и влажным.

После непродолжительного перерыва в осадконакоплении, в течение которого происходила нивелировка созданных структур средней юры - раннего мела, область современной Восточно-Гобийской депрессии испытывала опускание, а сопредельная с ней с севера Средне-Халхасская возвышенность - некоторое поднятие. В позднемеловое время последняя оставалась достаточно стабильной и реагировала на последующие, главным образом разрывные, дислокации незначительными опусканиями отдельных блоков земной коры. Об этом, в частности, свидетельствует небольшая мощность верхнемеловых осадков в районе. Характер этих осадков указывает на аридность климата и на повышенную соленость вод бассейнов осадконакопления.

В палеогене в условиях жаркого климата преимущественно в северной и восточной частях Средне-Халхасской возвышенности формировались красноцветные грубообломочные отложения.

По мнению В.Ф. Шувалова (1970), близкая к пенеплену поверхность, созданная в основных чертах в конце мезозоя и почти не изменившая своего облика в палеогене, была той исходной поверхностью, которая в результате орогенических движений, начавшихся в олигоцене и продолжающихся до сих пор, была преобразована в сложный по своему строению и разнообразию рельеф Средне-Халхасской возвышенности.

В неогене происходила лишь общая, но достаточно интенсивная нивелировка ее рельефа. Характер осадков этого времени свидетельствует об их озерно-аллювиальном происхождении.

Четвертичный период в истории развития рельефа ознаменовался, по Б.И. Васильеву, четырехкратным понижением базиса эрозии, чему соответствуют четыре уровня поверхностей выравнивания (террас). На фоне общего опускания территории в этот период происходит ряд незначительных по амплитуде поднятий. В формировании современного рельефа огромную роль играют процессы дефляции, под влиянием которых возникли все его микроформы.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Как следует из изложенного выше, Средне-Халхасская возвышенность представляет собой сложный по устройству рельефа и по геологическому строению район Монголии. Основная структурная особенность его, определяющая условия формирования и распределения подземных вод, - многочисленные межгорные впадины и окружающие их поднятия, в совокупности образующие малые артезианские бассейны. Впадины - это области внутреннего питания, накопления и разгрузки подземных вод последних, для которых характерны порово- и трещинно-пластовые их типы. Поднятия образуют внешние области питания бассейнов. Для них характерно развитие напорно-безнапорных трещинных вод.

Трещинные воды, часто накапливающиеся в литолого-петрографически сходных, хотя и разновозрастных комплексах пород, имеют много общего в особенностях своего формирования и распределения в этих породах. Учитывая сравнительно слабую гидрогеологическую изученность района, представляется целесообразным характеристику этих вод дать по более крупным, чем водоносные комплексы, гидрогеологическим единицам. Таковыми, по Н.А. Маринову (1961), являются гидрогеологические, или водоносные, формации. Исходя из этого, в пределах Средне-Халхасской возвышенности выделяются трещинные воды следующих водоносных формаций: разновозрастных гранитоидных пород, метаморфических пород докембрия и палеозоя и эффузивных пород палеозоя и мезозоя, распространенных главным образом в горном обрамлении впадин.

В межгорных впадинах выделяются воды юрского, нижне- и верхнемелового и палеоген-неогенового водоносных комплексов. На площади как внешних, так и внутренних областей питания и накопления подземных вод артезианских бассейнов распространены водоносные четвертичные отложения, образующие самостоятельный водоносный горизонт.

ВОДОНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ ГРАНИТОИДНЫХ ПОРОД

Подземные воды этой формации широко распространены в пределах Средне-Халхасской возвышенности, особенно на площади Ихэнаратинского, Буянтинского и Алтанширэинского горстовых поднятий. Водовмещающие породы формации представлены преимущественно гранитами, реже гранодиоритами, диоритами, сиенитами и граносиенитами.

Подземные воды накапливаются в верхней, наиболее выветрелой и трещиноватой, части названных пород, которая зависит главным образом от рельефа местности, мощности перекрывающих эти породы четвертичных образований, их возраста и других факторов. По данным выполненных исследований, на водораздельных участках трещины прослеживаются на глубину 10-15 м. По направлению от водоразделов к склонам гор количество, размер и глубина проникновения трещин увеличиваются. Эффективная трещиноватость здесь распространяется на глубину 50-60 м. В долинах мощность трещиноватой зоны максимальная и достигает 80-100 м.

Наиболее отчетливо прослеживаются трещины в верхней разрушенной части гранитоидов, выходящих на поверхность, где ширина трещин достигает 5-7 см. В вертикальном разрезе отмечается чередование трещиноватых зон с участками монолитных пород. Однако это общее положение не всегда подтверждается.

Наоборот, иногда с глубиной наблюдается усиление трещиноватости и даже обнаруживаются крупные зияющие трещины. Подобные трещины в гранитах встречены, в частности, на участках флюоритового месторождения Бэрхэ и вольфрамового месторождения Их-Хайрхан. Образование их связано, видимо, с разрывными дислокациями. Последние, как правило, сопровождаются зонами интенсивно-трещиноватых пород, ширина которых в обе стороны от разломов находится в тесной зависимости от их размеров и достигает десятков и сотен метров, а у крупных разломов - нескольких километров. В районе флюоритового месторождения Хаджи-Улан, находящегося в гранитах, ширина трещиноватой зоны достигает 1,5 км в обе стороны от разлома, а глубина составляет 200-270 м (рис. 4).

Глубина залегания подземных вод в гранитоидах изменяется от 1,25 до 135 м и зависит от положения скважин в рельефе. Воды свободные и напорные. Последние, по данным Н.А. Маринова и В.Н. Попова (1963), встречены в районе г. Чойбалсан. Величина напора здесь изменяется от 14,7 до 18,9 м. На одном из участков флюоритового месторождения Бэрхэ вода в гранитах вскрыта на глубине от 25 до 135 м, напор ее колебался от 5,7 до 111,8 м, в некоторых скважинах пьезометрический уровень поднимался выше поверхности земли.

Водоносность гранитов весьма неравномерная и в целом невысокая. Дебиты скважин изменяются от 0,02 до 3,5 л/с при понижениях уровней соответственно от 60-35 до 2,5-13,4 м. Коэффициенты фильтрации гранитов, рассчитанные по данным опытных откачек, варьируют от 0,26 до 3,3 м/сут.

Воды гранитов, распространенных в северной части района менее минерализованы, чем гранитов, развитых на юге, где минерализация их значительно выше. Пресные воды в гранитах, как правило, наблюдаются в горстовых поднятиях, а слабосолоноватые - во впадинах, где они обычно перекрываются породами осадочного чехла.

Минерализация и химический состав воды в гранитах зависит от условий их формирования на каждом конкретном участке развития (табл. 11). На примере Гэдзигэнхуральского и Хаджиуланского гранитных массивов видно, что на водораздельных участках первого массива, где питание подземных вод происходит исключительно за счет инфильтрации атмосферных осадков, они пресные (рис. 5, зона I). С удалением от водораздела минерализация воды возрастает и в соответствии с этим меняется ее состав (рис. 5, зона II). Воды Хаджиуланского гранитного массива (рис. 5, зона III), помимо инфильт-

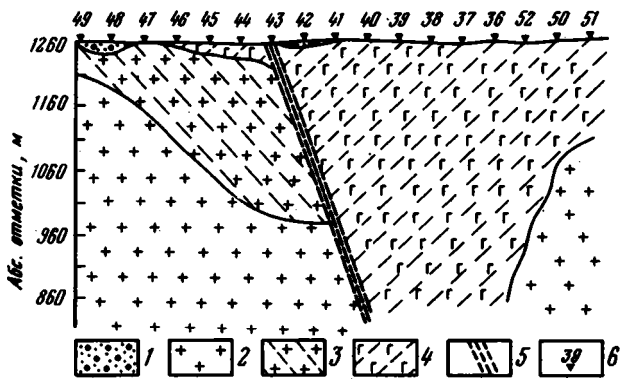


Рис. 4. Трещиноватость пород в приразломной зоне, проходящей между гранитоидами палеозоя и среднеюрскими базальтами в районе сомона Их-Хэт Восточно-Гобийского аймака

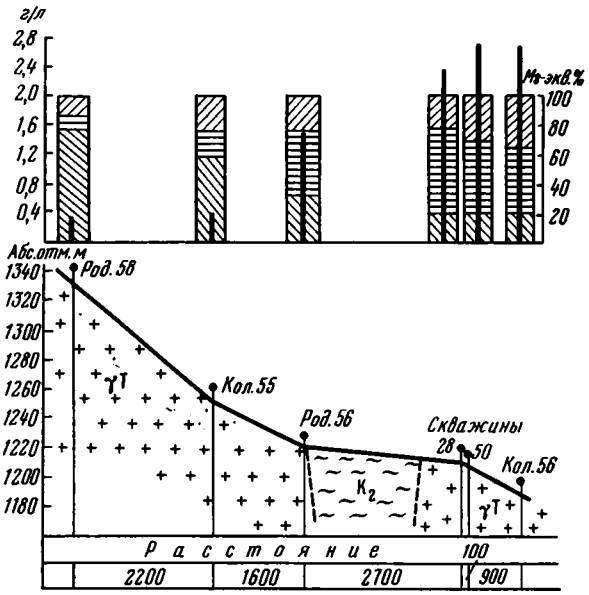
1 - щебнисто-песчаные отложения; 2 - граниты монолитные; 3 - граниты трещиноватые; 4 - базальты трещиноватые; 5 - зона разломов; 6 - точки вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) с шагом 250 м

Таблица 11

Характеристика подземных вод формации разновозрастных гранитоидных пород

Название и номер артезианского бассейна по схеме гидрогеологического районирования	Скв., №	Глубина появления воды, м / установившийся уровень, м	Дебит, л/с / понижение уровня, м	Формула Курлова
Хытабулакский, 4	906	Н.с. / 1,7	1,6 / 5,7	$M_{0,3}\frac{HCO^3_{48}Cl_{27}SO^4_{25}}{(Na+K)_{38}Ca_{33}Mg_{28}}$
Северо-Хараайракский, 12	149	Н.с. / 24,85	0,16 / 18,9	$M_{2,4}\frac{HCO^3_{40}SO^4_{35}Cl_{25}}{(Na+K)_{82}Mg_{12}}$
"	17	Н.с. / 28,3	2,42 / 7,5	$M_{2,2}\frac{HCO^3_{41}Cl_{38}SO^4_{21}}{(Na+K)_{62}Ca_{22}Mg_{16}}$
Олонгинский, 19	2г	1,6 / 1,6	0,5 / 24,2	$M_{1,38}\frac{HCO^3_{34}SO^4_{35}Cl_{21}}{(Na+K)_{51}Mg_{29}Ca_{20}}$
"	3г	1,25 / 1,25	0,02 / 35,1	$M_{0,86}\frac{HCO^3_{63}Cl_{15}}{(Na+K)_{63}Ca_{19}Mg_{16}}$
"	15г	1,35 / 1,35	1,5 / 3,65	$M_{1,29}\frac{HCO^3_{51}SO^4_{31}Cl_{18}}{(Na+K)_{50}Mg_{29}Ca_{21}}$
"	28а	7 / 7	2,5 / 11,26	$M_{2,39}\frac{SO^4_{57}Cl_{23}HCO^3_{16}}{(Na+K)_{65}Mg_{32}Ca_{15}}$
"	43	8,03 / 8,03	2,25 / 13,4	$M_{1,9}\frac{SO^4_{42}HCO^3_{29}Cl_{23}}{(Na+K)_{64}Mg_{22}Ca_{12}}$
"	50	3,84 / 3,84	2,33 / 10,5	$M_{2,7}\frac{SO^4_{51}Cl_{31}HCO^3_{17}}{(Na+K)_{50}Mg_{27}Ca_{11}}$
"	49	7,26 / 7,26	1,78 / 10,8	$M_{1,9}\frac{SO^4_{53}Cl_{28}HCO^3_{18}}{(Na+K)_{46}Mg_{36}Ca_{16}}$
Уланхабинский, 35	399	Н.с. / 16	1 / 4,6	$M_{0,4}\frac{HCO^3_{89,}}{Ca_{41}Mg_{32}(Na+K)_{27}}$
Улдзуйтинский, 47	738	Н.с. / 29,8	1,14 / 6,6	$M_{0,46}\frac{HCO^3_{74}Cl_{20}}{(Na+K)_{52}Mg_{24}Ca_{32}}$
"	970	Н.с. / 4,5	0,5 / 4,7	$M_{0,61}\frac{HCO^3_{41}Cl_{29}CO^4_{21}}{(Na+K)_{66}Mg_{19}Ca_{15}}$

Примечание. Н.с. – нет сведений.



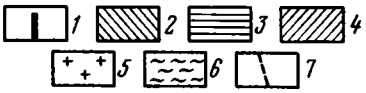


Рис. 5. Схема изменения химического состава подземных вод в гранитах флюоритового месторождения Хаджи-Улан

1 – минерализация подземных вод (в г/л); содержанин анионов (в мг-экв.%): 2 – HCO_3, 3 – SO_4, 4 – Cl; 5 – граниты триасовые; 6 – алевролиты и конгломераты верхнемеловые; 7 – предполагаемые разломы

рации атмосферных осадков, получают питание за счет воды, поступающей со стороны Гэдзигэнхуральского массива и грабена урочища Гапцэл, выполненного верхнемеловыми отложениями. Вследствие значительной минерализации подземных вод, содержащихся в этих отложениях, минерализация воды в гранитах указанного массива возрастает до 1,9-2,4 г/л.

Режим подземных вод, формирующихся в гранитоидных породах, изучен слабо. По данным наблюдений за их уровнем в течение 8 месяцев, произведенных в скв. 41, 42, 46 и некоторых других, пробуренных на флюоритовом месторождении Хаджи-Улан, установлено, что наивысшее положение его фиксируется в сентябре-октябре, а наинизшее приходится на май, иногда на апрель. Амплитуда уровней составляет 0,7-1 м.

Данные наблюдений за колебанием уровней воды в гранитах, полученные по другим участкам, указывают на тесную связь их с изменением некоторых климатических факторов, в связи с чем в целом уровенный режим подземных вод района может быть отнесен к климатическому типу. В зависимости от особенностей рельефа этот тип режима, по Ковалевскому (Поиски и разведка..., 1969), подразделяется на два подтипа: склоновый и водораздельный (междуречный). Первый подтип режима, соответствующий подземным водам гранитоидов, слагающих склоны межгорных долин, характеризуется связью как с атмосферными осадками, так и с поступлением подземных вод со стороны водоразделов. Причем, в зависимости от протяженности и крутизны склонов выявлены некоторые различия в уровненном режиме грунтовых вод. В случае коротких склонов фиксируется одно наивысшее положение уровня – летом, при наинизшем положении – в феврале-марте или апреле-мае. Питание подземных вод происходит в отдельные годы за счет таяния снега, накапливающегося в понижениях рельефа, а в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков. Амплитуда сезонных колебаний уровня изменяется от 0,2 до 0,7 м (рис.6).

В случае пологих склонов межгорных долин, имеющих относительно крупные водосборные площади, кривая колебания уровня воды имеет два пика – один приходится на период выпадения наибольшего количества осадков, т.е. на июль-август, а второй – на сентябрь-октябрь – и связан, очевидно, с подтоком воды к участку наблюдений со стороны водоразделов. Наинизшее положение уровня грунтовых вод при этом режиме отмечается в мае-июне. Амплитуда колебаний уровня достигает 1,3-1,5 м (рис. 6).

Водораздельный подтип режима характеризуется тесной связью колебаний уровня грунтовых вод с атмосферными осадками и наблюдается на водо-

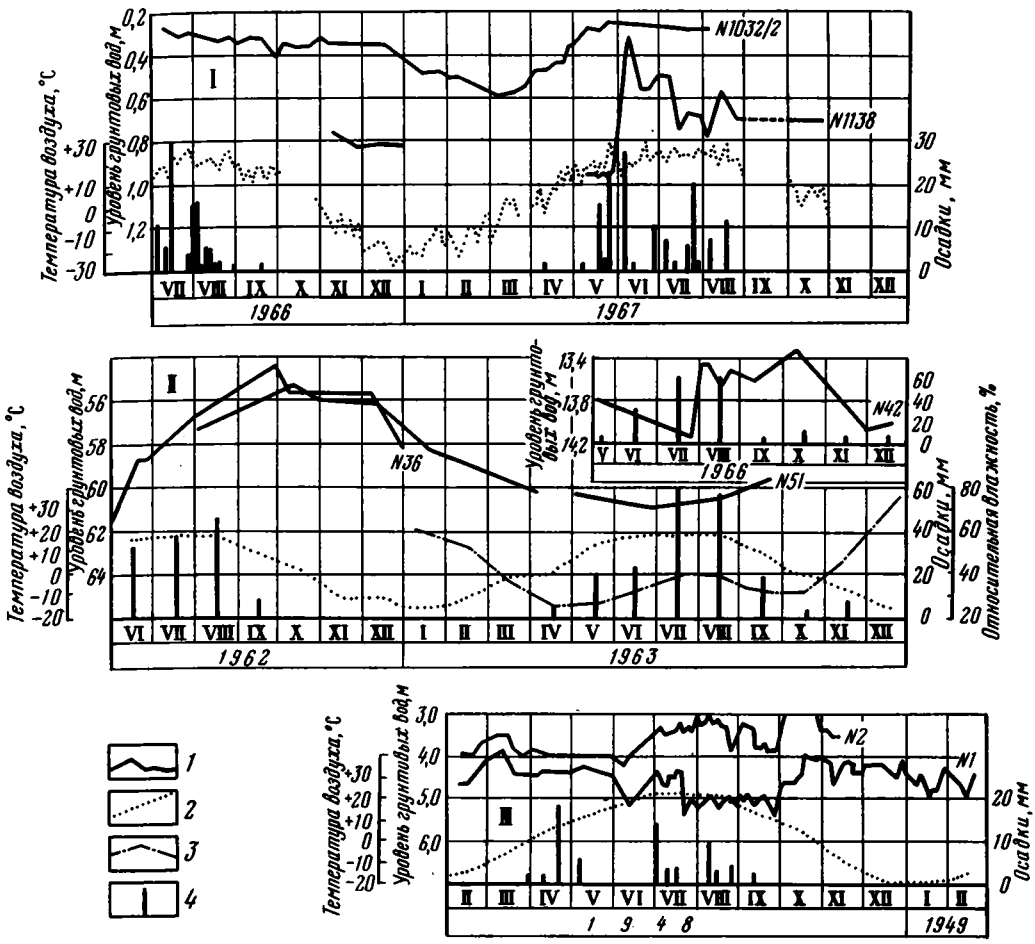


Рис. 6. Графики колебания уровня грунтовых вод в сопоставлении с климатическими факторами

1 – уровень грунтовых вод; 2 – температура воздуха; 3 – относительная влажность; 4 – осадки

раздельных участках рельефа, где граниты и аналогичные им трещиноватые породы выступают непосредственно на поверхность или бывают прикрыты маломощным чехлом песчано-дресвяно-щебенистого элювия. Максимальное положение уровня подземных вод наблюдается здесь в сентябре-октябре, наинизшее – в апреле-мае, иногда в июне. Амплитуда колебаний уровня варьирует от 0,4 до 5-6 м (рис. 6).

Подземные воды гранитоидной водоносной формации в связи с их высокими питьевыми качествами широко используются для водоснабжения мелких и крупных населенных пунктов: г. Барун-Урт, сомонов Хара-Айраг, Ихэ-Хид, Алтан-Ширэ, Буянт и др.

ВОДОНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ И ПАЛЕОЗОЯ

Подземные воды этой формации широко распространены в горах, обрамляющих Гурбанбулакскую, Усунщаганнурскую, Дэлгирскую, Тэбшинширэинскую и Цайдамнурскую впадины и меньше в некоторых других горстовых поднятиях. Ее водовмещающие породы представлены главным образом песчаниками, гли-

Таблица 12

Характеристика подземных вод формации докембрийских и палеозойских пород

Название и номер артезианского бассейна по схеме гидрогеологического районирования	Скв., №	Водовмещающие породы	Глубина появления воды, м / установившийся уровень, м	Дебит, л/с / понижение уровня, м	Формула Курлова
Хытабулакский, 4	905	Сланцы, песчаники	Н.с.* / 4,5	0,1 / 22,5	$H.c.\frac{SO^4_{46}HCO^3_{27}Cl_{26}}{Mg_{52}Ca_{30}(Na+K)_{18}}$
Северо-Хараайрагский, 12	206	Кварциты	32 / 19,05	1,7 / 5,25	$M_{0,68}\frac{HCO^3_{52}Cl_{35}SO^4_{13}}{(Na+K)_{73}Mg_{24}}$
То же	1-Б-70	Песчаники, сланцы	43,3 / 25,05	5,27 / 7,1	$Mg_{0,90}\frac{HCO^3_{54}SO^4_{26}Cl_{23}}{(Na+K)_{70}Mg_{18}Ca_{1}}$
"	1-Ф-18	Сланцы, песчаники, конгломераты	Н.с. / 22,2	4,3 / 12,8	$M_{1,1}\frac{HCO^3_{53}SO^4_{28}Cl_{24}}{(Na+K)_{65}Mg_{20}Cl_{15}}$
Улдзуйтинский, 47	422	Конгломераты	30,5 / 17,4	Н.с. / Н. .	$M_{0,26}\frac{HCO^3_{87}SO^4_{10}}{(Na+K)_{57}Ca_{22}Mg_{21}}$
Гурбанбулакский, 55	466	Песчаники	Н.с. / 5	1,5 / 0,2	$M_{0,93}\frac{HCO^3_{83}Cl_{10}}{(Na+K)_{42}Mg_{38}Ca_{1}}$
	787	Известняки мраморизованные	28 / 28	20 / 7	-

*См. примечание к табл. 11.

нистыми и кремнистыми сланцами, местами с прослоями и залежами конгломератов, реже гнейсами, кварцитами, кристаллическими сланцами и мраморизованными известняками.

Подземные воды в перечисленных породах формации накапливаются в трещинах различного направления и ширины, проникающих иногда на глубину до 100 м и более. Минимальная мощность зоны эффективной трещиноватости наблюдается на положительных формах рельефа, максимальная – на склонах долин и в самих долинах. В вертикальном разрезе, так же как и в гранитоидах, трещины в породах распределены неравномерно, наблюдается чередование зон повышенной трещиноватости с монолитными участками или слаботрещино-

ватыми зонами. Так, по данным Н.А. Маринова и В.Н. Попова (1963), в скв. 24 глубиной 76 м, пройденной в докембрийских породах, интенсивная трещиноватость отмечалась в интервалах 38–42,25 и 60,85–64,5 м. Такой же неравномерный характер трещиноватости показателен и для осадочно-метаморфических пород палеозоя.

Глубина залегания воды в породах описываемой формации различна и зависит от рельефа местности, их трещиноватости и условий залегания. Большинство скважин, пройденных на возвышенных участках рельефа, вскрывают в палеозойских породах напорные воды на глубине 30–50 м. Величины напоров небольшие, обычно не превышающие 15–18 м, хотя в других районах страны известны скважины, вскрывшие воды в этих породах на более значительных глубинах и с напором до 70 м (Маринов, Попов, 1963).

Водоносность метаморфических пород докембрия и палеозоя вследствие неравномерной их трещиноватости достаточно пестрая и в целом невысокая. Лишь отдельные скважины, в частности скважины, пройденные в песчаниках девона в районе ж.-д. ст. Хара-Айраг и в известняках Сухэбаторского аймака, дали притоки от 4,3 до 20 л/с при относительно небольших понижениях уровней (табл. 12). Большинство же скважин оказались или практически безводными, или малодебитными.

Питание подземных вод формации осуществляется в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков и частично, по-видимому, за счет конденсации влаги из воздуха. Просачиванию их в глубокие горизонты толщи способствуют значительная трещиноватость пород, особенно в верхней части, и пологоволнистый рельеф, препятствующий интенсивному поверхностному стоку.

Как видно из табл. 12, воды формации в большинстве своем относятся к классу пресных, по составу гидрокарбонатно-хлоридных и гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридных натриево-магниевых, гидрокарбонатных натриево-кальциево-магниевых и натриево-магниевых, сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридных магниево-кальциевых, т.е. достаточно пестрых. Эти воды используются для водоснабжения железнодорожных станций, сельскохозяйственных объединений, пастбищ отгонного животноводства.

ВОДОНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД ПАЛЕОЗОЯ И МЕЗОЗОЯ

Подземные воды названной формации широко распространены на западе и севере Средне-Халхасской возвышенности, на других участках они развиты слабо. Ее водовмещающие породы образованы базальтами, андезито-базальтами, порфиритами, дацитами, кварцевыми порфирами и их туфами. Так же как и водовмещающие породы двух предыдущих формаций, эти породы характеризуются густой сетью взаимосвязанных трещин, проникающих на глубину до 80–100 м, а в зонах разрывных дислокаций, обрамляющих впадины, – до 200–250 м.

Представление о глубине залегания подземных вод в породах описываемой формации, их водоносности и качестве воды дает табл. 13, из данных которой видно, что вода в них встречается на самых различных глубинах – от первых метров от поверхности земли до нескольких десятков метров. Это объясняется, видимо, неравномерной трещиноватостью пород и положением скважин в рельефе. Наряду со свободными водами, во многих местах района встречены напорные воды. Однако величины напоров небольшие и определяются обычно в пределах до 20–30 м. Лишь в случаях, если вода в эффузивных породах вскрывается в межгорных впадинах под осадочными образованиями мезозоя и кайнозоя, напоры ее достигают 70–80 м (скв. 10-г в Олонгинской впадине) и более.

Водоносность пород пестрая. По данным Н.А. Маринова и В.Н. Попова (1963), из одиннадцати скважин, пройденных в эффузивах в г. Чойбалсан,

Таблица 13

Характеристика подземных вод формации палеозойских и мезозойских эффузивов

Название и номер артезианского бассейна по схеме гидрогеологического районирования	Скв., №	Водовмещающие породы	Глубина появления воды, м / установившийся уровень, м	Дебит, л/с / понижение уровня, м	Формула Курлова
Уланнурский, 5	3	Андезито-базальты	Н.с.* / 16	Н.с.	$M_{0,58}\frac{HCO^3_{53}SO^4_{28}Cl_{19}}{(Na+K)_{68}Mg_{19}Ca_{13}}$
Чойренский, 6	991	Диабазы	24 / 1,7	0,2 / 14	$M_{0,65}\frac{HCO^3_{61}Cl_{31}}{(Na+K)_{36}Mg_{34}Ca_{30}}$
Северо-Хараайрагский, 12	11	Туфы кислых эффузивов	Н.с. / 36,5	1,8 / 2,15	$M_{0,7}\frac{HCO^3_{59}Cl_{26}SO^4_{15}}{(Na+K)_{48}Ca_{27}Mg_{25}}$
Цаганудэнский, 14	26	Андезито-базальты	Н.с. / 25,72	5,1 / 1,05	$M_{0,5}\frac{HCO^3_{73}SO^4_{15}Cl_{12}}{Mg_{64}(Na+K)_{32}}$
Южно-Хараайрагский, 13	7	То же	9,0 / 0,8	1,37 / 18	$M_{1,7}\frac{SO^4_{44}Cl_{31}HCO^3_{23}}{(Na+K)_{94}}$
Олонгинский, 19	1г	Базальты	3,75 / 3,75	0,1 / 18,25	$M_{1,2}\frac{SO^4_{38}Cl_{38}HCO^3_{27}}{(Na+K)_{47}Mg_{35}Ca_{17}}$
"	5г	"	5,34 / 5,34	0,1 / 31,6	$M_{0,6}\frac{HCO^3_{45}Cl_{41}SO^4_{13}}{(Na+K)_{74}Ca_{12}Mg_{11}}$
"	9	"	40,1 / 40,1	0,4 / 4,3	$M_{0,45}\frac{HCO^3_{65}SO^4_{19}Cl_{16}}{(Na+K)_{55}Ca_{24}Mg_{21}}$
Барунбаргаобинский, 24	240	"	Н.с. / 4,35	1,2 / 2,5	$M_{0,33}\frac{HCO^3_{81}SO^4_{10}}{Ca_{57}(Na+K)_{23}Mg_{20}}$
Цаганнурский, 34	370	Андезиты, порфириты	25 / 4,5	0,6 / 27,5	$M_{0,3}\frac{HCO^3_{86}}{(Na+K)_{46}Ca_{30}Mg_{24}}$
Улдзуйтинский, 47	71	Андезиты	34 / 24	Н.с.	$M_{0,7}\frac{HCO^3_{60}SO^4_{25}Cl_{15}}{(Na+K)_{90}}$
Мунхуханский, 36	291	Порфириты	24,8 / 4	4 / 3,44	$M_{0,22}\frac{HCO^3_{80}SO^4_{14}}{(Ca+Mg)_{72}(Na+K)_{28}}$
Усунщаганнурский, 49	245	Базальты и туфы	Н.с. / 8,1	8,7 / 8,2	

*См. примечание к табл. 11.

лишь четыре имели дебиты более 3 л/с при понижениях уровней до 6–8 м. Остальные оказались малодебитными или безводными. Дебиты скважин, пройденных в эффузивах палеозоя и мезозоя в других районах Средне-Халхасской возвышенности, колеблются от долей литра в секунду при понижениях уровней на несколько десятков метров до 5,1 л/с при понижении уровня на 1,05 м (Цаганудэнская впадина).

Подземные воды формации чаще всего пресные, в единичных пунктах слабосолоноватые (1,7 г/л). Состав их пестрый, что хорошо видно из табл. 13. Они широко используются для водоснабжения пастбищ и небольших населенных пунктов. В г. Чойбалсан на базе их использования основано водоснабжение некоторых предприятий и жилых массивов.

Юрский водоносный комплекс

Подземные воды юрского водоносного комплекса установлены в Халдаинском, Уланнурском, Дарханском, Абдарынском, Алагцабском, Цайринском, Цайдаминнурском и Элигэнском артезианских бассейнах. Его водовмещающие породы состоят из конгломератов, песчаников, песков, алевролитов. Вследствие маломощности образуемых ими слоев и пачек они часто перемежаются в разрезе и быстро выклиниваются по простиранию, в связи с чем выдержанные на больших площадях водоносные горизонты в отложениях юры отсутствуют. Сведения о водоносности этих пород весьма скудны и имеются лишь по Уланнурской впадине и району сомона Тэбшин-Ширэ.

В Уланнурской впадине воды приурочены к алевролитам, конгломерато-брекчиям, глинистым пескам и вскрыты скв. 65, 66, 45, 41, 51, 50, 54, 58, 67, 78 на глубине от 1,65 до 22 м. Мощность водовмещающих пород изменяется от 12 до 32 м, воды свободные и напорные, величина напора находится в пределах 2–15 м.

Водоносность пород пестрая. Дебиты скважин варьируют от 0,02 л/с при понижении уровня на 5,5 м до 1,15 л/с при понижении уровня на 0,65 м. Коэффициенты фильтрации соответственно равны 0,06 и 5,4 с/сут. Минерализация воды изменяется от 2 до 2,9 г/л, состав – сульфатно-гидрокарбонатный натриевый, сульфатно-хлоридный натриево-кальциевый, гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциевый.

В районе сомона Тэбшин-Ширэ одна из скважин, вскрывшая воду в песчаниках, дала приток воды 0,08 л/с при понижении уровня на 9,95 м. Слабая водоносность юрских отложений отмечена и Ф.К. Шипулиным по работам, выполненным на Тушилгинском угольном месторождении. Воды в этих отложениях встречены на глубине 9,8–16 м, дебит скважин не превышал 0,03 л/с.

Нижнемеловой водоносный комплекс

Рассматриваемый водоносный комплекс широко распространен на площади района. Водовмещающими в его разрезе являются отложения верхней части цаганцабской и дзунбаинской свит. Воды первой из-за крайне ограниченного распространения свиты не изучены. Водовмещающие породы дзунбаинской свиты представлены песчаниками, конгломератами, аргиллитами, алевролитами, реже известняками, мергелями, бурыми углями и песками, вода в которых накапливается в трещинах и порах. Характерная особенность свиты – частая смена составляющих ее пород как в разрезе, так и по простиранию, в связи с чем в ней, как и в отложениях юры, отсутствуют выдержанные водоносные горизонты. Другая характерная особенность свиты заключается в более грубом составе ее пород, развитых в прибортовых частях впадин, по сравнению с породами, слагающими центральные их части, где они представлены более тонкими разностями (рис. 7). Это указывает на то, что современные контуры некоторой части впадин, по-видимому, остались такими же, какими они были в нижнемеловую эпоху, и что питание обломочным материалом существовавших в то время во впадинах озерных систем происходило за счет разрушения при-

легавших к ним гор. Только этим можно объяснить распространение конгломератов, песков и других грубообломочных пород в периферических частях впадин. Эта особенность в распределении осадков имеет большое значение и для формирования и распределения подземных вод в нижнемеловых отложениях.

Последние вскрываются на глубинах от 4,5 до 111 м. Наиболее глубоко они находятся по периферии впадин, что, возможно, связано с тем, что эти отложения перекрываются здесь мощными аллювиально-пролювиальными осадками конусов выноса или делювиальными шлейфами. По мере удаления от бортов впадин зеркало подземных вод постепенно приближается к поверхности земли, и местами эти воды выклиниваются, питая некоторые из современных озер, широко распространенных в районе.

Напорный уровень обычно устанавливается на одной отметке с уровнем грунтовых вод, формирующихся в более высоких горизонтах нижнемеловых или более молодых отложений, свидетельствуя, таким образом, о гидравлической связи между всеми горизонтами впадин. Напор колеблется от 6 до 16 м, местами достигает 60-90 м (скв. 22, 209); в нескольких скважинах уровень поднимается выше поверхности земли.

Дебиты скважин колеблются от 0,18 л/с при понижении уровня на 39 м до 30,1 л/с при понижении уровня на 3,5 м (табл. 14), что свидетельствует о весьма пестрой водоносности водовмещающих пород, зависящей как от их состава, так и от трещиноватости, особенно связанной с разрывной тектоникой. На важную роль последней указывали многие исследователи. Так, в частности, Н.А. Маринов и В.Н. Попов (1963), характеризуя водоносность нижнемеловых отложений, выполняющих Налайхинскую впадину, расположенную в 35 км восточнее г. Улан-Батор, отмечали резкие различия водоносности этих

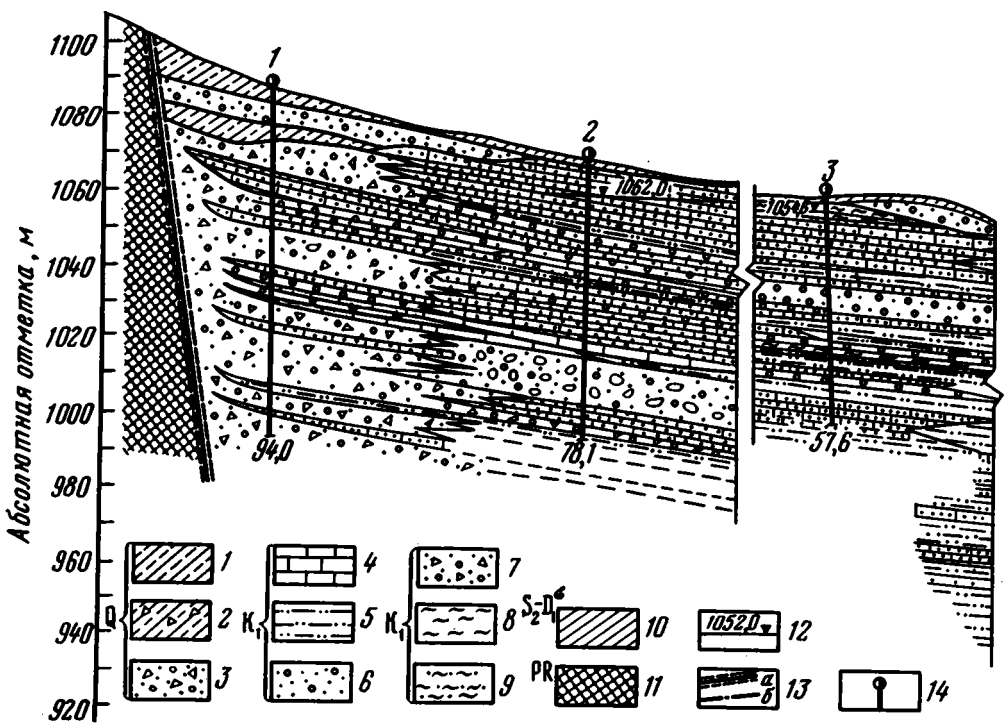


Рис. 7. Геологический разрез юго-западной части Дэлгэрэхской впадины (составил Б.А.Картавин)

1 - супеси и суглинки; 2 - то же, с включением щебня; 3 - пески с галькой и щебнем; 4 - песчаники мелкозернистые, реже разнозернистые; 5 - алевроли-

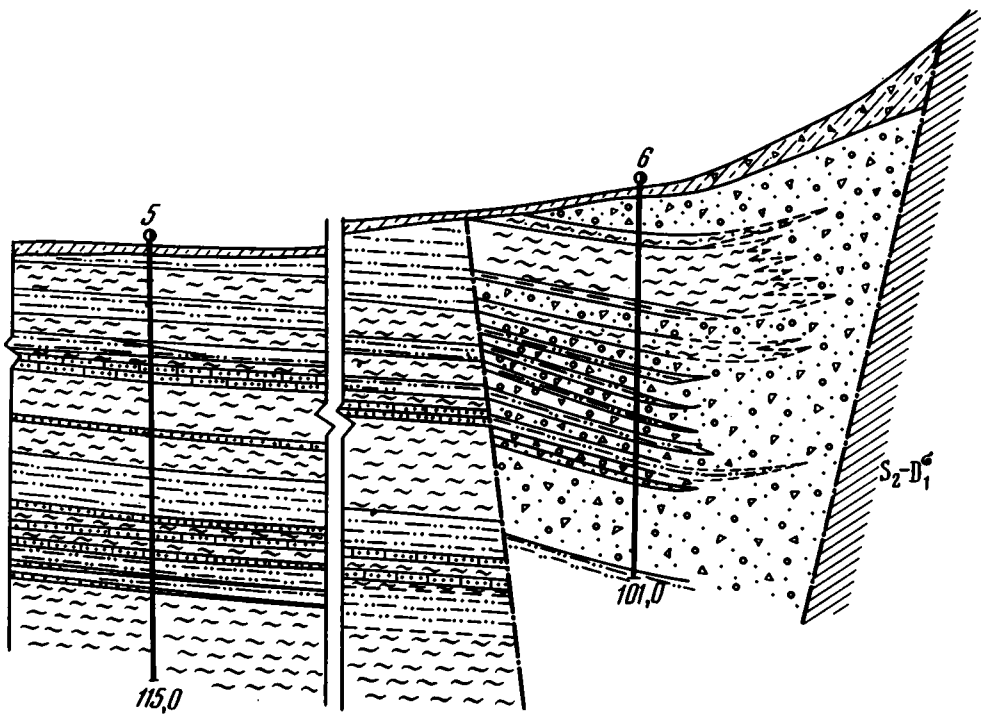
отложений на коротких расстояниях широким развитием в них обводненных зон дизъюнктивных нарушений. Аналогичная картина наблюдается и в нижнемеловых отложениях Олонгинской, Улдзуйтинской и других впадин.

Колодцы, вскрывшие водоносные нижнемеловые отложения, имеют дебиты от 0,05 до 0,1 л/с, редко выше. Дебиты родников изменяются от 0,1-0,2 до 1,5-3 л/с. Наиболее высокие дебиты дают водопункты, вода в которые поступает из песков, песчаников и бурых углей; аргиллиты, алевролиты и сланцы характеризуются слабой водоотдачей. В целом в разрезе впадин наиболее водоносны их краевые части. Это обусловлено прохождением в этих местах разрывных дислокаций, а также более грубым составом пород. Водоносность нижнемеловых отложений по направлению к центральным частям впадин убывает.

Коэффициенты фильтрации, определенные по данным откачек для различных по составу пород, изменяются от 2 до 43,5 м/сут; водопроводимость колеблется от 40 до 300 $м^2$/сут, иногда больше.

Кратковременные наблюдения за режимом подземных вод, формирующихся в нижнемеловых отложениях Улдзуйтинской и Олонгинской впадин, а также района г. Чойбалсан, показали, что наиболее высокое положение уровня их отмечается в октябре-ноябре, спад начинается в декабре, причем относительно раньше он наступает в том случае, если воды залегают неглубоко от дневной поверхности (2-3 м) и значительно позднее при залегании их на глубине 20-25 м.

Представление о минерализации и составе вод нижнемелового водоносного комплекса дает табл. 14, из данных которых видно, что химический состав этих вод весьма пестрый. Вероятно, по этой причине, а также в



ты; 6 - конгломераты; 7 - конгломерато-брекчии; 8 - аргиллиты; 9 - алевролиты; 10 - глинистые сланцы, реже известняки; 11 - метаморфические образования; 12 - уровень грунтовых вод; 13 - разрывные нарушения: а - установленные, б - предполагаемые; 14 - буровые скважины и их глубина, м

Таблица 14

Характеристика подземных вод нижнемелового комплекса

Название и номер артезианского бассейна по схеме гидрогеологического районирования	Скв., №	Водовмещающие породы	Глубина появления воды, м / установившийся уровень, м	Дебит, л/с / понижение уровня, м	Формула Курлова
1	2	3	4	5	6
Халдаинский, 1	466	Конгломераты	Н.с. / 17	1 / Н.с.	$M_{1,6}\frac{Cl_{73}SO^4_{22}}{(Na+K)_{65}Ca_{25}Mg_{1}}$
Хытабулакский, 4	22	Бурые угли	95,6 / 4,2	0,18 / 3,9	$M_{14,2}\frac{SO^4_{75}Cl_{19}}{(Na+K)_{64}Mg_{29}}$
"	590	Конгломераты, песчаники	Н.с. / 10,5	1,5 / 9,3	–
Уланнурский, 5	52	Конгломераты, бурые угли, углистые сланцы	Н.с. / 14,9	1,8 / 0,3	–
"	8	Песчаники	9 / Самоизлив	Н.с. / -	$M_{2,9}\frac{Cl_{41}SO^4_{31}HCO^3_{28}}{(Na+K)_{87}Mg_{10}}$
Чойренский, 6	9	Пески разнозернистые	20 / 11,25	5 / 8	$M_{3,7}\frac{SO^4_{61}Cl_{27}HCO^3_{11}}{(Na+K)_{61}Mg_{27}Ca_{1}}$
"	11	Бурые угли	9 / 6	3,44 / 3,6	$M_{6,3}\frac{Cl_{67}SO^4_{25}}{(Na+K)_{67}Mg_{17}Ca_{1}}$
"	513	Песчаники	35 / 28	6 / 0,86	$M_{0,6}\frac{HCO^3_{57}SO^4_{30}Cl_{14}}{(Na+K)_{50}Ca_{28}Mg_{2}}$
"	113	Конгломераты, песчаники	Н.с. / +1,1	1,5 / 1,1	$M_{0,3}\frac{HCO^3_{36}SO^4_{34}Cl_{30}}{(Na+K)_{66}Ca_{19}Mg_{1}}$
Абдарьинский, 8	1	Алевролиты	10 / 7	0,3 / 1	$M_{1,1}\frac{HCO^3_{48}SO^4_{40}Cl_{11}}{(Na+K)_{50}Mg_{31}Ca_{1}}$

Таблица 4 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
Северо-Хараайрагский, 12	209	Песчаники	68,7 / 8,3	2 / Н.с.	$M_{1,1}\frac{Cl_{84}HCO^3_{10}}{(Na+K)_{42}Mg_{35}Ca_{22}}$
Южно-Хараайрагский, 13	5	Песчаники и конгломераты	27 / 18,2	0,5 / 15,2	$M_{4,9}\frac{Cl_{76}HCO^3_{14}}{(Na+K)_{78}Mg_{17}}$
Олонгинский, 19	9г	Мергели, алевролиты трещиноватые	14 / 5,4	30,1 / 3,5	$M_{2,35}\frac{SO^4_{65}HCO^3_{19}Cl_{16}}{(Na+K)_{41}Mg_{32}Ca_{28}}$
"	11г	Песчаники, песчано-глинистые сланцы трещиноватые	31,5 / 23,4	4 / 0,57	$M_{1,1}\frac{SO^4_{60}HCO^3_{23}Cl_{17}}{(Na+K)_{46}Ca_{35}Mg_{19}}$
"	23	Алевролиты трещиноватые	21,25 / 9,25	5,5 / 8,65	$M_{0,74}\frac{SO^4_{59}HCO^3_{34}}{(Na+K)_{49}Mg_{30}Ca_{21}}$
Нудэгиннурский, 21	789	Пески с дресвой	32,5 / Н.с.	1,14 / 4,5	$M_{0,71}\frac{Cl_{45}HCO^3_{41}SO^4_{22}}{(Na+K)_{72}Ca_{24}}$
Ихэхидский, 29	5к	Песчаники мелкозернистые	7 / 7	0,14 / 0,5	$M_{4,6}\frac{Cl_{68}SO^4_{25}}{(Na+K)_{84}}$
Цацыннурский, 17	31	Конгломераты, песчаники	36 / 21,2	0,51 / Н.с.	–
Увыргиндынский, 30	18	Песчаники, пески, конгломераты	25 / Н.с.	0,6 / Н.с.	Гидрокарбонатная кальциево-натриевая
Шарахадинский, 37	784	Гравий, песок, галечники	39 / 23,3	1,1 / Н.с.	$M_{0,32}\frac{HCO^3_{75}SO^4_{13}Cl_{10}}{Ca_{40}(Na+K)_{36}Mg_{24}}$
Эрдэнищогтинский, 44	4к	Пески, бурые угли	8,25 / 7,16	0,16 / 1,47	$M_{2,8}\frac{SO^4_{53}Cl_{44}}{(Na+K)_{96}}$
Дэлгирский, 46	3	Песчаники, конгломераты	Н.с. / 3,2	0,23 / 5,6	–
Улдзуйтинский, 47	801	Песчаники	4,5 / 2,5	0,5 / 4	$M_{1,58}\frac{SO^4_{44}Cl_{30}HCO^3_{26}}{(Na+K)_{73}Mg_{15}Ca_{12}}$
"	872	Бурые угли	49 / 18	1,3 / 3,8	$M_{1,82}\frac{HCO^3_{49}SO^4_{34}Cl_{17}}{(Na+K)_{52}Mg_{29}Ca_{19}}$

Таблица 4 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Улдзуйтинский, 47	11	Песчаники	$\frac{30}{24}$	$\frac{0,7}{8}$	$M_{0,66}\frac{HCO^3_{60}SO^4_{25}Cl_{15}}{(Na+K)_{90}}$
Шабарджаргалантинский	782	Пески, песчаники	$\frac{26}{17,4}$	$\frac{0,6}{15,6}$	

*См. примечание к табл. 11.

связи со слабой водоносностью нижнемеловых пород, для целей водоснабжения они используются слабо, хотя, как показывают приведенные данные, на отдельных участках на базе этих вод может быть организовано не только сельскохозяйственное водоснабжение, но и водоснабжение крупных населенных пунктов.

Верхнемеловой водоносный комплекс

Водоносные верхнемеловые отложения установлены в Халдаинской, Хонгорской, Цагандэлгэрской, Чойренской, Нартынхидской, Южно-Хараайрагской, Цаганудэнской, Улдзуйтинской, Усуницаганнурской, Баинбулакской, Тэбшинширэинской, Хулчорской, Увыргиндынской, Мунхуханской, Шарахадинской и некоторых других впадинах.

Водовмещающие породы представлены конгломератами, гравелитами, алевролитами и песчаниками, местами рыхлыми и переходящими в песок. Существенный элемент в разрезе верхнемеловых отложений образуют пестроцветные глины, расчленяющие комплекс на ряд водоносных горизонтов. Последние вследствие частого переслаивания пород в разрезе и быстрой смены их по простиранию характеризуются чрезвычайной невыдержанностью. В целом для этих отложений, так же как и для нижнемеловых, характерно утонение обломочного материала от бортовых частей впадин к центральным.

Глубина залегания воды колеблется от 4,5 до 111,9 м (табл. 15). Воды напорные и свободные, напоры изменяются от 1 до 48 м, иногда достигают 90 м (скв. 1-Ф-18).

Водоносность пород пестрая. В песках, песчаниках и конгломератах дебиты скважин достигают 6-6,8 л/с при понижениях уровней соответственно на 6,5 и 8 м (скв. 4-Б-18 и 550 в Чойренской впадине). В районе г. Сайн-Шанд, южнее описываемого района, дебиты некоторых скважин, пройденных в верхнемеловых отложениях, достигают 25-30 л/с. Верхнемеловые отложения, содержащие значительное количество глинистых частиц, характеризуются слабой водоносностью. Дебиты скв. 6г и 7г, пробуренных в подобных отложениях в Олонгинской впадине, составляют 0,5 и 0,6 л/с при снижении уровней на 15,8 и 33,7 м. Коэффициенты фильтрации в зависимости от состава пород колеблются от 5,2 до 0,1 м/сут.

В отличие от нижнемелового водоносного комплекса, подземные воды описываемых отложений менее минерализованы (от 0,34 до 1,3 г/л, иногда до 9,4 г/л). Минимальная минерализация - в прибортовых частях впадин, максимальная - в центральных. Состав воды пестрый (табл. 15).

Режим подземных вод верхнемеловых отложений не изучался. По данным В.В. Батурина, изучавшего его в районе г. Сайн-Шанд, наинизшее положение уровня воды фиксируется в ноябре-феврале, наивысшее - в июне, амплитуда колебания составляет 0,3-0,6 м.

Подземные воды комплекса широко используются для пастбищного водоснабжения, а также для водоснабжения железнодорожных станций и ряда промышленных предприятий и населенных пунктов.

Таблица 15

Характеристика подземных вод верхнемелового комплекса

Название и номер артезианского бассейна по схеме гидрогеологического районирования	Скв., №	Водовмещающие породы	Глубина появления воды, м / установившийся уровень, м	Дебит, л/с / понижение уровня, м	Формула Курлова
Хонгорский, 2	511	Песчаники	65,8 / 59	4 / 13,8	$M_{0,92}\frac{HCO^3_{59}Cl_{24}SO^4_{17}}{(Na+K)_{63}Mg_{19}Ca_{18}}$
Чойренский, 6	4-Б-68	Пески, конгломераты	87 / 39	6 / 6,5	$M_{1,3}\frac{Cl_{44}SO^4_{40}HCO^3_{16}}{(Na+K)_{85}}$
"	550	Песчаники, конгломераты	22 / 21	8,64 / 8	$M_{1,1}\frac{HCO^3_{39}SO^4_{35}Cl_{26}}{(Na+K)_{50}Mg_{38}Ca_{18}}$
"	551	Песчаники, гравелиты, конгломераты	21,5 / 11,1	4,23 / 13,34	$M_{1}\frac{SO^4_{44}HCO^3_{37}Cl_{17}}{(Na+K)_{49}Mg_{32}Ca_{19}}$
"	503	Песчаники, гравелиты	41,5 / 37	0,36 / 40	$M_{1}\frac{HCO^3_{39}SO^4_{31}Cl_{30}}{(Na+K)_{78}Ca_{15}}$
Цаганудэнский, 14	2	Глины с прослоями песка	Н.с.* / 6,4	0,1 / 30,1	$M_{9,4}\frac{Cl_{68}SO^4_{20}}{(Na+K)_{84}Mg_{12}}$
"	377	Щебень с дресвой	36 / 18	0,8 / 28	$M_{1}\frac{HCO^3_{78}SO^4_{12}Cl_{10}}{(Na+K)_{70}Ca_{28}}$
Олонгинский, 19	6г	Пески со щебнем	4,5 / 4,5	0,5 / 15,8	$M_{0,5}\frac{HCO^3_{60}SO^4_{22}Cl_{12}}{(Na+K)_{64}Ca_{18}M_{17}}$
"	7г	Пески	5,1 / 5,1	0,6 / 33,7	$M_{0,34}\frac{HCO^3_{67}Cl_{17}SO^4_{14}}{(Na+K)_{57}Ca_{27}Mg_{14}}$
Тэбшинширэинский, 48	249	Пески со щебнем	Н.с. / 46,5	1 / 13,5	$M_{1,0}\frac{Cl_{72}HCO^3_{18}SO^4_{10}}{(Na+K)_{68}Ca_{20}Mg_{12}}$
Усуницаганнурский, 49	643	Пески с гравием	48 / 39	0,41 / 29	Н.с.

*См. примечание к табл. 11.

Палеоген-неогеновый водоносный комплекс

Водоносный комплекс наиболее широко развит во впадинах восточной части Средне-Халхасской возвышенности: Цайдамской, Дарханской, Абдарынинской, Хонхоршарбогнурской, Цацыннурской, Цайдаминнурской, Модонхудукской, Обосомонской, Уланхабинской, Бачжообинской, Баянтэрэмской, Хухуобинской, Гурвансайханской, Элигэнской, Цэгэнинурской и Гурбанбулакской. На западе района водоносные палеоген-неогеновые отложения установлены в Абдарынинской и Гашунгольской впадинах. Помимо последних, воды в отложениях палеоген-неогена вскрываются в ряде долин, расчленяющих горные возвышенности.

Водовмещающие отложения представлены слабосцементированными конгломератами и песками, в прибортовых частях впадин достаточно грубыми, а в центральных более тонкими. Непременный элемент разреза этих отложений - весьма яркие и пестрые по окраске глины, местами разделяющие водоносный комплекс на ряд этажно расположенных водоносных горизонтов.

Глубина залегания воды в породах комплекса самая различная, но в целом небольшая. Например, в межгорных впадинах вода встречается на глубине 3-25,5 м, в долинах (Барун-Цогто и др.) - 17-42 м. Воды напорные и свободные, величина напора находится в пределах 2-24 м (скв. 23, 313), в некоторых пунктах поднимается до 33,55 м (скв. 286). Пьезометрический уровень устанавливается, как правило, ниже поверхности земли, и лишь в одной скв. 286 он поднялся над ней.

Водоносность пород пестрая. Дебиты скважин колеблются от 0,3 (скв. 319) до 5,8 л/с (скв. 492) при понижениях уровней соответственно на 8,7 и 10,9 м (табл. 16). Наиболее высокий удельный дебит - 3 л/с - показала

Таблица 16

Характеристика подземных вод палеоген-неогенового комплекса

Название и номер артезианского бассейна по схеме гидрогеологического районирования	Скв. №	Водовмещающие породы	Глубина появления воды, м / установившийся уровень, м	Дебит, л/с / понижение уровня, м	Формула Курлова
1	2	3	4	5	6
Дарханский, 10	336	Песок со щебнем	6/6	3/1	$M_{0,33}\frac{HCO^3_{87}Cl_{13}}{Mg_{40}(Na+K)_{30}Ca_{30}}$
"	286	То же	31,7/+1,85	0,56/1,85	$M_{0,45}\frac{HCO^3_{83}Cl_{17}}{Mg_{40}Ca_{34}(Na+K)_{26}}$
Шарахадинский, 37	313	Валуны, галечники, песок	31/7	0,9/14	$M_{0,49}\frac{HCO^3_{67}SO^4_{21}Cl_{11}}{(Na+K)_{54}Ca_{43}}$
"	304	То же	35/16	2/7	$M_{0,29}\frac{HCO^3_{80}SO^4_{12}}{(Na+K)_{48}Ca_{32}Mg_{20}}$

Таблица 16 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Улдзуйтинский, 47	492	Галька, гравий	21/17,5	5,8/10,9	$M_{0,31}\frac{HCO^3_{85}}{Mg_{34}Ca_{33}(Na+K)_{32}}$
	374	То же	22/15,1	3,27/8	$M_{031}\frac{HCO^3_{75}SO^4_{12}Cl_{11}}{Ca_{46}Mg_{40}(Na+K)_{10}}$
Усунщаганнурский, 49	242	Песок крупнозернистый	Н.с.*/25,5	2,5/1,5	$M_{0,8}\frac{HCO^3_{55}Cl_{31}SO^4_{11}}{(Na+K)_{43}Mg_{38}Ca_{19}}$
Гурбанбулакский, 55	415	Песок с гравием и галькой	9/6,3	0,3/5,7	$M_{1,3}\frac{HCO^3_{37}SO^4_{32}Cl_{29}}{(Na+K)_{60}Mg_{24}Ca_{16}}$
То же	30	Песок со щебнем и галькой	13,5/6	3,5/3	$M_{1,1}\frac{HCO^3_{42}SO^4_{31}Cl_{16}}{(Na+K)_{56}Mg_{31}Ca_{13}}$
"	319	Щебень с песком	11/5	0,3/8,7	$M_{0,5}\frac{HCO^3_{73}Cl_{27}}{(Na+K)_{53}Ca_{41}}$

*См. примечание к табл. 11.

скв. 336, пробуренная в Дарханской впадине. Коэффициенты фильтрации пород колеблются от 0,4 до 32 м/сут. В межгорных впадинах они уменьшаются от периферии к центральным частям, а в долинах – от верховьев к низовьям.

По анионному составу описываемые воды преимущественно гидрокарбонатные, реже гидрокарбонатно-сульфатные и хлоридные; по катионному составу они главным образом смешанные, но чаще натриево-магниевые. Минерализация их в большинстве случаев не превышает 0,5 г/л и лишь на отдельных участках возрастает до 1,1-1,3 г/л (скв. 30 и 415).

Кратковременные наблюдения за режимом подземных вод, поставленные в сопредельных с описываемым районах (г. Чойбалсан, пос. Их-Хайрхан), показали тесную зависимость колебаний их уровня от режима выпадения осадков. Так, например, в скв. 10/65, 14/65 и колодцах 11, 16, 20, находящихся на площади Адун-Чулунского буроугольного месторождения (севернее г. Чойбалсан), подъем уровня воды приурочен к периоду интенсивного выпадения осадков и достигает максимума в августе. Амплитуда колебания уровня в долинах составляет 0,1-0,15 м, во впадинах возрастает до 0,3 м (колодец 20).

Воды палеоген-неогенового комплекса широко используются для водоснабжения г. Чойбалсан, сомона Дархан, поселков Барун-Цогто и Их-Хайрхан.

Водоносный горизонт четвертичных отложений

На площади Средне-Халхасской возвышенности этот водоносный горизонт пользуется повсеместным распространением. Генетически водовмещающие породы его представлены элювиально-делювиальными, озерно-аллювиальными, аллювиально-пролювиальными и аллювиальными образованиями.

Элювиально-делювиальные образования характеризуются небольшой мощностью и представлены главным образом песчано-глинистыми накоплениями с

большим количеством щебнистого материала и местами плохо окатанных глыб различных по составу коренных пород. Водоносность пород спорадическая. Там, где они водоносны, вода в них вскрывается на глубине 2-3 м, дебиты колодцев не превышают 0,3 л/с. Эти воды используются лишь для водоснабжения пастбищных угодий.

Озерно-аллювиальные отложения распространены в котловинах многочисленных временных и постоянных озер. Мощность их не превышает 10 м. Вода встречается на глубине до 4-5 м, обычно отличается высокой минерализацией и используется главным образом для водопоя скота. Дебиты колодцев колеблются от 0,03 до 0,3 л/с.

Аллювиально-пролювиальные отложения выполняют русла сухих долин и небольших ручьев, расчленяющих горстовые поднятия, а также слагают конусы выноса в предгорных частях впадин. В верховьях долин отложения представлены песками с включением большого количества обломков и щебня коренных пород; в средней части долин состав отложений более тонкий, в них наблюдается значительное количество глинистых частиц, встречаются прослои супесей, суглинков, горизонты грубых песков; в устьях долин суглинки преобладают, а пески образуют в них небольшие прослои. Все породы содержат щебень, полуокатанную гальку и гравий. Мощность отложений - в среднем 10 м, местами увеличивается до 20 м. Вода в них вскрывается колодцами на глубине от 0,1 до 4,5 м.

Водоносность пород пестрая и обычно уменьшается от верховьев долин к низовьям. Так, например, в одной из долин, находящейся в районе сомона Ихэ-Хид, дебиты колодцев в верховьях составляли 0,5-0,8 л/с, а в низовьях уменьшились до 0,1-0,2 л/с.

Питаясь за счет дренажа подземных вод коренных пород, слагающих горстовые поднятия, минерализация описываемых вод в верховьях долин обычно не превышает 0,4-0,5 г/л при гидрокарбонатном натриевом и кальциево-натриевом составе. По мере движения потока их минерализация главным образом под влиянием испарения увеличивается до 2,5-2,7 л/г (колодцы 66 и 73), и они становятся сульфатными и сульфатно-хлоридными натриевыми.

Воды аллювиально-пролювиальных отложений широко используются для водоснабжения пастбищ, а в некоторых районах и небольших населенных пунктов.

Большое практическое значение имеют воды аллювиальных отложений, выполняющих долину р. Керулен. Относительно хорошо эти воды изучены в районах городов Ундэр-Хан и Чойбалсан. Результаты этих исследований освещены в работах Н.А. Маринова и В.Н. Попова (1963), Н.Ф. Лобановой и Т.И. Пантелеевой (1968). В связи с этим, а также учитывая и то, что эта долина находится за пределами описываемого района, здесь характеристика аллювиальных вод опускается. Отметим лишь, что в связи с высокой водоносностью аллювия долины и слабой минерализацией находящейся в нем воды последняя широко используется для водоснабжения как крупных населенных пунктов, так и мелких сельскохозяйственных объектов.

Подземные воды зон разрывных дислокаций

Многочисленные разрывные дислокации, сопровождающиеся зонами интенсивно-трещиноватых и раздробленных пород, имеющих большую линейную протяженность и проникающих на значительную глубину, оказывают существенное влияние на формирование и распространение подземных вод района. Как отмечалось выше, здесь выделяются глубинные, региональные и многочисленные локальные разломы. Наибольший интерес представляют приповерхностные их части, где происходит циркуляция подземных вод, которые Н.А. Маринов (1971) определяет как природные линейные гидрогеологические структуры, обладающие относительно небольшой шириной по сравнению с их протяженностью, высокой раздробленностью и трещиноватостью пород и проникающие значительно ниже зоны региональной трещиноватости последних. Об этом свидетельствует ряд примеров, приводящихся выше. Так, ширина зон разрывных

дислокаций, обрамляющих Чойренский и Уланнурский артезианские бассейны, составляет несколько сотен метров, а зоны Дэлгирского глубинного разлома, проходящие в плотных консолидированных породах, изменяется от 3 до 12 км.

Водовмещающие породы рассмотренных выше гидрогеологических структур характеризуются более высокими фильтрационными свойствами и водоносностью, иногда в сотни раз превышающими фильтрационные свойства и водоносность пород, не затронутых разрывными дислокациями. Об этом, в частности, свидетельствуют данные опытных работ, проведенных Б.А. Картавиным в 1964 г. на флюоритовом месторождении Дзун-Цаган-Дэль в районе сомона Ихэ-Хид (табл. 17).

Тектоническое нарушение типа сброса характеризуется развитием зоны дробления шириной 80-120 м, кремнистой брекчией и сильнотрещиноватыми кварцевыми и кварцфлюоритовыми жилами. По простиранию зона дробления прослежена на 1400 м и является оперяющей по отношению к региональному нарушению, проходящему по западному борту Олонгинского грабена.

Гидрогеологические структуры тектонических нарушений наблюдаются не только в кристаллических породах, слагающих горстовые поднятия, но и широко развиты в меловых отложениях, выполняющих межгорные впадины. До сих пор поиски подземных вод в этих впадинах, особенно в их центральных частях, не давали положительных результатов. Скважины оказывались или практически безводными, или маловодными, если же вода была встречена, то она всегда имела повышенную или высокую минерализацию. Вместе с тем В.Ф. Ковалев, В.И. Браташ, Н.А. Маринов и другие исследователи неоднократно обращали внимание на весьма неравномерную водоносность нижнемеловых отложений как в разрезе, так и по простиранию.

Выполненный анализ размещения высокодебитных скважин по ряду впадин позволил нам заключить, что все они располагаются или в краевых частях последних, где состав меловых отложений плохо отсортирован и грубый, или находятся в зонах разрывных нарушений. Результаты этого исследования были использованы Б.А. Картавиным при производстве поисковых работ на воду в 1964 г. в северной части Олонгинской впадины (см. ниже). Строение впадины чрезвычайно сложное. Зонами разломов она расчленена на серию блоков, опущенных или приподнятых относительно друг друга на различную высоту. Обводненные зоны тектонических нарушений, дробящих породы дзунбаинской свиты нижнего мела, установлены по данным вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) и подтверждены скважинами, вскрывшими интенсивно-трещиноватые и брекчированные породы (скв. 8г, 9г и др.). Водоносность этих зон весьма высокая. Так, дебит скв. 9г, пройденной в одной из них, составил 30 л/с при понижении уровня лишь на 3,5 м.

Таблица 17

Водоносность эффузивных пород на месторождении флюорита Дзун-Цаган-Дэль

Скв., №	Дебит, л/с	Понижение уровня, м	Удельный дебит, л/с	Коэффициент фильтрации, м/сут
В зоне тектонического нарушения				
9	0,39	4,3	0,09	0,2
15	0,06	1,05	0,06	-
17	0,12	0,55	0,22	1,35
Вне зоны тектонического нарушения				
1г	0,07	80	0,0009	0,009
5г	0,012	65,1	0,0002	0,004
34	0,002	42,2	0,00005	-

Относительно высокая водоносность разрушенных в зоне разлома бурых углей по сравнению с плотными углями, не затронутыми разрывными дислокациями, наблюдалась и на буроугольном месторождении Адун-Чулун вблизи г. Чойбалсан. Дебит скв. 9/65, вскрывшей зону нарушения, составил 2,1 л/с при понижении уровня на 0,6 м, в то время как скв. 2/62 и 11/65, пройденные в плотных углях, имели дебиты 0,84 и 1,4 л/с при понижениях соответственно на 12,3 и 22,9 м.

Подземные воды в зонах разрывных дислокаций вскрываются на самой различной глубине, что определяется рельефом местности, элементами залегания разломов и другими природными факторами. При вертикальном падении зоны разлома подземные воды имеют свободную поверхность, при наклонном - напорную. Так, на упоминавшемся выше тектоническом нарушении, проходящем на участке флюоритового месторождения Дзун-Цаган-Дэль, глубина залегания свободного уровня подземных вод колеблется от 18,2 до 57,3 м. На участках флюоритового месторождения Бэрхэ и медно-молибденового месторождения Цаган-Субурга (за пределами района) в зонах разрывных нарушений встречены напорные воды, уровень которых поднялся над поверхностью земли. Самоизлив из скважин на первом месторождении продолжался несколько месяцев, а на втором - от нескольких часов до нескольких дней, свидетельствуя об ограниченности естественных ресурсов подземных вод в указанных районах.

Питание подземных вод зон тектонических нарушений осуществляется главным образом за счет дренажа пород, в которых они проходят, и в меньшей степени за счет инфильтрации атмосферных осадков и влаги, конденсирующейся из воздуха. На ряде участков разрывные дислокации служат зонами разгрузки глубоких подземных вод. На это указывают наблюдавшиеся в некоторых местах района линейно расположенные выходы как нисходящих, так и восходящих родников, а также грязевых вулканчиков.

СХЕМА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Для территории Монголии предложено несколько схем специального и общего гидрогеологического районирования.

Одна из первых схем специального районирования, охватывающая все водные ресурсы страны, принадлежит П.А. Деревянко (1959). На этой схеме автор выделил районы, сельскохозяйственное водоснабжение которых основано преимущественно на использовании поверхностных вод, районы смешанного водоснабжения (за счет поверхностных и подземных вод) и районы, водоснабжение которых осуществляется главным образом за счет подземных вод. В дальнейшем аналогичное районирование было выполнено Ж. Чогдоном (1962, 1966). Этот исследователь на территории страны показал четыре гидрогеологических района, различающихся источниками водоснабжения пастбищ и способами добычи воды в пределах каждого из районов.

Первая схема общего гидрогеологического районирования территории Монголии была составлена Н.А. Мариновым и В.Н. Поповым (1963), которые в основу районирования положили развитие грунтовых и артезианских подземных вод и их химический состав, ресурсы и режим которых формируются под влиянием резко различных природных факторов. В пространственном отношении они также отличаются - артезианские воды приурочены преимущественно к межгорным впадинам, выполненным мезозойско-кайнозойскими отложениями, а грунтовые - к коре выветривания коренных пород и к покрову четвертичных отложений.

В соответствии с указанным на территории Монголии выделены четыре гидрогеологических района, в том числе район преимущественного распространения артезианских вод межгорных впадин с участками развития грунтовых вод на положительных межкотловинных структурах, который включает в себя описываемую площадь Средне-Халхасской возвышенности.

Позже Н.А. Мариновым (1967) совместно с А.И. Кончаковой, З.Н. Рождественской и С.Г. Шкапской была составлена новая мелкомасштабная схема гидро-

геологического районирования территории Монголии (Гидрогеологическая карта..., 1972). На этой схеме выделено четыре гидрогеологических района первого порядка: Дархатский, Хангай-Хэнтэйский, Восточно-Монгольский и Монгольский.

В основу районирования положен принцип выделения областей, характеризующихся единством подземного и поверхностного стока. Таким образом, указанные районы принадлежат трем бассейнам стока: Северному Ледовитому океану, Тихому океану и бессточному бассейну Центральной Азии. В каждом из этих районов первого порядка выделены районы второго порядка, состоящие из совокупности артезианских бассейнов, являющихся следующей единицей районирования, причем под этими структурами понимаются такие, которые имеют внешние и внутренние области питания, напора и зоны разгрузки подземных вод. В составе этих бассейнов на базе анализа их внутреннего строения иногда выделяются более мелкие артезианские структуры. Авторами эта схема принята за основу для оценки и картирования естественных ресурсов подземных вод района. Она также хорошо увязывается с принципами и схемой районирования территорий для оценки и картирования естественных ресурсов подземных вод, предложенной С.Ш.Мирзаевым (1970), так как учитывает законченный гидрогеологический цикл, под которым, согласно названному автору, понимается последовательная смена тесно связанных друг с другом этапов формирования подземных вод, т.е. питания, накопления, движения и расходования.

Если посмотреть на указанную схему районирования, то нетрудно заметить, что территория Средне-Халхасской возвышенности занимает площадь в пределах четырех районов второго порядка по схеме гидрогеологического районирования МНР Н.А.Маринова, А.И.Кончаковой и др. (Гидрогеологическая карта..., 1972): Нилгинского, Чойбалсанского, Тамцагского и Восточно-Гобийского, но ни одного из них полностью не занимает, а располагается на их соответствующих периферических окончаниях или склонах - на южных Нилгинского и Чойбалсанского, на западном - Тамцагского и на северном - Восточно-Гобийского районов.

Всего в пределах Средне-Халхасской возвышенности в указанных районах выделено 55 межгорных артезианских бассейнов площадью от 130 до 7345 км^2 (см. рис. 17). Каждый из бассейнов имеет внутреннюю область питания, напора и разгрузки, представленную межгорной впадиной, и внешнюю область питания, состоящую из ее горного обрамления. Эти бассейны и служат в качестве расчетных для оценки естественных ресурсов подземных вод. Распределение артезианских бассейнов по гидрогеологическим районам представляется следующим:

I. Нилгинский район включает: 1 - Халдаинский, 2 - Хонгорский, 3 - Цагандэлгэрский, 8 - Абдарынский, 9 - Цайдамский, 10 - Дарханский, 15 - Хонхоршарбогнурский, 16 - Цайринский, 17 - Цацыннурский, 25 - Цайдаминнурский, 26 - Табунундурский.

II. Чойбалсанский район: 27 -Модонхудукский, 28 - Барунхолойский, 29 - Хулчорский, 30 - Увыргиндынский, 33 - Обосомонский, 34 - Цаганнурский, 35 - Уланхабинский, 41 - Гурвансайханский, 42 - Элигэнский, 43 - Цэгэнинурский.

III. Тамцагский район: 52 - Шабарджаргалантинский, 53 - Холбогингобийский, 54 - Алагхутулинский, 55 - Гурбанбулакский.

IV. Восточно- Гобийский район: 4 - Хытабулакский, 5 - Уланнурский, 6 - Чойренский, 7 - Нартынхидский, 11 - Алагцабский, 12 - Северо-Хараайрагский, 13 - Южно-Хараайрагский, 14 - Цаганудэнский, 18 - Айрагский, 19 - Олонгинский, 20 - Бусыйнчулинский, 21 - Нудэгиннурский, 22 - Ихэхидский, 23 - Восточно-Ихэхидский, 24 - Барунбаргаобинский, 31 - Цайдамнурский, 32 - Гашунгольский, 36 - Мунхуханский, 59 - Баинтэрэмский, 44 - Эрдэницогтынгобийский, 45 - Мурокцинский, 46 - Дэлгирский, 47 - Улдэуйтинский, 48 - Тэбшинширэинский, 49 - Усуницаганнурский, 50 - Баинбулакский, 51 - Джирлингобийский.

Краткая характеристика артезианских бассейнов по районам представляется следующей.

I. Нилгинский гидрогеологический район. На территории района расположено 11 бассейнов с подземным стоком, направленным в сторону Тихого океана. Абсолютные отметки горных возвышенностей изменяются от 1600 до 1350 м над уровнем моря, отдельные вершины поднимаются выше 1600 м. Днища впадин располагаются на высоте от 1100 до 1300 м, относительное превышение хребтов над впадинами достигает 200-300 м. Рельеф в пределах горного обрамления впадин среднегорный, реже мелкосопочный, во впадинах пологоволнистый, равнинный.

Осадков в районе выпадает 250-300 мм. Среднегодовая температура воздуха отрицательная и составляет -2,2°С; местами встречаются острова многолетнемерзлых пород.

Внешние области питания бассейнов сложены главным образом пермскими и юрскими эффузивами различного состава, а также гранитами. Осадочно-метаморфические образования палеозоя и отложения юры имеют подчиненное значение. Области внутреннего питания и накопления подземных вод бассейнов выполнены преимущественно нижнемеловыми, реже верхнемеловыми и палеоген-неогеновыми отложениями. Все они представлены толщей, состоящей из слабосцементированных песчаников, конгломератов, песков, алевролитов и аргиллитов, разделенных прослоями и пачками глин.

Во внешних областях питания бассейнов подземные воды формируются главным образом в эффузивных породах и гранитах в трещинах, проникающих на глубину от 8 м на водоразделах до 100 м, а местами и более на внутренних склонах бассейнов. Воды как свободные, так и напорные.

Водоносность пород пестрая, обусловленная главным образом неравномерной трещиноватостью пород. В связи с этим неоднородны также и их фильтрационные свойства. Например, коэффициенты фильтрации пермских и юрских эффузивов изменяются от 0,1 до 1,5 м/сут, а гранитоидных пород - от 0,2 до 3 м/сут. Подземные воды различных гидрогеологических формаций гидравлически связаны между собой через систему трещин, и в целом поток их направлен от водораздельных частей горного обрамления в сторону межгорных впадин. Он происходит непосредственно по трещинам зоны экзогенной трещиноватости и через долины рек, расчленяющие горы.

Гидрогеологическая структура межгорных впадин неоднородна. В верхних ее частях, сложенных маломощным чехлом четвертичных отложений, обычно формируются грунтовые воды, залегающие, как правило, близко от поверхности земли. В меловых и палеоген-неогеновых отложениях, располагающихся ниже, распространены преимущественно слабонапорные подземные воды.

Грунтовые воды межгорных впадин получают питание как со стороны внешних областей питания бассейнов, так и за счет инфильтрации атмосферных осадков, выпадающих на площади их распространения. Воды меловых и палеоген-неогеновых отложений восполняют свои ресурсы главным образом за счет поступления подземных вод со стороны внешних областей питания, и лишь на участках, где водоносные породы их не прикрыты четвертичными осадками и они непосредственно выступают на поверхность, к этому источнику питания добавляются еще атмосферные осадки. Так как отметки зеркала грунтовых вод совпадают с отметками пьезометрических уровней напорных вод, есть основание предполагать, что все эти воды в краевой части межгорных впадин, а, возможно, и в других местах гидравлически связаны между собой.

Разгрузка подземных вод бассейнов происходит через зоны разломов, а при близком залегании от дневной поверхности в результате испарения с их зеркала.

В краевых частях артезианских бассейнов формируются, как правило, пресные воды с минерализацией до 0,5-0,6 г/л, далее внутрь бассейнов минерализация воды возрастает до 1-2 г/л.

II. Чойбалсанский гидрогеологический район. В этом районе насчитывается 10 артезианских бассейнов, также имеющих подземный сток в сторону Тихого океана.

Северная граница района проходит по долине р. Керулен, западной и южной границами служит линия водораздела с Нилгинским, Восточно-Гобийским и Тамцагским районами. Высота водораздела уменьшается с запада на восток от 1500-1300 до 1200-1100 м и с юга на север от 1500 до 1200 м.

Отметки дна впадин составляют 950-1100 м, что определяет относительное превышение водоразделов бассейнов над ними в 400-150 м. Рельеф внешней области питания мелкосопочный, во впадинах пологоволнистый, равнинный.

Климатические условия района во многом сходны с Нилгинским районом.

Внешние области питания в подавляющем числе бассейнов (в 9 из 13) сложены главным образом различными по составу юрскими эффузивами, в трех бассейнах эти эффузивы пользуются примерно одинаковым распространением с гранитами, и лишь во внешней области Элигэнского бассейна преобладают породы осадочной юры. Во внешних областях питания некоторых бассейнов наблюдаются также поля развития палеозойских осадочно-метаморфических пород.

Внутренние области питания и накопления подземных вод бассейнов сложены меловыми и палеоген-неогеновыми отложениями, причем последние, в отличие от Нилгинского района, пользуются здесь более широким распространением. Они полностью выполняют Модонхудукскую, Уланхабинскую, Бачжообинскую, Хухуобинскую и Гурвансайханскую впадины и от 30 до 60% слагают площади Цэгэнинурской и Обосомонской впадин. На втором месте по распространению во впадинах этого района находятся нижнемеловые отложения, полностью слагающие Барунхолойскую и Шарахадинскую впадины и на 40-60% площади Увыргиндынской, Обосомонской и Элигэнской впадин. Верхнемеловые отложения распространены в Хулчорской, Увыргиндынской и Цэгэнинурской впадинах. Состав всех отложений, выполняющих впадины, аналогичен их составу, описанному выше при характеристике Нилгинского района. Следует отметить, что, в отличие от последнего, размеры впадин здесь значительно меньше. Это при относительно больших размерах внешних областей питания создает благоприятные условия для формирования и более широкого распространения в бассейнах района пресных подземных вод. Условия формирования подземных вод в артезианских бассейнах района ничем существенным не отличаются от условий их формирования в бассейнах Нилгинского района. Подземные воды района широко используются для водоснабжения сельского хозяйства и населенных пунктов.

III. Тамцагский гидрогеологический район. В пределах этого района располагаются четыре артезианских бассейна: Шабарджаргалантинский, Гурбанбулакский, Холбогингобийский и Алагхутулинский. Все бассейны имеют подземный сток, направленный в сторону Тамцагской депрессии и далее в бассейн р. Амур. Абсолютные отметки водораздельных частей бассейнов находятся в пределах 950-1250 м, а дно впадин не опускается ниже 850-1000 м. Рельеф внешних областей питания бассейнов холмисто-увалистый, внутренних - пологоволнистый, равнинный.

Осадков на площади района выпадает 150-200 мм, среднегодовая температура воздуха -0,8°С; многолетнемерзлые породы здесь практически отсутствуют.

Внешние области питания бассейнов сложены главным образом гранитоидными породами и осадочно-метаморфическими палеозойскими образованиями, значительно меньше юрскими эффузивами.

Внутренние области питания и накопления подземных вод Шабарджаргалантинского и Алагхутулинского бассейнов сложены нижнемеловыми отложениями, Холбогингобийского - верхнемеловыми и Гурбанбулакского - палеоген-неогеновыми.

В целом подземные воды района изучены слабее, чем в двух предыдущих районах. Обращает внимание то, что здесь во внешних областях питания, в разрезе палеозойских карбонатных, возможно закарстованных, пород единичными скважинами было получено до 20 л/с воды при понижении уровня до 7 м. О подземных водах внутренних областей питания и накопления бассейнов имеются лишь отрывочные данные, показывающие, что даже в цент-

ральных частях их, в пределах изученных глубин до 50-60 м распространены преимущественно пресные воды, и лишь в единичных пунктах встречаются слабосолоноватые с минерализацией до 1,3 г/л.

IV. Восточно-Гобийский гидрогеологический район. Этот район по числу входящих в него артезианских бассейнов и по площади является самым крупным. Он включает 27 бассейнов. из которых наиболее крупные: Чойренский, площадь 5020 км^2, Улдзуйтинский - 4555 км^2., Усуница-ганнурский - 2690 км^2 и Северо-Хараайрагский - 2460 км^2.

В отличие от ранее описанных районов, артезианские бассейны которых имели подземный сток, направленный в сторону Тихого океана, бассейны настоящего района - бессточные и составляют часть обширного Центрально-Азиатского крупного гидрогеологического района, наиболее низкая точка которого находится в котловине оз. Гашун-Нур на территории Китая.

Водораздельные отметки внешних областей питания бассейнов на западе достигают 1350-1600 м над уровнем моря, а на востоке снижаются до 1100-1200 м. Отметки внутренних областей питания и накопления подземных вод бассейнов колеблются от 825 до 1250 м.

Рельеф внешних областей питания артезианских бассейнов среднегорный и мелкосопочный, на востоке - холмисто-увалистый, поверхность межгорных впадин равнинная, местами пологоувалистая.

На площади Восточно-Гобийского района осадков выпадает еще меньше, чем в предыдущем районе: около 150-200 мм на севере и немногим более 100 мм на юге. Среднегодовая температура воздуха здесь уже положительная, в южной части равная 2,2°С.

Во внешних областях питания артезианских бассейнов широко распространены разновозрастные и различные по составу эффузивные и гранитоидные породы, а также осадочно-метаморфические образования палеозоя с характерным для них накоплением подземных вод в зоне экзогенной трещиноватости, продолжающейся до глубины 100-120 м, иногда больше.

Внутренние области питания и накопления подземных вод бассейнов сложены главным образом отложениями дзунбаинской свиты нижнего мела и значительно меньше верхнемеловыми и палеоген-неогеновыми отложениями. Мощность мезозойско-кайнозойских отложений во впадинах неодинакова. Так, например, в Олонгинском и Дэлгирском бассейнах она достигает 400 м, в Чойренском, очевидно, около 1000-1200 м, в Улдзуйтинском - 500-600 м. Основная часть разреза их принадлежит к нижнему отделу меловой системы, на верхний мел в некоторых впадинах приходится не более 200 м, а на палеоген-неогеновые отложения - 50-65 м.

Водоносность пород внешней области питания невысокая, однако достаточная для организации сельскохозяйственного водоснабжения. Удельные дебиты скважин в гранитах изменяются от сотых долей литра до 1 л/с, в эффузивах - до 1,5 л/с, в осадочно-метаморфических породах до - до 0,7 л/с.

Во внутренних областях питания и накопления подземных вод бассейнов формируются преимущественно напорные воды, пьезометрический уровень которых редко когда поднимается выше поверхности земли, а чаще устанавливается на одной отметке с уровнем грунтовых вод, развитых в бассейнах, или несколько превышает его. Водоносность пород невысокая, особенно нижнемеловых. Более южное положение района и возрастающая роль температуры воздуха усиливают процессы испарения с поверхности земли, в связи с чем минерализация подземных вод здесь по сравнению с другими районами Средне-Халхасской возвышенности более высокая. Например, в породах внешней области питания, наряду с пресными подземными водами, довольно часто встречаются водопункты, в которых минерализация воды достигает 2,5-3 и даже 10 г/л. Во внутренних областях питания нередко встречаются воды с минерализацией 5-10 г/л и выше.

Восполнение ресурсов подземных вод района осуществляется главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков, а разгрузка их происходит преимущественно через испарение.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОЛОНГИНСКОГО И ЧОЙРЕНСКОГО АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

Оценка естественных ресурсов подземных вод артезианских бассейнов может быть дана на примере наиболее изученных в геолого-гидрологическом отношении бассейнов. К таким в пределах Средне-Халхасской возвышенности относятся Олонгинский и Чойренский.

Оба бассейна являются типовыми в длинном ряду аналогичных бассейнов, располагающихся на площади Восточно-Гобийского гидрогеологического района. Они находятся примерно в одинаковых климатических условиях, имеют одни и те же источники питания или восполнения ресурсов подземных вод, формирования их химического состава и способов разгрузки. Поэтому, если будет найден правильный подход к оценке естественных ресурсов этих бассейнов, то, очевидно, он может быть распространен и на другие аналогичные бассейны не только описываемого района, но и имеющих сходные с ними условия геологического строения и формирования подземных вод.

ОЛОНГИНСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Описываемый бассейн находится в центральной части Средне-Халхасской возвышенности, на границе между Хэнтэйским и Восточно-Гобийском аймаками. Он представляет собой межгорную впадину-грабен северо-восточного простирания, являющуюся внутренней областью питания, напора и разгрузки подземных вод бассейна, обрамленную со всех сторон горными возвышенностями - горстами, служащими внешней областью питания (рис. 8). Протяженность бассейна достигает 40 км, а площадь - 1185 км^2, в том числе внутренняя область питания составляет около 285 км^2. Превышение внешней области питания над внутренней достигает 200-300 м.

Внешняя область питания на северо-западе бассейна представлена мелкосопочными формами рельефа, поднятыми на высоту 1300-1500 м над уровнем моря, а на юго-востоке - холмисто-увалистыми, располагающимися на абсолютной высоте 1200-1350 м. Центральная часть бассейна - пологоволнистая равнина, наиболее пониженные участки которой заняты небольшими озерами и солончаками.

Климат района сухой, резко континентальный. По данным метеостанций Чойрен и Маниту, расположенных соответственно в 130 и 150 км от бассейна, осадков выпадает от 200 до 250 мм, а средняя температура воздуха за год составляет около -0,3°С.

Постоянная гидрографическая сеть на площади бассейна отсутствует. Ряд небольших ручьев - Дзулыгтыйн-Булак, Цаган-Шанда, наполняющихся водой лишь после выпадения атмосферных осадков, имеют протяженность от 2 до 7 км, длина других колеблется в пределах сотен метров.

На площади бассейна, главным образом во внутренней области питания, располагается более 40 озер. Озеро Улан-Шанда и три безымянных озера в урочище Гапцэл на западе бассейна имеют грунтовое питание, и вода в них сохраняется круглый год; остальные озера пересыхающие. Минерализация озерных вод изменяется от 5,7 до 12 г/л, в единичных озерах достигает 47 г/л. Состав воды хлоридный натриевый.

В геологическом строении бассейна участвуют пермские эффузивно-осадочные образования, среднеюрские основные и кислые эффузивы, верхнеюрские отложения шарилинской свиты, меловые и четвертичные отложения. Широко в пределах бассейна развиты позднепалеозойские гранитоидные породы.

Пермские эффузивно-осадочные образования наблюдаются во внешней области питания бассейна, в его юго-восточной, северо-восточной и северной частях. В составе их установлены андезитовые порфириты, их туфы, туфопесчаники и туфоконгломераты, образующие толщу мощностью 200-220 м. На этих образованиях и гранитах залегают среднеюрские основные и кислые эффузивы. Пер-

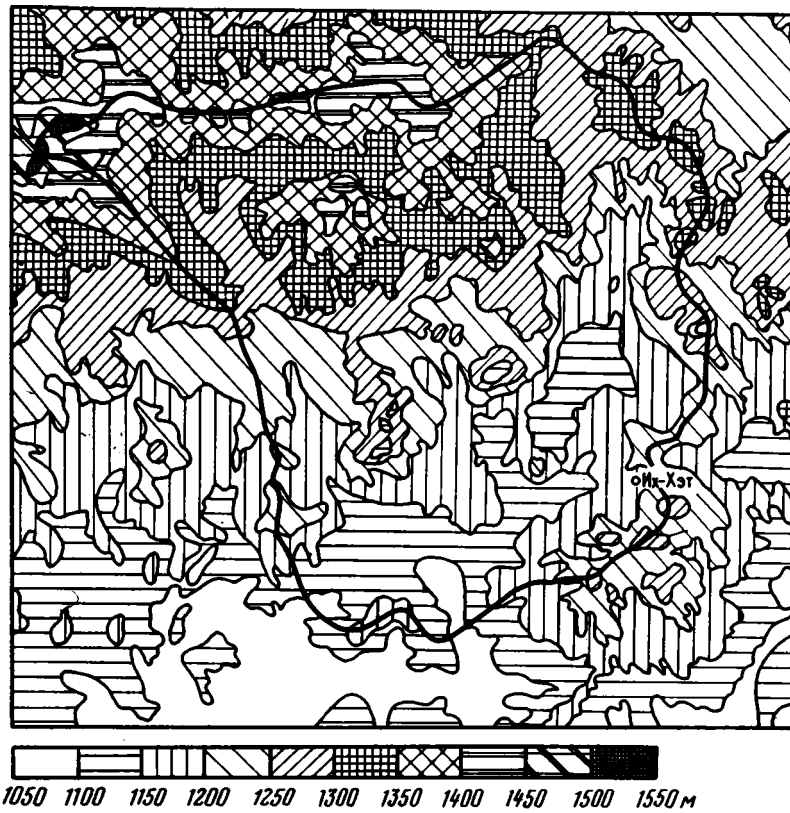


Рис. 8. Гипсометрическая карта Олонгинского артезианского бассейна

вые представлены андезито-базальтами и базальтами мощностью до 100-300 м, а вторые - главным образом кварцевыми порфирами, реже фельзитами, лавобрекчиями, туфами и туффитами. Они имеют мощность до 200 м. Разрез юрских отложений заканчивается шарилинской свитой, состоящей из пестрых по окраске конгломератов и песчаников, распространенных в крайней северо-западной части бассейна и имеющей мощность не более 100 м.

Меловые отложения выполняют Олонгинскую впадину. В составе их выделяются отложения дзунбаинской свиты нижнего мела и перекрывающие их образования верхнего мела. Первые, имея мощность до 450 м, сложены алевролитами с прослоями мергелей и песчаников, песчаниками, сланцами и прослоями глин и песков и глинами. Контуры бассейна седиментации этих отложений мало изменились с нижнемелового времени, в связи с чем в распределении фаций осадков наблюдаются определенные закономерности, имеющие важное значение для формирования подземных вод. Грубозернистые осадки распространены преимущественно в краевых частях Олонгинской впадины, примыкающей к ее горному обрамлению, а тонкозернистые тяготеют к ее центральной части.

Верхнемеловые отложения, несогласно лежащие на нижнемеловых, состоят из конгломератов, песчаников, песков и пестроцветных глин, преобладающих в разрезе. Мощность их находится в пределах 20-60 м.

Четвертичные отложения прерывистым чехлом покрывают все описанные выше стратиграфические комплексы. Генетически они представлены делювиально-пролювиальными и озерными накоплениями. Первые, мощностью не более 12 м, распространены главным образом в долинах, расчленяющих внешнюю область питания бассейна, и состоят из щебнисто-песчано-глинистого материала с прослоями песка, супесей и суглинков. Озерные отложения формируются в многочисленных озерных котловинах, находящихся в Олонгинской впадине.

Интрузивные породы развиты по внешней области питания. Среди них выделяются позднепалеозойские граниты, реже гранодиориты и граносиениты, образующие довольно крупные поля, и мезозойские, представленные исключительно породами дайковой серии: гранит-порфирами, фельзит-порфирами, диабазами, порфиритами.

По схеме структурно-тектонического районирования территории Монголии (Основные черты..., 1968) бассейн располагается в пределах Центрально-Монгольской раннекаледонской геоантиклинальной зоны. В его пределах отчетливо выделяются два крупных структурных элемента: Олонгинский грабен и обрамляющие его горсты, представляющие собой выступы палеозойского фундамента.

Породы последнего сильно дислоцированы и системой разломов разбиты на тектонически обособленные блоки, что достаточно хорошо видно из рис. 9. С глыбово-блоковыми движениями, происходившими, очевидно, в конце юрской эпохи, связано формирование Олонгинского грабена. Поверхность фундамента в его пределах неровная. Системой разрывных дислокаций она разбита на более мелкие блоки и в целом имеет ступенчатое строение. С этими, по-видимому более поздними, движениями связана дислокация выполняющих впадину меловых отложений. Последние в бортовых частях ее залегают под углом 30-40°, а в центральной выполаживаются до горизонтального положения.

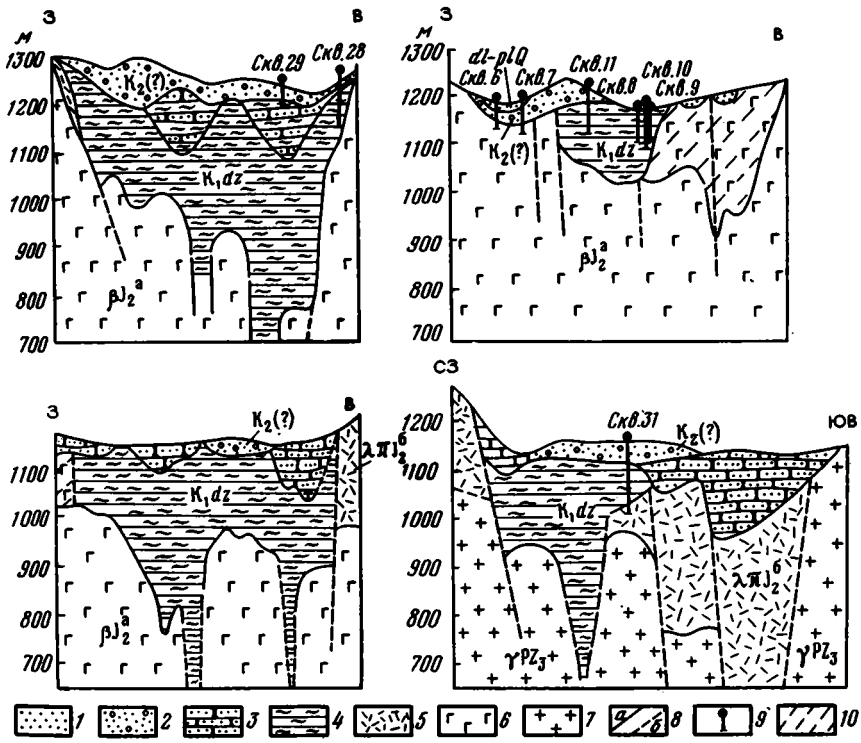


Рис. 9. Геолого-геофизические разрезы через различные участки Олонгинской впадины (составил Б.А. Картавин)

1 - четвертичные делювиально-пролювиальные отложения; 2 - верхнемеловые (?) отложения: пестроцветные глины, глинистые пески, песчаники, конгломераты; нижнемеловые отложения дзунбаинской свиты: 3 - песчаники, 4 - алевролиты; 5 - среднеюрская толща эффузивов кислого состава: кварцевые порфиры, фельзиты, лавобрекчии, туфы и туффиты; 6 - среднеюрская толща эффузивов основного состава: базальты, андезито-базальты, плагиобазальты; 7 - гранитоиды позднепалеозойского возраста: граниты, гранодиориты; 8 - тектонические нарушения: а - установленные, б - предполагаемые; 9 - скважины; 10 - участки повышенной трещиноватости пород

Таким образом, под влиянием всех движений сформировалась структура Олонгинской грабен-синклинали. Разрывные дислокации имеют преимущественно северо-восточное простирание и протяженность от 10-15 до 60-70 км. Углы падения поверхностей смещения обычно крутые, чаще всего близкие к вертикальным (до 70-80°). Значительная часть этих разломов, особенно тех, которые обрамляют Олонгинскую грабен-синклиналь, - древние, заложившиеся в палеозойскую эпоху. В мезозое по ним происходили неоднократные повторные движения. Перпендикулярные к ним разломы северо-западного простирания еще менее протяженны и являются более молодыми. И те и другие разрывные дислокации сопровождаются зонами брекчирования, рассланцевания и повышенной трещиноватости пород.

В пределах Олонгинского артезианского бассейна выделяются два структурных гидрогеологических этажа: первый в пределах внешней области питания и фундамента бассейна и второй в отложениях, выполняющих внутреннюю область питания и накопления подземных вод.

Подземные воды первого этажа формируются в трещинах коры выветривания и тектонических нарушениях позднепалеозойских гранитах, пермских эффузивно-осадочных образованиях и юрских эффузивных породах (рис. 10).

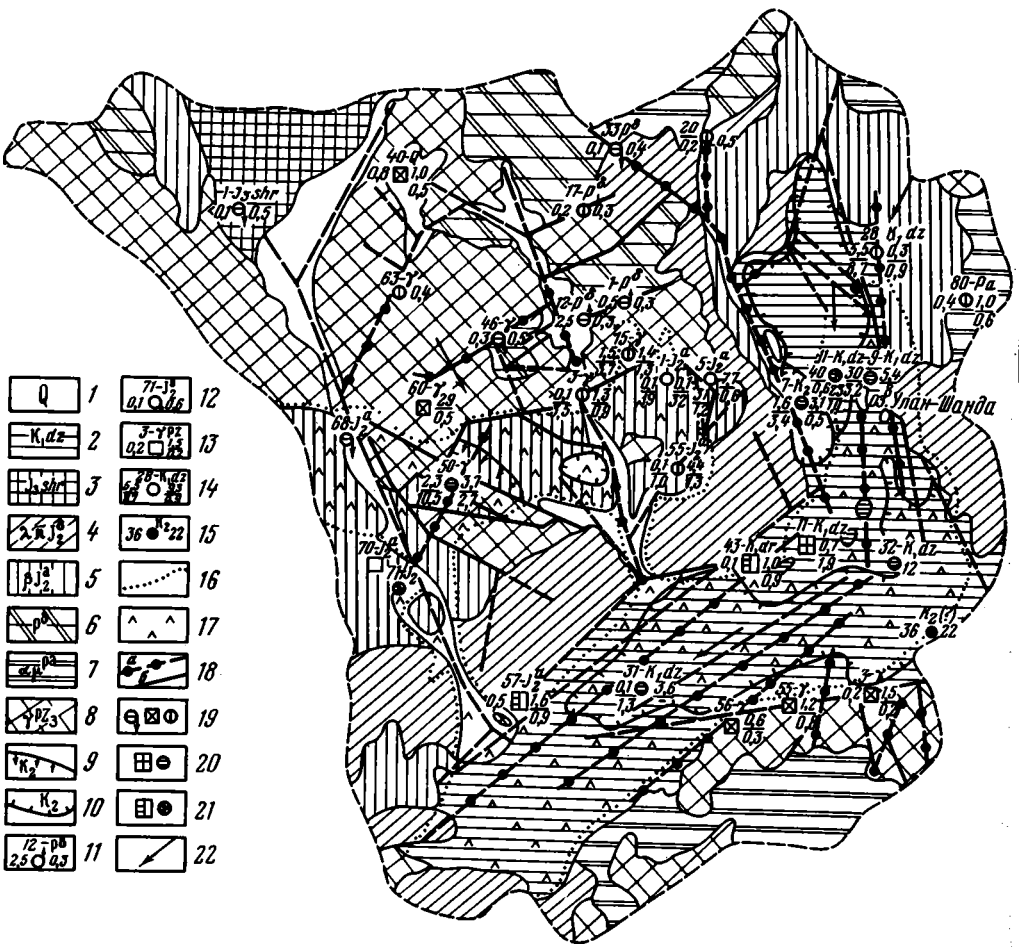


Рис. 10. Схематическая гидрогеологическая карта Олонгинского артезианского бассейна (составил Б.А. Картавин)

Распространение водоносных горизонтов и комплексов: 1 - водоносный горизонт пролювиально-делювиальных отложений четвертичного возраста; 2 - водоносный комплекс дзунбаинской свиты нижнего мела; 3 - во-

Подземные воды в гранитах в понижениях рельефа залегают на глубине 1,3–7 м, на водоразделах – 40–60 м и более. Воды местами свободные, местами напорные. В связи со слабой и неравномерной трещиноватостью пород водоносность их довольно пестрая и в целом невысокая. Наиболее водоносны участки прохождения зон тектонических нарушений, в пределах которых скважины дают наиболее высокие притоки, достигающие 1,5–2,7 л/с при понижениях уровней соответственно на 3,65 и 10,5 м (скв. 15, 50). Дебиты родников меняются от 2,5 до 0,1 л/с, а коэффициенты фильтрации пород – от 2,9 до 0,83 м/сут.

На большей части распространения воды гранитов пресные с минерализацией 0,2–0,5 г/л. В приконтактовой зоне с эффузивами и там, где на возможное увеличение содержания солей в них, очевидно, оказывают влияние перекрывающие граниты верхнемеловые осадки, минерализация воды возрастает до 0,9–2,9 г/л. По составу пресные воды относятся к гидрокарбонатным натриевым, слабосолоноватые – к сульфатным и сульфатно-хлоридным натриево-магниевым.

В разрезе пермских отложений водоносными являются туфогенные конгломераты и песчаники. Порфириты, слагая наиболее высокие части внешней области питания бассейна, – или безводны, или спорадически обводнены. Дебиты родников, выступающих из этих пород, варьируют от 0,1 до 2,5 л/с, минерализация воды находится в пределах 0,3–0,5 г/л, состав – гидрокарбонатный кальциево-натриевый.

Среди юрских эффузивных образований, пользующихся широким распространением во внешней области питания бассейна, водоносны базальты, андезито-базальты, кварцевые порфиры.

На участках прохождения зон тектонических нарушений трещины в первых двух разностях пород прослеживаются до глубины 150 м и более. Характерная особенность строения толщи основных эффузивов – чередование в ней пузырчатых и трещиноватых участков пород, представляющих верхние части потоков с более плотными или совсем нетрещиноватыми частями (скв. 1, 5). Такое строение имеет важное значение в распределении подземных вод и предопределяет неравномерную обводненность пород. На некоторых участках такая обвод-

---

Окончание подписи к рис. 10.

доносный комплекс шарилинской свиты верхней юры; 4 – подземные воды среднеюрских эффузивов кислого состава; 5 – подземные воды среднеюрских эффузивов основного состава; 6 – подземные воды туфов, туффитов, туфопесчаников и туфоконгломератов пермского возраста; 7 – подземные воды андезитовых порфиритов пермского возраста; 8 – подземные воды гранитоидов позднего палеозоя; 9 – контур распространения верхнемелового водоносного комплекса; 10 – контур распространения верхнемеловых безводных пород.

Водопункты: 11 – родник восходящий, 12 – родник нисходящий (цифры: вверху номер и индекс геологического возраста водовмещающих пород, слева – дебит, л/с, справа – минерализация воды, г/л); 13 – колодец (цифры: вверху – номер и индекс геологического возраста водовмещающих пород, слева – дебит, л/с, справа в числителе – глубина до воды, м, в знаменателе – минерализация воды, г/л); 14 – скважина (цифры: вверху – номер и индекс геологического возраста водовмещающих пород, слева в числителе – дебит, л/с, в знаменателе – понижение, м; справа в числителе – глубина установившегося уровня воды, м, в знаменателе – минерализация воды, г/л); 15 – скважина безводная (цифры: слева – номер, справа – глубина скважины, м, вверху – индекс геологического возраста пород, в которых остановлен забой скважины); 16 – граница между подземными водами разной минерализации.

Минерализация подземных вод: 17 – 1–3 г/л (за пределами района – до 1 г/л); 18 – тектонические нарушения: а – обводненные, б – необводненные.

Химический состав подземных вод: 19 – вода с преобладанием гидрокарбонатного иона, 20 – вода с преобладанием сульфатного иона, 21 – смешанные воды; 22 – основное направление движения поземных вод

ненность пород обусловливается и залеченностью трещин и пор вторичными выделениями минералов, представленных главным образом кальцитом и хлоритом.

Подземные воды в описываемых эффузивах залегают на глубине 0,1–7,7 м в понижениях рельефа и 40,5–57,1 м на более высоких участках внешней области питания. На последних участках вода в эффузивах – гидрокарбонатная кальциево-магниевая с минерализацией не более 0,9 г/л. По мере движения по направлению к внутренней области питания минерализация ее увеличивается до 1,3–1,4 г/л, а состав становится сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатным натриево-магниевым (скв. 1, родник 14).

Среднеюрские кварцевые порфиры на значительной площади своего распространения вследствие высокого гипсометрического положения во внешней области питания сдренированы, однако там, где они водоносны (в юго-западной части бассейна), вода в них вскрывается колодцами на глубине до 1,6 м, а в фундаменте Олонгинской впадины под толщей меловых отложений – на 83 м (скв. 31). Вода имеет минерализацию до 0,9 г/л и гидрокарбонатно-сульфатный натриевый состав.

Водовмещающие породы шарилинской свиты верхней юры, пользующиеся незначительным распространением во внешней области питания северо-западной части бассейна, представлены трещиноватыми песчаниками и конгломератами. Данные единичных водопунктов показывают, что в них формируется пресная гидрокарбонатная натриево-кальциевая вода с сухим остатком до 0,5 г/л.

Второй гидрогеологический этаж образуют подземные воды, формирующиеся в меловых отложениях, слагающих внутреннюю область питания бассейна. В нем главная роль принадлежит подземным водам нижнемеловых отложений, имеющих наиболее значительную мощность. Вода в них накапливается в трещинах алевролитов, песчаников, мергелей, глинистых и углистых сланцев, часто переслаивающихся в разрезе, а также быстро сменяющихся по простиранию. Водоупорами, разделяющими их, служат глины, местами аргиллиты. В связи с изложенным здесь нет четко выраженных водоносных горизонтов, а вся толща, мощность которой определяется в 450 м, представляет собой единый водоносный комплекс, состоящий из нескольких водоносных горизонтов, гидравлически между собой связанных. В нем установлены как свободные, так и напорные подземные воды. Первые распространены преимущественно в центральной части внутренней области питания, где они вскрываются на глубине от 1 до 12 м. Напорные воды встречены в северной части впадины, они залегают здесь на глубине 12–34 м, а пьезометрические уровни их поднимаются до 3,5–23,4 м ниже поверхности земли. Данные о водоносности и фильтрационных свойствах некоторых разностей нижнемеловых пород приведены в табл. 18.

Приведенные материалы показывают на чрезвычайно высокую водоносность нижнемеловых отложений бассейна, нигде до сих пор в засушливых районах Монголии не фиксировавшуюся.

Наиболее водоносны алевролиты с прослоями мергелей и песчаников, характеризующихся также и высокими фильтрационными свойствами. Чистые разности алевролитов менее обводнены, фильтрационные свойства их слабее.

Высокая водоносность нижнемеловых пород в северной части впадины объясняется здесь многочисленными разрывными нарушениями, пространственно сближенными и неоднократно подновлявшимися в посленижнемеловое время. О последнем свидетельствуют брекчированные породы, встреченные в разрезе скв. 8, крутые углы падения их близ зон тектонических нарушений, а также несогласное залегание на этих породах отложений верхнего мела.

Минерализация воды в бортовых частях впадин колеблется от 0,7 до 1,1 г/л, состав – сульфатно-гидрокарбонатный, натриево-кальциевый. В центральной части впадины (скв. 9) минерализация воды возрастает до 2,3 г/л, состав ее также претерпевает изменение и становится сульфатным натриево-магниевым.

Подземные воды верхнемеловых отложений распространены лишь на небольшом участке к западу от оз. Улан-Шанда, где они вскрыты скв. 6 и 7. Широко развитые образования верхнего мела, наблюдающиеся в других час-

Таблица 18

Данные о подземных водах и фильтрационных свойствах нижнемеловых отложений

Скв., №	Глубина, м	Состав пород	Статический уровень, м	Напор, м	Максимальное понижение уровня, м	Дебит, л/с	Коэффициент фильтрации, м/сут
8	62	Алевролиты с прослоями мергелей и песчаников	3,5	10	0,75	10	43,1
9	64		5,4	8	3,5	30	25,9
11	85		23,4	8	0,6	4	31,6
12	47,8	Алевролиты	4,4	9	8,1	10	3,8
13	15	"	4,1	9	1,2	1	4,5
28	85	"	9,2	12	8,7	5,5	2,0

тях впадины, вследствие их сдренированности практически безводны. Водосодержащими породами их являются пески и песчано-гравийно-щебнистые образования, водоупорными – пестроцветные глины. Отложения характеризуются латеральной невыдержанностью состава и частой перемежаемостью в разрезах. Мощность водоносной толщи вместе с глинами достигает 50 м (скв. 7), а мощность содержащих воду песчаных и песчано-щебнистых прослоев колеблется от 2 до 12,1 м, т.е. не превышает 25-30% мощности разреза.

Вода в этих породах вскрывается на глубине 4,5-5,1 м. Водоносность пород слабая, дебиты скважин не превышают 0,7 л/с при понижениях уровней до 35 м. По составу воды гидрокарбонатные натриевые с минерализацией до 0,5 г/л.

Воды четвертичных отложений распространены на площади бассейна крайне неравномерно. Они формируются в пролювиально-делювиальных отложениях межгорных долин и конусов выноса сухих русел, а также в озерных осадках. Водосодержащими породами первых служат пески, супеси и суглинки с большим содержанием гравия и полуокатанной гальки общей мощностью не более 12 м. Содержание мелких фракций в этих породах увеличивается вниз по долинам, что отражается и на ухудшении в этом же направлении их фильтрационных свойств и уменьшении дебитов водопунктов. Грунтовая вода в них залегает на глубине от 0,3 до 4,5 м. Минерализация ее меняется от 0,4-0,5 г/л в верховьях долин до 2,5-2,7 г/л в низовьях. При этом состав воды от гидрокарбонатного натриево-кальциевого преобразуется в сульфатно-хлоридный натриевый. Озерные отложения слабоводоносны. Хотя вода в них залегает и неглубоко от дневной поверхности, но она характеризуется высокой минерализацией и хлоридным натриевым составом. Ни для водоснабжения, ни для водопоя скота она не пригодна.

Восполнение ресурсов подземных вод бассейна осуществляется главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков. Оно происходит преимущественно через внешнюю область питания, где в связи с ее более высоким гипсометрическим положением, очевидно, выпадает несколько больше атмосферных осадков, чем во внутренней области питания бассейна, располагающейся на более низких абсолютных высотах. Инфильтрации их здесь способствует также трещиноватость пород и практическое отсутствие четвертичных отложений, которые почти всегда в какой-то степени замедляют развитие начальной фильтрации. Все это приводит к тому, что выпадающие на поверхность трещиноватых пород атмосферные осадки, не успев испариться, просачиваются в глубокие горизонты земли и в соответствии с уклоном местности движутся к внутренней

области питания, в пределах которой одновременно происходит аккумуляция и разгрузка подземных вод бассейна.

О значительной роли атмосферных осадков, выпадающих во внешней области питания бассейна, в восполнении его ресурсов свидетельствуют данные краткосрочных наблюдений за режимом подземных вод на Хаджиуланском гранитном массиве (скв. 41; 42, 44, 46, 47) и в долине ручья Дэулыгтыйн-Булак (родник 2). Они показали на тесную зависимость колебаний уровня подземных вод и дебитов водопунктов от режима выпадения атмосферных осадков (рис. 11).

По скважинам Хаджиуланского массива амплитуда колебания уровня воды составляет несколько более 0,8 м, а изменение дебита родника, выступающего из основных эффузивов юрских отложений, находится в пределах 2-5 л/с, причем максимальное значение его немного отстает от времени выпадения максимального количества осадков, что связано с запаздыванием подтока инфильтрационных вод со стороны области питания родника.

Значительная роль в восполнении ресурсов подземных вод, очевидно, принадлежит влаге, конденсирующейся на поверхности пород из воздуха. Конкретных данных по описываемому бассейну об этом нет, но по некоторым соседним районам имеются. Так, например, А.А. Маккавеев для котловины Байшинту в Гобийском Алтае установил, что путем конденсации образуется не менее 50 мм слоя воды в год, что, по-видимому, несколько завышено, так как эта величина составляет около 50% среднемноголетнего количества осадков для этого района. На большое значение конденсационной влаги в пополнении ресурсов подземных вод указывал А.Я. Стефаненко в 1939 г. для района г. Сайн-Шанд в Восточной Гоби.

Атмосферные осадки, выпадающие на площади внутренней области питания бассейна, также, несомненно, принимают участие в восполнении ресурсов подземных вод, но роль их здесь, очевидно, менее существенна, чем осадков, выпадающих во внешней области питания. Объясняется это, во-первых, меньшим количеством их по сравнению с последней, во-вторых, худшими фильтрационными свойствами пород, вследствие чего они, не успевая просачиваться, в большей своей части расходуются на испарение, попадая обратно в атмосферу.

Однако просочившиеся во внешней области питания осадки, превратившиеся в подземные воды, не по всему периметру Олонгинской впадины поступают в нее. Как показали детальные исследования, выполненные на площади впадины, с северо-западной части внешней области питания подток воды в нее затруднен, так как заполняющие ее меловые отложения сложены здесь преимущественно глинами с маломощными прослоями глинистых песков, служащих естественным региональным барражем потоку подземных вод, идущему со стороны горного обрамления. Такой барраж контролируется цепочкой восходящих родников подпора (2,24, 25 и др.), формирующих ручей Дэулыгтыйн-Булак, который лишь значительно ниже теряется в рыхлых отложениях впадины.

В остальных частях Олонгинской впадины препятствий для поступления подземных вод со стороны внешней области питания нет. На центральном и южном участках западного борта впадины оно происходит главным образом по зонам разрывных дислокаций. О таком способе питания глубоких водоносных горизонтов межгорных впадин писал еще А.Т. Иванов (1958). Он, в частности,

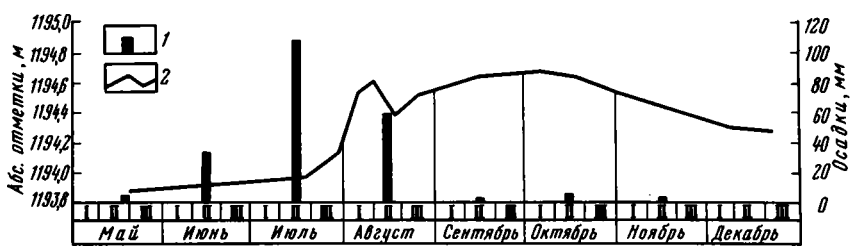


Рис. 11. График колебания подземных вод в гранитах Хаджиуланского массива
1 - осадки; 2 - уровень подземных вод

Таблица 19

Изменение химического состава подземных вод по направлению потока в пределах Олонгинской впадины

Скв., №	Расстояние от борта впадины, км	Минерализация, г/л	Содержание ионов: в числителе (в мг/л), в знаменателе (в мг-экв, %)					
			C	SO_4	HCO_3	Ca	Mg	Na+K
6	0,02	0,49	35,5/12,5	92,2/24	311,1/63,5	30,4/17,3	18,1/10,3	126,3/72,4
28	0,3	0,74	28,4/6,5	345,7/59	256,2/34,5	52,1/21,3	43,9/29,6	137,8/49,1
11	2,1	1,13	106,4/17	511,9/60,5	244/22,5	125,3/35,5	40,4/19	184,8/45,5
9	3,4	2,10	205,9/17,1	1106,1/68,1	305/14,8	198,8/29,2	119,3/29,2	324,3/41,6

Таблица 20

Изменение химического состава подземных вод с глубиной в Олонгинской впадине

Скв., №	Глубина отбора проб, м	Минерализация, г/л	Содержание ионов: в числителе (в мг/л), в знаменателе (в мг-экв.%)					
			Cl	SO_4	HCO_3	Ca	Mg	Na+K
13	10	2,36	120,56/8,9	1282,2/69,9	494,1/21,2	213,9/28	153,2/33	342,7/39
12	25	2,19	127,7/10	1153,9/68	475,9/22	190,9/27	148,6/34	317,4/39
9	35	2,11	205,9/17,2	1106,9/68	305/14,8	198,8/29	119,3/29	324,3/42
8	50	1,985	106,5/9	975,2/62	578,4/29	239,2/44,1	102,4/26,8	219/29,1

отмечал: "Такие нарушения (сбросы) приводят к разрыву сплошности водоносного пласта и опусканию его вниз по отношению к области питания, при этом происходит нарушение гидравлической связи области питания с пластом. Вода, поступающая с горстовых возвышенностей, стекает вниз и там попадает в межпластовый водоносный горизонт" (стр.96).

Поступающие со стороны внешней области питания подземные воды движутся к центральной части Олонгинской впадины и в процессе этого движения увеличивают свою минерализацию и изменяют состав. Так формируется горизонтальная зональность в изменении химического состава подземных вод бассейна, хорошо подтверждаемая данными табл. 19.

Сведения об изменении химического состава подземных вод бассейна с глубиной, полученные по анализам проб воды, отобранным из куста скважин, близко расположенных друг от друга, приводятся в табл. 20.

Как видно из табл. 20, минерализация подземных вод с глубиной в бассейне не возрастает, а уменьшается, т.е. имеет место гидрохимическая инверсия. Объясняется это, вероятнее всего, восходящими токами пресных подземных вод со стороны фундамента бассейна, сложенного среднеюрскими трещиноватыми

базальтами, уровни которых устанавливаются несколько выше уровней воды нижнемеловых отложений, выполняющих впадины. Напорная фильтрация происходит как по зонам разломов, так, по-видимому, и через перекрывающие водовмещающие породы глины.

Аналогичная вертикальная зональность минерализации и химического состава подземных вод была установлена Д.Д.Сагалуевым и А.Д.Шевчик в Сайхан-сомонской впадине, А.Я.Стефаненко (1949)-в Обосомонской, Унэгинской, Дзамын-дудэнской впадинах и в Тамцагской депрессии, А.А.Маккавеевым-в некоторых впадинах Южной Монголии и Гобийского Алтая.

Разгрузка подземных вод бассейна при близком их залегании от поверхности земли осуществляется с помощью испарения с капиллярной каймы, через озера, питающиеся подземными водами, с поверхности которых вода также испаряясь, удаляется в атмосферу; по зонам разрывных дислокаций, к которым приурочены выходы родников; наконец, не исключена возможность перетока части подземных вод бассейна в смежный с ним на юго-западе артезианский бассейн, гипсометрически расположенный ниже. Но это последнее предположение в связи с отсутствием точных нивелировок зеркала подземных вод бассейна требует проверки.

Подземные воды бассейна широко используются для целей водосбанжения пастбищных территорий и населенных пунктов, так как других источников воды в районе нет.

ЧОЙРЕНСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Чойренский артезианский бассейн - один из крупных в пределах Средне-Халхасской возвышенности. Он расположен на стыке трех аймаков: Центрального, Восточно-Гобийского и Средне-Гобийского. Бассейн представляет собой крупную межгорную впадину-грабен, имеющую дугообразную форму, выпуклой стороной обращенную на восток.

Впадина представляет собой внутреннюю область питания, накопления и разгрузки подземных вод бассейна, а окружающие ее горы - внешнюю область. Превышение последней над внутренней областью питания составляет 175-525 м (рис. 12).

Внутренняя область питания бассейна занимает 2325 км^2, внешняя - 5020 км^2, а общая площадь всего бассейна достигает 7345 км^2.

В западной части внешней области питания бассейна располагается небольшой Уланнурский межгорный артезианский бассейн, который по отношению ко всему бассейну является более мелкой наложенной структурой.

Внешняя область питания на северо-востоке бассейна представлена среднегорными формами рельефа с абсолютными отметками до 1500-1650 м, на севере и западе - мелкосопочником, поднятым на высоту 1300-1500 м над уровнем моря. Центральная часть бассейна, а также южная приводораздельная зона внешней области питания характеризуется холмисто-увалистыми формами рельефа с абсолютными высотами не более 1200-1300 м. Рельеф внутренней области питания бассейна на юге представлен пологоволнистой равниной, сменяющейся к северу холмисто-увалистыми формами рельефа. Абсолютные отметки поверхности ее с севера на юг уменьшаются с 1350-1400 до 1050-1100 м возле озера Джаргаланту-Нур, а затем вновь возрастают до 1150-1200 м.

Пониженные участки Чойренской впадины заняты солончаками и многочисленными озерами. Наиболее крупные из них - озера Нхирэ, Джаргалантау-Нур, Намнан-Улан-Нур, Могойту-Нур и Улан-Нур. Большинство озер имеет атмосферное питание и в периоды отсутствия дождей, как правило, пересыхает. Режим минерализации озерной воды всецело зависит от режима выпадения осадков. В периоды выпадения последних вода сильно опресняется, в периоды длительного перерыва в осадках концентрации солей достигают 38-66,3 г/л, состав воды хлоридный натриевый. Наряду с такими озерами, в бассейне есть озера, питающиеся грунтовыми водами (Билютин-Цаган-Нур, Джаргалантау-Нур

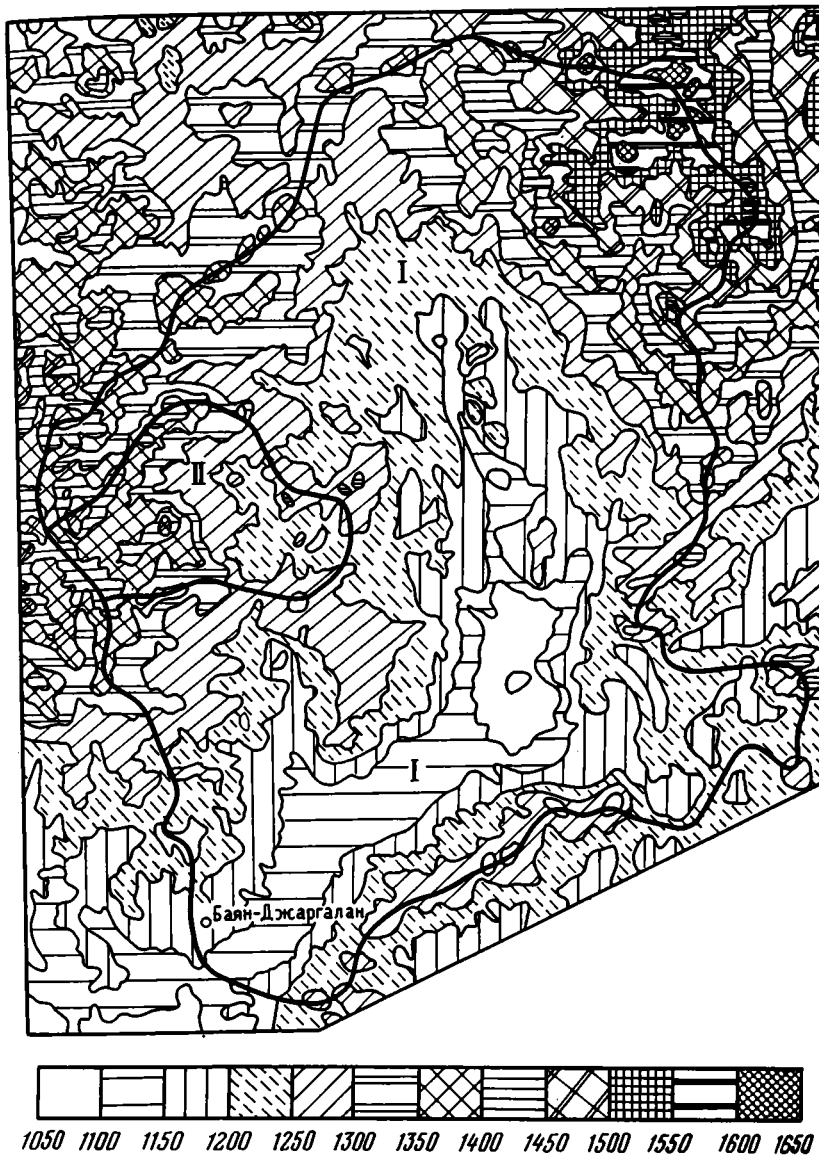


Рис. 12. Гипсометрическая карта Чойренского (I) и Уланнурского (II) артезианских бассейнов

и др.). Они имеют более устойчивый режим и менее минерализованную гидрокарбонатно-хлоридную натриевую воду.

Климат бассейна сухой, резко континентальный. По данным метеостанции Чойрен, расположенной в северной его части, осадков на площади бассейна выпадает менее 200 мм, среднемноголетняя температура воздуха составляет -0,3°С.

Постоянная гидрографическая сеть в пределах бассейна отсутствует. Имеется ряд небольших ручьев, питающихся родниками и водами атмосферных осадков. Наиболее крупный из них протяженностью 32 км - ручей Хундулук-Булак, стекающий с Чойренских гор в северо-восточной части бассейна.

Наиболее древние образования бассейна - протерозойские, а наиболее молодые - четвертичные. Между ними находятся несколько промежуточных стратифицированных и интрузивных комплексов пород.

Породы протерозойской группы, выделяемые в северогобийскую серию, распространены в юго-восточной и юго-западной частях внешней области питания бассейна. В составе их установлены гнейсы, кварциты, кристаллические сланцы, мраморизованные известняки, образующие толщу мощностью до 3000-4000 м. В этих же частях бассейна на небольшой площади распространены мраморизованные и песчанистые известняки, конгломераты, туфоконгломераты и андезитовые порфириты хухуоботинской свиты кембрия мощностью в 2400-2500 м. В юго-западной части бассейна развиты породы хараайрагской свиты верхнего девона - нижнего карбона, представленные конгломератами, песчаниками, кремнистыми алевролитами, кварцевыми порфирами, фельзитами, ортофирами и их туфами. Мощность этой свиты более 500 м.

Основные и средние эффузивы ихэхонхоробинской свиты среднего и верхнего карбона развиты на юго-западе и востоке бассейна; кислые эффузивы цаганундурской толщи нижней перми - на западе; основные и кислые эффузивы средне-верхнеюрского возраста установлены на северо-западе и в центральной части бассейна; основные эффузивы цаганцабской свиты верхней юры - нижнего мела слагают западный борт Чойренского грабена. Мощность перечисленных эффузивных разновозрастных свит и толщ колеблется от 100 до 700 м. Эффузивы представлены базальтами, андезито-базальтами, андезитами, кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами, липаритами и другими разностями.

Помимо эффузивных образований юрского возраста, в пределах бассейна на ряде небольших участков распространены осадочные отложения шарилинской свиты верхней юры, сложенные туфопесчаниками, туфоконгломератами и туфоалевролитами мощностью немногим более 100 м (скв. 203). Широким распространением во внешней области питания бассейна пользуются интрузивные породы палеозойского и мезозойского возраста, в составе которых установлены граниты, реже гранодиориты и граносиениты.

Внутренняя область питания и накопления подземных вод бассейна выполнена меловыми отложениями, в разрезе которых имеются как нижне-, так и верхнемеловые осадки.

Нижнемеловые отложения состоят из переслаивания песчаников, алевролитов, конгломератов, бурых углей, глин и других осадочных пород, быстро сменяющихся не только в разрезе, но и по простиранию. Мощность их превышает 800 м. На размытой поверхности этих отложений залегают верхнемеловые породы, распространенные главным образом в северной части внутренней области питания бассейна. Они образованы галечниками, гравелитами, песчаниками, алевролитами и глинами и имеют мощность около 150 м. Так же как и в Олонгинском, в Чойренском бассейне наблюдаются те же характерные особенности в распределении осадков по латерали. В краевой части Чойренской впадины распространены преимущественно грубые осадки, а в центральной - более тонкие.

Заканчивается разрез старатифицированных комплексов Чойренского бассейна четвертичными отложениями, которые прерывистым маломощным (7-15 м) чехлом покрывают все более древние образования.

На схеме структурно-тектонического районирования Монголии (Основные черты..., 1968) бассейн расположен в пределах Средне-Гобийского геоантиклинального поднятия, являющегося составной частью Центрально-Монгольской раннекаледонской геоантиклинальной зоны. В его пределах отчетливо выделяются крупные структурные элементы - Чойренский грабен и обрамляющие его горсты, представляющие собой выступы палеозойского фундамента. Породы горстов сильно дислоцированы и системой разломов разбиты на тектонически обособленные блоки.

С глыбово-блоковыми движениями, происходившими, очевидно, в конце юрской эпохи, связано формирование Чойренского и Уланнурского грабенов. Поверхность фундамента в пределах Чойренского грабена неровная, системой разрывных дислокаций она разбита на более мелкие блоки и в целом имеет ступенчатое строение. С этими более поздними движениями связана дислокация выполняющих впадину меловых отложений. Нижнемеловые отложения дислоцированы

вблизи бортов грабена и вдоль зон тектонических нарушений, где отмечены углы падения пород до 20–30°. По мере удаления к центру впадины происходит быстрое выполаживание пластов. На большей части площади развития нижнемеловых осадков залегание пород довольно пологое (5–10°). Еще менее дислоцированы верхнемеловые отложения, которые в большинстве своем залегают горизонтально либо моноклинально падают под весьма пологими углами к центральной части впадины.

Для Чойренского бассейна, так же как и для других, характерно широкое развитие разрывных дислокаций преимущественно северо-восточного и северо-западного простираний; кроме того, встречаются более древние нарушения субширотного направления. Углы падения поверхностей смещения обычно крутые, близкие к вертикальным (до 70–80°). Одно из крупных нарушений – Джаргалантинский разлом, проходящий в центральной части Чойренского грабена ближе к его восточному борту. Породы к востоку от разлома приподняты на 200–300 м по отношению к западной части. В результате этого на поверхности приведены в соприкосновение две разновозрастные толщи нижнего мела: верхнедзунбаинская и алевролито-песчаниковая толща нижнего дзунбаина. В своей северной части Джаргалантинский разлом сочленяется с нарушением, которое протягивается вдоль северного борта Чойренского грабена. Аналогичные разрывные дислокации наблюдаются и на других участках грабена. Разрывные нарушения сопровождаются зонами интенсивно дробленых, брекчированных, трещиноватых и гидротермально измененных пород. Мощность приразломных зон достигает 50–100 м и более (рис. 13).

В пределах Чойренского бассейна выделяются два гидрогеологических этажа: первый в пределах внешней области питания и фундамента бассейна и второй в отложениях, слагающих внутреннюю область питания, напора и разгрузки подземных вод бассейна (рис. 14).

Подземные воды в гранитоидных интрузиях палеозоя и мезозоя широко распространены в пределах внешней области питания бассейна. Они приурочены к их верхней разрушенной и выветрелой части и лишь в зонах тектонических нарушений проникают на значительную глубину.

Глубина залегания воды в указанных породах в понижениях рельефа составляет несколько метров, а на водоразделах достигает нескольких десятков метров. Подземные воды преимущественно безнапорные, но местами напорные, с величиной напора 1–4 м. Наибольшая водоносность гранитов наблюдается в зонах тектонических нарушений, где дебиты скважин достигают 2,4 л/с при понижении уровней на 7,5 м (скв. 17). На остальной площади развития гра-

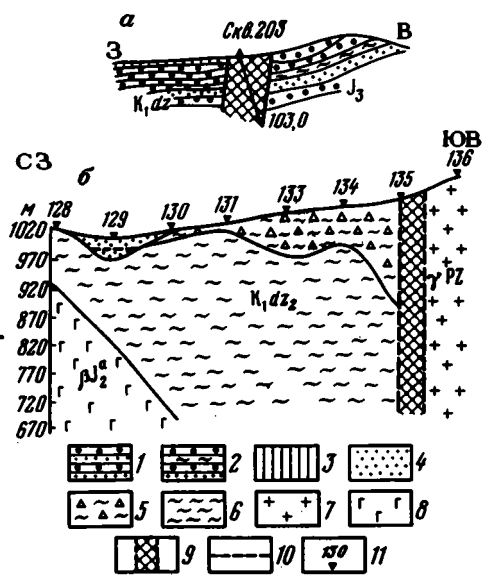


Рис. 13. Зоны нарушений в приконтактовых частях Чойренского (а) и Улаанурского грабенов (б)

1 – песчанико-конгломератовые отложения дзунбаинской свиты нижнего мела; 2 – отложения верхней юры; 3 – современные отложения родников; 4 – пески четвертичного возраста; 5 – глины с валунно-обломочным материалом четвертичного возраста; 6 – глины дзунбаинской свиты нижнего мела; 7 – граниты палеозойского возраста; 8 – эффузивы основного состава среднеюрского возраста; 9 – зоны нарушений; 10 – уровень грунтовых вод; 11 – пункты ВЭЗ

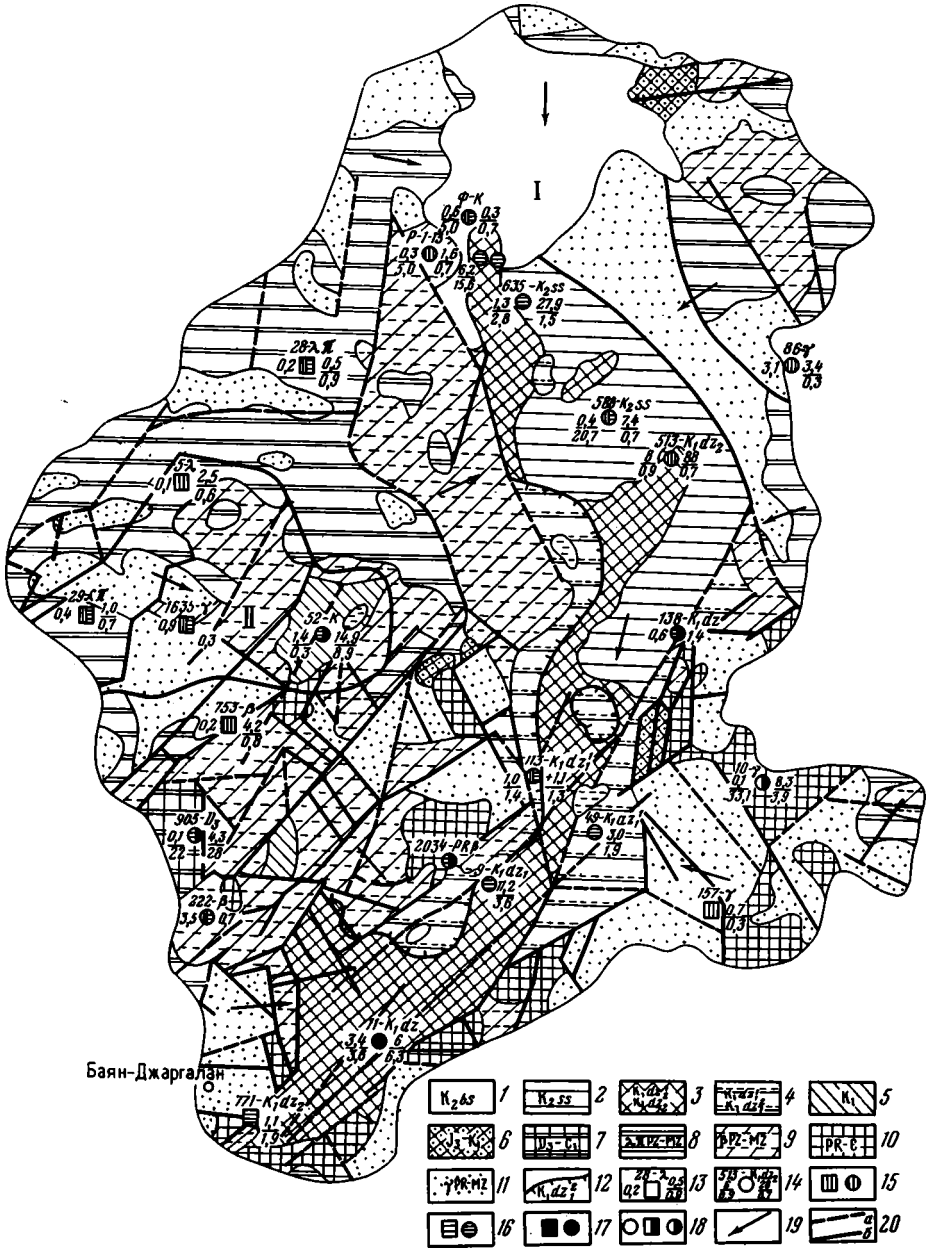


Рис. 14. Схематическая гидрогеологическая карта Чойренского (I) и Уланнурского (II) артезианских бассейнов (составил Б.А.Картавин)

Распространение водоносных комплексов: 1 – верхнемеловой водоносный комплекс баинширэинской свиты, 2 – верхнемеловой водоносный комплекс сайншандинской свиты, 3 – нижнемеловой водоносный комплекс верхнедзунбаинской подсвиты, 4 – нижнемеловой водоносный комплекс нижнедзунбаинской подсвиты, 5 – нижнемеловой водоносный комплекс, 6 – верхнеюрский водоносный комплекс шарилинской свиты, 7 – водоносный комплекс в породах верхнего девона – нижнего карбона, 8 – водоносный комплекс эффузивов кислого состава палеозоя – мезозоя, 9 – водоносный комплес эффузивов основного состава палеозоя – мезозоя; 10 – водоносный комплекс метаморфических пород протерозоя и кембрия, 11 – водоносный комплекс гранитоидов протерозоя, палеозоя и мезозоя, 12 – контур распространения практически безводных водоупор-

нитов водоносность их значительно ниже, дебиты скважин обычно колеблются в пределах 0,1–0,18 л/с при понижениях уровня на 18,5–33,4 и даже до 60 м (скв. 515а, 10, 3). Дебиты колодцев – 0,04–0,3 л/с, родников – 0,01–0,03 л/с, а коэффициенты фильтрации пород – 0,04–0,06 м/сут. В центральных частях гранитных массивов распространены пресные гидрокарбонатные натриевые воды, в понижениях рельефа, особенно там, где граниты перекрыты четвертичными отложениями, в них формируются подземные воды с минерализацией до 5,3–8,6 г/л (колодцы 119, 267), по составу сульфатные и хлоридно-сульфатные натриевые.

Спорадически обводнены метаморфические породы протерозоя и кембрия, развитые на юго-востоке внешней области питания бассейна в Ихэнаратынском горсте. Вследствие высокого гипсометрического положения и их слабой трещиноватости и выполнения части трещин кварцем и кальцитом породы водораздельной области горста практически безводны (скв. 6). Обводнены здесь лишь мраморизованные известняки, гнейсы и кварциты, отмечавшиеся на более низких отметках. Вода в них встречена на глубине от 0 до 1,5 м. Водоносность пород незначительная, дебиты колодцев – 0,15–0,3 л/с, родников – до 1 л/с. Повышенная водоносность пород наблюдается в зонах тектонических нарушений. Воды пресные с минерализацией до 0,9 г/л и слабосолоноватые с плотным остатком 1,2–2,1 г/л, состав соответственно гидрокарбонатно-сульфатный и хлоридно-гидрокарбонатный натриевый.

Водовмещающие породы хараайрагской свиты верхнего девона – нижнего карбона, пользующиеся незначительным распространением во внешней области питания юго-западной части бассейна, представлены песчаниками, конгломератами, туфами. Эти же породы, пробуренные в пределах описываемого бассейна, широко развиты в соседнем Южно-Хараайрагском бассейне. По данным материалов, полученных по этому бассейну, и одной скважине, породы хараайрагской свиты довольно водообильны. Дебиты скважин колеблются от 1,7 (скв. 206) до 5,3 л/с (скв. 1-Б-70) при понижениях уровней соответственно на 5,25 и 7,1 м. Дебиты колодцев варьируют от 0,07 до 0,42 л/с, родников – не превышают 0,3 л/с. Глубина залегания подземных вод меняется от 0,3 до 25,05 м. Воды в основном безнапорные, лишь в отдельных пунктах обладают местным напором высотой до 2,5 м (скв. 513, 2-Б-70). Минерализация их 0,6–0,96 г/л; по составу вода гидрокарбонатно-сульфатная и гидрокарбонатная натриевая.

Среди эффузивно-туфогенных образований карбона, перми и юры, получивших широкое распространение во внешней области и фундамента внутренней области питания бассейна, водоносны базальты, андезито-базальты, фельзиты, кварцевые порфиры и другие разности пород. Воды приурочены к трещинам выветривания и зонам тектонических нарушений. Глубина залегания подземных вод колеблется от 0,1 до 6 м в понижениях рельефа; на возвышенных участках уровень воды находится на глубине 30–40 м. Воды преимущественно

Окончание подписи к рис. 14

ных отложений глинисто-алевролитовой толщи нижнедзунбаинской подсвиты нижнего мела.

Водопункты: 13 – колодец (цифры: вверху – номер и индекс геологического возраста водовмещающих пород, слева – дебит, л/с, справа в числителе – глубина до воды, м, в знаменателе – минерализация воды, г/л); 14 – скважина (цифры: вверху – номер и индекс геологического возраста водовмещающих пород, слева в числителе – дебит, л/с, в знаменателе понижение, м; справа в числителе – глубина установившегося уровня воды, м, в знаменателе – минерализация воды, г/л). Химический состав подземных вод: 15 – с преобладанием гидрокарбонатного иона, 16 – с преобладанием сульфатного иона, 17 – с преобладанием хлоридного иона, 18 – смешанные воды.

Прочие знаки: 19 – основное направление движения подземных вод; 20 – тектонические нарушения: а – установленные, б – предполагаемые

безнапорные, однако там, где водоносные эффузивы перекрыты глинами, встречаются воды с напором до 9 м (скв. 7). Обводненность эффузивов неравномерная. На фоне слабой водоносности пород в зоне экзогенной трещиноватости выделяются по более высоким дебитам скважин и колодцев зоны тектонических нарушений. Так, в первом случае дебиты скважин колеблются от 0,05 до 0,4 л/с при понижениях уровней от 2,6 до 24 м, колодцев – от 0,04 до 0,2 л/с, родников – от 0,01 до 0,3 л/с. В зонах разломов водообильность скважин повышается до 1–5 л/с при понижениях уровней на 1–5 м, иногда на 21 м (скв. 11, 543, 514), колодцев – до 0,5–0,8 л/с (колодцы 27, 544), родников – до 1–3,5 л/с (родники 222, 224, 250). Минерализация подземных вод эффузивов изменяется от 0,5 до 11,8 г/л. Наиболее широко распространены пресные и слабосолоноватые воды с минерализацией от 0,5 до 1,5, реже 3 г/л. В отдельных случаях вскрыты сильносолоноватые и соленые воды (колодцы 2043, 544). Пресные воды по составу гидрокарбонатные, гидрокарбонатно–сульфатные натриевые, соленые–сульфатно–гидрокарбонатно–хлоридные натриевые.

Второй гидрогеологический этаж образуют подземные воды, формирующиеся в меловых отложениях, слагающих внутреннюю область питания Чойренского бассейна. Более широко развиты здесь подземные воды нижнемеловых отложений дзунбаинской свиты. Последняя подразделена на нижне- и верхнедзунбаинскую подсвиты. В первой выделяются резко отличающиеся по литологическому составу толщи: алевролито-песчаниковая, представленная преимущественно водовмещающими песчаниками, и глинисто-алевролитовая, сложенная глинистыми отложениями, практически безводная, служащая водоупором.

Подземные воды в алевролито-песчаниковой толще накапливаются в трещинах песчаников, конгломератов, алевролитов и бурых углей. В прибортовой восточной части Чойренской впадины воды в этих отложениях залегают первыми от поверхности земли на глубинах от 0,6 до 3 м, местами глубже. В остальных частях внутренней области питания они залегают под более поздней и водоупорной глинисто-алевролитовой толщей. Мощность водоносного комплекса достигает 300 м. Водоносность отложений невысокая. Дебиты колодцев колеблются от 0,05 до 1,1 л/с (колодцы 135, 508), родников – от 0,5 до 1,5 л/с (родники 435, 136). Дебит единственной здесь скв. 204 глубиной 50 м составил 0,4 л/с.

У западного борта впадины, где подземные воды в алевролито-песчаниковой толще напорные, пьезометрический уровень их устанавливается выше поверхности земли на 0,5–1,1 м и больше (скв. 113, 110, 105). Дебиты скважин при свободном изливе воды колеблются от 1 до 4–5 л/с. Минерализация воды толщи, распространенной на востоке впадины, меняется от 0,6 до 1,9 г/л; на западе для напорных вод она невысокая, всего 0,3 г/л, что объясняется близостью здесь внешней области питания.

Подземные воды верхнедзунбаинской подсвиты вскрыты целым рядом скважин как в южной части Чойренской впадины, так и в северной под покровом верхнемеловых осадков. Водосодержащими породами их являются трещиноватые песчаники, алевролиты, бурые угли, водоупорными – глины. Мощность водоносной толщи вместе с прослоями глин превышает 200 м (скв. 4–Б–68 и др.). Водосодержащие песчаники, гравелиты, конгломераты и бурые угли составляют 40–80% мощности вскрытого разреза. Вода встречается на глубине от 9 до 86,8 м и обладает напором, который меняется от 3 до 28,8 м. Водоносность их сравнительно высокая, дебиты скважин колеблются от 1,81 до 8,64 л/с при снижении уровней соответственно на 0,3–8 м (табл. 21).

Высокая водоносность пород подсвиты в ряде мест (скв. 513, 550), видимо, объясняется прохождением там зон тектонических нарушений.

Минерализация воды довольно пестрая и колеблется от пресных до соленых. Причем, так же как и в Олонгинском бассейне, отмечено увеличение минерализации по направлению от бортов впадины к центральной части и уменьшение минерализации воды с глубиной, т.е. гидрохимическая инверсия. Так, по сква-

Таблица 21

Данные о подземных водах и фильтрационных свойствах отложений верхнедзунбаинской подсвиты нижнего мела

Скв., №	Глубина, м	Статический уровень воды, м	Напор, м	Максимальное понижение уровня, м	Дебит, л/с	Коэффициент фильтрации, м/сут
513	104	28	7	0,86	6	22,4
4-Б-68	200	58*	28,8	0,5	6	1,7
509	132	42	-	7	4,1	2,1
550	132,2	21	-	8	8,64	2,6
9	140	11,25	8,75	8	5	4,88
11	75	6	3	3,6	3,44	26,9
52	40	14,9	-	0,3	1,81	14,9

*Статический уровень третьего водоносного горизонта.

жинам Чойренского водозабора (скв. 509,4-Б-68, 6-Б-68 и 7-Б-68) при их сооружении минерализация воды в двух верхних водоносных горизонтах, расположенных на глубине до 75 м, составляла 8,5 г/л. Следующие водоносные горизонты, залегающие в интервале от 75 до 200 м, имели минерализацию воды 1,2 г/л. А.А. Андреев объясняет это явление более высокой водопроницаемостью нижележащих горизонтов по сравнению с вышележащими, где, по его мнению, существуют условия, близкие к застойному режиму.

Подземные воды верхнемеловых отложений, подразделяемые на воды, содержащиеся в породах верхнесайншандинской подсвиты одноименной свиты, и воды отложений баинширэинской свиты широко распространены в пределах внутренней области питания Чойренского бассейна. Первые отмечаются в центральной части впадины, ближе к ее восточному борту, вторые - на ее севере.

Водоносность верхнесайншандинских отложений известна по ряду скважин, сооруженных для водоснабжения железной дороги Улан-Батор - Дзамын-Удэ (скв. 535, 536, 537 и др.). Водоносный горизонт приурочен к толще рыхлых конгломератов, гравелитов, переходящих местами в галечники, песчаников с редкими и маломощными прослоями глин и алевролитов. Мощность водонасыщенных пород изменяется от 100 до 10 м. Некоторые данные о подземных водах этих отложений приведены в табл. 22.

Как видно из табл. 22, водоносность пород довольно пестрая и в целом невысокая; воды на одних участках безнапорные, на других находятся под слабым напором; минерализация их изменяется от 0,67 до 2,84 г/л, состав преимущественно сульфатно-гидрокарбонатный натриевый.

Таблица 22

Данные о подземных водах верхнесайншандинской подсвиты верхнего мела

Скв., №	Глубина и вскрытая мощность отложений, м	Статический уровень, м	Напор, м	Понижение уровня, м	Дебит, л/с	Минерализация, г/л
535	52,9-51	27,9	-	2,85	1,3	1,52
536	40,8-37	17,4	-	2,58	0,8	1,77
537	44	22,5	2,5	3,6	0,6	2,84
538	52	7,45	7,55	20,7	0,37	0,67

Водоносность баинширэинских отложений изучена слабо. Воды здесь приурочены обычно к прослоям и линзам песков, залегающих на различной глубине и развитых неравномерно. Они вскрыты скв. 503 и 1-ф-18, расположенными к северу и западу от пос. Чойрен, и характеризуют эти отложения на указанных участках как слабоводоносные. Дебиты скважин находятся в пределах 0,36-0,6 л/с при понижениях уровней на 40-50 м. Глубина залегания воды меняется от 23,8 до 37 м. Воды как свободные, так и слабонапорные. Минерализация их колеблется от 1,2 до 1,47 г/л.

Воды четвертичных отложений распространены на площади бассейна крайне неравномерно. Они формируются в пролювиально-делювиальных отложениях долин и конусов выноса сухих русел, а также в осадках озерных впадин. Водосодержащими породами в сухих долинах служат пески, супеси, суглинки с большим содержанием щебня и полуокатанной гальки мощностью до 7-9 м. Грунтовые воды в них залегают на глубине от 0,3 до 3 м, реже глубже. Минерализация воды колеблется от 0,3-0,4 г/л в верховьях долин до 2,5-3 г/л в устьевых частях. Состав воды меняется от гидрокарбонатного натриевого до сульфатно-хлоридного натриевого. Озерные отложения характеризуются тяжелым механическим составом и слабой водоносностью.

При неглубоком залегании подземных вод формирование естественных ресурсов бассейна происходит главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков. Наиболее благоприятные условия для просачивания последних в глубокие горизонты земной коры находятся во внешней области питания, сложенной различными по возрасту и составу трещиноватыми породами. От внешней области питания осадки, достигнув зеркала подземных вод, движутся по направлению к внутренней области питания, где и пополняют ресурсы подземных вод, формирующихся в осадочных образованиях мелового и четвертичного возраста.

Атмосферные осадки, выпадающие на площади внутренней области питания бассейна, также принимают участие в восполнении ресурсов подземных вод, но роль их здесь, по-видимому, менее существенна, чем осадков, выпадающих во внешней области питания. Так, при определении перспектив поисков подземных вод для водоснабжения в Чойренской впадине А.В. Зуев в 1965 г. принимал, что инфильтрация осадков происходит здесь на 50% площади, т.е. в тех местах, где меловые водоносные породы не перекрыты с поверхности водонепроницаемыми отложениями.

Кроме инфильтрации осадков, некоторое пополнение ресурсов подземных вод происходит, видимо, и в результате конденсации влаги из воздуха. Относительно благоприятные условия для этого существуют во внешней области питания, характеризующейся высоким перепадом дневных и ночных температур воздуха, развалами горных пород на ряде участков, представляющими хороший естественный конденсатор влаги, и более высокой влажностью воздуха.

Из изложенного выше можно было заметить как в Олонгинском бассейне, так и в описываемом Чойренском наблюдается горизонтальная и вертикальная зональность в изменении химического состава подземных вод.

Горизонтальная зональность выражается в увеличении минерализации и в соответствующем изменении состава воды от внешней области питания Чойренского бассейна по направлению к внутренней и хорошо подтверждается данными ряда пробуренных скважин. Так, например, скв. 536, 113 находящиеся в краевой части бассейна, вскрыли гидрокарбонатно-сульфатную натриевую воду с минерализацией 0,7-1,9 г/л. Скв. 9, 509, 4, 61, пробуренные в центральной части бассейна, встретили уже сульфатно-хлоридную и хлоридно-сульфатную натриевую воду с минерализацией 3,6-8,5, а в некоторых пунктах - до 53-63 г/л. Правда, в этой общей закономерности наблюдаются отклонения, но они объясняются чисто местными причинами и никак не меняют выявленной.

Вертикальная зональность в изменении химического состава подземных вод, как мы видели выше на примере Чойренского водозабора, носит инверсионный характер, что подтверждается и данными химического состава глубоких вод, поднимающихся на поверхность по зонам тектонических нарушений. Одно из

таких нарушений проходит западнее оз. Намнан-Нур. К нему приурочена серия линейно вытянутых выходов восходящих родников, имеющих хлоридный натриевый состав воды и минерализацию 1,1 г/л.

Однако, как глубоко простирается зона пресных вод под высокоминерализованными в пределах относительно крупного Чойренского артезианского бассейна, на какой глубине можно ожидать и имеется ли вообще вторая, более глубокая зона высокоминерализованных вод в бассейне, ответить на эти вопросы без постановки специальных исследований не представляется возможным.

Разгрузка подземных вод бассейна при близком их залегании от поверхности земли в пониженных частях рельефа происходит путем испарения с водной поверхности озер, питающихся подземными водами, и через зоны разрывных дислокаций, к которым приурочены выходы восходящих родников.

Подземные воды внешней области питания Чойренского бассейна широко используются для целей водоснабжения пастбищных земель и населенных пунктов. В пределах внутренней области питания, где эти воды характеризуются худшим качеством и залегают относительно глубоко, они используются для нужд народного хозяйства ограниченно.

ОЦЕНКА ЕСТЕСТВЕННЫХ РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

К проблеме формирования и оценки естественных ресурсов подземных вод Монголии различные исследователи обращались неоднократно. Первая количественная оценка их по одной из межгорных впадин Южной Гоби (Байшинту) была предпринята А.А. Маккавеевым (1936) еще в 1933 г. Этот исследователь считал, что основной источник восполнения естественных ресурсов подземных вод – инфильтрация атмосферных осадков и конденсация паров воды из воздуха. При расчетах величина инфильтрации осадков была принята им равной 33% их суммы за год.

А.Я. Стефаненко (1949) по работам в Восточной Гоби также полагал указанные выше источники восполнения влаги основными приходными статьями водного баланса указанного района. Он определил величину модуля подземного стока для него равной 1 л/сек·км^2.

В 1957 г. А.А. Андреев, обосновывая работу водозабора, построенного на ж.-д. ст. Чойрен, принимал за главный источник восполнения ресурсов подземных вод атмосферные осадки, коэффициент инфильтрации которых им был принят равным 0,2 при годовой сумме осадков около 170 мм.

В 1958 г. А.Т. Иванов в работе, посвященной описанию подземных вод Монголии в целом, опубликовал результаты выполненных им исследований по оценке естественных ресурсов грунтовых вод для площади 998,3 тыс. км^2. Они составили 5,581 км^3, в том числе для Восточно-Монгольского степного района площадью 213,7 тыс, км^2 – 1,923 км^3. При определении этих ресурсов он пользовался коэффициентом стока грунтовых вод, значение которого в зависимости от природных условий страны принималось от 0,005–0,01 для пустынных районов с количеством осадков 75 мм в год, до 0,03–0,1 для лесостепной зоны, на площади которой выпадает 250 мм осадков в год. Эксплуатационные ресурсы были приняты им условно равными 10% от естественных.

Н.А. Маринов и В.Н. Попов (1963) рассмотрели проблему формирования естественных ресурсов подземных вод в основном лишь с качественной стороны. Количественная оценка их в монографии дана по А.Т. Иванову.

В 1965–1966 гг. А.В. Зуев, А.В. Солнышков и А.Д. Шевчик, выполнявшие среднемасштабную гидрогеологическую съемку на значительной части описываемого района, произвели оценку естественных ресурсов подземных вод для двух межгорных впадин: Чойренской и Хытабулакской. При этом они приняли коэффициенты стока грунтовых вод, рекомендованные А.Т. Ивановым, в область питания включили площади горных массивов, обрамляющих впадины, а для Чойренской впадины еще и 50% площади последней, в пределах которой, по их мнению, водопроницаемые породы выступают на поверхность земли. Естественные

ресурсы подземных вод для Чойренской впадины составили 4,8 млн. м^3, для Хытабулакской - 1,89 млн. м^3.

В период с 1964 по 1968 гг. Б.А. Картавин совместно с Е.М. Белых и Н. Жадамбой осуществил оценку ресурсов подземных вод для участков водозаборов Их-Хайрханского, Барун-Цогтинского, Дзун-Цагандэльского и Цаган-Субургинского горнорудных предприятий и для Цаган-Цабского участка водозаборов. В основу этой оценки положено уравнение водного баланса.

Основные положения выполненных исследований, дополненные и уточненные новыми материалами, и использованы нами при оценке естественных ресурсов подземных вод Олонгинского и Чойренского артезианских бассейнов - типичных среди множества аналогичных, выявленных на площади Средне-Халхасской возвышенности. При этом под естественными ресурсами подземных вод авторы в согласии с Б.И.Куделиным (1960) понимают расход их на всей площади водоносного горизонта, комплекса или района, равным величине питания в многолетнем разрезе или подземному стоку.

КРАТКИЙ ОБЗОР СУЩЕСТВУЮЩИХ МЕТОДОВ ОЦЕНКИ ЕСТЕСТВЕННЫХ РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Методы оценки естественных ресурсов подземных вод рассматриваются в работах В.Н. Шелкачева (1947), Н.А. Плотникова (1959), Н.И. Плотникова (1959), Б.И. Куделина (1960), Ф.М. Бочевера, Н.Н. Веригина (1961), А.В. Лебедева и Е.Н. Ярцевой (1967) и др. Как показывает выполненный обзор работ, среди этих методов выделяются четыре, отличающиеся между собой принципами, положенными в основу их оценки. Один из них основан на расчленении гидрографа рек на подземную и поверхностную составляющие. В основу второго метода положен принцип определения естественного потока подземных вод по формулам гидродинамики. Третий метод базируется на определении величины инфильтрации атмосферных осадков, идущих на питание подземных вод. Наконец, в основу четвертого метода положено решение уравнения водного баланса.

Метод оценки естественных ресурсов подземных вод с помощью расчленения гидрографа рек применим для районов, в пределах которых имеется постоянно действующая гидрографическая сеть.

Методы оценки естественных ресурсов подземных вод по формулам гидродинамики широко распространены в практике гидрогеологических исследований. В настоящее время существует много формул, с помощью которых определяются эти ресурсы. Одна из наиболее распространенных - формула Дарси для определения естественных ресурсов подземных вод по поперечному сечению их потоков. При значительном различии коэффициентов фильтрации, мощности и гидравлических уклонов по фронту потока расчетные сечения делятся на блоки со сходными параметрами, по которым рассчитываются расходы потока, которые затем суммируются.

Менее распространены методы оценки естественных ресурсов подземных вод, основанные на определении действительной скорости их потока, радиуса влияния и зоны питания колодца, методы пьезометрии, "удельных дебитов" и ряда других. Перечисленные методы требуют значительных денежных затрат на производство буровых и опытных работ, поэтому оценку естественных ресурсов подземных вод по формулам гидродинамики производят чаще всего при разведке конкретных участков водозабора. Попытки использовать эти формулы для расчета региональных естественных ресурсов подземных вод пока не дали удовлетворительных результатов. Показателен в этом отношении уже ставший классическим пример подсчета ресурсов подземных вод по формуле Дарси, выполненный для Северо-Украинской мульды (Маков, 1939; Куделин, 1960).

Определение естественных ресурсов подземных вод путем измерения величины питания водоносного горизонта за счет инфильтрации атмосферных осадков, по мнению некоторых авторов (Зеленин, 1965; Бочевер, 1968), является при-

ближенным, страдает рядом недостатков и не всегда дает удовлетворительные результаты. Перетекание воды через "окна" и относительные водоупоры, расходование воды на испарение и транспирацию искажают результаты расчетов. Однако для аридных районов, в которых поверхностные водотоки, как правило, отсутствуют, этот метод является одним из немногих, с помощью которого можно оценить естественные ресурсы подземных вод.

При питании водоносного горизонта за счет инфильтрации атмосферных осадков естественные ресурсы подземных вод выражаются формулой

$$Q = WF, \qquad (1)$$

где Q – естественные ресурсы, W – величина инфильтрации атмосферных осадков, F – площадь водосборного бассейна.

Метод определения естественных ресурсов подземных вод, основанный на решении уравнения общего водного баланса, требуют знания абсолютных значений многих его элементов, например величины атмосферных осадков, суммарного испарения, накопления влаги в зоне аэрации и на поверхности земли, поверхностного стока и т.д. Успех применения этого метода зависит от точности измерения составляющих баланса, которые определяются экспериментальными методами.

Известно большое число балансовых уравнений, принадлежащих различным авторам (Каменский, 1943; Поляков, 1946; Великанов, 1948; Костяков, 1951; Крылов, 1959; Куделин, 1960; Киселев, 1961; Сляднев, 1961; Лебедев, 1963). Большинство уравнений водного баланса, предложенных указанными исследователями, содержат довольно много трудноопределимых членов. Поэтому детально балансовые расчеты проводятся, как правило, для небольших опытных участков и практически не применяются для расчета естественных ресурсов подземных вод больших и сложных в природном отношении территорий.

Для региональной оценки естественных ресурсов подземных вод нашли применение уравнения общего водного баланса, предложенные М.А. Великановым (1948) и Б.В. Поляковым (1946). Первое из них имеет вид

$$X = Y + Z \pm U \pm m, \qquad (2)$$

где X – осадки на площади водосбора, Y – поверхностный сток (в скрытом виде сюда входит подземный сток), Z – испарение за вычетом конденсации, U – изменение запасов влаги за расчетный промежуток времени (месяц, год), m – величина водообмена данного бассейна с соседним.

Уравнение водного баланса Б.В. Полякова представляется следующим:

$$(X + K + P) - (Y + Z + F) = \pm \Delta W, \qquad (3)$$

где K – конденсация, P – подземный приток за счет несоответствия поверхностного и подземного водоразделов, F – подземный отток за счет тех же причин, ΔW – количество влаги, ушедшей в "запас" поверхностных и подземных вод. Остальные обозначения те же, что и в уравнении (2).

По мнению Б.В. Полякова, общий водный баланс замкнутого речного бассейна за многолетний период достаточно точно выражается уравнением Е.В.Опокова (Поляков, 1946):

$$X_0 = Y_0 + Z_0, \qquad (4)$$

где X_0 – норма осадков, Y_0 – норма поверхностного стока за пределы бассейна, Z_0 – норма суммарного испарения.

Составляющие уравнения (4) характеризуют среднемноголетние величины осадков, поверхностного стока и испарения и определяются как

$$X_0 = \frac{\Sigma x}{n}, \quad Y_0 = \frac{\Sigma y}{n}, \quad Z_0 = \frac{\Sigma z}{n},$$

где Σx, Σy и Σz – соответственно суммы годовых величин осадков, поверхностного стока и испарения за n лет наблюдений.

Это уравнение базируется на том, что при многолетнем периоде наблюдений количество влаги, ушедшей в запас поверхностных и подземных вод, стремится к нулю, а величина подрусловой оттока составляет сотые доли процента расхода рек и ею можно пренебречь.

Б.И. Куделин (1960) справедливо заметил, что последнее нельзя считать правильным, поскольку трудно ожидать соблюдения условий, принятых для обоснования указаного уравнения для всех речных бассейнов. В зависимости от геологического строения последних величина водообмена между соседними бассейнами в одних случаях будет иметь положительное значение, в других отрицательное, и лишь в частных случаях она может быть равна нулю. В связи с этим Б.И. Куделин для замкнутого речного бассейна предложил следующее уравнение общего водного баланса:

$$X_0 = Y_0 + Z_0 \pm W_0, \qquad (5)$$

где W_0 – среднемноголетняя величина инфильтрации осадков в глубокие водоносные горизонты в области питания, величина стока в области разгрузки или разность между ними. Остальные обозначения те же, что в уравнении (4).

Частные решения уравнения (5) с учетом геоструктурных и гидрогеологических условий для областей питания и разгрузки приведены в последующих разделах настоящей работы.

ПРИНЦИПЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ОЦЕНКИ ЕСТЕСТВЕННЫХ РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Выполненный анализ методов региональной оценки естественных ресурсов подземных вод показывает, что наиболее перспективным из них для условий Средне-Халхасской возвышенности является метод многолетнего водного баланса, предложенный Б.И. Куделиным. Второй метод, который применим для этих условий, – метод определения инфильтрации атмосферных осадков по данным режимных наблюдений. Различные варианты расчета величины пополнения грунтовых вод за счет инфильтрации атмосферных осадков предложены Н.П. Биндеманом (1962), А.В. Лебедевым и Е.Н. Ярцевой (1967), Б.И. Куделиным, З.В. Коробейниковой и Н.А. Лебедевой (1963) и В.С. Ковалевским (Поиски и разведка..., 1969).

Метод многолетнего водного баланса обладает рядом преимуществ по сравнению с другими, а именно:

– позволяет не учитывать изменение запасов влаги в зоне аэрации, а также запасов поверхностных и подземных вод, так как в многолетнем плане они (изменения) стремятся к нулю;

– элементы баланса доступны для расчетов по данным наблюдений на метеорологических станциях, расположенных в пределах района;

– уравнение водного баланса из-за отсутствия гидрографической сети в районе упрощается за счет исключения статьи, характеризующей поверхностный сток (Y_0).

Таким образом, рекомендуемое Б.И. Куделиным уравнение (5) многолетнего общего водного баланса для замкнутого речного бассейна при $Y_0 = 0$ будет выглядеть следующим образом:

$$\pm W_0 = X_0 - Z_0 . \qquad (6)$$

Из этого уравнения (6) следует, что величина инфильтрации атмосферных осадков, или, что то же самое, естественные ресурсы подземных вод, определятся как разность между осадками, выпавшими на площади бассейна, и их испарением.

Применение уравнения (6) для всей площади артезианского бассейна без учета инфильтрационной способности пород, слагающих его, может привести к существенным ошибкам. Действительно, во всех артезианских бассейнах описы-

ваемого района четко выделяются две области, отличающиеся одна от другой рельефом, геологическим строением и гидрогеологическими условиями: внешние области питания, сложенные кристаллическими трещиноватыми породами, местами перекрытые маломощными грубозернистыми рыхлыми отложениями с развитыми здесь грунтовыми водами, и внутренние области питания и накопления подземных вод, сложенные с поверхности мелкозернистыми осадками, характеризующиеся значительной влагоемкостью и низкой фильтрационной способностью по сравнению с породами внешней области питания.

Исходя из этого, при оценке естественных ресурсов подземных вод по методу Б.И. Куделина на площади бассейна необходимо выделять внешнюю и внутреннюю области питания как расчетные балансовые участки с присущими им особенностями формирования этих ресурсов.

Границу балансового участка, отвечающего внешней области питания, для наших целей приближенной оценки естественных ресурсов подземных вод условно можно принять совпадающей с водораздельной линией, ограничивающей внешнюю область питания артезианского бассейна, что облегчает учет поверхностного стока, формирующегося в период выпадения осадков. Граница между балансовыми участками или между внешней и внутренней областями питания бассейна совпадает с границей межгорной впадины и легко картируется по рельефу и особенностям геологического строения.

В соответствии с приведенными принципами расчленения площади артезианского бассейна на балансовые участки общий вид многолетнего балансового уравнения будет иметь следующий вид:

$$X_0 + Y_0 + Y_{0\ подз} = Y'_0 + Y'_{0\ подз} + Z_0, \qquad (7)$$

где X_0 – норма осадков, выпадающих на площади балансового участка, Y_0 – норма притока поверхностных вод, $Y_{0\ подз}$ – норма притока подземных вод, Y'_0 – норма оттока поверхностных вод, $Y'_{0\ подз}$ – норма оттока подземных вод, Z_0 – норма испарения.

Для конкретных балансовых участков приведенное уравнение будет выглядеть следующим образом. Для внешней области питания артезианского бассейна, где отсутствуют подземный ($Y_{0\ подз} = 0$) и поверхностный приток ($Y_0 = 0$),

$$X_0 = Y'_0 + Y'_{0\ подз} + Z_0. \qquad (8)$$

Применяя уравнение (8) для оценки естественных ресурсов подземных вод с учетом того, что средняя многолетняя величина оттока подземных вод ($Y'_{0\ подз}$) численно равна инфильтрации осадков, идущих на пополнение глубоких водоносных горизонтов, получим

$$W_0 = Y'_{0\ подз} = X_0 - Y'_0 - Z_0. \qquad (9)$$

Для внутренней области питания, напора и разгрузки подземных вод артезианских бассейнов в условиях, когда отсутствует поверхностный сток ($Y'_0=0$) и условно на данном этапе изученности может быть принят равным нулю подземный сток ($Y'_{0\ подз} = 0$), получим

$$X_0 + Y_0 + Y_{0\ подз} = Z_0. \qquad (10)$$

Как видно из изложенного, единственным источником восполнения ресурсов подземных вод во внешних областях питания артезианских бассейнов является инфильтрация атмосферных осадков, а во внутренних областях питания и накопления подземных вод приходными статьями баланса, помимо атмосферных осадков, – еще подземный и поверхностный приток воды со стороны внешних областей питания бассейнов.

Практическое применение этих уравнений показано на примере оценки естественных ресурсов подземных вод Олонгинского и Чойренского артезианских бассейнов в последующих разделах работы.

Рассмотрим возможность применения второго метода оценки естественных ресурсов подземных вод, основанного на непосредственном определении величины инфильтрации атмосферных осадков, полученной по данным режимных наблюдений. Применимость этого метода ограничивается внешней областью питания бассейна, где подъем уровня грунтовых вод связан в основном с инфильтрацией осадков. Этот метод часто применяется в районах с аридным климатом и является приближенным.

Определение естественных ресурсов подземных вод производится по приведенному выше уравнению (1). Расшифровывая величину инфильтрации как долю атмосферных осадков, просочившихся до уровня грунтовых вод, его можно выразить следующей формулой:

$$Q_{е.р.} = 1000\, M a F, \qquad (11)$$

где $Q_{е.р.}$ – естественные ресурсы подземных вод, M – количество атмосферных осадков, выпавших в пределах бассейна за год (в мм), a – коэффициент инфильтрации, выраженный в долях единицы от годового слоя атмосферных осадков, F – водосборная площадь (в км^2).

Практика гидрогеологических исследований показывает, что при применении формулы (11) необходимо учитывать лишь те осадки, которые могут достигнуть горизонта подземных вод, т.е. осадки, выпавшие в течение теплого периода. В условиях Средне-Халхасской возвышенности за этот период года выпадает до 90% их годового слоя (см. табл. 3). В холодный период года инфильтрации осадков здесь не происходит из-за промерзания грунта, который, по данным наблюдений ряда метеостанций, сохраняется в этом состоянии с ноября по апрель-май, т.е. в течение 150–180 суток. При таких условиях восполнение ресурсов подземных вод может быть определено по формуле

$$Q_{е.р.} = \frac{M_1\, a\, F}{T}, \qquad (12)$$

где M_1 – количество осадков за теплый период года, T – продолжительность теплого периода года. Остальные обозначения те же, что и в уравнении (11).

Наиболее сложным при пользовании формулами (11) и (12) является определение величины коэффициента инфильтрации атмосферных осадков. При отсутствии данных о коэффициенте инфильтрации для расчетной площади он может быть принят по аналогии с районами, имеющими сходные условия. В пределах описываемого района этот коэффициент определен опытным путем по данным наблюдений за колебаниями уровня подземных вод в наблюдательных скважинах, по режиму эксплуатации ряда водозаборов и по родниковому стоку.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ВОДНОГО БАЛАНСА

Региональная оценка естественных ресурсов подземных вод внешней области питания бассейнов производится с помощью уравнения (9), для внутренней области питания, накопления и разгрузки подземных вод по уравнению (10), решаемых в первом случает относительно члена $Y'_{0\,подз}$, во втором – относительно $Y_{0\,подз}$. Такое решение возможно при условии, если остальные члены балансового уравнения известны.

Методика определения норм осадков (X_0) не требует особых пояснений. На любой данной площади норму осадков можно получить из карты распределения атмосферных осадков, составленной УГМС МНР (см. рис. 3), или путем площадной интерполяции между пунктами измерения осадков, выполняемой по способам, изложенным в специальных руководствах (Чеботарев, 1962).

Сведения о поверхностном стоке (Y_0) по району весьма скудные. Имеются проработки Н.Т. Кузнецова (1962), указывающие на уменьшение его величины с севера на юг. Согласно составленной им схематической карте среднегодового поверхностного стока, описываемая территория целиком находится в области, где эта величина менее 0,5 л/сек·км^2, т.е. не превышает 11 мм в год. По

данным М.В. Россомахина, величина поверхностного стока для гобийских районов, расположенных южнее рассматриваемого района, равна всего лишь 0,05л/сек·км^2, т.е. около 2 мм в год. Учитывая географическое положение района, можно считать верхним пределом величины поверхностного стока 0,5, а нижним - 0,1 л/сек·км^2.

Однако во внешних областях питания артезианских бассейнов величина поверхностного стока вследствие более значительных уклонов рельефа местности выше, чем в среднем по всему району. Об этом свидетельствуют материалы экспериментальных исследований, полученные Управлением водного хозяйства МСХ МНР, которые показывают, что в условиях среднегорья и мелкосопочника величина поверхностного стока по сухим руслам (сайрам) составляет 15%, а на холмисто-увалистом рельефе она снижается до 10% суммы выпавших осадков. Таким образом, получается, что для внешних областей питания артезианских бассейнов Средне-Халхасской возвышенности величина поверхностного стока колеблется от 15 до 35 мм в год.

Определение суммарного испарения (Z_0) с поверхности земли представляет большие затруднения для описываемой территории. Дело в том, что данных об испарении влаги с почвы, а тем более с грунтовых вод в Монголии не имеется. Поэтому для определения величин испарения с площади артезианских бассейнов были использованы методы, основанные на эмпирических зависимостях, не требующие проведения специальных работ и позволяющие ограничиться уже имеющимися данными наблюдений на метеорологических станциях. Существует довольно большое число эмпирических формул и графиков зависимости испарения влаги от других метеорологических факторов (Кузин, 1940; Поляков, 1946 а,б; Будыко, Тимофеев, 1952; Константинов, 1960; Зеленин, 1965). Указанные методы были разработаны как для равнинных, так и для горных районов Советского Союза. Поэтому при применении их для условий Монголии необходимо подходить дифференцированно, учитывая высотное положение района, его геолого-почвенные, гидрогеологические и климатические условия.

Процесс испарения предполагает обязательный источник испарения, т.е. определенное количество влаги, которая может расходоваться на испарение, и энергетические ресурсы, достаточные для испарения этой влаги.

Водные испарительные ресурсы формируются в приповерхностном слое, активно участвующем в процессе испарения. Поэтому водно-физические свойства грунтов играют основную роль в накоплении влаги, которая может испариться. Наибольшее влияние на формирование испарительных ресурсов оказывают инфильтрационная способность пород и их влагоемкость.

Наилучшими инфильтрационными свойствами обладают скальные трещиноватые породы и макропористые неразбухающие грунты. Вода, попадая на их поверхность, быстро просачивается вниз и при глубоком залегании грунтовых вод уходит из зоны, активно участвующей в испарительном процессе. Скальные породы и макропористые грунты, кроме того, обладают низкой влагоемкостью, которая в зоне аэрации не превышает максимальной молекулярной влагоемкости.

Мелкозернистые грунты и почвы характеризуются худшей инфильтрационной способностью и значительной влагоемкостью. Таким образом, микропористые грунты способствуют накоплению испарительных ресурсов в значительно большей степени, чем скальные породы и макропористые грунты. Изложенное позволяет считать, что при одном и том же количестве атмосферных осадков и энергетических ресурсов величина испарения может сильно меняться в зависимости от характера геолого-почвенных и гидрогеологических условий и, наоборот, при одинаковом характере геолого-почвенных и гидрогеологических условий испарение будет определяться атмосферными осадками, поступлением поверхностных вод и энергетическими ресурсами.

Следовательно, для условий Средне-Халхасской возвышенности, где большие площади горных массивов представлены скальными макропористыми грунтами, основное влияние на величину испарения будут оказывать именно геологические и гидрогеологические факторы.

Таблица 23

Среднемесячное и среднегодовое испарение влаги с поверхности почвы, рас

Метеостанция	Среднемесячное, мм					
	I	II	III	IV	V	VI
Улан-Батор	0	0	10,9	16,2	27,2	36,2
Чойбалсан	0	0,3	12,6	15,2	25,6	39,6
Арбай-Хэрэ	0	2,3	13	13,2	20,2	23,1
Сайн-Шанд	0	1,5	13,6	11,5	15,6	16,5
Далан-Дзадагад	0,3	3,1	10,9	9,9	13,6	13,2

Только для поверхности межгорных впадин, представленных в основном равнинами, могут быть применены расчеты испарения в зависимости от атмосферных осадков. Эти расчеты, произведенные по нескольким методам, позволили остановиться нам на методе оценки испарения влаги с почвы, предложенном А.Р. Константиновым (1960). Он исходит из метода турбулентной диффузии. Переход к расчету методом турбулентной диффузии, по данным наблюдений метеоэлементов на одном уровне, осуществляется путем использования эмпирических связей, полученных из наблюдений над градиентами, проводившимися в различных климатических условиях и над различными поверхностями. При расчете учитываются поправки на суточный или сезонный ход температуры и влажности воздуха. Расчет ведется по универсальным графикам, на которых величина среднесуточного испарения снимается по ординатам температуры и влажности воздуха, замеренным на метеостанциях. По мнению А.Р. Константинова, наиболее точные результаты получаются при месячном периоде расчета.

Для оценки точности расчетов нами использованы данные В.Ф. Пушкарева и Т.В. Гридасовой, сопоставивших величины испарения влаги с поверхности почвы, рассчитанные по методу А.Р. Константинова и измеренные в почвенных испарителях. Наблюдения в испарителях проводились по программе Международного геофизического года (МГГ) по ряду метеорологических станций Советского Союза, в том числе и в г. Чите, природные условия которого в значительной степени сходны с природными условиями описываемого района. Критерием погрешности методики расчета испарения по температуре и влажности воздуха является отклонение расчетных величин испарения от измеренных с помощью испарителей. По данным, полученным на метеостанции г. Читы, сумма испарения за сезон, вычисленная по методу А.Р. Константинова, меньше на 10–12% по сравнению с величиной, полученной на почвенных испарителях.

Примерно такое же расхождение наблюдается и при сопоставлении измеренных и рассчитанных по методу А.Р. Константинова величин испарения с водной поверхности по данным метеостанций Улан-Батор и Сайн-Шанд, расположенных в сопредельных с описываемым районах.

Исходя из изложенного, при расчетах месячных и годовых (сезонных) величин испарения для условий Средне-Халхасской возвышенности по методу А.Р.Константинова нами введен поправочный коэффициент на ошибку между расчетными и фактическими испарениями, равный 1,1, что позволяет более точно определить величину испарения с поверхности почвы. Результаты расчетов испарения по некоторым метеорологическим станциям МНР сведены в табл. 23.

Из табл. 23 видно, что максимальная величина испарения влаги падает на июль, т.е. совпадает с максимумом температуры воздуха и выпадения осадков, приходящихся на этот месяц. В целом на теплый период года падает от 60 до 80% годового количества испаряющейся влаги, причем для северных районов испарение в этот период в 4 раза выше, чем в холодный, а на юге – в 2 раза. С ноября по февраль испарение влаги весьма незначительно.

Знание величины фактического испарения влаги с почвы необходимо для водобалансовых расчетов и главным образом для определения количества инфиль-

считанное по методу А.Р. Константинова

Среднемесячное, мм						Среднегодовое, мм
VII	VIII	IX	X	XI	XII	
51	23,9	9,9	1,7	0	0	177,0
58	47,6	13,2	3,4	0,3	0	215,8
30,7	16,4	6,6	3,1	0,7	0	129,3
25,6	14,2	7,2	3,3	0,7	0	109,6
13,6	9,2	3,9	3,1	1,6	0,3	82,7

трующихся атмосферных осадков в породы. В связи с этим весьма важно выяснить возможность использования полученных данных для дальнейших расчетов, т.е. необходимо установить репрезентативность пунктов наблюдений (метеостанций). Требование репрезентативности означает, что участок, характеризуемый той или иной метеостанцией, должен быть типичным для описываемого района, т.е. он должен находиться примерно в таких же условиях, как и метеостанция (в отношении высоты местности, особенностей геологического строения, климата). Таким условиям в совокупности удовлетворяют метеостанции, данные по которым помещены в табл. 23. Величина коэффициента испарения влаги с поверхности почвы, определенная по этим станциям, приведена в табл. 24.

Как видно из табл. 24, испарение влаги с поверхности почвы зависит в основном от гипсометрического положения местности, но не от количества выпадающих в районе осадков, а также от состава грунтов поверхностного слоя, определяющего их влагоемкость и фильтрационные особенности. С увеличением высоты местности возрастает содержание в почве крупнообломочного материала, увеличивается площадь трещиноватых скальных пород, выступающих на поверхность, способность которых к накоплению влаги весьма низка, а фильтрационные свойства высоки. Наоборот, площади с более низкими абсолютными отметками характерны обычно для равнинных площадей межгорных впадин, сложенных с поверхности тонкозернистыми или глинистыми породами, обладающими высокой влагоемкостью и очень слабыми фильтрационными свойствами. В связи с этим в них происходит более значительное накопление влаги, возрастает количество испаряющейся влаги и соответственно увеличивается коэффициент испарения. Сказанное хорошо согласуется с данными наблюдений, полученными по некоторым метеостанциям, приведенным в табл. 24 (города Чойбалсан, Сайн-Шанд).

Исходя из изложенного, для определения нормы испарения (Z_0) нами построен график, по оси ординат которого показана абсолютная высота метеостан-

Таблица 24

Испарение влаги с поверхности почвы по наблюдениям некоторых метеостанций Монголии, ближайших к описываемому району

Метеостанция	Абсолютные отметки, м	Среднегодовая		Осадки, мм	Испарение, мм	Коэффициент испарения
		температура воздуха, °С	влажность воздуха, мб			
Чойбалсан	759	+0,4	3,7	244	215,8	0,88
Сайн-Шанд	915	+3,4	3,3	113	109,6	0,97
Улан-Батор	1263	-3,5	2,95	240	177	0,74
Далан-Дзадагад	1469	+4,0	3,4	129	82,7	0,64
Арбай-Хэрэ	1813	+0,3	2,6	254	129,3	0,51

ший, а по оси абсцисс – общая величина коэффициентов испарения (рис. 15). Пользуясь этой зависимостью и картой распределения атмосферных осадков, можно подойти к определению величины суммарного испарения с любой площади внешней области питания артезианского бассейна.

Для внутренних областей питания последних, как уже отмечалось выше, зависимость испарения от гипсометрического положения местности нарушается в связи с тем, что прямо на поверхности лежит мощная толща глин, суглинков и супесей, обладающих высокой влагоемкостью и вследствие этого более значительной величиной испарения. Атмосферные осадки, выпадающие на равнинную поверхность межгорных впадин, обычно увлажняют весьма небольшой по мощности слой этих отложений и в большинстве своем расходуются на испарение. Только на участках, где меловые или палеоген–неогеновые водоносные отложения не перекрыты водоупорными породами, возможно пополнение их ресурсов за счет инфильтрации осадков. Аналогичная картина наблюдается и с водами временных поверхностных водотоков, достигающих впадин. Разгрузка артезианских вод в пределах последних, как отмечалось выше, происходит через тектонические нарушения и толщу относительно водоупорных пород верхней зоны и в конечном итоге тоже через испарение. Таким образом, единственный расходной статьей баланса подземных вод во впадинах является испарение.

Определение величины последней, выполненное по эмпирическим формулам и графикам П.С. Кузина, Б.В. Полякова и др., дает весьма различные результаты, использование которых в расчетах может вызвать искажение истинной величины испарения в пределах внутренних областей питания артезианских бассейнов. Поэтому оценка естественных ресурсов подземных вод для этой части бассейна с учетом того, что осадки и поверхностный сток, поступающий со стороны внешней области питания, за малым исключением, расходуются на испарение, может быть решена лишь путем определения размеров притока подземных вод со стороны внешней области питания. Установление размера этого притока по отдельным водоносным комплексам или горизонтам, развитым во внутренней области питания артезианского бассейна, представляет большие затруднения, и на данной стадии гидрогеологической изученности района его практически определить нельзя.

Как отмечалось выше, естественные ресурсы подземных вод могут быть оценены с помощью непосредственного определения величины инфильтрации атмосферных осадков, достигших их уровня в области питания того или иного водоносного комплекса или горизонта. Учитывая слабую гидрогеологическую изученность района и отсутствие достаточных гидрогеологических наблюдений,

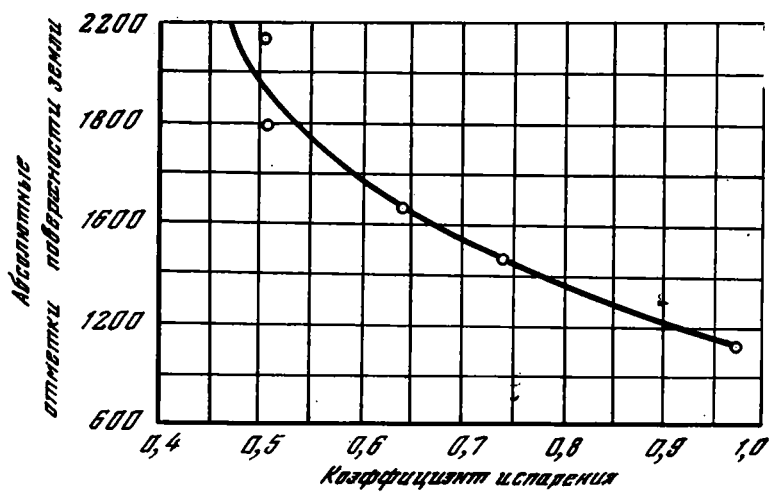


Рис. 15. График зависимости коэффициента испарения от высотного положения местности (составил Б.А. Картавин)

определение этой величины, не считая воднобалансового метода, разобранного выше, можно сделать еще несколькими способами:

- по суммарному расходу родникового стока;
- по данным наблюдений за колебанием уровня грунтовых вод;
- по данным наблюдений за режимом эксплуатации существующих водозаборов Барун-Цогто и Их-Хайрхан; первый находится в пределах описываемого района, а второй - за его пределами (в 120 км западнее), но в сходных природных условиях.

При определении естественных ресурсов подземных вод по суммарному родниковому стоку можно оценить лишь часть восполняемых ресурсов подземных вод, так как в этом случае не учитывается подземный сток, не выходящий на поверхность земли. Поэтому ресурсы, оцененные по этому методу, всегда в какой-то степени занижены. Более или менее точно естественные ресурсы подземных вод могут быть определены этим методом лишь для небольшой площади, сложенной однородными породами. Полученные для таких ключевых участков модули подземного стока затем могут быть распространены на более значительные территории. Расчет модуля подземного стока по суммарному родниковому стоку произведен нами для двух участков, расположенных в пределах внешней области питания Олонгинского артезианского бассейна.

Первый участок - водосбор долины ручья Дзульгтыйн-Булак площадью 50 км^2 - сложен преимущественно эффузивами основного и кислого состава, реже гранитоидами.

Разгрузка подземных вод, сформировавшихся в этих породах в результате инфильтрации атмосферных осадков, происходит в виде источников, расположенных на контакте их с нижнемеловыми осадками, представленными преимущественно глинами, содержащими прослои глинистых песков. Суммарный среднегодовой родниковый сток оценивается в 10,5 л/с, подрусловый сток определен по формуле Дарси и оказался равным 6,5 л/с:

$$Q = K J H B, \qquad (13)$$

где K - коэффициент фильтрации песков, определенный по результатам откачек воды из скв. 7 и 11 и равный 0,2 м/сут, J - уклон потока подземных вод, составивший 0,017, B - фронт выклинивания родников на контакте между эффузивами и нижнемеловыми осадками, равный 600 м, H - суммарная мощность песчаных прослоев в толще глин, при принятой мощности всей толщи 100 м, равной 25-30 м.

Таким образом, суммарный сток со всей водосборной площади долины составляет 17 л/с, модуль подземного стока - 0,35 л/сек·км^2.

Второй участок, охватывающий водосборную площадь долины ручья Аршантин-Гол, имеет площадь 30 км^2 и целиком расположен в пределах Гэдэгэнхуральского гранитного массива, на поверхности которого развиты незначительные поля пермских туфогенно-осадочных образований. Суммарный родниковый сток здесь равен 15,4 л/с, что определяет модуль подземного стока, без учета подруслового потока, в 0,51 л/с·км^2.

Полученные значения модуля подземного стока преимущественно для эффузивных пород 0,35 и для гранитоидов 0,51 л/с·км^2 указывают на то, что последние обладают лучшими фильтрационными свойствами по сравнению с эффузивами. Коэффициент инфильтрации атмосферных осадков для эффузивов оказался равным 0,06, для гранитоидов - 0,10.

Методика определения величины инфильтрации атмосферных осадков по данным наблюдений за уровенным режимом подземных вод рассмотрена в нашей литературе (Каменский, 1943; Ткачук, 1949; Киселев, 1961; Биндеман, 1963; Лебедев, Ярцева, 1967; Куделин, 1960; Поиски и разведка..., 1969). Учитывая, что в описываемом районе не имеется створов наблюдательных скважин, заложенных для конкретных расчетных схем движения подземных вод, оценку величины питания их можно произвести лишь приближенно, по данным наблюдений за колебанием уровня воды в одиночных скважинах. Во избе-

жание возможных ошибок эта оценка должна учитывать условия формирования режима подземных вод.

В пределах Средне-Халхасской возвышенности выделяются два наиболее распространенных вида режима грунтовых вод, характерных для внешней области питания артезианских бассейнов: водораздельный и склоновый (см. рис. 6). Разный характер режима уровня грунтовых вод, наблюдающегося на определенных элементах рельефа, определяется главным образом различными граничными условиями участков их распространения, особенностями литологического состава водовмещающих пород, глубиной залегания грунтовых вод, и, следовательно, разными условиями инфильтрации атмосферных осадков в грунтовые воды.

Не останавливаясь на значении и влиянии каждого из перечисленных факторов в формировании режима грунтовых вод, охарактеризуем лишь различие в методике оценки размеров питания грунтовых вод при водораздельном и склоновом режиме их уровня.

Водораздельный вид режима грунтовых вод характеризуется тесной связью колебаний их уровня с атмосферными осадками. Условия формирования режима этих вод на водораздельных участках могут быть схематизированы как "неограниченный пласт". При равномерном питании грунтовых вод подъем их уровня происходит параллельно первоначальным уровням, и уклоны поверхности грунтовых вод при этом практически не изменяются. Амплитуда колебания уровня грунтовых вод (Δh) определяется по формуле

$$\Delta h = z + x, \tag{13}$$

где z – изменение уровня грунтовых вод за промежуток времени Δt_2, x – величина спада уровня грунтовых вод при отсутствии питания за тот же промежуток времени Δt_2, которая в свою очередь определяется по формуле

$$x = \frac{(h_1 - h_2)(h_3 + h_2)\Delta t_2}{(h_1 + h_2)\Delta t_1}, \tag{14}$$

где h_1 – мощность водоносного горизонта в момент времени, соответствующий началу отсутствия питания грунтовых вод, h_2 – то же, на конец периода, когда отсутствует питание грунтовых вод, h_3 – то же, в период максимального положения уровня грунтовых вод, Δt_1 – период отсутствия питания грунтовых вод, Δt_2 – расчетный промежуток времени, выбираемый от минимума до следующего за ним максимума положения уровня.

Произведение амплитуды колебания уровня грунтовых вод на водоотдачу пород (μ) позволит определить величину инфильтрации атмосферных осадков.

При склоновом типе режима грунтовых вод, наиболее часто встречающемся, питание последних осуществляется в основном за счет транзитных вод, поступающих со стороны водоразделов. Подъемы и спады уровней грунтовых вод на склонах хорошо коррелируются с таковыми на водораздельных участках и следуют за ними с определенным отставанием. Разгрузка грунтовых вод происходит в рыхлые отложения межгорных долин, а поэтому условия формирования режима грунтовых вод на склонах могут быть схематизированы в виде полуограниченного пласта с постоянным напором на его нижней границе (Поиски и разведка..., 1969).

Для определения размеров питания грунтовых вод в этом случае необходимо время подъема уровня (от наинизшего его положения до наивысшего) разделить минимум на четыре промежутка времени (Δt_1, Δt_2, Δt_3, Δt_4) и рассчитать для каждого из них амплитуду подъема уровня грунтовых вод (Δh_1, Δh_2, Δh_3, Δh_4) по формуле

$$\Delta h_1 = H_1 - H_1^1, \tag{15}$$

где $H_1^1 = H_0 e^{-a(t_1 - t_0)}$, H_1^1 – мощность водоносного горизонта, которая была бы при отсутствии питания грунтовых вод в момент времени t_1, a – коэффици-

ент истощения, определяемый на любом отрезке независимого спада уровня грунтовых вод (т.е. при отсутствии питания) по формуле

$$a = \frac{\ln H_{n-1} - \ln H_n}{t_n - t_{n-1}} = \text{Const}.$$

Все обозначения и схема расчетов размеров питания показаны на рис. 16,а. Аналогичным образом определяются и остальные величины амплитуд (Δh_2, Δh_3, Δh_4).

Суммарное питание грунтовых вод (W) за весь период (Δt) выразится на единицу площади как

$$W \Delta t = (\Delta h_1 + \Delta h_2 + \Delta h_3 + \Delta h_4)\, \mu, \qquad (16)$$

где μ – водоотдача пород.

Упрощенный метод расчета инфильтрации осадков с учетом сработки запасов грунтовых вод за расчетный промежуток времени приводится в книге "Методические указания по гидрогеологической съемке..." (1968). На графике колебания уровня воды выбирается отрезок времени Δt_2, когда питание грунтовых вод может быть принято равным нулю (рис. 16,б). Принимая эту величину за постоянную, питание грунтовых вод можно определить по формуле

$$wt = \mu\, (\Delta H - \frac{\Delta t}{\Delta t_3}\, \Delta H_3), \qquad (17)$$

где ΔH_3 – изменение уровня грунтовых вод в зимний период за время Δt_3, т.е. в период отсутствия питания водоносного горизонта.

Расчет инфильтрационного питания водоносных горизонтов, как видно из приведенных формул, зависит от величины водоотдачи. При региональной оценке естественных ресурсов подземных вод, где водовмещающие породы представлены во всем своем многообразии, она может быть принята по литературным данным или по имеющимся величинам, определенным опытным путем для тех или иных пород в сопредельных районах.

Рассмотрим условия питания подземных вод по данным наблюдений за колебанием их уровня в одиночных скважинах, расположенных на площади внешней области питания бассейнов. Для получения более качественных результатов к расчету привлечены наблюдательные пункты, расположенные в сопредельных районах (табл. 25).

Как видно из табл.25, коэффициент инфильтрации изменяется от 0,04 до 0,12. Наименьшей инфильтрационной способностью обладают базальты, несколько большей граниты и известняки. Сравнивая полученные значения коэффициентов инфильтрации с данными фактических определений по не-

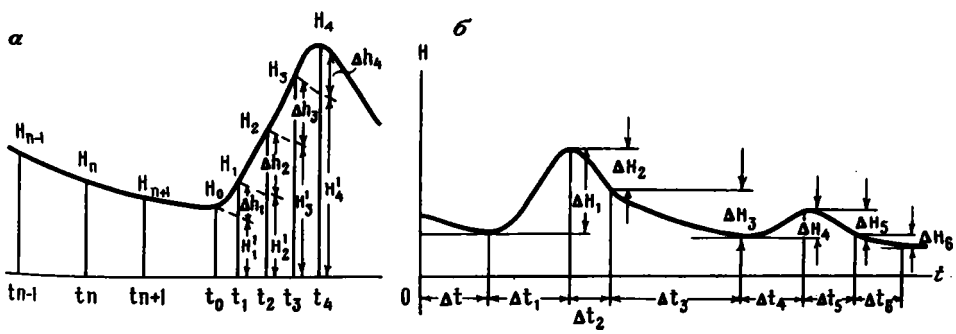


Рис. 16. Схема расчета питания грунтовых вод при склоновом типе режима (а – по В.С. Ковалевскому, б – согласно методических указаний к гидрогеологической съемке)

Таблица 25

Расчеты значений инфильтрации атмосферных осадков и коэффициента инфильтрации

Наблюдательный пункт, номер и местоположение	Водовмещающие породы	Амплитуда уровня с учетом снижения, м	Водоотдача, доли единиц	Инфильтрация, м/мм	Осадки за расчетный период, мм	Коэффициент инфильтрации
Скв. 12, Мандах	Граниты	0,65	0,015	0,01/10	83	0,12
Колодец 1013, Мандах	"	0,56	0,015	0,0085/8,5	83	0,10
Скв.41, Хаджи-Улан	"	1,05	0,015	0,017/17	170	0,10
Колодец 1138, Ундуршили	Базальты	1,0	0,01	0,01/10	133	0,08
Колодец 1136 Ундуршили	"	0,40	0,01	0,005/5	133	0,04
Скв. 4, Хара-Тологойт	Известняки	0,75	0,02	0,015/15	124	0,12

которым районам Центрального Казахстана и Средней Азии (Н.И. Плотников, 1959), можно отметить их большую сходимость.

Кратковременность наблюдений за режимом подземных вод в скважинах и колодцах (не более года) не позволяет на данном этапе провести оценку обеспеченности их питания. Наблюдавшиеся амплитуды колебаний уровней воды при коротких периодах наблюдений могут оказаться случайными, не характеризующими среднемноголетних амплитуд, тем более амплитуд высокой степени обеспеченности. Однако, анализируя многолетний график выпадения осадков по ряду метеостанций и учитывая, что режимообразующим фактором, от которого зависит амплитуда уровня, являются в основном осадки, можно считать, что все расчеты, приведенные в табл. 25, выполнены примерно для среднемноголетнего количества осадков, выпадающих в местах расположения наблюдательных пунктов.

Результаты наблюдений за режимом эксплуатации двух участков водозаборов - Барун-Цогто и Их-Хайрхан - также могут быть положены в основу расчетов при определении коэффициента инфильтрации атмосферных осадков и модуля подземного стока. Учитывая, что единственным источником восполнения ресурсов подземных вод являются атмосферные осадки, естественные ресурсы или в данном случае обеспеченность эксплуатационных ресурсов может быть выражена формулой (11). Однако расчеты, выполненные по этой формуле, дают, как известно, завышенное значение величины инфильтрации атмосферных осадков. Последнее объясняется тем, что условия для инфильтрации осадков имеются только в теплый период года, в холодный же период инфильтрации осадков препятствует промерзание почвогрунтов.

В связи с изложенным расчет величины инфильтрации осадков выполнен нами по формуле (12), учитывающей не годовую сумму осадков, а лишь ту, которая выпадает с мая по октябрь, т.е. за период, когда возможна их инфильтрация.

При решении уравнения (12) относительно коэффициента инфильтрации за годовую величину осадков принимается 90% их среднемноголетнего значения по данным ближайших метеорологических станций. При этом расчете очень важен правильный выбор расхода водозабора, который отвечал бы условиям отсутствия отбора воды за счет ее естественных запасов. Последнее контролируется режи-

мом уровня подземных вод. При его постоянном спаде можно судить о том, что водозабор превышает величину естественного восполнения ресурсов подземных вод. Такая картина наблюдалась на водозаборе Их-Хайрхан при его эксплуатации в период с июня 1962 г. по май 1964 г. Было установлено, что производительность водозабора превышает величину восполнения ресурсов подземных вод, в результате чего наблюдалось неуклонное снижение их уровня.

Произведенные С.Ф. Дымченко расчеты и фактические наблюденные расходы при стабильном положении уровня в весенний период показали, что производительность водозабора не должна превышать 434 м^3/сут. Эта величина и была принята за естественные ресурсы подземных вод межгорной долины, в которой построен водозабор.

Аналогичные расчеты выполнены Б.А. Картавиным совместно с Е.М. Белых в 1967 г. и для водозабора Барун-Цогто. В отличие от водозабора Их-Хайрхан, его производительность достигает 972 м^3/сут, что меньше величины естественных ресурсов подземных вод, формирующихся в долине. Об этом свидетельствует стабильное положение уровня подземных вод, а также наличие потока их в той же долине несколько ниже водозабора, примерно в 1,5-2 км. Определенный по формуле (13) расход потока составил 710 м^3/сут.

Таким образом, к производительности водозабора можно добавить 710 м^3/сут воды, что дает величину естественных ресурсов подземных вод в этой долине примерно 1682 м^3/сут. Результаты расчетов сведены в табл. 26.

Полученные величины коэффициентов инфильтрации и модулей подземного стока являются осредненными для различных пород, слагающих водосборные площади межгорных долин. Так, водосборная площадь в долине Барун-Цогто сложена преимущественно палеозойскими окремненными слаботрещиноватыми конгломератами, песчаниками и эффузивами кислого состава, в Их-Хайрхане - триасовыми эффузивами и реже гранитами.

О возможной приемлемости полученных разными методами значений модулей подземного стока и коэффициента инфильтрации атмосферных осадков можно судить хотя бы по сравнительной характеристике их с коэффициентами инфильтрации и модулями подземного стока, полученными для пород некоторых районов Центрального Казахстана и Алтая (Баянульский, Каракалинский, Ерментауский, Карагандинский и др.), природные условия которых сходны с природными условиями Средне-Халхасской возвышенности. Последние, по данным У.М. Ахмедсафина (Формирование подземного..., 1970), приведены в табл. 27.

При сравнении природных условий районов-аналогов с внешними областями питания артезианских бассейнов Средне-Халкасской возвышенности обращает внимание более высокое гипсометрическое положение последних (1000-1600м), что и определяет несколько повышенное количество осадков здесь и меньшую величину испарения. В межгорных впадинах, где восполнение ресурсов подземных вод, формирующихся на их площади, при существующей степени изученности определить практически невозможно, модуль подземного стока в первом приближении принят равным модулю, определенному для Тениз-Кургальджинской впадины Центрального Казахстана. Там для трещиноватых песчанико-глинистых отложений он не превышает 0,2 л/с·км^2, а для глин и слаботрещиноватых карбонатных пород практически равен нулю. Отсюда модуль подземного стока для

Таблица 26

Коэффициенты инфильтрации и модули подземного стока, определенные по данным эксплуатации водозаборов Барун-Цогто и Их-Хайрхан

Водозабор	Забор воды м^3/сут	Осадки за летний период, мм	Водосборная площадь бассейна, км^2	Коэффициент инфильтрации	Модуль подземного стока, л/с·км^2
Барун-Цогто	1682	180	38	0,09	0,52
Их-Хайрхан	434	200	17	0,06	0,30

Таблица 27

Модули подземного стока и коэффициенты инфильтрации атмосферных осадков для некоторых районов Центрального Казахстана и Алтая

Зона, район	Порода	Абсолютные отметки поверхности земли, м	Атмосферные осадки, мм	Средняя температура воздуха, январь/июль, °С	Модуль подземного стока, л/с·км²	Коэффициент инфильтрации, %
Степная						
Баянульский, Каракалинский, Кзылрайский, низкогорье, мелкосопочник	Интрузивные породы сильнотрещиноватые, хорошо обнаженные	1000–1500	250–300	-15/+20	1,0	10–15
Ерментауский, низкогорье	То же	500–1000	200–300	-15/+20	0,8–1,0	-
Карагандинский, мелкосопочник	Конгломераты, песчаники слабосцементированные	500–700	200–250	-15/+25	0,7–0,8	-
Предалтайская мелкосопочная равнина	Гранитоиды и эффузивно-осадочные метаморфические алевролиты, песчаники, сланцы, порфириты, туфы трещиноватые	400	200	-10/+25	0,2–0,4	-
Полупустынная						
Северное Прибалхашье, Коунрад, Жанет, мелкосопочник	Граниты, гранодиориты сильнотрещиноватые, хорошо обнаженные	500–1000	100–200	-10/+25	0,3–0,4	5–7
Казахстанский мелкосопочник (южнее Караганды)	Вулканогенные, терригенные, интрузивные слаботрещиноватые и слабообнаженные, часто перекрыты глинистым чехлом	500–700	100–200	-10/+25	0,2–0,3	3–5
Балхаш-Иртышский водораздел, мелкосопочник Тениз-Кургальджинская замкнутая впадина:	Вулканогенные и терригенные трещиноватые	500–1000	100–200	-10/+25	0,2–0,3	-

Таблица 27 (окончание)

Зона, район	Порода	Абсолютные отметки поверхности земли, м	Атмосферные осадки, мм	Средняя температура воздуха, январь/июль °С	Модуль подземного стока, л/с·км^2	Коэффициент инфильтрации
а) западная и юго-западная части	Песчано-глинистые сцементированные пермские отложения	200–500	150–200	-15/+25	0,2	3
б) центральная часть	Глины, карбонатные пермские породы, слаботрещиноватые, местами монолитные	200–500	150–200	-15/+25	Практически равны нулю	
Пустынная Северное обрамление плато Бетпак-Дала, мелкосопочная равнина	Сланцы, аргиллиты, конгломераты трещиноватые	200–500	100–200	-10/+25	0,1–0,2	2–3
Плато Бетпак-Дала слабовсхолмленное	Песчаник, алевролиты, конгломераты мела и палеогена, слабо сцементированные и слаботрещиноватые, сильно заглинизированные	300–500	150–170	-10/+25	0,1	1,5–2

впадин Средне-Халхасской возвышенности в среднем ориентировочно определяется в 0,1 л/с·км^2.

Для оценки естественных ресурсов подземных вод во внешней области питания артезианских бассейнов Средне-Халхасской возвышенности в первом приближении принимаются следующие значения коэффициента инфильтрации атмосферных осадков: для гранитоидов – 0,10–0,12, для эффузивов – 0,06–0,08 и для осадочно-метаморфических пород – 0,12–0,14.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ ЕСТЕСТВЕННЫХ РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Оценка естественных ресурсов подземных вод с помощью уравнений общего многолетнего водного баланса связана с определением на карте границ внешних областей питания артезианских бассейнов, а по коэффициенту инфильтрации атмосферных осадков – с выделением площадей распространения различных комплексов пород, получивших развитие в пределах этих областей.

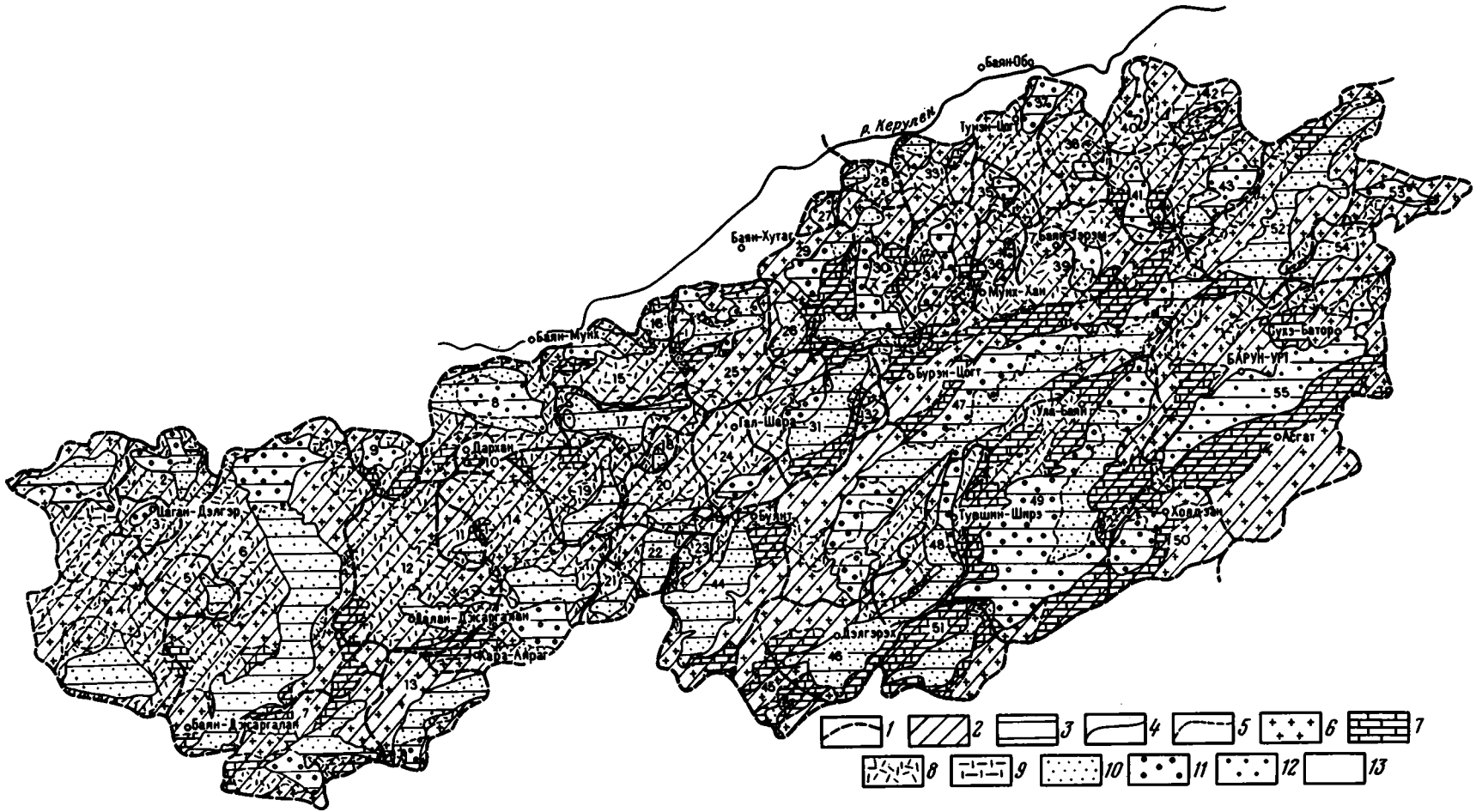

Баян-Обд
р. Керулен
Баян-Хутаг
Баян-Мунх
Дархан
Шаган-Дэлгэр
Баян-Джаргалан
Ара-Арат
Гал-Шара
Бурэн-Шорт
Мунх-Хан
Баян-Зэрэм
Тувшин-Шорт
Баян-Ула
Тувшин-Ширэ
Дэлгэрэх
Ховд-Хан
Алтат
Цаган-Батор
БАРУН-УРТ
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

Рис. 17. Схема гидрогеологического районирования Средне-Халхасской возвышенности (составил Б.А. Картавин)

1 - граница между межгорными артезианскими бассейнами; 2 - внешняя область питания бассейна; 3 - внутренняя область питания бассейна; 4 - граница между внутренней и внешней областями питания бассейнов: 5 - граница между расчетными площадями в пределах артезианских бассейнов.

Подземные воды: 6 - разновозрастных гранитоидных пород, 7 - осадочно-метаморфических пород докембрия и палеозоя, 8 - эффузивных пород палеозоя и мезозоя, 9 - осадочных образований юры, 10 - нижнемеловых отложений, 11 - верхнемеловых отложений, 12 - отложений палеоген-неогена, 13 - аллювиальных отложений долины р. Керулен

Выделенные артезианские бассейны имеют общие контуры для оценки региональных естественных ресурсов, но они еще не позволяют наметить конкретные методы их оценки, так как в этих бассейнах объединяются различные по условиям формирования подземных вод водоносные комплексы и гидрогеологические формации. С этой целью в пределах артезианских бассейнов намечаются расчетные участки, по которым производится оценка естественных ресурсов подземных вод. Последние выделяются по морфолого-литологическим признакам и относятся к межгорным впадинам, выполненным мезозойско-кайнозойскими отложениями и представляющим внутренние области питания подземных вод артезианских бассейнов, и обрамляющим их приподнятым горным массивам-горстам, сложенным трещиноватыми гранитоидными и эффузивными породами и метаморфизованными толщами палеозоя, местами с маломощным чехлом четвертичных образований, представляющих внешние области питания бассейнов. Границами между участками служат тектонические нарушения.

В пределах участков выделены расчетные гидрогеологические площади, характеризующиеся однотипностью литолого-петрографического состава водосодержащих пород и примерно одинаковыми фильтрационными свойствами. К ним относятся поля развития гранитоидов, эффузивов и других пород, развитых во внешних областях питания бассейнов, и стратифицированные водоносные комплексы и горизонты областей внутреннего их питания и накопления подземных вод, представленные переслаивающейся толщей песчаников, конгломератов, песков и других рыхлых и слабосцементированных отложений.

Границы расчетных гидрогеологических участков и площадей показаны на схеме (рис. 17) гидрогеологического районирования территории Средне-Халхасской возвышенности.

ОЦЕНКА ЕСТЕСТВЕННЫХ РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

Сходство природных условий артезианских бассейнов Средне-Халхасской возвышенности позволяет рассмотреть принципиальную схему формирования их водного баланса на примере Олонгинского и Чойренского бассейнов.

ОЛОНГИНСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

В Олонгинском артезианском бассейне выделяются два балансовых участка, существенно различающихся по условиям формирования подземного стока и испарения: внешняя область питания и внутренняя.

Внешняя область питания бассейна занимает площадь 900 км^2 и располагается в интервале абсолютных отметок 1100-1500 м. В геологическом отношении она сложена трещиноватыми гранитоидами, эффузивами и осадочно-метаморфическими породами, перекрытыми маломощным чехлом элювиаль-

ных и делювиальных макропористых отложений. Хорошая водопроницаемость последних приводит к тому, что дождевые воды, выпадающие во внешней области питания, в большинстве своем просачиваются, создавая лишь слабый поверхностный сток в виде временных потоков с расходами воды, не превышающими 15% суммы годовых осадков. Водный баланс внешней области питания артезианского бассейна может быть выражен уравнением (9)

$$W_0 = Y'_{0\,подз} = X_0 = Y'_0 - Z_0,$$

где $W_0 = Y'_{0\,подз}$ – инфильтрация осадков, численно равная подземному стоку, X_0 – атмосферные осадки, Y'_0 – поверхностный сток, Z_0 – суммарное испарение.

Значения этих элементов водного баланса следующие: X_0 = 190 мм, Y_0 = = 190 × 0,15 = 29 мм.

Величина испарения определяется:

– для водосборной площади в 370 км^2, расположенной в пределах развития мелкосопочного рельефа с абсолютными отметками 1300–1500 м (в среднем 1400 м), коэффициент испарения (см. рис. 15) равен 0,67;

– для водосборной площади в 530 км^2, расположенной в пределах холмисто-увалистого рельефа с абсолютными отметками 1150–1300 м (в среднем 1225 м), коэффициент испарения равен 0,76. Средневзвешенный коэффициент испарения для внешней области питания равен 0,73 и величина испарения составит $Z_0 = X_0 \cdot K_u$. Подставляя исходные данные в уравнение (9), получим величину подземного стока, образованного за счет инфильтрации атмосферных осадков:

$$W_0 = Y'_{0\,подз} = 190 - 29 - 139 = 22 \text{ мм}.$$

Из приведенных цифр видно, что восполнение ресурсов подземных вод или естественные ресурсы внешней области питания бассейна составляют 22 мм в год или со всей площади ее (900 км^2) 19 800 000 м^3/год, или 0,63 м^3/с.

Для сопоставления ниже приведен расчет восполнения естественных ресурсов подземных вод на этой же площади по значениям коэффициента инфильтрации атмосферных осадков (табл. 28).

Произведенные определения естественных ресурсов подземных вод для внешней области питания Олонгинского артезианского бассейна, выполненные двумя разными способами, показали относительно хорошую сходимость полученных результатов, что позволяет нам применить эти способы и для определения естественных ресурсов подземных вод по остальным артезианским бассейнам Средне-Халхасской возвышенности.

Таблица 28

Расчет восполнения подземных вод по величине коэффициента инфильтрации осадков

Порода	Площадь, км^2	Коэффициент инфильтрации	Естественные ресурсы	
			м^3/год	м^3/с
Гранитоиды	285	0,11	5 950 000	0,18
Эффузивы	365	0,07	6 180 000	0,20
Осадочно-метаморфические	250	0,13	6 180 000	0,20
Итого	900		18 310 000	0,58

Примечание. Количество атмосферных осадков – 175 мм.

Естественные ресурсы подземных вод межгорной впадины есть суммарный расход водоносных комплексов и горизонтов. Они слагаются из транзитного и местного подземных стоков (Формирование подземного..., 1970).

Под транзитным подземным стоком понимается сток, идущий со стороны внешней области питания артезианского бассейна, который в конкретных условиях описываемого бассейна равен 0,63 $м^3$/сек.

Местный подземный сток – это сток подземных вод в водоносных комплексах и горизонтах межгорной впадины, где питание и разгрузка их осуществляются на площади распространения того или иного водоносного комплекса или горизонта. Для Олонгинской впадины он определяется на основании развития водоносного комплекса меловых отложений, равного 285 $км^2$, и модуля подземного стока, принятого для впадин равным 0,1 л/сек·$км^2$, в количестве 0,03 $м^3$/сек. Таким образом, естественные ресурсы подземных вод бассейна оцениваются в 0,66 $м^3$/сек.

ЧОЙРЕНСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Внешняя область питания этого бассейна, так же как и Олонгинского, представлена горным обрамлением площадью 5020 $км^2$, располагающейся в интервале отметок 1100–1650 м. Она сложена трещиноватыми разновозрастными эффузивами, гранитами и осадочно-метаморфическими породами протерозоя, палеозоя и мезозоя,

Таблица 29

Средневзвешенный коэффициент испарения внешней области питания Чойренского бассейна

Тип рельефа	Абсолютные отметки поверхности земли, м	Средняя расчетная абсолютная отметка, м	Площадь, $км^2$	Коэффициент испарения	Средневзвешенный коэффициент испарения
Среднегорный	1500–1650	1550	250	0,61	
Мелкосопочный	1300–1500	1400	1500	0,67	0,74
Холмисто-увалистый	1100–1300	1200	3270	0,78	

Таблица 30

Расчет восполнения подземных вод по величине коэффициента инфильтрации осадков

Порода	Площадь, $км^2$	Коэффициент инфильтрации	Естественные ресурсы	
			$м^3$/год	$м^3$/с
Гранитоиды	1470	0,11	29 400 000	0,93
Эффузивы	2950	0,07	38 350 000	1,21
Осадочно-метаморфические	600	0,13	13 800 000	0,44
Итого	5020		81 550 000	2,58

Примечание. Количество атмосферных осадков – 175 мм.

Таблица 31

Естественные ресурсы подземных вод артезианских бассейнов Средне-Халхасской возвышенности

Номер на рис. 17	Артезианский бассейн	Площадь области питания, км^2		Сток подземных вод, м^3/с		Естественные ресурсы (транзитный + местный), м^3/с	Средний модуль подземного стока по артезианскому бассейну, л/сек·км^2
		внешней	внутренней	транзитный	местный		
1	2	3	4	5	6	7	8
1	Халдаинский	870	500	0,54	0,05	0,99	0,72
2	Хонгорский	590	300	0,65	0,03	0,68	0,76
3	Цагандэлгэрский	365	35	0,38	-	0,38	0,95
4	Хытабулакский	2085	540	1,59	0,05	1,64	0,63
5	Улланнурский	5020	2325	3,03	0,23	3,26	0,44
6	Чойренский						
7	Нартынхидский	1465	485	0,51	0,05	0,56	0,29
8	Абдарынский	940	775	1,09	0,08	1,17	0,68
9	Цайдамский	470	150	0,61	0,02	0,63	1,00
10	Дарханский	130	30	0,16	-	0,16	1,00
11	Алагцабский	290	80	0,27	0,01	0,28	0,76
12	Северо-Хараайрагский	2460	300	1,87	0,03	1,90	0,69
13	Южно-Хараайрагский	820	500	0,42	0,05	0,47	0,36
14	Цаганудэнский	1960	790	1,00	0,08	1,08	0,39
15	Ханхоршарбогнурский	1040	265	0,79	0,03	0,82	0,63
16	Цайринский	95	110	0,06	0,01	0,07	0,34
17	Цацыннурский	600	500	0,55	0,05	0,60	0,54
18	Айрагский	100	30	0,10	-	0,10	0,77
19	Олонгинский	900	285	0,63	0,03	0,66	0,56
20	Бусыйинчулинский	775	130	0,49	0,01	0,50	0,55
21	Нудэгиннурский	220	120	0,09	0,01	0,10	0,29
22	Ихэхидский	295	280	0,19	0,03	0,22	0,38
23	Восточно-Ихэхидский	165	45	0,11	-	0,11	0,52
24	Барунбаргаобинский	875	125	0,64	0,01	0,65	0,65
25	Цайдаминнурский	1090	470	0,87	0,05	0,92	0,59
26	Табунундурский	275	200	0,17	0,02	0,19	0,40
27	Модонхудукский	110	75	0,08	0,01	0,09	0,48
28	Барунхолойский	250	55	0,16	-	0,16	0,52
29	Хулчорский	500	230	0,48	0,02	0,50	0,68
30	Увыргиндынский	1090	560	0,59	0,06	0,65	0,40
31	Цайдамнурский	1105	660	0,80	0,06	0,86	0,49
32	Гашунгольский	155	45	0,06	-	0,06	0,30
33	Обосомонский	685	115	0,50	0,01	0,51	0,64
34	Цаганнурский	890	230	0,64	0,02	0,66	0,59
35	Уланхабинский	350	60	0,26	-	0,26	0,63
36	Мунхуханский	690	90	0,64	0,01	0,65	0,90
37	Шарахадинский	945	205	0,85	0,02	0,77	0,67
38	Бачжообинский	675	65	0,57	-	0,57	0,77
39	Баянтэрэмский	1140	190	0,91	0,02	0,93	0,70
40	Хухуобинский	740	105	0,23	0,01	0,24	0,28
41	Гурвансайханский	650	205	0,37	0,02	0,39	0,45
42	Элигэнский	405	110	0,13	0,01	0,14	0,28

Таблица 31 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
43	Цэгэнинурский	690	375	0,42	0,03	0,45	0,42
44	Эрдэницогтингобийский	1250	765	0,88	0,08	0,96	0,46
45	Мурокцинский	620	60	0,20	-	0,20	0,29
46	Дэлгирский	940	525	0,39	0,05	0,44	0,30
47	Улдзуйтинский	4555	3205	2,86	0,32	3,18	0,41
48	Тэбшиниширэинский	815	610	0,18	0,06	0,24	0,17
49	Усуницаганнурский	2690	2730	0,60	0,27	0,87	0,16
50	Баинбулакский	950	385	0,21	0,04	0,25	0,18
51	Джирлингобийский	920	405	0,26	0,04	0,30	0,23
52	Шабарджаргалантинский	1755	1100	0,45	0,11	0,56	0,20
53	Холбогингобийский	575	160	0,15	0,02	0,17	0,23
54	Алагхутулынский	455	195	0,12	0,02	0,14	0,22
55	Гурбанбулакский	5540	1345	3,15	0,14	3,29	0,48
	Всего			33,95	2,38	36,63	

разбитыми многочисленными зонами разломов. Рельеф на северо-западе и северо-востоке мелкосопочный и среднегорный, на юго-востоке - холмисто-увалистый. Дождевые воды часто не доходят до тальвегов сухих русел, просачиваясь в рыхлый грунт. Поверхностные водотоки выходят во впадину и пополняют озера лишь в периоды интенсивных ливней. Величина этого стока может быть принята равной 15% среднемноголетней суммы осадков. Это позволяет записать уравнение водного баланса внешней области питания бассейна в виде:

$$W_0 = Y_{0\,подз} = X_0 - Y_0 - Z_0, \quad где\ X_0 = 175\ мм,\ Y_0 = 26\ мм,\ Z_0 = 130\ мм.$$

Величина испарения определена по графику (см. рис. 15) в зависимости от средневзвешенного коэффициента испарения, расчет которого приводится в табл. 29.

Исходя из полученных данных, величина инфильтрации атмосферных осадков определяется в 19 мм, а естественные ресурсы подземных вод бассейна, формирующиеся в его внешней области питания, составят 95 380 000 м^3/год, или 3,03 м^3/с.

Для сопоставления приведем оценку естественных ресурсов подземных вод бассейна, произведенную по величине инфильтрации атмосферных осадков (табл. 30).

Расхождения в результатах оценки ресурсов, полученные по тем же двум методам, составили 15%, что, на наш взгляд, вполне допустимо.

Естественные ресурсы подземных вод Чойренского артезианского бассейна, как и Олонгинского, слагаются из транзитного подземного стока со стороны внешней области питания бассейна, равного 3,03 м^3/с, и местного подземного стока - 0,232 м^3/с, полученного как произведение площади распространения мелового водоносного комплекса, равной 2320 км^2, на модуль подземного стока для межгорных впадин, принятого за 0,1 л/с·км^2, т.е. общий подземный сток составляет 3,262 м^3/с.

Аналогичным образом нами произведена оценка естественных ресурсов подземных вод остальных артезианских бассейнов, расположенных на площади Средне-Халхасской возвышенности (табл. 31).

Размеры ежегодно возобновляемых ресурсов подземных вод артезианских

бассейнов Средне-Халхасской возвышенности оцениваются ориентировочно в 36,6 $м^3/с$, что соответствует объему подземного стока в 1150 млн·$м^3$/год.

Подземный сток в артезианских бассейнах распределен весьма неравномерно. Из приведенной цифры общего подземного стока 1150 млн·$м^3$/год 1050 млн·$м^3$/год приходится на сток подземных вод, формирующихся во внешних областях питания, и лишь 100 млн·$м^3$/год падает на местный сток во внутренних областях их питания.

Средний модуль подземного стока для артезианских бассейнов достигает 0,45 л/с и колеблется в зависимости от природных условий от 1,0 до 0,16 л/с·$км^2$.

Полученные значения модулей превышают в 1,5 раза модуль подземного стока, определенный А.Т. Ивановым (1958) для Восточной Монголии (меньше 0,3 л/сек·$км^2$), а следовательно, значительно увеличивают естественные ресурсы подземных вод рассматриваемого района. Однако, хотя эти ресурсы подземных вод и являются более высокими, чем определенные ранее, они нуждаются в дальнейшем уточнении, так как существующая методика их оценки еще недостаточно совершенна.

НАРОДНОХОЗЯЙСТВЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Подземные воды Средне-Халхасской возвышенности на большей ее части - единственный источник водоснабжения населенных пунктов, промышленных предприятий и пастбищ отгонного животноводства. Исключение представляет долина р. Керулен, на площади которой для указанных целей широко используются речные воды, хотя водоснабжение аймачных центров (Ундэр-Хан и Чойбалсан), расположенных в этой долине, осуществляется также за счет аллювиальных грунтовых вод.

Пастбищное водоснабжение

Территория Средне-Халхасской возвышенности относится к степной зоне и имеет высокоурожайные и высококачественные пастбища, и лишь в межгорных впадинах и в долине р. Керулен пастбища по качеству травостоя и урожайности относятся к средним. Здесь разводятся овцы, козы, лошади, верблюды и крупный рогатый скот, причем удельный вес последнего на севере района выше, чем на юге. По данным Д.Д. Сагалуева, для четырех сомонов, расположенных в юго-западной части района, овцы и козы составляют 65% поголовья скота, лошади 21%, верблюды 10% и крупный рогатый скот 4%.

Пастбищное водоснабжение базируется на использовании подземных вод, которые добываются с помощью колодцев и реже скважин; часто для этих целей используется вода родников. По данным того же автора, из 310 водопойных пунктов 279 составляют колодцы, 21 родники и лишь 10 скважины. Такое соотношение характерно и для водопунктов остальной площади района с некоторыми отклонениями в ту или иную сторону, но с тем же незначительным числом скважин. Эксплуатируются преимущественно пресные, неглубоко залегающие грунтовые воды, распространенные главным образом в зоне экзогенной трещиноватости пород.

Анализируя результаты геологических и гидрогеологических исследований, данные обследования состояния водного хозяйства Управления водного хозяйства МСХ МНР и пользуясь классификацией обеспеченности водой пастбищных угодий, предложенной П.А. Деревянко (1959), можно отнести пастбища горных массивов к хорошо и средневодообеспеченным.

В межгорных впадинах, занимающих 30% территории, пастбища практически слабо или совсем не обеспечены водой. Это объясняется глубоким залеганием подземных вод в их прибортовых частях, что затрудняет сооружение колодцев, и повышенной соленостью воды верхних водоносных горизонтов, залегающих в центральных частях впадин близко к поверхности земли.

Техника водоснабжения пастбищных территорий не всегда отвечает современным требованиям: каптажи родников устраиваются относительно редко, колодцы очень часто заглубляются в водоносный горизонт на незначительную глубину (85% всех колодцев района имеют столб воды не более 1,5 м), водонепроницаемая подушка имеется не у всех водопунктов, что часто приводит к загрязнению воды. В результате всего этого в зимний период 2/3 родников и колодцев перемерзает, в то время как потребность в воде, согласно нормам потребления, сокращается лишь на 1/3 или 1/2 (Чогдон, 1962). В связи с этим районы, относящиеся летом к хорошо водообеспеченным, в зимнее время становятся слабоводообеспеченными. В суровые многоснежные зимы положение усугубляется тем, что скот с трудом добывает себе корм из-под снега. Подкормка его комбикормами и сеном требует увеличения нормы водопоя, иначе животные гибнут от обезвоживания организма. Объясняется это тем, что при пастбищном содержании скота он поедает траву со снегом и за счет этого получает дополнительную влагу, которая отсутствует при кормлении его запасенными кормами.

Дальнейшим планом развития народного хозяйства МНР поставлена задача еще большей интенсификации животноводства. В соответствии с этим производственными организациями Министерства водного хозяйства страны проводится большая работа по улучшению существующего водоснабжения и повышению водообеспеченности пастбищных угодий путем строительства буровых и шахтных колодцев, каптирования родников, создания прудов и т.п. Достаточно сказать, что в настоящее время в республике ежегодно строится около 5000 водопунктов. Все это приводит к тому, что кочевое экстенсивное животноводство постепенно превращается в отгонно-пастбищное, сочетающееся с заготовкой кормов, механизацией трудоемких процессов и т.д. Перевод кочевого животноводства на более высокую ступень развития сопровождается созданием постоянных зимних баз, строительством центров производственных бригад, современных поселков со школами, клубами, магазинами и другими предприятиями культурно-бытового назначения.

Все изложенные выше выявленные закономерности в распределении и формировании химического состава и ресурсов подземных вод позволяют сказать, что развитие пастбищного водоснабжения в районе на ближайшую перспективу должно вестись по следующим направлениям.

В районах развития кристаллических пород с пресными трещинными водами (внешние области питания артезианских бассейнов):

- реконструкция водопойных пунктов, заключающаяся в каптаже родников, замена примитивных колодцев капитальными, обеспечивающими бо́льшую их производительность, хорошее санитарное состояние, механизацию водоподъема и круглогодичное функционирование;
- сооружение новых колодцев или скважин в местах, слабо обеспеченных водой, руководствуясь рекомендуемыми радиусами отгона;
- использование родникового стока и вод, добываемых из колодцев и скважин, для лугомелиорации и орошения участков с фуражными культурами с целью создания страховых запасов кормов.

В межгорных впадинах (внутренние области питания артезианских бассейнов):

- сооружение скважин для водопоя скота с целью вовлечения в оборот новых пастбищ, не обеспеченных до настоящего времени водой;
- сооружение одиночных высокодебитных и групп скважин на участках водозаборов для орошения земель с целью выращивания кормовых культур.

Перспективными участками для сооружения колодцев и скважин для водопоя скота в горных массивах являются межгорные долины с близким залеганием пресных или слабосолоноватых грунтовых вод и обводненные зоны тектонических нарушений; в межгорных впадинах - прибортовые их участки, имеющие пресные или слабосолоноватые воды, но залегающие на значительной глубине, а также зоны тектонических нарушений и более глубокие водоносные го-

Таблица 32

Нормы предельной минерализации подземных вод, используемых для водопоя скота, г/л

Животные	Сезон использования пастбищ		
	летний	весенний	зимний
Овцы и козы	6	8	10
Крупный рогатый скот	5	6	-
Лошади	6	6	6
Верблюды	6	8	12

ризонты меловых отложений, характеризующиеся менее минерализованной водой по сравнению с вышележащими горизонтами.

При оценке качества подземных вод для водопоя скота рекомендуется пользоваться нормами их предельной минерализации, существующими в СССР (табл. 32).

При строительстве концентрированных водозаборов, состоящих из группы водопунктов (колодцев или скважин), необходимых для орошения и лугомелиоративных работ, перспективными участками могут быть в горных массивах устьевые части крупных межгорных долин, имеющие более спокойный рельеф и лучшие почвы, а также зоны тектонических нарушений; в межгорных впадинах сооружение водозаборов может осуществляться как в прибортовых частях, так и в зонах тектонических нарушений.

Водоснабжение населенных пунктов

На площади Средне-Халхасской возвышенности располагается более 100 населенных пунктов, группировка которых по численности населения приведена в табл. 33.

Водоснабжение г. Чойбалсан основано на эксплуатации подземных вод водоносных формаций эффузивов и гранитов, водоносного комплекса палеоген-неогеновых отложений, а также грунтовых вод аллювиальных отложений долины р. Керулен. Город Ундэр-Хан также получает воду из аллювиальных отложений этой реки и частично из пород палеоген-неогенового водоносного комплекса. Водоснабжение г. Барун-Урт основано на использовании подземных вод гранитов, для чего в 1965-1966 гг. под руководством Б.А. Картавина и Ч.Гомбосурэна здесь было пробурено несколько скважин, позволивших обеспечить этот город водой.

Групповые водозаборы подземных вод для населенных пунктов построены для водоснабжения поселков при железнодорожных станциях Чойрен, Хара-Айрак и горнорудном предприятии Барун-Цогто. Так, на ст. Чойрен сооружено два водозабора по четыре и три скважины в каждом; в пос. Барун-Цогто эксплуатируется водозабор из четырех скважин, обеспечивающих водой обогатительную фабрику, рудник и рабочий поселок. Водоснабжение остальных населенных пунктов района построено на использовании грунтовых вод, добываемых преимущественно с помощью одиночных колодцев, родников и реже скважин (сомон Дархан, Баян-Джаргалан, Далан-Джаргалан и некоторые другие). Санитарное состояние их не всегда удовлетворительное, механизация водоподъема часто отсутствует, некоторые колодцы зимой перемерзают, и население для получения воды вынуждено использовать снег и лед.

Для улучшения существующего водоснабжения населенных пунктов необходимо осуществить следующие мероприятия:

- перевести на централизованное водоснабжение города и крупные населенные пункты с водопотребностью более 150 $м^3$/сут;
- построить для всех сельских населенных пунктов с водопотребностью от 50 до 150 $м^3$/сут водозаборы, состоящие из скважин или колодцев, и оборудовать их механическим водоподъемом и типовыми сооружениями для обеззараживания, хранения или транспортирования (водопровод) воды;
- обеспечить водоснабжение центров производственных бригад с водопотребностью 15–30 $м^3$/сут и меньше за счет подземных вод, добываемых колодцами или скважинами, которые позволят, помимо использования воды для питьевых нужд населения, использовать ее также для водопоя скота.

При выборе перспективных участков для сооружения водозаборов большое значение имеет правильная оценка пригодности подземных вод для питьевых нужд населения. Для этого можно воспользоваться рекомендациями Н.А. Маринова и В.Н. Попова (1963), предложившими следующие нормы качественной оценки подземных вод (в мг/л), основанные на большом количестве анализов воды, используемой населением Юго-Восточной Монголии для питьевых нужд:

Сухой остаток 1500–1800
Хлор 200–300
Серная кислота 300–500
Азотная кислота 30–40
Азотистая кислота 0,05
Аммиак . . . . . Сл.
Органические вещества по $KMnO_4$ 4,0
Жесткость общая, мг-экв/л 12–14

Для сооружения водозаборов с целью централизованного водоснабжения городов Чойбалсан и Ундэр-Хан, а также строительства одиночных скважин для более мелких населенных пунктов, расположенных в долине р. Керулен, перспективными являются водоносный горизонт аллювиальных отложений и в ряде мест подстилающий его водоносный комплекс палеоген-неогеновых отложений.

Центры сельскохозяйственных объединений, госхозов, производственных бригад, разбросанные на огромной площади района, имеют одну особенность,

Таблица 33

Группировка населенных пунктов, расположенных на территории Средне-Халхасской возвышенности

Категория населенных пунктов	Количество населенных пунктов	Число жителей	Среднее число жителей
Города			
Чойбалсан		Более 10 000	-
Ундэр-Хан и Барун-Урт		От 2000 до 10 000	5000
Центры сельхозобъединений, госхозов, рабочие поселки при железнодорожных станциях и горнорудных предприятиях	30	От 200 до 2 000	400
Центры производственных бригад	80–100	От 10 до 50	20

присущую большинству из них, – положение на южных склонах горных массивов, хорошо защищенных от суровых северных ветров. Такое местоположение позволяет использовать для организации их водоснабжения как подземные воды водоносных формаций кристаллических пород, концентрирующихся в межгорных долинах и зонах тектонических нарушений, так и водоносные комплексы меловых и палеоген-неогеновых образований прибортовых частей межгорных впадин, содержащих, как правило, пресную воду.

Водоснабжение промышленных предприятий

Промышленность в районе развита слабо. Она представлена преимущественно мелкими предприятиями по добыче строительных материалов, пищевой и легкой промышленности с небольшой потребностью в воде. Эти предприятия сосредоточены в основном в городах Чойбалсан и Ундэр-Хан. Относительно крупные предприятия с потребностью в воде более 1000-2000 $м^3$/сут представлены обогатительными фабриками на разрабатываемых месторождениях, станциями железной дороги Улан-Батор – Дзамын-Удэ, ТЭЦ в пос. Адун-Чулун и шахтами в пос. Улдзуйту. Водоснабжение их осуществляется с помощью специальных водозаборов подземных вод, состоящих, как правило, из нескольких скважин и реже из одной.

Перспективы развития топливной и горнорудной промышленности значительны. В ближайшее время намечено ввести в эксплуатацию ряд угольных, вольфрамовых и флюоритовых месторождений, находящихся на площади Гурбанбулакского, Чойренского, Олонгинского и других артезианских бассейнов.

Наибольшее практическое значение для организации централизованного водоснабжения указанных предприятий будут иметь подземные воды меловых и палеоген-неогеновых водоносных комплексов, развитых во внутренних областях питания и накопления подземных вод артезианских бассейнов, в которых сосредоточены значительные их ресурсы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в результате выполненных на площади Средне-Халхасской возвышенности геологических и гидрогеологических исследований удалось расчленить гидрогеологический разрез ее на ряд стратифицированных водоносных формаций, комплексов и горизонтов и дать общую их характеристику. Анализ накопленного относительно большого фактического материала по подземным водам возвышенности позволил также в схеме выявить общие закономерности их формирования и распределения на этой площади и впервые составить карту ее гидрогеологического районирования. В качестве первичной единицы последнего приняты межгорные артезианские бассейны, включающие внешние области питания, области напора, внутреннего питания и разгрузки.

Установлено, что пополнение ресурсов подземных вод во внешних областях питания бассейнов происходит главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков. Водоносные формации разновозрастных пород, развитые здесь, содержат преимущественно безнапорные воды неглубокой циркуляции, водоносность пород невысокая, за исключением зон тектонических нарушений, сопровождающихся повышенной трещиноватостью, а следовательно и водоносностью, пород.

Питание водоносных комплексов, распространенных во внутренних областях питания, напора и разгрузки бассейнов, происходит главным образом за счет подтока воды со стороны внешних областей их питания, в незначительной степени инфильтрации атмосферных осадков и потерь воды временных водотоков, формирующихся во внешних областях питания и стекающих во впадины. Разгрузка подземных вод бассейнов осуществляется через тектонические нарушения, "литологические окна" в перекрывающих водоносные породы водоупор-

ных пачках, путем напорной восходящей фильтрации через эти пачки и в некоторых бассейнах, возможно, путем подземного стока в гипсометрически нижерасположенные бассейны. Наиболее обводнены прибортовые части впадин, сложенные грубообломочными отложениями, и зоны разрывных дислокаций, также в большинстве своем приуроченные к этим местам. Скважины на подобных участках дают водопритоки до 30 л/с.

Во внешних областях питания бассейнов формируются пресные воды с минерализацией до 0,2–1 г/л преимущественно гидрокарбонатного кальциево-натриевого состава. По мере движения подземного потока по уклону в сторону внутренних областей их питания минерализация воды возрастает и местами достигает 1,5–2 г/л. Тип воды при этом становится сульфатным натриево-магниевым.

Во внутренних областях питания бассейнов отмечается четкая горизонтальная зональность в изменении химического состава подземных вод, выражающаяся в закономерном увеличении минерализации от краевых частей впадин к центральным с одновременным преобразованием в том же направлении гидрокарбонатного кальциевого и натриевого состава воды в сульфатный и реже в хлоридный натриевый. В распределении химического состава воды в разрезе в ряде артезианских бассейнов установлена инверсия этого состава, выражающаяся в уменьшении ее минерализации с глубиной, что, помимо научного, имеет также важное практическое значение.

Выявленные особенности распространения подземных вод и формирования их химического состава позволили высказать ряд рекомендаций по направлению поисковых работ на подземные воды в районе.

Так, поиски значительных скоплений пресных вод во внешних областях питания бассейнов рекомендуется осуществлять в межгорных долинах, расчленяющих эти области, и в зонах разрывных дислокаций, в первую очередь обрамляющих впадины, как в наиболее обводненных участках, в пределах которых могут быть построены водозаборы производительностью до 10–15 л/с и более.

Во внутренних областях питания бассейнов наиболее перспективными участками для получения пресных подземных вод являются прибортовые части впадин, нижние части разрезов их осадочного чехла, лежащие на трещиноватых породах фундамента бассейнов, а также зоны разрывных дислокаций. Поиски последних должны производиться как путем натурной съемки, так и с помощью рекомендуемого ниже комплекса геофизических методов исследований, особенно метода ВЭЗ, хорошо себя зарекомендовавшего в условиях пустынных районов Монголии.

Из общего числа более 50 межгорных артезианских бассейнов, располагающихся в пределах Средне-Халхасской возвышенности, два геологически и гидрогеологически наиболее изученных из них – Олонгинский и Чойренский – охарактеризованы достаточно подробно. На примере этих бассейнов выполнена оценка естественных ресурсов подземных вод методами многолетнего водного баланса и по коэффициенту инфильтрации атмосферных осадков. Учитывая все еще слабую изученность подземных вод района и других элементов, составляющих его водный баланс, полученные расхождения в окончательных цифрах этих ресурсов следует считать вполне допустимыми.

По аналогии с этими бассейнами произведена оценка естественных ресурсов подземных вод по другим бассейнам возвышенности. Общие естественные ресурсы их по всем бассейнам оцениваются в 36,65 $м^3/с$, что соответствует годовому стоку в количестве 1150 $млн \cdot м^3$, из них 34,27 $м^3/с$ (1050 $млн \cdot м^3$) составляют подземный сток внешних областей и 2,38 $м^3/с$ (100 $млн \cdot м^3$) – внутренних областей питания и накопления подземных вод бассейнов.

Таким образом, средний модуль подземного стока для территории Средне-Халхасской возвышенности в целом оказался равным 0,45 $л/с \cdot км^2$, а колебания его находятся в пределах от 0,15 до 1 $л/с \cdot км^2$. Эта средняя цифра модуля подземного стока несколько выше той, которая была определена для

описываемого района ранее А.Т. Ивановым (0,3 л/с·км^2) и А.В. Зуевым (менее 0,1 л/с.км^2), и свидетельствует о том, что район располагает более значительными ресурсами подземных вод, чем это предполагалось. Несмотря на определенные достижения в изучении подземных вод и в решении некоторых теоретических и практических задач гидрогеологии района, есть еще целый ряд проблем, ожидающих своего разрешения. Первоочередные из них следующие:

– дальнейшее изучение закономерностей распространения и формирования подземных вод, особенно пресных, на базе производства среднемасштабной гидрогеологической съемки, сопровождающейся применением геофизических методов исследований и бурением структурных скважин в наиболее изученных бассейнах на всю мощность осадочного чехла;

– развитие исследований, связанных с изучением естественного режима подземных вод, режима эксплуатации существующих в районе водозаборов, отдельных составляющих водного баланса, входящих в примененные уравнения, но еще недостаточно хорошо обоснованных и в совокупности важных для уточнения выявленных ресурсов подземных вод;

– изучение роли конденсационной влаги в пополнении ресурсов подземных вод, которая в приведенных расчетах, из-за полного отсутствия каких-либо данных по этому вопросу никак не учитывалась, но которая, очевидно, существует в условиях резко континентального климата района и вошла, таким образом, в "запас поочности" выявленных ресурсов.

ЛИТЕРАТУРА

Аманитов В.А., Матросов П.С. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей. – В кн.: Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области. Л., 1961, с. 183–206 (Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия, т. 58).

Аманитов В.А., Модзалевская Е.Е. Новые данные о девоне Северо-Восточной Монголии и некоторые вопросы его палеогеографии. – В кн: Материалы по геологии МНР. М., "Недра", 1966, с. 16–21.

Биндеман Н.Н. К определению естественных запасов подземных вод. – "Разведка и охрана недр", 1962, № 1, с. 35–40.

Биндеман Н.Н. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод. М., Госгеолиздат, 1963, 203 с.

Бобров В.А. Новые данные о нижнедевонских отложениях Восточной Монголии. – "Докл. АН СССР", т. 138, № 2, с. 419–421.

Бобров В.А. Интрузивные комплексы Восточной Монголии и сравнение их с интрузивными комплексами Забайкалья. – В кн.: Материалы по гранитоидам Забайкалья. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 102–129.

Бочевер Ф.М. О классификации запасов подземных вод для целей водоснабжения. – "Советская геология", 1957, № 62, с. 143–150.

Бочевер Ф.М. Теория и практические методы гидрогеологических расчетов эксплуатационных запасов подземных вод. М., "Недра", 1968, 325 с.

Бочевер Ф.М., Веригин Н.Н. Методическое пособие по расчетам эксплуатационных запасов подземных вод для водоснабжения. М., Госстройиздат, 1961, 199 с.

Будыко М.И., Тимофеев М.П. О методах определения испарения. – "Метеорология и гидрология", 1952, № 9, с. 3–9.

Великанов М.А. Водный баланс суши. Л., Гидрометеоиздат, 1948, 180 с.

Гидрогеологическая карта Монгольской Народной Республики масштаба 1:1500000. Сост.: А.И. Кончакова, З.Н. Рождественская, С.Г. Шкапская. Гл. редактор Н.А. Маринов. М., ГУГК, 1972.

Деревянко П.А. Сельскохозяйственное водоснабжение Монгольской Народной Республики. В кн.: Труды Лаборатории гидрогеологических проблем им. Ф.П. Саваренского АН СССР, т 21. М., Изд-во АН СССР, 1959, 132 с.

Жадамбаа Ш., Неушкин А.И., Туудэндорж Д. Циркуляционные факторы климата Монголии. – "Метеорология и гидрология", 1967, № 2, с. 29–37.

Хамбаажамц Б. БНМ Улсын нутаг дахь агаарын температур, тундасны тархалт. – "Монгол орны газар зуйн асуудлууд". Улаанбаатар, 1963, № 1, с. 5–16. Распределение температуры и осадков на территории МНР.

Запарий М. П. Гидрогеологические результаты электроразведки в МНР. (Автореферат доклада, прочитанного 19/V 1960 г.). – "Бюлл. МОИП, новая серия", т. 65, отд. геол., 1960, т. 35(4), 149 с.

Запарий М.П. Гидрогеологические условия территории Монгольской Народной Республики (аридная и полуаридная зоны). – "Изв. высш. учебн. заведений. Геология и разведка", 1961, № 4, с. 86–95.

Запарий М. П. О связи водоносности с тектоникой на территории Монголии. – "Изв. высш. учебных заведений. Геология и разведка", 1964, № 10, с. 106–114.

Запарий М. П. О глубине выветривания и водоносности массивно-кристаллических пород Монголии. – "Бюлл. МОИП, отд. геол.", 1967, т. 42(4), с. 116–124.

Зеленин И.В. Методика оценки ресурсов подземных вод горных районов. М., "Наука", 1965, 136 с.

Иванов А.Т. Подземные воды Монгольской Народной Республики. – В кн.: Труды Лаборатории гидрогеологических проблем им. Ф. П. Саваренского АН СССР, т. 19. М., Изд-во АН СССР, 1958, 134 с.

Иванов Н.Н. Об определении величины испаряемости. – "Изв. Всес. геогр. об–ва", 1954, вып. 2, с. 189–195.

Каменский Г.Н. Основы динамики подземных вод. М., Госгеолиздат, 1943, 248 с.

Картавин Б. А. Особенности поисков подземных вод в межгорных впадинах Восточной Гоби в Монголии. – "Советская геология", 1970, № 1, с. 140–144.

Киселев П. А. К изучению величины инфильрации по колебаниям уровня грунтовых вод. – "Изв. АН БССР", 1951, № 6, с. 121–128.

Киселев П. А. Исследования баланса грунтовых вод по колебаниям их уровня. Минск, Изд-во АН БССР, 1961, 202 с.

Константинов А. Р. Методика расчета испарения с почвы, воды и снега по темепратуре и влажности воздуха, измеренным на метеорологических станциях. – В кн.: Труды Гидрологического ин-та, 1969, вып. 81, с. 115–154.

Костяков А.Н. Основы мелиорации. М., Сельхозгиз, 1951, 750 с.

Крылов М. М. Основы мелиоративной гидрогеологии Узбекистана. Ташкент, Изд–во АН УзССР, 1959, 235 с.

Куделин Б.И. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. М., Изд–во МГУ, 1960, 344 с.

Куделин Б. И., Коробейникова З. В., Лебедева Н.А. Естественные ресурсы подземных вод Центрально-Черноземного района и методика их картирования. М., Изд-во МГУ, 1963, 148 с.

Кузин П. С. Карта испарения с поверхности речных бассейнов Союза ССР – "Метеорология и гидрология", 1940, № 11, с. 21–29.

Кузнецов Н. Т. Гидрография рек Монгольской Народной Республики. М., Изд-во АН СССР, 1959, 154 с.

Кузнецов Н. Т. Речной сток на территории Монгольской Народной Республики. – "Изв. АН СССР, серия геогр.", 1962, № 5, с. 111–118.

Лебедев А.В. Методы изучения баланса грунтовых вод. М., Госгеолтехиздат, 1963, 192 с.

Лебедев А. В., Ярцева Е.Н. Оценка питания и баланса грунтовых вод. М., "Недра", 1967, 172 с.

Лобанова Н.Ф., Пантелеева Т.И. Некоторые гидрогеологические особенности Чойбалсанской депрессии Монгольской Народной Республики. – В кн.: Материалы к научно-технической конференции 21–24 мая 1968 г. (тезисы). М., 1968. (Ротапринт, ПНИИС), 205, 206, с.

Маккавеев А. А. Гидрогеологические наблюдения в котловине Байшинту Гобийского Алтая.– В кн. Гидрогеология и инженерная геология . М., 1936, с. 53–66 (ВИМС, сб. 2).

Маков К. И. О запасах вод Северо-Украинской мульды. – В кн.: Инженерная геология и гидрогеология. Харьков, Гос. научно-техн. изд-во Украины, 1939, с. 58–94.

Маринов Н. А. К вопросу о генезисе нижнемеловых вод Восточной Монголии. – "Советская геология", 1947, № 24, с. 93–96.

Маринов Н.А. Вертикальная зональность подземных вод северо-восточной части Центральной Азии. – "Докл. АН СССР. Нов. сер.", 1948а, т. 60, № 8, с. 1385–1388.

Маринов Н.А. О возможности формирования хлор-кальциевых и хлор-магниевых типов артезианских вод в континентальных отложениях Центральной Азии. – "Докл. АН СССР. Нов.сер.", 1948б, т. 60, № 9, с. 1557–1559.

Маринов Н. А. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М., Изд-во АН СССР, 1957, 268 с.

Маринов Н.А. О гидрогеологических формациях. –"Разведка и охрана недр", 1961, № 8, с. 40–43.

Маринов Н. А. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. М., "Недра", 1967, 844 с.

Маринов Н. А. Формирование подземных вод в зонах разломов (на примере Азиатского материка). – В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. М., 1971, с. 163–172. ("Труды ВСЕГИНГЕО", вып. 41).

Маринов Н. А., Попов В. Н. Гидрогеолгия Монгольской Народной Республики. М., Гостоптехиздат, 1963, 451 с.

Маринов Н.А., Хасин Р. А. Нижнемеловые отложения Восточной Монголии. – "Советская геология", 1947а, № 24, с. 27–35.

Маринов Н.А., Хасин Р. А. О третичных отложениях восточной части МНР. – "Советская геология", 1947б, № 24, с. 36–40.

Маринов Н.А., Храпов А.А., Хубльдиков Г. И. Верхнедевонские–нижнекаменноугольные континентальные отложения Восточной Монголии. – "Докл. АН СССР", 1959, т. 128, № 4, с. 806–808.

Мартинсон Г. Г. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1961, 332 с. ("Труды Байкал. лимнологической станции Вост.-Сиб.фил. СО АН СССР", т. 19).

Методические указания по гидрогеологической съемке на закрытых территориях в масштабах 1 : 500 000, 1 : 200 000 и 1 : 50 000. М., "Недра", 1968, 176 с.

Мирзаев С.Ш. Принципы и методические основы оценки запасов подземных вод. – В кн.: Международный семинар. Ирригация и вертикальный дренаж, т. II. Ташкент, изд-ие М-ва мелиорации и водного хозяйства УзССР, 1967, с. 103–113.

Мирзаев С. Ш. Закономерности формирования и размещения запасов подземных вод Узбекистана, вопросы методики их изучения и проблемы хозяйственного освоения. – Автореф. докт. дисс. Ташкент, 1970. (ГИДРОИНГЕО), 47 с.

Мурзаев Э.М. Монгольская Народная Республика. Физико-географическое описание. М., Географгиз, 1952, 470 с.

Обручев В.А. Восточная Монголия. Географическое и геологическое описание. Ч. 3. Геологическое описание. М., Изд-во АН СССР, 1954, 349 с. ("Труды Монгольской комиссии АН СССР", вып. 6).

Основные черты тектоники Монголии. – В кн.: Доклады советских геологов на Международном геологическом конгрессе. XXII сессия. Проблема 3. Орогенные пояса. М., "Наука", 1968, с. 62–67. Авт.: В.А. Амантов, Ю.А. Борзаковский, Б. Лувсанданзан, П.С. Матросов, О.Д. Суетенко, Р.А. Хасин, Ч. Хурц.

Основы гидрогеологических расчетов. М., "Недра", 1969, 367 с. Авт.: Ф.М. Бочевер, И.В. Гармонов, А.В. Лебедев, В.М. Шестаков.

Плотников Н.А. Оценка запасов подземных вод. М., Госгеолтехиздат, 1959, 288 с.

Плотников Н.И. Водоснабжение горнорудных предприятий. М., Госгортехиздат, 1959, 528 с.

Плотников Н.И. Ресурсы подземных вод СССР и их использование в народном хозяйстве (методические рекомендации). М., 1969, 159 с. (Ротапринт, ВСЕГИНГЕО).

Поиски и разведка подземных вод для крупного водоснабжения. М., "Недра", 1969, 328 с. Авт.: В.Д. Бабушкин, Н.Н. Биндеман, Ф.М. Бочевер, С.В. Викторов, Е. А. Востокова, И.К. Гавич, И.В. Гармонов, В.М. Гольдберг, А.И. Ефимов, И.С. Зекцер, В.Ф. Карулина, В.С. Ковалевский, М.Н. Коляда, Н. Д.Краснопевцев, Б.Г. Логинов, Е.Л.Минкин, Н.А. Огильви, Н.И. Пичугин, И.Ю. Соколов, А.И. Чубарова, Л.С. Язвин.

Поляков Б. В. Гидрологический анализ и расчеты. Л., Гидрометеоиздат, 1946а, 480 с.

Поляков Б.В. Количественная оценка подземных вод с помощью уравнения водного баланса. – "Изв. АН СССР, Отд. техн. наук.", 1946б, № 2, с. 211–214.

Попов В. Н. О некоторых вопросах водоснабжения в восточной части МНР. – "Современная Монголия", Улан-Батор, 1935, № 5(12), с. 81–92.

Синицын В. М. Центральная Азия. М., Географгиз, 1959, 456 с.

Слинко О.В. Особенности формирования ресурсов подземных вод в синклинальных структурах аридной зоны Центрального Казахстана и методы оценки их запасов (на примере северо-

западной части Западно-Балхашского геосинклинального прогиба). Автореф.канд.дис. М., 1969. 1969. (Ротапринт, ПНИИИС), 20. с.

Слядневъ А.Ф. Методы изучения баланса грунтовых вод. Ташкент. Изд-во АН УзССР, 1961, 130 с.

Справочник гидрогеолога. М., Госгеолтехиздат, 1962, 617 с.

Стефаненко А.Я. О некоторых закономерностях в распределении и формировании подземных вод Юго-Восточной Монголии. – В кн.: Вопросы режима, гидрогеологии и инженерной геологии. М.-Л., Госгеолиздат, 1949, с. 84–89 ("Труды ВСЕГИНГЕО", сб. 11).

Ткачук В. Г. Определение приходной части баланса грунтовых вод с сезонными колебаниями их уровня. – В кн.: Труды Лаборатории гидрогеологических проблем им. Ф.П. Саваренского АН СССР, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1949, с. 183–193.

Формирование подземного стока на территории Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1970, 147 с. Авт.: У.М. Ахмедсафин, М.Х.Джабасов, С.Ж.Жапарханов, Б.И. Куделин, С.М. Мухамеджанов, А.А. Мухорянова, Ж.С. Сабиков, А.В. Солнцев, С.М. Шапиро, В.Ф. Шлыгина.

Хасин Р. А. Киммерийские граниты Восточной Монголии. – "Советская геология", 1947, № 24, с. 81–92.

Хасин Р.А. Основные черты геологического строения и структурно-тектонического районирования территории Монгольской Народной Республики. – В кн.: Современные методы поисков местонахождений олова, вольфрама и молибдена.(Сборник материалов научно-технического семинара, состоявшегося с 19 по 29 августа 1965 г. в г. Улан-Баторе, МНР). М., Изд-во СЭВ, 1966, с. 15–31.

Цэгмид Ш. О ландшафтах Монголии (на примере Хэнтэйского горного района и Восточно-Монгольской приподнятой равнины). – "Изв. АН СССР, сер. геогр.", 1964, № 2, с. 101–105.

Чеботарев Н. П. Учение о стоке. М., Изд-во МГУ, 1962, 406 с.

Чогдон Ж. Водохозяйственное строительство в Монгольской Народной Республике. – "Гидротехника и мелиорация", 1958, № 7, с. 50–59.

Чогдон Ж. Обводнение пастбищ Монгольской Народной Республики. – Автореф. канд. дисс. М., 1962, 25 с. (Московская ордена Ленина сельскохозяйственная академия им. К.А. Тимирязева).

Чогдон Ж. Гидрогеологические условия водоснабжения пастбищных территорий МНР. – В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., "Недра", 1966, с. 196–213.

Шувалов В. Ф. Стратиграфия континентального мезозоя и мезозойская история геологического развития Центральной Монголии. – Автореф. канд. дисс. М., 1970, 29 с. (Геологический институт АН СССР).

Щелкачев В. Н. Гидродинамический анализ некоторых методов определения расходов подземных потоков. – "Советская геология", 1947, № 26, с. 91–106.

Szabadvary Laszlo. Közep es Kelet Mongolia vizföldtani viszonyai a geoelektroms kutatas tükreben. – "Geofiz. közl.", 1967, 16, № 3, 3–95 old. Гидрогеологические условия Центральной и Восточной Монголии в свете данных электроразведочных работ.

В. С. БАБИН

КОМПЛЕКС ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ ТРЕЩИННЫХ И ТРЕЩИННО-ЖИЛЬНЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В АРИДНЫХ РАЙОНАХ МОНГОЛИИ

ВВЕДЕНИЕ

Одной из важных отраслей народного хозяйства МНР, как отмечалось в предыдущей работе, является животноводство, все еще базирующееся в основном на круглогодичном использовании пастбищных угодий.

В условиях резко континентального климата и при незначительном количестве поверхностных вод, особенно в южных районах страны, главный источник обводнения пастбищ и водоснабжения населенных пунктов – подземные воды.

В начальный период существования народной власти, когда экономика страны была слабой, для целей водоснабжения использовались главным образом неглубоко залегающие грунтовые воды, добыча которых не требовала сложного оборудования и затрат значительных средств. В дальнейшем, особенно в последние годы, в связи с вовлечением в оборот новых пастбищных площадей и строительством постоянных населенных пунктов все больше начинают использоваться подземные воды, формирующиеся в трещиноватых породах и в зонах разрывных дислокаций, характеризующихся обычно более высокой водоносностью по сравнению с другими породами. Широкое использование эти воды получили на участках развития скальных пород, выходящих на дневную поверхность или залегающих на небольшой глубине под покровом четвертичных образований, а также в районах, где грунтовые и артезианские воды в нормальных осадочных отложениях отсутствуют. Подобные участки находятся главным образом в гобийских областях Монголии. Поэтому поиски таких участков приобретают большое народнохозяйственное значение, так как дальнейшее освоение их промышленностью или сельским хозяйством зависит только от наличия водных ресурсов.

Вот почему для нашего исследования и разработки комплекса методов геофизических исследований при производстве поисковых работ на трещинные и трещинно-жильные подземные воды были выбраны именно территории четырех южных аймаков Монголии, водные ресурсы которых чрезвычайно ограниченны. Как известно, геофизические методы играют весьма важную роль при производстве этих работ, особенно в районах, закрытых с поверхности чехлом рыхлых осадочных отложений, так как позволяют относительно быстро и без значительных денежных затрат выяснить структурно-геологическую обстановку той или иной площади и выделить наиболее перспективную для заложения скважин на воду.

Широкое применение геофизических методов при поисках подземных вод в Монголии началось с 1955 г. Эти исследования осуществлялись Институтом водного хозяйства МНР, Министерством топливно-энергетической промышленности и геологии МНР, экспедицией Ленгипроводхоза Минмелиоводхоза РСФСР и др. Эти исследования проводились на отдельных удаленных друг от друга участках площадью 30–50 км^2, в геологическом и геофизическом отношениях в большинстве своем изученных слабо или совсем неизученных. При проведении этих работ применялся, как правило, лишь один метод ВЭЗ, что, естественно, не могло обеспечить их высокую результативность.

С 1964 по 1968 г. в указанном районе и на прилегающих к нему площадях автором и другими геологами геофизические методы при производстве поисковых работ на трещинные и трещинно-жильные подземные воды были применены более чем на 100 участках. При выполнении этих работ уточнялись возможности отдельных методов в различной геологической и гидрогеологической обстановке и совершенствовалась методика их проведения. В настоящем труде автор проанализировал и обобщил материалы этих исследований, а также геофизические материалы других научных, производственных и проектных организаций и на их базе разработал рациональный комплекс геофизических методов, который и рекомендуется применять в сочетании с другими гидрогеологическими методами при поисках трещинных и трещинно-жильных подземных вод для мелкого и рассредоточенного водоснабжения. Эти виды водоснабжения чаще всего встречаются в степных и пустынных районах Монголии.

Кроме указанных материалов, при составлении работы автор широко пользовался трудами советских и монгольских ученых и специалистов: В.А. Амантова, Н.Д. Беспалова, В.А. Благонравова, Л.А. Благонравовой, В.И. Блюменцвайга, Ю.А. Борзаковского, В.Г. Васильева, В.С. Волхонина, И.И. Волчка, Г.Л. Гришина, М.П. Запария, А.И. Захарова, Л.П. Зоненшайна, А.Х. Иванова, А.В. Ильина, А.И. Кончаковой, Б.Лувсанданзана, Н.А. Маринова, П.С.Матросова, Э.В. Михайлова, К.Б. Мокшанцева, Э.М. Мурзаева, В.Э. Мурзаевой, З.Н. Рождественской, В.Н. Попова, Е.И. Селиванова, П.П. Степанова, О.Д. Суетенко, И.П. Сырнева, И.Б. Филипповой, В.И. Фоминой, Р.А. Хасина, Ж.Чогдона, С.Г. Шкапской, А.А. Юнатова.

При составлении отдельных разделов работы автор получал постоянные консультации и советы от доктора геолого-минералогических наук проф. А.С.Семенова, кандидатов геолого-минералогических наук В.И. Блюменцвайга, В.С.Волхонина, М.П. Запария, В.С. Матвеева, В.А. Ряполовой, П.П. Степанова, В.И.Фоминой. Всем этим товарищам автор приносит свою глубокую благодарность.

Научное редактирование настоящей работы выполнено В.И. Блюменцвайгом.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ РАЙОНА

Изучение подземных вод района началось в конце XIX - начале XX в., когда пустыню Гоби посетили первые русские путешественники и ученые. В оценке ресурсов подземных вод большинство из них сошлись на том, что в Гоби воды мало, но с помощью колодцев она практически везде может быть получена, причем отмечалось, что во многих районах вода залегает неглубоко от поверхности земли. Значительная часть сведений о подземных водах, полученных на этом этапе изучения, в настоящее время утратила свое значение, но некоторые данные о них представляют определенный научный и практический интерес и сейчас.

После установления в МНР власти народного правительства (1921 г.) изучение подземных вод района производилось гидрогеологическими отрядами Монгольской комиссии АН СССР, осуществлявшей свою работу при активном содействии со стороны Комитета наук МНР. Руководители этих отрядов (Васильевский, 1932; Симуков, 1935) также пришли к выводу, что основным источником водоснабжения Гоби могут быть лишь подземные воды. Они сообщали некоторые данные о глубине их залегания на ряде участков, о размещении колодцев и их дебитах.

Широкий размах гидрогеологические исследования в стране приобрели в начале 30-х годов, после организации в 1931 г., по просьбе правительства МНР, Восточной геологоразведочной экспедиции Комитета по делам геологии при СНК СССР. В 1939 г. в составе Министерства сельского хозяйства МНР создается департамент водоснабжения. Обе эти организации занимались глав-

ным образом строительством шахтных и неглубоких буровых колодцев для водоснабжения аратских хозяйств и основных трактов страны, местами сопровождавшимся производством мелкомасштабных гидрогеологических съемок. В пределах района в этих работах в разное время участвовали П.А. Деревянко (1959), А.Т. Иванов (1958), А.А. Маккавеев (1936), В.Н. Попов (1935), А.Я. Стефаненко (1949) и др.

В 1956–1959 гг. Водохозяйственная экспедиция Министерства сельского хозяйства МНР с участием советских специалистов разрабатывала схемы обводнения пастбищ по 10 центральным и южным аймакам страны. Анализу полученных данных посвящены работы М.П. Запария (1964, 1967) и Ж.Чогдона (1966).

В 1958–1960 гг. в восточной половине страны работала Монголо-Венгерская экспедиция, проводившая поиски подземных вод в слабообводненных районах. Решение этой задачи осуществлялось путем строительства буровых колодцев глубиной от 50 до 200 м. Некоторые результаты этих работ в 1967 г. были опубликованы Сабадвари Ласло (Szabadvary Laszlo, 1967).

В 1966–1967 гг. на территории Гоби проводилась комплексная среднемасштабная геолого-гидрогеологическая съемка с целью изучения гидрогеологических условий крупных межгорных впадин. Важные сведения о подземных водах получены при поисково-разведочных работах, выполнявшихся Институтом водного хозяйства МНР с целью обводнения пастбищных территорий пустыни Гоби.

Результаты всех работ показывают, что, несмотря на определенные достижения в изучении подземных вод пустыни Гоби, поиски последних для строительства водопунктов представляют еще значительные трудности, особенно теперь, когда наиболее благоприятные в гидрогеологическом отношении участки в основном разведаны и освоены, а предназначенные для дальнейших исследований характеризуются более сложными геологическими и гидрогеологическими условиями.

Накопленный материал о подземных водах Монголии был обобщен и систематизирован в монографии Н.А. Маринова и В.Н. Попова, вышедшей в свет в 1963 г., а также при подготовке к изданию Гидрогеологической карты МНР масштаба 1:1 500 000, составленной А.И. Кончаковой, З.Н. Рождественской, С.Г. Шкапской под редакцией Н.А. Маринова и вышедшей в свет в 1972 г.

Н.А. Маринов (1967) отмечает, что в целом гидрогеологическая изученность страны остается все еще слабой, и, останавливаясь на очередных проблемах геологии, подчеркивает, что в научных исследованиях важное место должны занять проблемы гидрогеологии, прежде всего те, которые связаны с выявлением закономерностей распространения и формирования на ее территории пресных подземных вод, особенно в степных и пустынных районах, где, кроме подземных вод, других источников водоснабжения нет. Успешное решение этой важной и сложной проблемы будет возможно при условии выполнения ряда организационных мероприятий, а также учета новейших достижений науки и техники, в том числе геофизических методов при гидрогеологических работах.

Первые комплексные геофизические исследования, включающие гравиметрию, магнитометрию и электроразведку, выполнены в Монголии на территории Восточно-Гобийского аймака в 1948 г. с целью изучения геологического строения межгорных впадин в связи с поисками нефтегазоносных структур. В этих исследованиях участвовали А.И. Захаров, П.П. Степанов и В.И. Фомина. Аналогичные работы, дополненные сейсморазведкой, проводились на площади Южно-Гобийского, Сухэ-Баторского и других аймаков страны группой геологов и геофизиков в составе М.М. Арапова, Н.М. Геренблата, Ф.А. Глинкина, А.П.Гребенщикова, Е.А. Ивановой, А.Л. Козловой, К.П. Митрофанова, И.В. Муратова, М.И. Прусс, Е.В. Скалкина и других ежегодно до 1956 г. включительно.

В период с 1963 по 1967 г. на территории, заключенной между 105 и 116° в.д., а на севере и юге ограниченной государственными границами Монголии с СССР и Китаем, под руководством В.И. Блюменцвайга и А.И. Попова

проводилась аэромагнитная съемка, в результате которой для этой территории были составлены мелкомасштабные карты магнитного поля земли и схема структурно-тектонического районирования.

Наряду с региональным геофизическим картированием на ряде участков района геофизические исследования проводились в связи с поисками месторождений полезных ископаемых. В разное время в них участвовали В.Кампе, М.Крафт, И.Мюллер, В.Штухлин (ГДР), Б.Бересь, А.Грохольский под руководством Э.Рутковского (ПНР), Г.П. Варгин и др. (СССР), К.Андрейсек, М.Елен, Э.Коминек (ЧССР).

Однако наиболее широкий размах геофизические исследования методом электроразведки получили при производстве гидрогеологических исследований с целью обводнения пастбищ и водоснабжения населенных пунктов. В 1958-1959 гг. они выполнялись Водохозяйственной экспедицией Министерства сельского хозяйства МНР, в 1958-1960 гг.-Монголо-Венгерской экспедицией и на протяжении всего периода до 1968 г. включительно - геофизическими отрядами Управления водного хозяйства МНР. Только за период 1964-1968 гг. в пределах района электроразведка была проведена на 540 участках. Результаты ее работ приведены в табл. 1.

Из табл. 1 видно, что из 540 изученных участков 50% дали отрицательные результаты, т.е. на их площадях не встречено промышленно интересных скоплений подземных вод. В одних случаях это обусловлено мощными толщами глинистых пород, в других - слабой трещиноватостью массивно-кристаллических пород и заполненностью части трещин глиной, кварцем, кальцитом и другими минералами.

Сложные гидрогеологические условия района обусловили необходимость применения комплекса геофизических методов для решения поставленных задач, связанных с поисками подземных вод.

В 1965 г. Б.П. Васильевым при этих работах, выполнявшихся в северной части Восточно-Гобийского аймака в комплексе с ВЭЗ, был применен метод вызванных потенциалов. В 1967-1968 гг. венгерские специалисты под руководством Й.Хобота при изучении геологического строения межгорных впадин и перспектив их водоносности, наряду с методом ВЭЗ, применили гравиразведку, магниторазведку и метод теллурических токов (ТТ). В 1967 г. Ю.Ф.Дурынин и В.А. Лапшин при поисках подземных вод на территории Центрального

Таблица 1

Результаты электроразведочных работ, выполненных на территории района при поисках подземных вод в 1964-1968 гг.

Аймак	Количество исследованных участков	Рекомендовано под бурение на воду	Признано бесперспективными на воду	Количество пробуренных скважин	Водные	Маловодные	Безводные
Баян-Хонгорский	70	59	11	38	23	7	8
Убурхангайский	102	79	23	45	36	8	1
Средне-Гобийский	132	59	73	50	36	8	6
Восточно-Гобийский	124	53	81	37	27	8	2
Южно-Гобийский	112	61	51	42	26	9	7
Всего	540	311	239	212	148	40	24

Примечание. Водные скважины - с дебитом более 0,5 л/с, маловодные - менее 0,5 л/с.

аймака вместе с методом ВЭЗ также применили сейсморазведку методом преломленных волн. В связи с этим эффективность поисковых работ на воду несколько повысилась.

Таким образом, из изложенного следует, что если в первые годы проведения работ на трещинные и трещинно-жильные подземные воды геофизические методы практически не применялись или применялись очень мало, то начиная с 1955 г. эти методы, главным образом электроразведка, стали применяться значительно шире. Однако большое число участков, признанных, по данным этого метода, перспективными на воду, при разбуривании оказавшихся безводными, указывают, что этот метод может быть достаточно эффективным только в том случае, если он будет применяться в комплексе с другими геофизическими методами.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Район располагается в центральной части Южной Монголии, где занимает площадь около 385 тыс.км^2 (рис. 1).

Главнейшими орографическими элементами на западе его являются отроги горных систем Хангая и Гобийского Алтая, между которыми располагается протяженная тектоническая Долина Озер. В центральной части находятся многочисленные невысокие останцовые горы. На востоке район достигает отрогов Хэнтэя, которые южнее постепенно переходят в пустынно-степные равнины и горстовые поднятия Гоби.

Климат района резко континентальный, характеризующийся большой сухостью воздуха (осадков выпадает 141-276 мм) и высокими температурами.

Гидрографическая сеть развита лишь в отрогах Хэнтэйских и Хангайских гор, на остальной площади, если не считать довольно многочисленных, но мелких и небольших по размерам остаточных озер, вода в которых появляется только после выпадения дождей, речная сеть отсутствует.

Геологическое строение района сложное. Наиболее древнее образование - метаморфические породы протерозоя, выступающие на поверхность в различных местах района и состоящие из гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов, мраморов, известняков общей мощностью 4-5 км. Нерасчлененные отложения верхнего протерозоя - нижнего кембрия, распространенные в Хангае, сложены песчаниками, разного состава метаэффузивами и известняками максимальной мощностью 3-4 км.

Отложения кембрия образованы карбонатными породами, эффузивами основного и среднего состава и их туфами, сланцами, туфогенными песчаниками и амфиболитами. Ордовик представлен песчаниками, алевролитами, сланцами и реже эффузивами основного состава. В районе выделяются также нерасчлененные образования нижнего палеозоя, состоящие из песчаников, сланцев, гравелитов, алевролитов и основных и кислых эффузивов.

В разрезе силура установлены сланцы, песчаники, известняки, разные по составу эффузивы общей мощностью до 3-4 км. В восточной части района наблюдаются нерасчлененные силуро-девонские отложения, сложенные песчаниками, известняками и гравелитами. Девон, распространенный во многих местах, имея мощность от 1 до 4 км, образован эффузивами среднего и основного состава и их пирокластами, пачками глинисто-кремнистых сланцев, туфами, песчаниками, алевролитами. Сходный с девоном состав имеют и нерасчлененные отложения девона - карбона и карбона, к которым, кроме указанных в девоне пород, на отдельных участках добавляются известняки и аргиллиты. В составе пермских отложений, наблюдавшихся севернее г. Мандал-Гоби, известны туфогенные песчаники, конгломераты, гравелиты и их туфы. Пермо-карбоновые образования, распространенные южнее, представлены липаритами, порфиритами и их туфами, а еще южнее - кислыми эффузивами и их пирокластами, а также песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами.

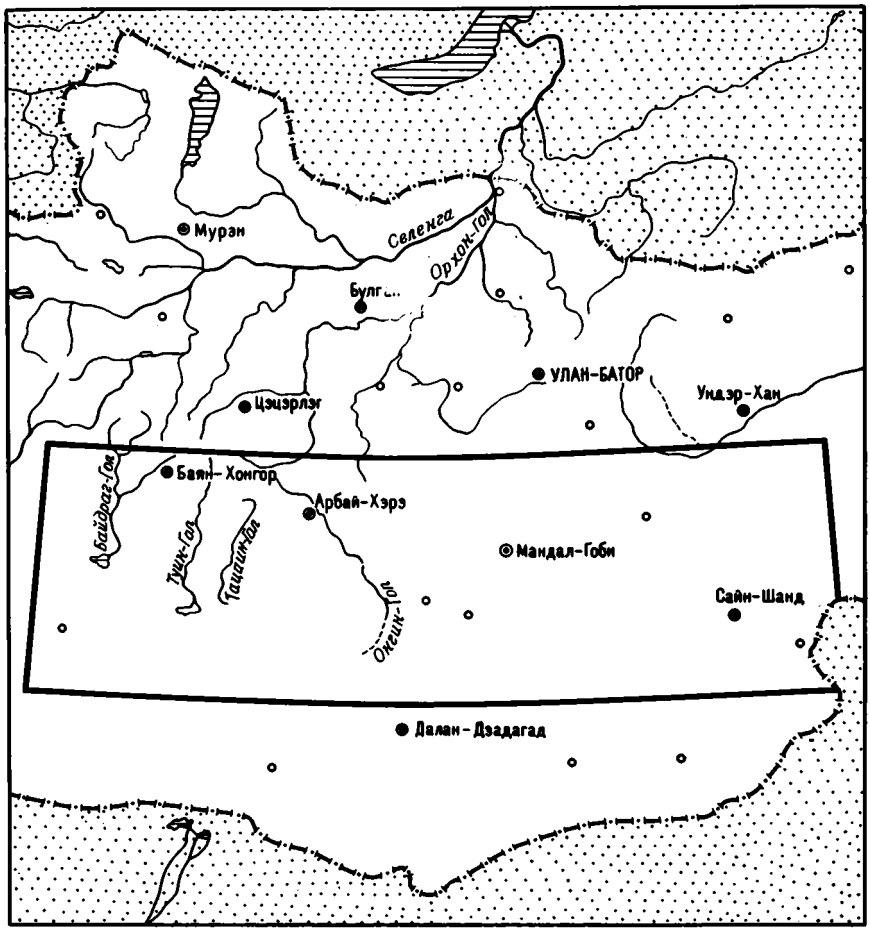


Рис. 1. Обзорная карта района работ

Отложения триаса, развитые на отдельных участках севернее и восточнее г. Мандал-Гоби, сложены преимущественно эффузивами среднего и кислого состава и их туфами с подчиненными песчаниками, конгломератами, алевролитами общей мощностью до 2 км.

Все отложения, начиная от верхнего протерозоя и включая отложения триаса, отмечаются главным образом на положительных формах рельефа—горстах, разделяющих многочисленные межгорные впадины, заполненные континентальными отложениями юры, мела и кайнозоя. Достаточно подробная характеристика мезозойских и кайнозойских образований впадин приведена в помещенной здесь работе Б.А. Картавина и Н.А. Маринова. В описываемом районе они существенно ничем не отличаются, кроме как мощностью, которая против мощности межгорных впадин Средне-Халхасской возвышенности возрастает здесь до 1,5 км.

Интрузивные породы распространены весьма широко в районе. В их составе преобладают производные кислых магм: граниты, адамеллиты, плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты и количественно подчиненные им породы среднего и основного состава: (диориты, габбро-диориты, габбро и щелочные породы). Ультраосновные породы - пироксениты, перидотиты и другие - составляют не более 1-2% площади всех интрузий.

По времени внедрения выделяются интрузии всех периодов палеозойской эпохи, триаса и юры. Допалеозойские интрузии не известны. В каждой части района доминируют две-три возрастные группы интрузий. В Гобийском Алтае

развиты преимущественно граниты и гранодиориты девона и карбона, в юго-восточной части хр. Хэнтэй – интрузии перми и триаса, на юго-востоке хр. Хангай – нижнего палеозоя и перми.

В общем плане различные по возрасту интрузии размещаются в пространстве в отчетливой связи с соответствующими по возрасту структурными зонами. В центральной и восточной частях района в области мезозойских складчатых и разрывных структур распространены мезозойские интрузии. В южной части района, в пределах Южно-Монгольской складчатой системы герцинид, наиболее широко развиты интрузии среднего девона – карбона и особенно верхнего палеозоя.

Район располагается в пределах трех складчатых систем (Схематическая тектоническая карта..., 1967). На северо-западе его протягиваются структуры Хангай-Хэнтэйской складчатой системы, южные границы которой проходят по Баян-Хонгорскому и Северо-Гобийскому глубинным разломам. Среднюю часть района занимает Центрально-Монгольская складчатая система, ограниченная с юга Южно-Ихэбогдинским и Ундуршилинским глубинными разломами. В южной части располагаются структуры Южно-Монгольской складчатой системы. Каждая из этих систем имеет сложное строение и отличную друг от друга историю тектонического развития.

Позднепалеозойские и кайнозойские впадины представляют важный элемент в современном тектоническом облике района. Их образование происходило на общем фоне прогибания и распада структур первого порядка на сложную систему депрессионных зон и сводово-глыбовых поднятий. К числу таких структур относятся Восточно-Гобийская, Долиноозерская, Нилгинская и Онгингольская депрессии.

В структуре Восточно-Гобийской депрессионной зоны, по данным геофизических исследований и буровых работ, выявлен ряд поднятий и погружений фундамента с максимальной глубиной последних более 1500 м. К числу таких впадин в районе относятся Унэгэтинская, Дзунбаинская и др.

Структура поднятий осложнена многочисленными разломами северо-восточного и реже северо-западного направлений. Среди положительных структур Восточно-Гобийской депрессии К.Б. Мокшанцев (1956) выделяет устойчивые и обращенные поднятия. Эти структуры в свою очередь осложнены брахиантиклиналями, куполами и горст-антиклиналями, часто разбитыми разломами. Погребенные положительные структуры межгорных впадин по своему характеру и масштабам близки к устойчивым и обращенным поднятиям. В современном рельефе погребенные поднятия не проявляются. Верхнемеловые отложения, находящиеся над ними, почти не изменяют своей мощности и залегают практически горизонтально.

Западнее Восточно-Гобийской депрессии располагается протяженная Долиноозерская тектоническая впадина, выполненная мезозойско-кайнозойскими отложениями мощностью более 1500 м. Тектоническое строение ее изучено слабо, но предполагается, что в ее пределах послепалеозойские породы очень полого падают от бортов к центру, образуя синклинальную структуру, по-видимому осложненную локальными антиклинальными складками.

К северу от Восточно-Гобийской располагается относительно небольшая Нилгинская депрессия. Контуры ее неправильны, и в ее пределах наблюдается ряд выступов, сложенных породами палеозоя и свидетельствующих о ее сложном тектоническом строении.

Онгингольская впадина, протягиваясь в меридиональном направлении, располагается на площади двух складчатых систем – Хангай-Хэнтэйской и Центрально-Монгольской и на стыке четырех разнонаправленных глубинных разломов: Баянхонгорского, Северо-Гобийского, Гоби-Тяньшаньского и Онгингольского. В связи с этим впадина имеет чрезвычайно сложное строение, которое совершенно не изучено. По геофизическим данным (Степанов, Волхонин, 1970) известно лишь, что палеозойский фундамент на отдельных участках ее залегает на глубине более 1500 м, а в центральной части выступает на поверхность.

Современная структура и рельеф района обусловлены интенсивными неотектоническими движениями сводово-блокового характера, особенно ярко проявившимися на границе плиоцена и четвертичного периода, в результате которых были созданы все основные морфоструктуры района в том виде, в каком мы их наблюдаем в настоящее время. Чрезвычайно важную роль в тектонической структуре района играют весьма широко распространенные разрывные нарушения, среди которых выделяются:

1) глубинные разломы, разделяющие разновозрастные складчатые системы;

2) глубинные и региональные разломы, служащие границами структурно-формационных зон и определяющие структурную дифференциацию внутри складчатых систем;

3) диагональные или поперечные "сквозные" разломы глубинного заложения и длительного развития, переходящие из одной складчатой системы в другую;

4) региональные разломы, ограничивающие отдельные крупные блоковые структуры в пределах структурно-формационных зон;

5) локальные разломы, осложняющие внутреннее строение отдельных блоковых и складчатых структур.

К разломам первой группы, представляющим в целом системы крупных разрывных структур, относятся: Баян-Хонгорский, Северо-Гобийский, Южно-Ихэбогдинский и Ундуршилинский. Эти разломы достигают, вероятно, глубин подкоровых горизонтов, имеют протяженность на многие сотни километров и ширину, изменяющуюся в пределах 20-50 км. В плане они имеют дугообразную форму с выпуклостью, обращенной на юг. Внешние признаки этих структур выражены в виде различной ширины зон повышенной трещиноватости, раздробленности, брекчирования, милонитизации и рассланцевания пород, а также в виде серий параллельных больших и малых сбросовых трещин, расположенных кулисообразно или же расходящихся под острыми углами и взаимопересекающихся.

Разломы второй группы имеют протяженность 500-700 км, иногда больше. Подобно разломам первой группы, они выражены обычно широкими, до нескольких десятков километров, зонами субпараллельных кулисообразных нарушений различной протяженности, которые в сочетании с более мелкими диагональными разломами образуют системы блоков пород различного возраста, сложно сочетающихся между собой. К разломам этой группы относятся Заалтайский, Сайхандуланский, Манлайский и др.

Разломы третьей группы имеют большое значение в создании общего складчато-глыбового рисунка тектонической структуры района. К их числу относятся поперечные разломы древнего заложения, расположенные в пределах Восточно-Хангайского поднятия. По целому ряду признаков эти разломы характеризуются, как правило, весьма крутым падением плоскостей сместителя и могут быть отнесены к категории взбросов и сбросов, а в некоторых случаях, по-видимому, крутопадающих надвигов.

В четвертую группу региональных разломов входят Средне-Гобийский разлом, ограничивающий с юга Цаганобинскую наложенную мульду в пределах Средне-Гобийского поднятия, а также региональные нарушения, обрамляющие Буцаганскую, Хараайрагскую и другие более мелкие наложенные структуры, располагающиеся в пределах всех трех складчатых систем. Они имеют различную, нередко значительную (до 100-200 км), протяженность и разнообразную, но главным образом северо-восточную и северо-западную, ориентировку. Часто разломы этой группы сопровождаются дайковыми образованиями, малыми интрузиями, а также зонами гидротермальной переработки и кварцевыми жилами.

Локальные разломы пятого типа составляют самую многочисленную группу тектонических нарушений. Эти разломы в своем возникновении и развитии тесно связаны с формированием (преимущественно на поздних и конечных стадиях) глубинных и региональных разломов. Поэтому они обычно находятся в сопряжении с глубинными и региональными разломами. Имея с ними параллельные или разных азимутов торцовые сочленения, локальные разломы в

зоне материнского разлома нередко образуют очень сложную и густую систему разрывных нарушений. Особенно большое сгущение местных разломов отмечается на участках стыка и взаимопересечения глубинных и региональных разломов.

Сгущения местных тектонических нарушений наблюдаются в более внутренних частях структур, относительно удаленных от ограничивающих их глубинных и региональных разломов. В пределах образуемых ими полей внутреннее строение сгущенной сетки местных разломов обычно более простое, так как составляющие ее элементы ориентируются на одно преобладающее, обычно параллельное основным структурам направление. Так, в пределах Буцаганской мульды локальные нарушения имеют субмеридиональное направление. В Восточно-Гобийской депрессии - северо-восточное, Долиноозерской - северо-западное, в остальных наложенных мульдах - субширотное. Кроме локальных разломов, хорошо прослеживаемых на поверхности, имеются скрытые локальные разломы разных направлений, отмеченные лишь при геофизических исследованиях крупного масштаба.

Все охарактеризованные разломы, независимо от их структурно-тектонического значения и масштаба, в свою очередь разделяются на две большие группы: разломы обнаженного фундамента и скрытые разломы фундамента, часто находящие свое отражение в структуре осадочного чехла.

Тектоническая деятельность, сопровождавшаяся формированием складчатых и разрывных структур, а также внедрением интрузий и излияниями эффузивов, дополненная воздействием на породы экзогенных факторов выветривания, привела к образованию в них различного рода трещиноватости.

Изучению последней, главным образом в связи с водоносностью пород, уделено большое внимание в работе Н.А. Маринова и В.Н. Попова (1963). Авторы на основании личных наблюдений и данных работ советских и зарубежных исследователей сделали ряд важных выводов об условиях формирования и распространения трещиноватости, которые в основном сводятся к следующему.

В зависимости от рельефа местности в скальных породах выделяются три зоны с различной трещиноватостью. Центральная зона, охватывающая водораздельные участки рельефа, характеризуется очень слабой трещиноватостью пород, проникающей в глубину с постепенным затуханием на 25-35 м. Вторая зона, приуроченная к склонам высот, особенно южной экспозиции, характеризуется повышенной трещиноватостью. Глубина проникновения трещин в этой зоне достигает 80-100 м. Последняя - третья - зона отличается более высокой трещиноватостью. Она приурочена к долинам с небольшой мощностью рыхлых отложений. Трещины простираются здесь на глубину до 150 м.

На развитие трещиноватости влияют внутрипородные скрытые тектонические подвижки, форма и размеры интрузий, внедрившихся в осадочные толщи, внутренняя структура покровов вулканогенных пород. Роль экзогенных факторов в формировании трещиноватости пород в различных частях района неодинакова. Например, на севере его, характеризующемся отрицательными среднегодовыми температурами воздуха и относительно обильными атмосферными осадками, развитие трещиноватости в результате проявления морозного выветривания происходит более энергично, чем на юге, где под влиянием высоких температур воздуха происходит интенсивное испарение, вытягивание горных растворов из пород и отложение солей в трещинах, иногда до полного их заполнения. Вот почему трещиноватость пород в указанном районе значительно меньше, чем в тех же породах, распространенных на севере.

М.П. Запарий (1967), изучая условия развития коры выветривания в массивно-кристаллических породах Монголии, пришел к выводу, что наибольшая глубина проникновения трещин отмечается в метаморфических породах (до 100-120 м), несколько меньшая - в эффузивах (до 80-100 м) и наименьшая - в гранитах (до 60-80 м).

Зоны повышенной трещиноватости пород часто образуются при складкообразовательных процессах. К трещинам, формирующимся в этих условиях, относятся межпластовые сколы и трещины кливажа. Наибольшая трещиноватость по-

лучается на участках продольных и поперечных изгибов складок. Внутри рассматриваемой разновидности трещин Е.А. Радкевич, И.Н. Томпсон, Н.В. Горлов (1956) выделяют категорию разрывных нарушений – зоны (пояса) повышенной трещиноватости, которые имеют значительную протяженность и пространственно совпадают чаще всего с осевыми частями антиклинальных структур второго и третьего порядков.

Таким образом, широкое распространение скальных пород, активная тектоническая деятельность, вызвавшая образование многочисленных разломов и зон повышенной трещиноватости пород, создали необходимые предпосылки для формирования в районе трещинных и трещинно-жильных подземных вод как в зоне экзогенной трещиноватости, так и на больших глубинах.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

В соответствии с особенностями геологического строения в пределах района выделяются следующие гидрогеологические формации: разновозрастных интрузивных пород, карбонатных пород протерозоя и палеозоя, метаморфических пород протерозоя и нижнего палеозоя, палеозойских эффузивов, метаморфических пород среднего и верхнего палеозоя и нормально-осадочных пород триаса и юры.

Перечисленные стратифицированные гидрогеологические подразделения распространены в основном в пределах горстовых поднятий, разделяющих межгорные впадины. В последних развиты пластовые и пластово-трещинные воды юрских, меловых, палеогеновых и неогеновых осадочных и осадочно-вулканогенных образований. Повсеместным распространением в районе пользуются подземные воды четвертичных отложений, образующие на его площади прерывистый водоносный горизонт. Особую категорию составляют трещинно-жильные подземные воды зон разрывных дислокаций, широко развитые в районе.

Гидрогеологическая формация разновозрастных интрузивных пород распространена главным образом в пределах Хангая, Гобийского Алтая и в зонах Средне-Гобийского и Манлайского региональных разломов. Водосодержащие породы ее представлены гранитами, диоритами, реже сиенитами, перидотитами, дунитами и другими магматическими образованиями. Под влиянием внешних агентов выветривания и тектонических процессов в верхней части сложенных ими массивов обычно формируется зона повышенной трещиноватости пород, мощность которой, по данным буровых скважин, изменяется от 25 до 100 м.

Вследствие неравномерной трещиноватости пород формирующиеся в них воды характеризуются спорадическим распространением, т.е. наряду с обводненными участками, в этих породах часто встречаются практически безводные. В некоторых межгорных впадинах, расположенных преимущественно в пределах Восточно-Гобийской депрессии, безводность гранитов часто обусловливается заполнением трещин глинистыми частицами покровных отложений. Вторая причина слабой обводненности гранитов – заполнение их трещин вторичными минералами, образовавшимися в результате процессов метасоматоза.

Глубина залегания подземных вод в описываемых породах вследствие неравномерной трещиноватости и в зависимости от положения водопунктов в рельефе подвержена значительным колебаниям. В мелких долинах, балках и на пониженных склонах гор с небольшой мощностью рыхлых отложений вода встречается на глубине 3-4 м. На более высоких формах рельефа, в широких долинах и бассейнах со значительной мощностью покровных отложений она находится на глубине от 7 до 70-80 м, изредка достигает 100 м и более. Например, на участке Зун-Орцаг сомона Хурэ-Марал Баян-Хонгорского аймака скв. 1066 вскрыла водоносные граниты на глубине 107 м.

Дебиты водопунктов, получающих питание из гранитов, в целом невысокие. Наибольший дебит – 6,3 л/с – показала скв. 1161, пробуренная в сомоне Цаган-Дэлгер Средне-Гобийского аймака. Дебиты шахтных колодцев почти никогда не превышают 1-2 л/с. Дебиты родников чрезвычайно изменчивы и

варьируют от сотых и десятых долей литра в секунду до 25–50 л/с. Родники, имеющие высокие дебиты, приурочены к контактам интрузивных массивов с другими по составу породами, а также к тектоническим нарушениям. В южной части района гранитоиды обладают гораздо меньшей водоносностью. Об этом свидетельствуют незначительное количество родников и колодцев, связанных с ними, и дебиты их, редко превышающие 0,8–1 л/с.

Воды интрузивных пород почти повсеместно отличаются высокими питьевыми качествами. Минерализация их колеблется от 0,04 до 1 г/л, изредка достигает 3–5 г/л. Пресные воды – по составу гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые; солоноватые – сульфатно-хлоридные натриево-кальциевые.

Благодаря высокому качеству и относительно неглубокому залеганию воды интрузивных пород широко используются местным населением как для питьевого водоснабжения, так и для водопоя скота. Эксплуатация их ведется шахтными колодцами глубиной 8–10 м, а также буровыми скважинами глубиной 30–80 м, иногда до 130 м, дающих дебиты от 1 до 4–5 л/с.

Гидрогеологическая формация карбонатных пород протерозоя и палеозоя распространена в восточной и центральной частях района. В составе ее водовмещающих пород установлены метаморфизованные известняки, мраморы, реже доломиты. Все они характеризуются проявлением карста и довольно интенсивной трещиноватостью, проникающей на глубину от 30 до 120 м, а в зонах разрывных нарушений – на несколько сотен метров. Глубина залегания подземных вод в этих породах изменяется от нескольких метров до 100 м и более. Дебиты родников, наблюдавшихся на юге района, не превышали 1 л/с. В западной и центральной частях района минерализация воды составляет 1–1,5 г/л, в отдельных местах увеличивается до 4,8–7,2 г/л. По составу пресная вода – гидрокарбонатная и гидрокарбонатно-сульфатная кальциевая, слабосолоноватая и соленая – сульфатно-хлоридная и хлоридная натриево-магниевая и натриевая.

Гидрогеологическая формация преимущественно метаморфических пород протерозоя и нижнего палеозоя распространена главным образом в южных отрогах хр. Хангай. Водовмещающие образования ее представлены зеленокаменноизмененными породами, кристаллическими сланцами, кварцитами, гнейсами, реже амфиболитами и метаморфическими песчаниками и сланцами.

Накопление и движение воды в породах происходит по трещинам, которые в зависимости от рельефа местности, экспозиции склонов, особенностей тектонического строения и других природных факторов, проникают на глубину от 30 до 115 м. В связи с неравномерной трещиноватостью пород и перекрытием их на некоторых участках водоупорными образованиями, наряду с грунтовыми, в них встречаются также напорные воды. На изученных участках напор изменяется от десятых долей метра до 30 м. В долинах и котловинах воды формации вскрываются на глубине до 2 м, на возвышенных элементах рельефа – 25–35 м.

Водоносность пород невысокая. Дебиты скважин и колодцев варьируют от 0,08 до 1,24 л/с. Расходы родников колеблются от 0,01 до 1 л/с. Лишь родники, тяготеющие к зонам тектонических нарушений или к контактам пород формации с интрузивными телами, дают до 1–10 л/с воды.

Из 120 анализов химического состава воды, полученной из водопунктов, забирающих воду из пород рассматриваемой формации, около 100 показали минерализацию ее до 1 г/л, в остальных водопунктах она колеблется от 1 до 5 г/л. Пресные воды имеют гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-сульфатный натриевый состав; солоноватые, распространенные главным образом в южной части района, – сульфатно-хлоридный натриевый.

Гидрогеологическая формация эффузивных пород палеозоя широко развита на территории района, образуя протяженные поля, тяготеющие преимущественно к зонам глубинных разломов. Состав водовмещающих пород формации разнообразен. Чаще других в ее разрезе встречаются порфириты, порфиры, андезиты, дациты, их туфы, реже туфопесчаники и туфобрекчии.

Водоносность пород, особенно глубоких горизонтов, изучена слабо. Накопление и движение воды в них происходит по трещинам. Глубина залегания воды изменяется в широких пределах. В зависимости от рельефа местности и характера развития трещин колодцы вскрывают ее на глубине от 0,2 до 5,5 м, скважины - от 36 до 78 м. Водоносность пород неравномерная. Дебиты родников изменяются от 0,04 до 30-40 л/с. Высокие дебиты характерны для родников, выходящих либо близ контактов различных по составу пород, либо в зонах тектонических нарушений. Дебиты колодцев варьируют от 0,01 до 3,6 л/с, удельные дебиты скважин изменяются от 0,04 до 2 л/с.

Воды формации пестрые по минерализации. Наряду с пресными, с минерализацией до 1 г/л, в южных и юго-восточных отрогах хр. Хангай зарегистрировано значительное количество колодцев (до 37% учтенных) с солоноватой водой. Среди пресных вод преобладают гидрокарбонатные натриево-кальциевые, а среди солоноватых - преимущественно сульфатные и хлоридные-натриевые.

Гидрогеологическая формация метаморфических пород среднего и верхнего палеозоя имеет наибольшее распространение на территории района. Состав водовмещающих пород пестрый. В верхней части ее разреза развиты преимущественно метаморфические песчаники с подчиненными прослоями конгломератов и алевролитов, в нижней преобладают глинистые и кремнистые сланцы.

Трещиноватость пород неравномерная не только в горизонтальном направлении, но и по вертикали. В процессе бурения скважин в ряде районов отмечалось чередование сильно- и слаботрещиноватых пород. Такой характер трещиноватости и наличие рыхлых отложений, перекрывающих породы формации, объясняет то, что 75% скважин, пробуренных в этих породах, встретили напорные воды. Величина напоров изменяется от 0,2 м до нескольких десятков метров.

Водоносность пород неравномерная. Дебиты скважин изменяются от 0,02 до 11,1 л/с. Наибольшая обводненность наблюдается в зонах разломов и на контактах пород палеозоя с гранитами. Минерализация воды варьирует от 0,04 до 9,4 г/л и зависит от климатических условий, рельефа и состава водовмещающих и перекрывающих пород. В северной части района преобладают воды с минерализацией до 1 г/л, в южной - преимущественно слабосолоноватые. Увеличивается минерализация воды также с глубиной. Состав воды - преимущественно гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциевый; соленые воды имеют хлоридно-сульфатный и хлоридный натриевый состав.

Гидрогеологическая формация осадочных отложений триаса и юры распространена в хребтах Хангай, Хэнтэй, Гобийский Алтай и в Восточно-Гобийской депрессии. Водовмещающие породы представлены песчаниками, углями, алевролитами, углистыми и глинистыми сланцами, аргиллитами, реже конгломератами, переслаивающимися между собой в разрезе и часто сменяющими друг друга по простиранию. Накопление и движение подземных вод происходит в зоне экзогенной трещиноватости пород, простирающейся на глубину до 50 м и более. Обводненность пород пестрая. Наибольшие притоки воды в скважинах, достигающие 15-25 л/с, наблюдаются на участках прохождения тектонических нарушений. Минерализация воды варьирует от 0,2 до 8,6 г/л. В большинстве водопунктов она составляет 1-3 г/л.

Пресные воды развиты на участках, расположенных вблизи областей питания и хорошо промытых пород. Состав воды сульфатно-гидрокарбонатный, гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциево-магниевый.

Пластовые и пластово-трещинные подземные воды приурочены к многочисленным межгорным впадинам района, в тектоническом отношении представляющим собой в большинстве своем грабены. Строение последних исключительно сложное. Среди них выделяются двусторонние и односторонние грабены, т.е. с двух или с одной стороны обрамленные зонами разломов. Внутреннее строение впадин также очень сложное. В их пределах выделяются более мелкие впадины следующего порядка, разделенные погребенными и выступающими на поверхность валами, куполами и блоками пород, сложенными разными по возрасту эффузива-

ми, гранитами и высокометаморфизованными палеозойскими и протерозойскими образованиями.

Некоторые впадины начали формироваться в средней или верхней юре, другие – в самом начале нижнемеловой эпохи. Поэтому возраст отложений, выполняющих впадины, неодинаков. Однако общим для них является то, что отложения эти имеют континентальное происхождение и образовались в большинстве своем за счет разрушения обрамляющих впадину горстовых поднятий. В составе отложений установлены конгломераты, песчаники, сланцы, алевролиты, аргиллиты, в некоторых впадинах встречаются мергели, известняки, залежи углей, в бортовых частях впадин наблюдаются эффузивы преимущественно среднего и основного состава (порфириты, андезито-базальты, базальты и их туфы).

Характерная особенность отложений – чрезвычайная невыдержанность их состава как в разрезе, так и по простиранию, а также более грубый состав в прибортовых частях впадин.

Все рассмотренные особенности, естественно, влияют на формирование и распределение подземных вод во впадинах. Они выражаются прежде всего в отсутствии в них выдержанных на больших площадях водоносных горизонтов, в быстрой смене последних в разрезе, а также в весьма неравномерной обводненности пород в плане. Наиболее водоносны эти отложения в периферической части впадин, где развиты более грубые разности пород. В некоторых впадинах скважины, заложенные на этих участках, имеют дебиты от 4–5 л/с при понижении уровней воды до 3–4 м. По направлению к центральным частям в связи с более мелким составом пород водоносность их постепенно падает. Дебиты скважин здесь составляют десятые, а в отдельных пунктах и сотые доли литра воды в секунду. Водоносность пород, как правило, уменьшается и с глубиной, что связано, по-видимому, с их уплотнением, хотя встречаются отдельные участки, на площади которых она более высокая. Такие участки чаще всего бывают сложены песками или слабосцементированными песчаниками и конгломератами.

Мощность водоносных горизонтов самая различная и может колебаться от долей метра до нескольких десятков метров; также различно и их число в разрезе.

Характерная особенность гидрогеологической структуры межгорных впадин – присутствие в верхней части горизонта грунтовых вод, приуроченных к четвертичным отложениям или к более древним породам, вплоть до нижнемеловых. Грунтовая вода обычно залегает неглубоко от поверхности земли и добывается главным образом с помощью шахтных и реже мелких буровых колодцев. Минерализация и состав воды формируются главным образом под влиянием испарительной концентрации, а потому являются достаточно пестрыми. Чем ближе к поверхности земли залегает грунтовая вода, тем выше ее минерализация и тем больше в ней хлоридов, сульфатов и натрия. На участках с глубоким залеганием минерализация грунтовых вод ниже. Таким образом, в региональном плане эти воды в каждой из межгорных впадин достаточно пестрые по составу. Однако, несмотря на это, все же удается подметить, что в краевых частях впадин минерализация воды несколько ниже по сравнению с центральными их частями. В этом проявляется горизонтальная зональность в изменении минерализации и соответственно состава грунтовых вод, столь характерная для зоны активного водообмена артезианских бассейнов.

Воды более глубоких горизонтов межгорных впадин, формирующиеся в более древних, чем четвертичные, отложениях, чаще всего напорные. В распределении напоров подземных вод здесь также устанавливаются некоторые закономерности. В периферических частях впадин, где состав пород более грубый и иногда отсутствует водоупорная кровля, подземные воды характеризуются свободным режимом или имеют очень слабый напор, по мере удаления от периферии к центральным частям впадин, т.е. по падению водоносных горизонтов, вода постепенно приобретает напор, который максимального значения достигает обычно в центральных частях. Напорные воды встречаются и тогда, когда скважина попадает в зоны разломов, обрамляющих или пересекающих впадины.

Состав напорных вод довольно разнообразен. Здесь встречаются гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые и натриевые воды, сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые, хлоридные натриевые и натриево-кальциевые. Минерализация воды колеблется от нескольких граммов на литр до 125 г/л (Восточно-Гобийская впадина). В распределении ее по глубине в некоторых впадинах наблюдается вертикальная зональность, которая фиксируется как по падению водоносных горизонтов, так и в буровой скважине. В соответствии с ростом минерализации изменяется и состав воды. Наиболее высокоминерализованные хлоридные натриевые воды достигают максимальной минерализации и независимо от состава и возраста пород занимают нижнюю часть разрезов впадин. Однако в некоторых впадинах наблюдается уменьшение минерализации воды с глубиной, что, по-видимому, связано с особыми условиями питания со стороны обрамляющих их высот и неравномерной засоленностью пород по разрезу. Последней причиной, возможно, объясняется и чередование в разрезе некоторых впадин подземных вод с различной минерализацией и составом.

Питание подземных вод межгорных впадин осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, выпадающих на их площади, но главным образом подтока подземных вод со стороны обрамляющих впадины высот, а также, возможно, за счет конденсационной влаги, значение которой нигде на территории Монголии не оценивалось в этом процессе.

Разгрузка ближайших к поверхности земли подземных вод происходит с помощью эвапотранспирации, а глубоких водоносных горизонтов впадин - через зоны разломов и "литологические окна"; очагами разгрузки являются, по-видимому, и многочисленные котловины озер, находящиеся в различных частях района, с поверхности которых вода испаряется в атмосферу, оставляя после себя поля солончаков и солонцов.

Условия формирования подземных вод зон разрывных дислокаций - наиболее сложные и слабо изученные, хотя в литературе им уделяется достаточно много внимания. В общей форме в широком плане особенности формирования этих вод были рассмотрены Н.А. Мариновым (1971). Основные положения указанной работы могут быть распространены и на формирование трещинно-жильных подземных вод описываемого района.

Автор рассматривает зоны разрывных дислокаций в качестве самостоятельных природных гидрогеологических структур, обладающих, как правило, относительно небольшой шириной, значительной протяженностью, повышенной трещиноватостью и раздробленностью слагающих и контактирующих с ними пород, и проникающих значительно ниже зоны экзогенной трещиноватости последних.

При прочих равных условиях, в плотных консолидированных породах разрывные дислокации проникают на более значительную глубину, чем в пластичных. Ширина этих зон в первом случае также является значительно большей. Однако она меняется как по глубине, так и по простиранию. На отдельных участках зоны разрывных нарушений могут совсем выклиниваться, а затем появляться вновь, расширяясь при этом до значительных размеров. Все это накладывает определенный отпечаток на условия водоносности пород и характер ее проявления на поверхности.

Вследствие повышенной трещиноватости и раздробленности водовмещающие породы зон разрывных дислокаций характеризуются, как правило, высокими фильтрационными свойствами и дебитами водопунктов, значительно превышающими (иногда в десятки раз) средние дебиты водопунктов, получающих питание из тех же пород, но не затронутых разрывными дислокациями.

Подобно тому как для формирования рудных месторожний большое значение имеют участки пересечения разрывных дислокаций, такое же значение они имеют и для формирования ресурсов подземных вод. Именно к подобным структурным перекресткам бывают приурочены наиболее концентрированные выходы подземных вод с дебитом до нескольких десятков и даже сотен литров воды в секунду.

В зонах разрывных нарушений подземная вода встречается на самой различной глубине, определяемой элементами их залегания, рельефом местности, условиями питания и т.д. В случае если зоны разломов проходят в основании уступов гор, обрамляющих межгорные впадины, что очень часто наблюдается в районе, подземная вода встречается в них на небольшой глубине от поверхности земли. По данным Б.А. Картавина (1970), в пределах горного обрамления Олонгинской впадины, находящейся в Восточно-Гобийской депрессии, в зонах разломов вода встречается на глубине от 60 до 150 м.

Питание подземных вод зон разрывных нарушений осуществляется несколькими путями: за счет атмосферных осадков, вод поверхностных водотоков и подтока подземных вод со стороны водоносных комплексов и горизонтов, через водовмещающие породы которых проходят эти нарушения. Наибольшее значение имеют воды поверхностных водотоков, особенно в тех случаях, когда зоны разломов пересекают речные системы. В пределах района такой зоной является, очевидно, Баян-Хонгорская, пересекаемая системой рек, стекающих в Долину Озер и по выходе в последнюю теряющих часть поверхностных вод.

В западной - сейсмически активной - части района происходит постоянное обновление разломов, пересекающих различные по составу породы. В связи с этим здесь наблюдается большое количество разломов, характеризующихся более высокой обводненностью по сравнению с восточной частью района. Но и здесь, как указывает Б.А. Картавин, иногда встречаются высоководоносные древние разломы, подновленные в современную эпоху. По данным этого исследователя, таковым является разлом, проходящий в северной части Олонгинской впадины. Скважины, заложенные в нем, дают притоки воды несколько десятков литров в секунду.

Следует различать несколько случаев поступления подземных вод в зоны разломов: двустороннее, когда обе стенки сложены водоносными породами; одностороннее, при котором одна из стенок сложена водоупорными породами, а другая - водоносными и со стороны ее происходит поступление воды; донное, при котором обе стенки зоны сложены водонепроницаемыми породами и поступление воды идет снизу, как правило из напорных водоносных горизонтов, для которых разломы служат областями разгрузки.

Разгрузка подземных вод зон разрывных дислокаций чаще всего осуществляется с помощью родников, располагающихся обычно линейно и своим пространственным положением намечающих эти зоны. В пределах района, кроме родников, по этим зонам часто располагаются колодцы, которые также указывают на скрытые разломы. Иногда разгрузка происходит скрытно в перекрывающие разлом осадочные породы.

Такова краткая общая характеристика формирования подземных вод в зонах разрывных дислокаций (глубинных, региональных и локальных). Из нее следует, что эти структуры выполняют важную роль в общем процессе формирования подземных вод района.

В контактах интрузивных образований с вмещающими породами также иногда скапливаются значительные количества подземных вод. В гобийских районах Монголии при большем числе интрузий имеются благоприятные условия для их формирования. В таких местах, в пунктах, предварительно определенных на основании электроразведочных работ, было пробурено несколько скважин, давших высокие притоки воды. Однако условия формирования и распределения этих вод в районе изучены слабо; для решения этого вопроса необходимо накопление нового фактического материала.

Определенный интерес представляют воды, связанные с зонами контактов разных по составу скальных пород. На территории Хойсын-Говь автор, пользуясь материалами электроразведки, рекомендовал бурение скважин на воду на контакте известняков и сланцев, при этом был получен дебит 1,3 л/с, т.е. значительно выше среднего дебита скважин, пройденных в тех же породах вне зон контактов. Подобные примеры известны и в других частях района.

Н.С. Богомолов (1964), изучая трещинно-жильные воды Восточного Забайкалья, отмечает, что в складчатых областях зону выветривания (экзогенной

трещиноватости) ниже по разрезу сменяет зона региональной тектонической трещиноватости. В ее пределах, наряду с мелкими разрывными нарушениями, может быть система тектонических трещин, генетически связанных с разрывами. В отличие от приповерхностной зоны, сеть трещин здесь значительно разреженней, однако отдельные трещины относительно крупные и обладают высокой водоносностью. Если региональные тектонические разрывы прослеживаются по простиранию иногда на многие десятки и сотни километров, затрагивая породы различного возраста, то описываемые разрывы имеют максимальную протяженность, измеряемую лишь десятками и сотнями метров, и почти никогда не выходят за пределы определенного геолого-литологического комплекса пород.

При мелко- и среднемасштабном геологическом картировании такие нарушения не всегда наносятся на карту. Однако мелкие разрывные нарушения не могут не приниматься во внимание при изучении гидрогеологических условий складчатых областей, поскольку именно с данным видом тектонических разрывов, имеющих региональное развитие, связывается основная водоносность метаморфических и магматических образований ниже зоны выветривания. Самостоятельное значение данного типа подземных вод в свое время отмечалось Д.И.Шеголевым и Н.И. Толстихиным (1939), которые называли их трещинно-жильными водами.

Заканчивая на этом краткую характеристику подземных вод, формирующихся в зоне экзогенной трещиноватости скальных пород и в зонах разрывных дислокаций, следует отметить, что в настоящее время наиболее широко для целей мелкого, преимущественно сельскохозяйственного, водоснабжения используется первый тип вод. Трещинно-жильные воды, несмотря на то, что скопления их в отдельных зонах разрывных дислокаций весьма значительны, пока используются слабо. Однако практика показывает, что эти воды в ряде районов Монголии имеют большое значение в решении вопросов водоснабжения достаточно крупных населенных пунктов и горнодобывающих предприятий. Поэтому проблемы выявления закономерностей их распространения, формирования и методики поисков (для условий района разработанной слабо) представляется весьма актуальной.

СОСТОЯНИЕ РАЗРАБОТКИ ВОПРОСА О РАЦИОНАЛЬНОМ КОМПЛЕКСЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ПОДЗЕМНУЮ ВОДУ

Месторождения трещинных и трещинно-жильных подземных вод относятся к наиболее сложным типам. Разведка их сопряжена со значительными затратами средств и существенными трудностями. В первую очередь это относится к обоснованному выбору места заложения скважин на воду. До недавнего времени этот вопрос решался главным образом на основе косвенных признаков (особенности рельефа, растительность, состав пород и т.д.), что нередко приводило не только к завышению объемов буровых работ, но и к отрицательным геологическим результатам.

Совершенно иными стали результаты, когда для этих целей начали применяться геофизические методы исследований. А.М. Горелик (1954; Электроразведка источников..., 1956) разработал методику применения электроразведки для поисков локальных трещиноватых зон и зон разломов, благоприятных для скопления подземных вод. Методика электроразведочных работ для изучения карстовых явлений и связанных с ними месторождений подземных вод разработана и подробно приведена в работах А.А.Огильви (1957, 1962).

В последние годы, наряду с электроразведкой, при поисках и разведке трещинных и трещинно-жильных подземных вод с целью повышения их эффективности начали применяться и другие геофизические методы исследований. Попытки комплексирования последних проводились как в опытно-производственных работах, так и при научно-методических исследованиях.

П.Ф. Киселев (1967) на примере изучения подземных вод Украинского кристаллического щита указывает на принципиальную возможность применения для

поисков трещинных вод метода вызванных потенциалов (ВП) и комбинированного электропрофилирования. Этими работами установлено, что наиболее обводненные трещиноватые породы отмечаются на графиках вызванной поляризации значениями η_k до 8% при натуральном фоне 2%. Авторы книги "Основные критерии..." (1968) пришли к выводу, что основным методом для поисков трещинных подземных вод в некоторых районах Казахстана является электроразведка (ВЭЗ, КВЗЭ и ЭП в различных модификациях). При наличии в породах коры выветривания, залегающей под маломощным покровом рыхлых отложений, рекомендуется применять сейсморазведку с одно- и двухканальной сейсмостанцией для более точного определения глубины залегания кровли коренных пород. Гравиметрическая и магнитометрическая съемки рассматриваются в качестве вспомогательных методов.

В пределах Балтийского кристаллического щита трещинно-жильные подземные воды являются единственным источником крупного водоснабжения. Э.П. Позин предложил проводить здесь геофизические исследования для поисков подземных вод в два этапа. На первом этапе выявляются и прослеживаются зоны развития трещинно-жильных вод с помощью магниторазведки и дипольного профилирования (ДП). На втором этапе уточняются границы наиболее перспективных участков развития этих вод и ориентировочно оцениваются возможности водоносности пород. Для решения первой задачи применялись дипольное профилирование и в отдельных случаях сейсморазведка КМПВ. Вторая задача решалась с помощью метода ВЭЗ. В результате обработки полученных кривых ВЭЗ ($\rho_m^{ВЭЗ}$) ими была получена следующая эмпирическая формула:

$$q = \frac{425}{2\rho_m^{ВЭЗ}},$$

где q – удельная производительность намечаемого водозабора, л/с·м; $\rho_m^{ВЭЗ}$ – среднее квадратичное удельное сопротивление, омм; ВЭЗ относится к намечаемой точке бурения.

При поисках термальных вод на территории Камчатки, наряду с электроразведкой, широкое применение получила сейсморазведка КМПВ (Зайцев, 1971). Последняя успешно решала следующие задачи: изучение рельефа поверхности и состава коренных пород, залегающих под мощным чехлом рыхлых отложений, выявление и трассирование тектонических нарушений. При выделении тектонических нарушений использовался ряд признаков, в том числе увеличение видимой частоты записи преломленных волн при одновременном уменьшении амплитуды, криволинейность осей синфазности, разрыв корреляции, дифрагированные волны.

Наряду с электроразведкой и сейсморазведкой для выделения тектонических нарушений в ряде районов СССР, МНР и других стран применяется метод магниторазведки, главным образом его воздушный вариант. Однако в практике гидрогеологических исследований, особенно при поисках подземных вод, приуроченных к тектоническим нарушениям, аэрогеофизика широкого применения не нашла, хотя ее потенциальные возможности велики.

В 1971-1972 гг. группа геофизиков ВСЕГИНГЕО под руководством В.С.Матвеева провела исследования с целью изучения возможностей определения обводненности зон тектонических нарушений с помощью геолого-геофизических и геохимических методов в пределах Приазовского массива. С этой целью были применены методы вертикального электрического зондирования (ВЭЗ), зондирования, вызванного поляризацией (ЗВП), частотного зондирования (ЧЗ), естественного электрического поля (ЭП), сейсморазведки на поперечных и продольных волнах, гравиразведка, магниторазведка, термометрия, литолого-геохимическая и гелиевая съемки, биофизика. Поскольку в процессе исследований использован широкий комплекс методов представляется целесообразным остановиться на результатах этой работы более подробно.

Перед исследователями не ставилась задача разработки методики геофизических исследований. Они должны были сделать вывод о том, какую информацию

может дать каждый из методов при оценке обводненности зон тектонических нарушений.

Из электрических методов большой интерес представляет метод вызванных потенциалов. При интерпретации данных ЗВП помимо известных параметров η, a, τ использовались новые: $\Delta V_{ПВ}$, $\Delta V_{ВППВ}$ и $V_{КПВ}$. Каждый из этих новых параметров имеет следующее значение.

Параметры $\Delta V_{ПВ}$ и $\Delta V_{ВППВ}$ представляют соответственно величины ΔV во время пропускания тока и $\Delta V_{ВП}$, приведенные к одному значению тока по всем разносам АВ.

Параметр $V_{КПВ} = \frac{\Delta V^1_{ВП} - \Delta V^2_{ВП}}{1}$ – значение средней скорости спада потенциала ВП за 1 сек, приведенное к одному значению тока для всех разносов АВ.

Необходимость приведения параметров $\Delta V^1_{ПВ}$, $\Delta V^2_{ВП}$ и $V_{КПВ}$ к одной величине тока вызвана тем, что колебания силы тока в линии АВ приводят к значительным изменениям этих параметров, что может затушевать информацию, обусловленную изменением свойств горных пород и степени их обводненности.

По данным метода частотного зондирования вычислялось кажущееся сопротивление (ρ_ω).

Совместная интерпретация материалов ВЭЗ, ЗВП и ЧЗ дает представление о возможности каждого из них и всех в целом при решении задачи, связанной с оценкой водообильности пород зон тектонических нарушений.

В рассматриваемом комплексе геофизических методов видное место занимали сейсморазведочные исследования.

Однако имеются вполне определенные предпосылки применения сейсморазведки для качественного решения частных вопросов, например таких, как выявление и прослеживание зон тектонических нарушений; изучение характера трещиноватости пород с определением преобладающего направления и размеров трещин; оценка степени трещиноватости. Качественная оценка последней базируется на зависимости между трещиноватостью скальных пород и скоростями распространяющихся в них упругих волн.

Учитывая, что в пределах Приазовского массива между трещинными и трещинно-жильными подземными водами существует гидравлическая связь, хорошая прослеживаемость на сейсмограммах уровня грунтовых вод (УГВ) в пределах трещиноватой зоны, рассматривалась как косвенный признак высокой водообильности пород зоны. Как известно (Левшин, 1961; Горяинов, 1970), уровень грунтовых вод в рыхлых отложениях уверенно определяется с помощью сейсморазведки. При этом он представляет собой сейсмическую границу особого рода, т.е. образует сильную преломляющую границу для продольных волн, но не является преломляющей границей для волн поперечных. Таким образом, используя совместно продольные и поперечные волны, можно отличить УГВ от других сейсмических границ и определить глубину его залегания в рыхлых отложениях. Основываясь на этих положениях, а также на анализе фактического материала, сотрудниками ВСЕГИНГЕО были выработаны критерии для определения участка наиболее водообильных пород в пределах тектонической зоны. Авторы пришли к выводу, что отсутствие, по сейсмическим данным, границ, связанных с УГВ, и близкое залегание крепких скальных пород свидетельствуют о безводности участка. При этом увеличение степени монолитности пород связывалось с ростом скоростей сейсмических волн. Около водных скважин четко прослеживается УГВ, наблюдаются меньшие значения скоростей продольных и поперечных волн причем разница между ними значительно увеличивается, и, наконец, запись поперечных волн оказывается менее выразительной, чем продольных.

Гравиметрические наблюдения производились на отдельных профилях, пересекающих зоны тектонических нарушений. Кроме того, были выполнены микромагнитные и микрогравиметрические исследования. Результаты работ показали, что эти методы могут быть использованы при картировании тектонических зон, а иногда и при ориентировочной оценке степени водообильности пород, выполняющих тектонические зоны.

Краткий обзор результатов геофизических исследований при поисках трещинных и трещинно-жильных подземных вод, выполненных в различных районах Советского Союза, позволяет сделать следующие выводы.

Исследования проводились преимущественно с целью решения задач, связанных с крупным централизованным водоснабжением объектов, что определяло в ряде случаев необходимость выполнения детальных геофизических работ в процессе предварительной оценки запасов подземных вод. В связи с этим выбор комплекса геофизических методов проводился с таким расчетом, чтобы сведения, получаемые при их выполнении, способствовали значительному сокращению объема разведочного бурения, а стоимость самих геофизических исследований была минимальной. В зависимости от природных условий районов и их геологического строения применяемый комплекс геофизических методов существенно различен. Наиболее интересные результаты получены при комплексных геофизических исследованиях, проведенных на Балтийском щите и Приазовском массиве, но они проведены на участках, где скальные породы залегают под покровом рыхлых отложений на небольшой глубине, составляющей первые метры и лишь в редких случаях достигающей 20 м. Выбор таких районов для исследований вполне оправдан, поскольку задача, стоящая перед исследователями, была сравнительно новой и ее решение первоначально проводилось в наиболее простых условиях.

Анализ состояния вопроса о комплексировании геофизических методов для поисков трещинных и трещинно-жильных подземных вод показывает, что ни один из существующих комплексов не удовлетворяет полностью требованиям, предъявляемым к геофизическим исследованиям, проводимым с целью обводнения пастбищ в условиях гобийских районов Монголии. В связи с тем что здесь для обводнения пастбищного участка достаточно одной скважины с дебитом 0,5 л/с, отпадает необходимость проведения детальных работ, предусматривающих оценку запасов подземных вод и оконтуривание площади их распространения. Это позволяет резко сократить объемы геофизических работ. Далее, геофизические исследования при поисках трещинных и трещинно-жильных подземных вод в указанных районах выполняются обычно в тех случаях, когда на закрытых территориях исчерпаны возможности получения воды из рыхлых отложений, выполняющих главным образом межгорные впадины и долины.

Таким образом, поиски трещинных и трещинно-жильных подземных вод проводятся здесь на разрозненных участках, удаленных друг от друга на значительные расстояния и различающихся между собой природными условиями. Все это вызывает необходимость разработки для подобных территорий мобильных и сравнительно дешевых методов геофизических исследований, с помощью которых можно было бы быстро и эффективно решать поставленную задачу.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Сведения о физических свойствах горных пород района получены в результате анализа различных геофизических полей и лабораторных измерений образцов пород. Данные о магнитных свойствах последних определялись в процессе наземной и воздушной магнитной съемок, плотность изучалась по образцам, скоростные характеристики разреза устанавливались главным образом по данным анализа сейсмограмм, электрические характеристики – с помощью параметрических ВЭЗ возле скважин и на обнажениях, а также по данным электрического каротажа скважин.

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ПОРОД

На территории района повышенной намагниченностью характеризуются метаморфические осадочные породы протерозойского, нижнепалеозойского, нижнекарбонового, юрского и мелового возраста. Остальные образования практически немагнитны.

Магнитные свойства эффузивных пород зависят от их основности. Минимальной восприимчивостью характеризуются кислые эффузивы, средние эффузивы имеют повышенную восприимчивость, а основные – наибольшую. Однако эта общеизвестная зависимость осложняется результатами вторичных процессов, наложившихся на указанные породы и в ряде случаев приведших к нивелировке их магнитных свойств. Магнитная восприимчивость кислых эффузивов изменяется в пределах $0-80\cdot10^{-6}$, средних – $260-1960\cdot10^{-6}$, основных – до $7940\cdot10^{-6}$ ед. СГС. Нижние пределы магнитной восприимчивости различных по основности эффузивов имеют близкие значения. В связи с этим расчленение эффузивных пород с такими значениями магнитной восприимчивости часто вызывает определенные трудности. Широкий диапазон изменения магнитной восприимчивости наблюдается у эффузивов пермского и юрского возраста. Нижнемеловые средние и основные эффузивы характеризуются высокими значениями магнитной восприимчивости, заключенными в более узкие пределы ($1950-3000\cdot10^{-6}$ ед. СГС). Кварцевые порфиры, лавобрекчии и рассланцованные кислые эффузивы слабомагнитны.

В целом повышенные значения магнитной восприимчивости эффузивов на фоне практически немагнитных осадочных и метаморфических пород верхнего палеозоя и кайнозоя могут быть использованы для разделения этих пород и установления контактов между ними. Высокая магнитная восприимчивость базальтов, которые часто связаны с зонами разломов, может быть также использована для выделения и прослеживания последних.

Интрузивные породы, как и эффузивные, характеризуются пестрой магнитной восприимчивостью, и в целом максимальные ее показатели значительно ниже по сравнению с максимальными величинами у эффузивных пород. Наименьшая магнитная восприимчивость отмечается у интрузивных пород кислого состава, максимальную – несколько тысяч единиц СГС – имеют породы основных интрузий. Эти различия в магнитных свойствах указанных пород также могут быть использованы для их картирования.

Породы дайкового и жильного комплексов в зависимости от их состава и возраста либо практически немагнитны, либо сильномагнитны с восприимчивостью, достигающей несколько тысяч на 10^{-6} ед. СГС. Создаваемое этими комплексами магнитное поле характеризуется довольно четкими положительными и отрицательными аномалиями. Последние могут служить руководящим признаком при картировании тектонических нарушений и контактов разных по составу пород.

Таким образом, несмотря на слабую изученность магнитных свойств горных пород, представляется возможным в пределах восточной части района, покрытой аэромагнитной съемкой, выделить, в соответствии с классификацией В.И. Блюменцвайга, II, III, V, VI и VII типы магнитного поля (рис. 2).

Второй тип (II) магнитного поля отличается значительно возмущенным, резко дифференцированным его обликом, с характерной пилообразной формой графиков ΔA_a. Корреляция фаз напряженности поля очень затруднена. Интенсивность магнитного поля изменяется от +500–800, иногда 1000 гамм до минус 300–500 гамм. Наиболее распространенные значения горизонтальных градиентов поля – сотни гамм на 1 км с возрастанием в ряде случаев до тысячи и более гамм на 1 км. Основная масса магнитных аномалий на площади съемки группируется в обширную полосу субширотного простирания с незначительным отклонением к северо-востоку. Очень часто аномальные зоны складываются из серии кулисообразно расположенных локальных возмущений поля. В некоторых местах отдельные интенсивные отрицательные и положительные аномалии являются секущими по отношению к основному направлению большинства магнитных аномалий.

Магнитное поле третьего типа (III) отличается значительной дифференцированностью и знакопеременностью. Оно образует отчетливую полосу, состоящую из нескольких параллельных положительных (интенсивность до 600–700 гамм) и отрицательных (интенсивность до минус 200–300 гамм) аномалий ΔT_a сравнительно простой формы. Корреляция фаз напряженности магнитного поля удовлетворительная. Горизонтальный градиент поля составляет первые

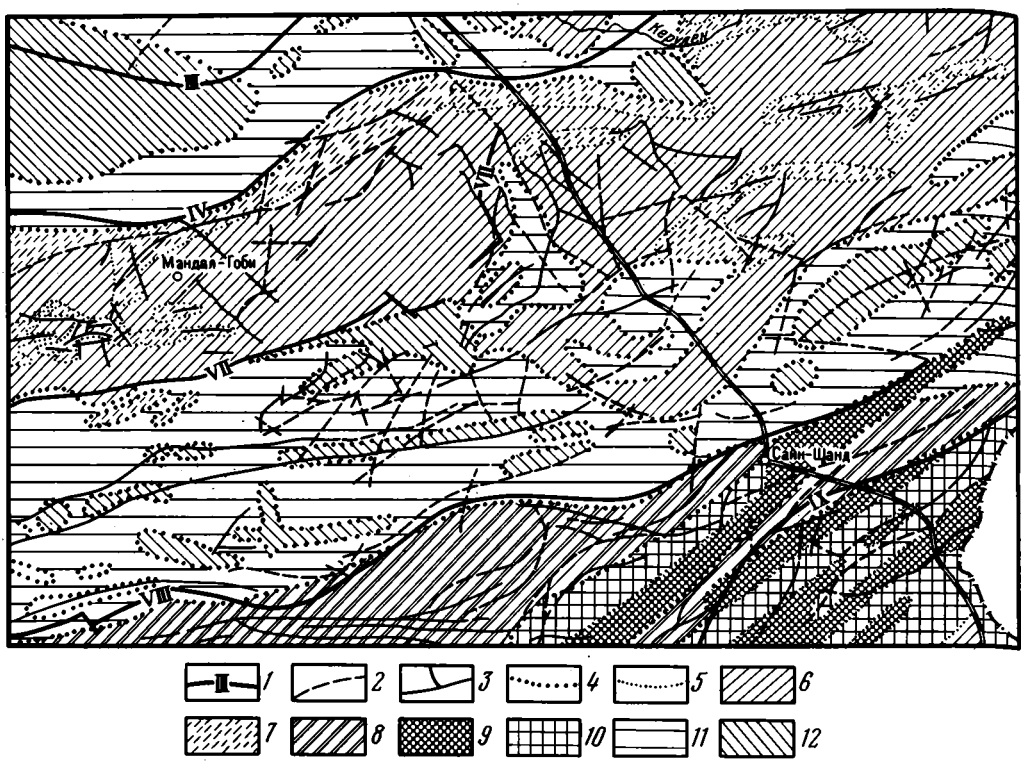


Рис. 2. Схема типов магнитного поля и размещения тектонических нарушений в восточной части района по данным аэромагнитной съемки (составил В.С.Бабин по материалам В.И.Блюменцвайга)

1 – глубинные разрывные нарушения и их номера (границы между структурными элементами первого порядка); 2 – предполагаемые разрывные нарушения; 3 – мелкие разрывные нарушения, установленные геологической и подтвержденные аэромагнитной съемками; 4 – границы между различными типами магнитного поля; 5 – границы между положительными и отрицательными значениями ΔT_a внутри областей развития II и V типов магнитного поля. Области магнитного поля II типа: положительного (6) и отрицательного (7) значений ΔT_a; 8 – III типа положительного и отрицательного значений ΔT_a; V типа положительного (9) и отрицательного (10) значений ΔT_a; 11 – VI типа отрицательного значения ΔT_a; 12 – VII типа положительного значения ΔT_a

сотни гамм на 1 км. Простирание аномалий изменяется от широтного в западной части зоны развития магнитного поля до северо-восточного в восточной, где они расчленяются на несколько "языков".

Плавноменяющееся слабовозмущенное магнитное поле относится к пятому типу (V). Для него характерны параллельные, кулисообразно расположенные линейные аномалии ΔT_a положительного и отрицательного знака сравнительно простой формы. Простирание аномальных зон, вытянутых на многие десятки километров, изменяется от широтного до северо-восточного. Ширина отдельных аномалий колеблется от 2–3 до нескольких десятков километров. Интенсивность ΔT_a варьирует от минус 300–400 до +500–700 гамм. Максимальные значения горизонтального градиента поля не превышают сотен (обычно нескольких десятков) гамм на 1 км. Корреляция фаз напряженности поля хорошая.

Шестому типу (VI) свойственно плавноменяющееся магнитное поле преимущественно отрицательного знака с интенсивностью, редко превышающей 100 гамм. Горизонтальный градиент составляет, как правило, несколько гамм на 1 км.

Для седьмого типа (VII) характерны магнитные аномалии положительного знака, наблюдающиеся обычно на фоне спокойного магнитного поля шестого типа. Интенсивность ΔT_a колеблется от 200 до 1000 гамм, горизонтальный градиент – от десятков до многих сотен гамм на 1 км.

Переходы магнитного поля от одного типа к другому выражены достаточно резко и проявляются обычно через зоны больших градиентов ΔT_a.

ПЛОТНОСТЬ ПОРОД

Материалом для систематизации и анализа закономерностей распределения плотности пород послужили данные треста Спецгеофизика Министерства геологии СССР.

В связи с тем что отбор образцов для определения плотности пород производился на ограниченных участках, характеристика пород по этому параметру на остальной площади сделана путем экстраполяции данных, полученных на этих участках с учетом литологии пород на смежных территориях. Поэтому оценку плотности пород на территории района в целом следует рассматривать как очень условную, нуждающую в уточнении.

На всей площади района плотностная граница фиксируется по контакту осадочных пород мезозоя и кайнозоя, имеющих плотность 2,51–2,64 г/см^3, с подстилающими их породами фундамента, сложенного метаморфическими породами докембрия и палеозоя с плотностью от 2,58 до 2,71 г/см^3, а в Заалтайской зоне – 2,99 г/см^3. Избыточная плотность изменяется по этой границе в пределах от 0,03 до 0,17 г/см^3, а в отдельных случаях от 0,35 до 0,48 г/см^3.

Среди интрузивных пород наиболее низкой плотностью характеризуются граниты. Плотность их в среднем равна 2,6 г/см^3 при изменении ее от 2,52 до 2,68 г/см^3, что несколько ниже средней плотности пород фундамента. Плотность пород основного состава колеблется от 2,75 до 2,99 г/см^3.

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД

Первые определения электрических свойств горных пород Монголии (табл. 2) и установление их влияния на распределение электрических полей были выполнены В.И.Фоминой (1960). Она исследовала возможность оценки глубины залегания фундамента способом осредненных параметров по формуле Гумеля:

$$H = \rho_l S,$$

где S – суммарная продольная проводимость (омм$^{-1}$) комплекса осадочных пород, залегающих на породах фундамента, ρ_l – среднее продольное сопротивление (омм) этого комплекса.

Необходимость применения этого способа вызвана тем, что раздельное определение параметров электрических слоев приводило к большим ошибкам в оценке общей глубины залегания фундамента главным образом ввиду влияния вертикальных границ раздела. Для выяснения характера искажений, вносимых этими границами на величину S, В.И. Фомина разработала приближенный графический способ построения искаженных двух- и трехслойных кривых ВЭЗ для конкретных условий Восточно-Гобийской депрессии, применение которого обеспечило высокую точность определения электрических параметров и глубины залегания поверхности фундамента.

Работами В.И. Фоминой установлено, что геоэлектрический разрез некоторых впадин Восточно-Гобийской депрессии является пятислойным и характеризуется кривыми типа QHA (табл. 3).

Анализ данных показывает, что изменение продольного электрического сопротивления в пределах свит связано с изменением состава слагающих их пород в направлении от бортовых частей впадин к центральным.

Таблица 2

Характерный геоэлектрический разрез для впадин Восточно-Гобийской депрессии

Свита	Подсвита, толща	Геологический индекс	Индекс электрического слоя	Величина продольного сопротивления, омм
Баинширэинская	Пестроцветная песчано-гравелисто-глинистая	K_2	ρ_{l_1}	18-200
Сайншандинская и верхняя часть дзунбаинской	Песчанико-конгломератовая, пестроцветная, зеленовато-серая	$K_2 + K_1$	$\rho_{l_2'''}$	8-15
Дзунбаинская	Зеленовато-серая, темно-серая	K_1	$\rho_{l_2''}$	2,5-4
	Битуминозная			
(Цаганцабская	Песчано-глинистая	K_1	$\rho_{l_2'}$	8-15
Тормхонская (шарилинская), нижняя часть	Вулканогенно-осадочная	I_3	ρ_3	∞

Некоторые сведения об электрических свойствах пород мезозойско-кайнозойского и палеозойского возраста получены в 1963 г. в процессе геофизических работ, сопровождавших гидрогеологические съемки на территории Средне- и Восточно-Гобийского аймаков. По величине сопротивления эти породы могут быть разделены на следующие группы: глины вязкие и жирные, алевролиты - от 0,1 до 10 омм; глины, содержащие включения супесей, и суглинки, - от 10 до 25 омм; глины плотные, пески, гравелиты с прослоями глин - от 20 до 60 омм; песчаники и щебнисто-дресвяные отложения - от 20 до 210 омм; кварцевые порфиры, туфобрекчии, базальты, андезиты - от 120 до 220 омм; граниты и граносиениты - от 600 до 2400 омм.

Интрузивные породы, особенно граниты, имеют небольшие значения сопротивления.

Сопротивление трещиноватых пород в зависимости от их обводненности и положения в разрезе определено нами по пяти аймакам района на основании анализа результатов бурения 110 скважин и сопоставления их с геоэлектрическими разрезами (табл. 3).

Пределы сопротивлений, приведенные в табл. 3, характеризуют обводненность пород, обеспечивающих приток воды в скважину не менее 0,5 л/с. Значения электрического сопротивления, меньше и больше указанных в табл. 3, за некоторым исключением соответствуют практически безводным породам. Сложные геологическое строение и гидрогеологические условия района обусловили широкие пределы изменения сопротивления пород. Как видно из табл. 3, они имеют место как внутри отдельных аймаков, так и по району в целом, причем наблюдается закономерность уменьшения их в направлении с запада на восток и с севера на юг. Например, для метаморфических пород оно изменяется от 40-100 омм в Баян-Хонгорском аймаке, находящемся на западе района, до 20-70 омм в Восточно-Гобийском аймаке, расположенном на востоке. В Южно-Гобийском аймаке, находящемся в крайней южной части района, сопро-

Таблица 3

Данные о параметрах обводненных пород по ВЭЗ, полученных около буровых скважин на воду

Аймак, порода	Скважины				Глубина скважин, м	Глубина вскрытия обводненных пород, м	Мощность обводненных пород, м	Дебиты скважин, л/с	Сопротивление обводненных пород, омм	Типы кривых, соответствующие разрезам скважин
	количество	высокодебитные*	малодебитные**	безводные						
Баян - Хонгорский										
а) магматические	2	1	-	1	130	107	21	1,0	100-180	QH
б) метаморфические	13	7	1	1	30-116	3-71	3-63	0,7-2,4	(40-100)***	H, QH
Убурхангайский										
а) магматические	6	4	2	2	35-104	5-59	7-20	0,6-1,7	42-60	H, QH
б) метаморфические	27	22	5	2	22-145	4-127	5-33	0,5-2,4	(30-80)***	A, H, K, QH, KH
Средне-Гобийский										
а) магматические	14	11	2	1	13-132	6-125	5-36	0,5-6,3	15-100	A, H, HA, QH
									(30-80)***	QH
б) метаморфические	22	15	5	2	22-150	15-109	6-53	0,5-8,0	21-75	"ρ_2", A, H, QH
									(30-40)***	HK, HA, KH, QHA
Восточно-Гобийский										
а) магматические	4	2	1	1	77-135	65-78	12-57	0,5-1,6	60-80)	H, A
б) метаморфические	10	7	2	1	50-120	15-85	15-60	0,5-1,2	20-60)	QH, HA, HKH, QHA
Южно-Гобийский										
а) магматические	3	2	-	1	40-56	16-34	18-19	2,8-6,0	28-34	A, H
б) метаморфические	9	3	6	-	90-216	75-160	15-88	0,9-3,5	15-100	
									(20-35)***	"ρ_2", A, H, KH
Всего	110	74	24	12						

*Высокодебитные - с дебитом более 0,5 л/с.
**Малодебитные - с дебитом менее 0,5 л/с.
***Сопротивления, наиболее часто встречаемые.

Примечание. Приведенное в таблице "ρ_2" обозначает двухслойную кривую.

тивление обводненных трещиноватых пород еще ниже и в среднем составляет 20–35 омм, а в отдельных пунктах еще меньше.

Наблюдающиеся особенности изменения электрического сопротивления пород находятся, по-видимому, во взаимосвязи с зональностью химического состава формирующихся в них подземных вод, выражающейся в увеличении их минерализации в направлении с северо-запада на юго-восток. В этом же направлении наблюдается увеличение содержания в воде хлоридов и сульфатов. Следовательно, есть достаточно оснований предполагать, что преобладающим фактором, влияющим на региональное распределение величин сопротивлений обводненных трещиноватых пород, является минерализация воды и химический состав растворенных в ней веществ.

СКОРОСТЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН В ПОРОДАХ

Сведения о скоростях распространения упругих волн в породах основываются на данных сейсморазведочных работ, выполненных методом отраженных волн (МОВ) в межгорных впадинах Восточной Монголии и методом преломленных волн (МПВ) в центральной и северной частях страны. Полученные результаты приведены в табл. 4 и 5.

Таблица 4

Средние скорости распространения упругих волн в пределах Восточно-Гобийской депрессии (по Глинкину, 1960 г.)

Формация	Скорость, м/с	Формация	Скорость, м/с
Четвертичные отложения	300–900	Нижнемеловые отложения	2400–2200
Третичные отложения	1100–1600	Юрские отложения	2500–3400
Верхнемеловые отложения	1800–2200	Палеозойские образования	4500–5000

Таблица 5

Пластовые скорости распространения упругих волн в некоторых литологических разностях пород (по Дурынину, 1966, 1967 гг.)

Порода	Пластовые скорости, м/с	
	для сухих пород	для обводненных пород
Супеси	300–700	1400–1750
Суглинки с включением дресвы и гравия	400–1300	1600–1900
Гравийно-дресвяные отложения с песчаным заполнением	300–800	1550–1750
То же, с глинистым или песчано-глинистым заполнением	Около 1000	-
Глины с включением дресвы и гравия	1200–1500	1750–2200
Алевролиты, аргиллиты	Более 2000	-
Сланцы глинистые и хлоритовые	2000–2400	-
Песчаники метаморфизованные	2600–5000	-
Переслаивание песчаников и сланцев	2500–4000	-
Граниты и другие магматические породы, плотные	Более 4000	-
Трещиноватые скальные породы	2000–2500	2300–3500

Из табл. 4 видно, что скорости отраженных волн возрастают от более молодых к более древним породам. Наиболее резкое их изменение происходит на границе между четвертичными и третичными отложениями, а также между мезозойскими и палеозойскими образованиями.

Наиболее четкое различие скоростей наблюдается в рыхлых отложениях в зависимости от содержания в них воды. Если в сухих разностях этих отложений волны распространяются со скоростью 300-1500 м/с, то в обводненных скорости возрастают до 1400-2200 м/с. Для трещиноватых сухих и обводненных пород эта разница небольшая.

* * *

Приведенные данные о физических свойствах горных пород района позволяют сделать следующие выводы.

Хотя магнитные свойства пород различаются между собой мало, они тем не менее позволяют выделять некоторые различные по составу и возрасту породы, зоны разрывных дислокаций и сопровождающие их поля повышенной трещиноватости пород, а также зоны контактов интрузий с другими породами.

Различие пород по плотности хорошо проявляется между палеозойскими и мезозойско-кайнозойскими образованиями. Плотность палеозойских метаморфических пород находится в основном в пределах 2,6-2,8 г/см^3, а для слабоуплотненных осадочных мезозойских и кайнозойских отложений она изменяется от 2,1 до 2,53 г/см^3. Разделение пород по этому параметру внутри указанных возрастных групп связано с большими трудностями, а в ряде случаев и невозможно.

По электрическому сопротивлению, независимо от возраста, наиболее четко различаются между собой магматические и метаморфические породы. Разделение пород фундамента и чехла по этим физическим свойствам зависит от их состава и условий залегания. Глубина залегания поверхности палеозойского фундамента определяется относительно точно при горизонтальном залегании покровных отложений, выдержанном их составе и невысоком сопротивлении. Обычно такие участки находятся в центральных частях долин и впадин, где породы фундамента имеют бесконечно большое сопротивление. В краевых частях межгорных долин и впадин, характеризующихся, как правило, грубым составом отложений, определение глубины до кровли фундамента вследствие слабой дифференциации пород по сопротивлению более затруднено. В этом случае используют другие физические свойства пород, например скоростные характеристики.

На электрические свойства пород большое влияние оказывает их обводненность. Как правило, сопротивление обводненных трещиноватых пород во много раз ниже, чем плотных. Так, сопротивление обводненных трещиноватых гранитов изменяется от 15 до 130 омм, а плотных, массивных находится в пределах 300-2400 омм; метаморфические породы имеют сопротивление соответственно 20-100 и 95-220 омм. Среди последних некоторые разности (хлорит-серицитовые, филлитовидные и другие сланцы) из-за одинаковых значений электрического сопротивления не представилось возможным разделить на обводненные и безводные.

Таким образом, дифференциация горных пород по физическим свойствам позволяет эффективно использовать различные геофизические методы для изучения рельефа поверхности кристаллического фундамента, перекрытого осадочными образованиями, определения глубины его залегания. В ряде случаев на основании результатов геофизических исследований можно делать выводы о составе пород фундамента, намечать участки возможного прохождения зон разрывных нарушений, качественно оценивать степень водообильности пород и т.д.

тивление обводненных трещиноватых пород еще ниже и в среднем составляет 20–35 омм, а в отдельных пунктах еще меньше.

Наблюдающиеся особенности изменения электрического сопротивления пород находятся, по-видимому, во взаимосвязи с зональностью химического состава формирующихся в них подземных вод, выражающейся в увеличении их минерализации в направлении с северо-запада на юго-восток. В этом же направлении наблюдается увеличение содержания в воде хлоридов и сульфатов. Следовательно, есть достаточно оснований предполагать, что преобладающим фактором, влияющим на региональное распределение величин сопротивлений обводненных трещиноватых пород, является минерализация воды и химический состав растворенных в ней веществ.

СКОРОСТЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН В ПОРОДАХ

Сведения о скоростях распространения упругих волн в породах основываются на данных сейсморазведочных работ, выполненных методом отраженных волн (МОВ) в межгорных впадинах Восточной Монголии и методом преломленных волн (МПВ) в центральной и северной частях страны. Полученные результаты приведены в табл. 4 и 5.

Таблица 4

Средние скорости распространения упругих волн в пределах Восточно-Гобийской депрессии (по Глинкину, 1960 г.)

Формация	Скорость, м/с	Формация	Скорость, м/с
Четвертичные отложения	300–900	Нижнемеловые отложения	2400–2200
Третичные отложения	1100–1600	Юрские отложения	2500–3400
Верхнемеловые отложения	1800–2200	Палеозойские образования	4500–5000

Таблица 5

Пластовые скорости распространения упругих волн в некоторых литологических разностях пород (по Дурынину, 1966, 1967 гг.)

Порода	Пластовые скорости, м/с	
	для сухих пород	для обводненных пород
Супеси	300–700	1400–1750
Суглинки с включением дресвы и гравия	400–1300	1600–1900
Гравийно-дресвяные отложения с песчаным заполнением	300–800	1550–1750
То же, с глинистым или песчано-глинистым заполнением	Около 1000	–
Глины с включением дресвы и гравия	1200–1500	1750–2200
Алевролиты, аргиллиты	Более 2000	–
Сланцы глинистые и хлоритовые	2000–2400	–
Песчаники метаморфизованные	2600–5000	–
Переслаивание песчаников и сланцев	2500–4000	–
Граниты и другие магматические породы, плотные	Более 4000	–
Трещиноватые скальные породы	2000–2500	2300–3500

Из табл. 4 видно, что скорости отраженных волн возрастают от более молодых к более древним породам. Наиболее резкое их изменение происходит на границе между четвертичными и третичными отложениями, а также между мезозойскими и палеозойскими образованиями.

Наиболее четкое различие скоростей наблюдается в рыхлых отложениях в зависимости от содержания в них воды. Если в сухих разностях этих отложений волны распространяются со скоростью 300-1500 м/с, то в обводненных скорости возрастают до 1400-2200 м/с. Для трещиноватых сухих и обводненных пород эта разница небольшая.

* * *

Приведенные данные о физических свойствах горных пород района позволяют сделать следующие выводы.

Хотя магнитные свойства пород различаются между собой мало, они тем не менее позволяют выделять некоторые различные по составу и возрасту породы, зоны разрывных дислокаций и сопровождающие их поля повышенной трещиноватости пород, а также зоны контактов интрузий с другими породами.

Различие пород по плотности хорошо проявляется между палеозойскими и мезозойско-кайнозойскими образованиями. Плотность палеозойских метаморфических пород находится в основном в пределах 2,6-2,8 г/см^3, а для слабоуплотненных осадочных мезозойских и кайнозойских отложений она изменяется от 2,1 до 2,53 г/см^3. Разделение пород по этому параметру внутри указанных возрастных групп связано с большими трудностями, а в ряде случаев и невозможно.

По электрическому сопротивлению, независимо от возраста, наиболее четко различаются между собой магматические и метаморфические породы. Разделение пород фундамента и чехла по этим физическим свойствам зависит от их состава и условий залегания. Глубина залегания поверхности палеозойского фундамента определяется относительно точно при горизонтальном залегании покровных отложений, выдержанном их составе и невысоком сопротивлении. Обычно такие участки находятся в центральных частях долин и впадин, где породы фундамента имеют бесконечно большое сопротивление. В краевых частях межгорных долин и впадин, характеризующихся, как правило, грубым составом отложений, определение глубины до кровли фундамента вследствие слабой дифференциации пород по сопротивлению более затруднено. В этом случае используют другие физические свойства пород, например скоростные характеристики.

На электрические свойства пород большое влияние оказывает их обводненность. Как правило, сопротивление обводненных трещиноватых пород во много раз ниже, чем плотных. Так, сопротивление обводненных трещиноватых гранитов изменяется от 15 до 130 омм, а плотных, массивных находится в пределах 300-2400 омм; метаморфические породы имеют сопротивление соответственно 20-100 и 95-220 омм. Среди последних некоторые разности (хлорит-серицитовые, филлитовидные и другие сланцы) из-за одинаковых значений электрического сопротивления не представилось возможным разделить на обводненные и безводные.

Таким образом, дифференциация горных пород по физическим свойствам позволяет эффективно использовать различные геофизические методы для изучения рельефа поверхности кристаллического фундамента, перекрытого осадочными образованиями, определения глубины его залегания. В ряде случаев на основании результатов геофизических исследований можно делать выводы о составе пород фундамента, намечать участки возможного прохождения зон разрывных нарушений, качественно оценивать степень водообильности пород и т.д.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ, СВЯЗАННЫХ С ПОИСКАМИ ТРЕЩИННЫХ И ТРЕЩИННО-ЖИЛЬНЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

По характеру решаемых задач, масштабам, методике и точности работ геофизические исследования, выполненные на территории района при поисках трещинных и трещинно-жильных подземных вод, разделяются на региональные, структурно-картировочные, поисково-разведочные и разведочные.

Задача региональных исследований заключается в изучении тектонического строения района и оценке возможных связей подземных вод с отдельными типами выявленных структур. К этим исследованиям относятся различные виды мелкомасштабных геофизических съемок.

При структурно-картировочных геофизических исследованиях, выполняемых в более крупных масштабах, основными задачами являются поиски мелких структур и участков, сложенных трещиноватыми породами, в пределах которых могут скапливаться трещинные и трещинно-жильные подземные воды.

Поисково-разведочные геофизические работы выполнялись на обнаруженных участках развития трещиноватых пород с целью выявления зон повышенной водообильности пород и определения наиболее благоприятных пунктов для заложения скважин на воду. Указанные работы, как правило, выполнялись в профильном варианте.

На стадии детальных исследований с помощью каротажа производилось изучение разреза гидрогеологических скважин с целью определения наиболее водообильных горизонтов и мест притока воды.

Все перечисленные виды геофизических исследований практически не сопровождались гидрогеологическим изучением площади. Исходя из требований основной задачи, поставленной в данной работе, наиболее ответственным видом исследований следует считать поисково-разведочные работы, которые обычно завершались проходкой разведочно-эксплуатационных скважин на воду. В целом можно условно считать, что геофизические исследования, выполнявшиеся при поисках трещинных и трещинно-жильных подземных вод, соответствуют следующим стадиям гидрогеологических работ (Матвеев, Язвин, 1972): региональные - мелкомасштабной гидрогеологической съемке, структурно-картировочные - стадии поисков, поисково-разведочные - предварительной разведке, детальные - стадии детальной разведки.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Как отмечалось, из региональных геофизических исследований на площади района проведены мелкомасштабные аэромагнитная и гравиметровая съемки.

Аэромагнитной съемкой закартирована восточная часть района. На основании полученных данных построена карта магнитного поля и схема геолого-структурных элементов. Эти данные позволили провести разделение геологической структуры района на более мелкие элементы, чем это сделано ранее на тектонической карте МНР (см. рис. 2), выделить оси глубинных и региональных разломов, наметить контуры распространения не вскрытых эрозией интрузий и приподнятых блоков фундамента межгорных впадин, что имеет большое значение для поисков подземных вод.

На основании результатов аэромагнитной съемки нами составлена схема разрывных дислокаций, изображенная на рис. 2. На ней кроме разломов, выделявшихся ранее другими исследователями, показано несколько новых. Одна из таких систем разломов находится юго-восточнее г. Мандал-Гоби. Кроме того, на схеме можно выделить много и более мелких разломов, представляющих интерес для поисков воды.

По результатам мелкомасштабной гравиметровой съемки П.П.Степанов и В.С.Волхонин (1969) составили тектоническую схему района (рис. 3), которая охватила не только территорию, покрытую аэромагнитной съемкой, но и запад-

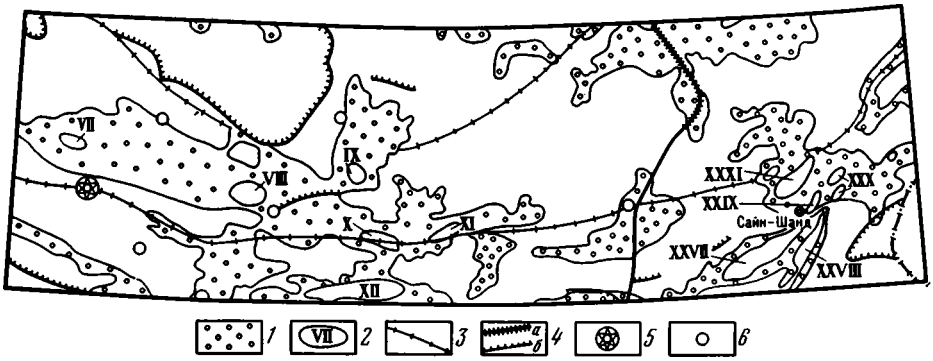


Рис. 3. Схема тектонического строения района по данным гравиметрической съемки, по П.П. Степанову и В.С.Волхонину (1969)

1 – межгорные впадины, сложенные мезозойскими и кайнозойскими отложениями; 2 – участки межгорных впадин (и их номера) с мощностью мезозойских и кайнозойских отложений более 1500 м; 3 – зоны глубинных разломов, ограничивающих разновозрастные складчатые системы; 4 – зоны разломов, установленные по данным геофизических исследований: а – разделяющие мегаблоки, б – прочие. Эпицентры землетрясений: 5 – силой 11–12 баллов, 6 – неустановленной балльности. Наиболее погруженные участки крупных впадин, выполненные осадочными и осадочно-эффузивными отложениями мезозоя и кайнозоя мощностью более 1500 м: VII – Бонцаганнурский, VIII – Тацаиннурский, IX – Тугрэгский, X – Онгингольский, XI – Хушуильский, XII –Баинлэгский, XXVII – Унэгэтинский, XXVIII– Дзунбаинский, XXIX – Сайншандинский, XXX – Тарачинский, XXXI – Магноитский

ную часть района, где съемка не проводилась. В результате этой съемки удалось закартировать структуры крупных межгорных впадин, заполненных мезозойско-кайнозойскими отложениями, более точно, чем это было сделано на геологической карте, определить на большом числе участков глубину залегания фундамента, выделить зоны прохождения глубинных разломов, ранее не показывавшихся на геологических картах и тектонических схемах района. Одна из таких зон соответствует, по-видимому, фрагменту сквозного Гоби-Тяньшаньского глубинного разлома. Она простирается в пределах Долины Озер между погруженными участками VIII и IX (см. рис. 3). Вторая зона разломов, имеющая субмеридиональное простирание, проходит поперек района. Ей соответствуют системы разломов, закартированные в северной части района и предполагаемые, по данным аэромагнитной съемки, в южной его части. Кроме элементов геологической структуры, на карте отмечено расположение эпицентров землетрясений. Они дают представление о сейсмичности отдельных частей района.

Из изложенного следует, что региональные геофизические исследования дают весьма ценную и объективную информацию о геологической структуре района, что особенно важно для закрытых и полузакрытых территорий. Эти данные имеют большое гидрогеологическое значение как для планирования более крупномасштабных структурно-картировочных исследований, так и в отдельных случаях для выделения перспективных на воду участков, минуя структурно-картировочные исследования.

СТРУКТУРНО-КАРТИРОВОЧНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Этот вид исследований на территории района проводился на многих участках для различных целей.

В результате электроразведочных работ, выполненных на площади Восточно-Гобийской депрессии, проведено геотектоническое районирование по опорному

электрическому горизонту, соответствующему кровле пород палеозойского фундамента. При этом проведена типизация антиклинальных поднятий по условиям залегания на их поверхности мезозойских образований, что важно для поисков подземных вод. Всего выделено четыре типа таких поднятий. Над поднятиями первого типа мезозойские отложения залегают горизонтально; на площади поднятий второго типа эти отложения спокойно облекают их поверхность; в поднятиях третьего типа они располагаются под некоторыми углами к их поверхности; четвертый тип антиклинальных поднятий проявляется только в верхних частях разреза мезозойских отложений.

Для повышения точности определения глубины кровли фундамента и местоположения разломов при интерпретации данных электроразведки широко применялась методика В.И. Фоминой (1960), предложенная ею для межгорных впадин Восточно-Гобийской депрессии. Дело в том, что в условиях дизъюнктивно-глыбового строения кривые ВЭЗ на некоторых участках получались искаженными. Интерпретация таких кривых при помощи обычных палеток затруднена из-за больших погрешностей, а в некоторых случаях и совсем неосуществима. Основной причиной искажения кривых ВЭЗ являются вертикальные границы раздела сред, в большинстве случаев соответствующие тектоническим нарушениям.

Методика интерпретации искаженных кривых, предложенная В.И. Фоминой, может быть использована не только для учета величин искажения, но и позволяет также устанавливать причину искажения, что имеет большое значение при выделении зон тектонических нарушений с целью поисков подземных вод. Вертикальные границы раздела, представленные контактами разнородных пород, приводят к искажению кривых ВЭЗ и главным образом их восходящих ветвей. В сравнении с кривыми ВЭЗ, полученными над горизонтально-однородной средой, у искаженных кривых наблюдается уменьшение p_k, если точка ВЭЗ располагается на приподнятом блоке фундамента, и увеличение p_k, если точка ВЭЗ находится на опущенном блоке. Изучая характер искажения кривых, удается более точно установить глубину залегания опорного электрического горизонта и местоположение вертикальной границы раздела разнородных сред на исследуемом участке.

Для структурно-картировочных целей можно использовать также и упоминавшуюся выше аэромагнитную съемку, результаты которой в соответствии с общепринятой классификацией могут служить не только для оценки общей структуры района и перспективности отдельных его частей в отношении поисков подземных вод, но и быть использованы для выделения и изучения отдельных более мелких, главным образом разрывных, нарушений и контактов интрузий с вмещающими их породами, являющимися объектами поисков в них подземных вод. Для решения этих задач важное значение имеют приемы интерпретации графиков ΔT_a, разработанные В.И. Блюменцвайгом применительно к конкретным условиям гобийских районов Монголии. Строгий учет фактических простираний, углов падения геологических тел и других параметров позволил прийти к заключению, что осевой линии намагниченного тела будет соответствовать точка перегиба аномальной кривой ΔT_a, а не ее максимум. Учет этого положения обеспечивает более точное определение на местности осей аномалообразующих тел и в том числе интересующих нас тектонических нарушений.

В случае когда магнитые аномалии имеют простирание, значительно отличающееся от широтного, для выделения разрывных нарушений было удобнее использовать магнитные карты не в виде графиков ΔT_a, а в форме изодинам, хотя при этом точность определения расположения осей аномалий оказывалась ниже.

При выявлении тектонических нарушений в первую очередь учитывались следующие характеристики магнитного поля: смена типа поля, резкое изменение простирания изолиний, изменение горизонтальных градиентов и степень вытянутости аномалий.

Одним из примеров успешного использования данных аэромагнитной съемки можно считать участок Их-Эрэн-Буц, расположенный в 20 км севернее сомона Цогт-Цэцэй (рис. 4). Его площадь более 1000 км^2. Рельеф равнинный, местами всхолмленный. Здесь широко распространены глинистые отложения

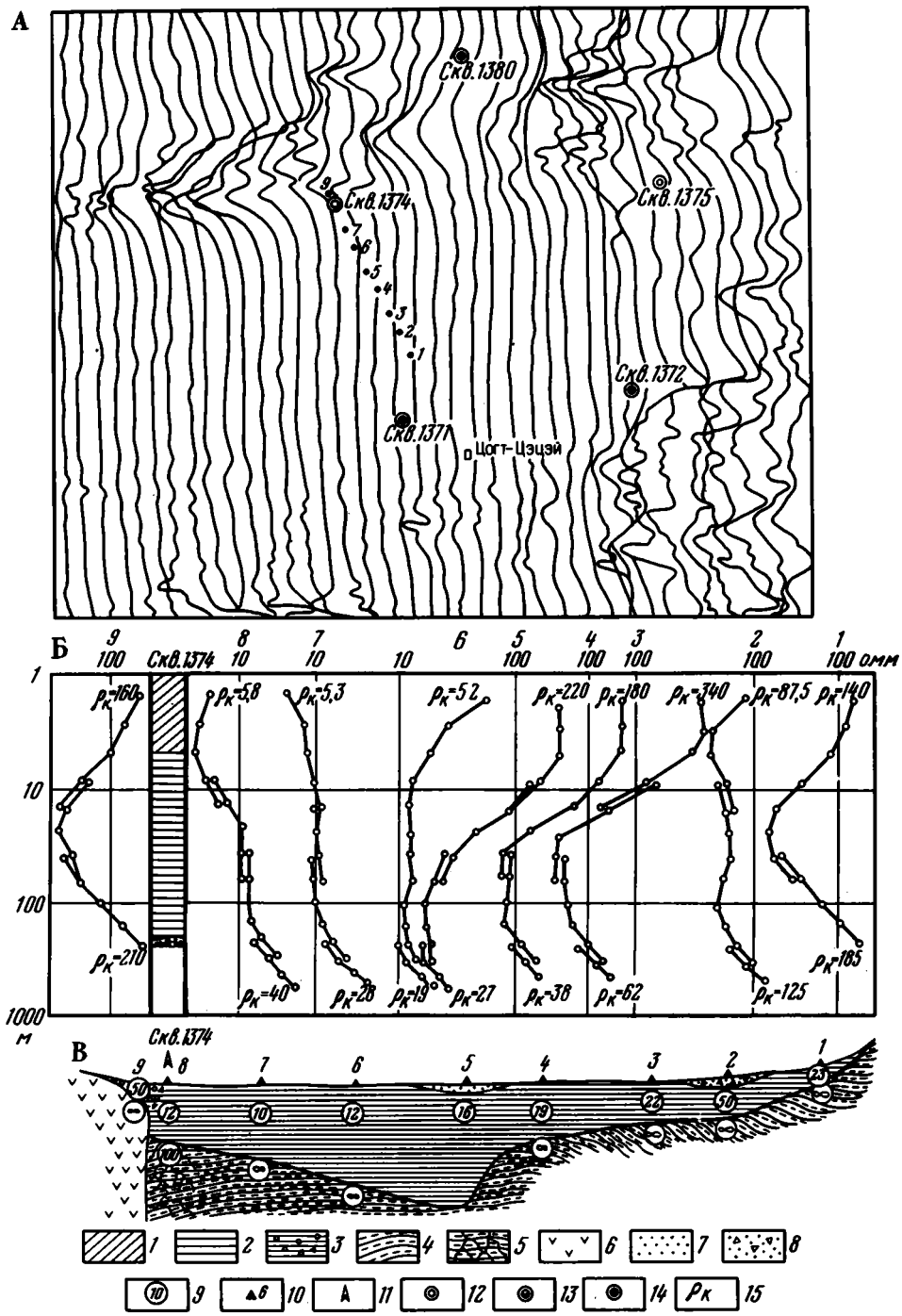


Рис. 4. Результаты структурно-картировочных работ на участке Их-Эрэн-Буц (составил В.С.Бабин по материалам В.И.Блюменшвайга)

А – карта изолиний одинаковых значений ΔT_a, Б – кривые ВЭЗ и разрез скважины, В – геоэлектрический разрез

1 – суглинок; 2 – глина, местами песчаная; 3 – глина с включением щебня; 4 – кристаллические сланцы; 5 – то же, возможно водоносные; 6 – базальты; 7 – песок; 8 – то же, со щебнем; 9 – удельное сопротивление, омм; 10 – точка ВЭЗ и ее номер; 11 – точка, рекомендованная для бурения скважины на воду; 12 – скважины водоносные; 13 – скважины с дебитом менее 0,5 л/с; 14 – скважины безводные; 15 – кажущееся удельное сопротивление, омм

верхнемелового, неогенового и четвертичного возраста. Поверхностные воды отсутствуют. Колодцы глубиной до 1 м действуют только в осенне-летний сезон. Их дебиты обычно не превышают 0,1 л/с. С целью поисков подземных вод для обводнения пастбищ в прежние годы проводилась электроразведка методом ВЭЗ. Пробуренные по ее данным скв. 1371 и 1372 глубиной соответственно 100 и 127 м под толщей глинистых отложений вскрыли трещиноватые сланцы, которые оказались практически безводными. Для решения указанной задачи автором на этом участке были проведены повторные геофизические исследования. Было предположено, что на участке при безводных отложениях осадочного чехла и пород фундамента единственным вместилищем подземных вод могут быть зоны тектонических нарушений или контактов одних пород с другими. На графике ΔT_a в северной части участка выделяется магнитная аномалия широтного простирания. Высокие градиенты магнитного поля (до 700 гамм/км) и линейная вытянутость аномалии указывают на то, что она может соответствовать разлому или контакту разнородных по литологии пород. Вкрест простирания аномалии был проложен электроразведочный профиль длиной 20 км. На геоэлектрическом разрезе, построенном по этому профилю, довольно отчетливо видно поведение кровли фундамента, породы которого характеризуются бесконечно большим сопротивлением. Но в точке ВЭЗ 8 их сопротивление составляет 100 омм, а между точками 8 и 9 зафиксирован контакт пород разной литологии. По-видимому, здесь по тектоническому нарушению происходило внедрение магматических пород, обусловивших магнитную аномалию положительного знака.

Судя по незначительной интенсивности и резко выраженной форме магнитной аномалии, можно предполагать, что интрузия имеет малые размеры и крутые склоны, а окружающий ее ореол трещиноватости вмещающих пород - небольшую мощность. На основании полученных данных точка ВЭЗ 8 была признана наиболее благоприятной для бурения разведочно-эксплуатационной скважины на воду. Скв. 1374, пробуренная в этом пункте до глубины 216 м, под толщей глин на глубине 190 м в трещиноватых сланцах вскрыла воду, уровень которой установился на глубине 6 м. Дебит скважины составил 0,9 л/с. Поэтому сделано предположение, что эта скважина встретила обводненную зону тектонического нарушения. Основанием для такого предположения послужили следующие обстоятельства: во-первых, вскрытые воды располагаются на глубине значительно ниже кровли пород фундамента, безводность которых установлена скв. 1371 и 1372; во-вторых, в условиях равнинного рельефа появление воды на указанной глубине и ее большой напор обязаны существованию отдаленной зоны питания, имеющей более высокие гипсометрические отметки и, по-видимому, связанной с данным участком системой тектонических нарушений, по которым осуществляется подток воды. Скв. 1375, заданная на этом участке, по аналогии со скв. 1374, также характеризуется удовлетворительным дебитом (0,5 л/с). Таким образом, структурно-картировочные исследования показывают, что с их помощью можно получить весьма ценную информацию о местоположении наиболее перспективных на трещинные и трещинно-жильные подземные воды участков.

Анализ данных структурно-картировочных работ позволил выбрать методы и приемы интерпретации геофизических материалов для конкретных условий описываемого района.

ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Эти исследования выполнялись в районе специализированными отрядами Института водного хозяйства МНР. Они преследовали цель оценить степень водоносности пород для выбора пунктов заложения скважин на воду. Работы эти являются самыми сложными и ответственными. Выбор участков для постановки поисково-разведочных геофизических исследований осуществлялся по данным структурно-картировочных или (редко) региональных геофизических ра-

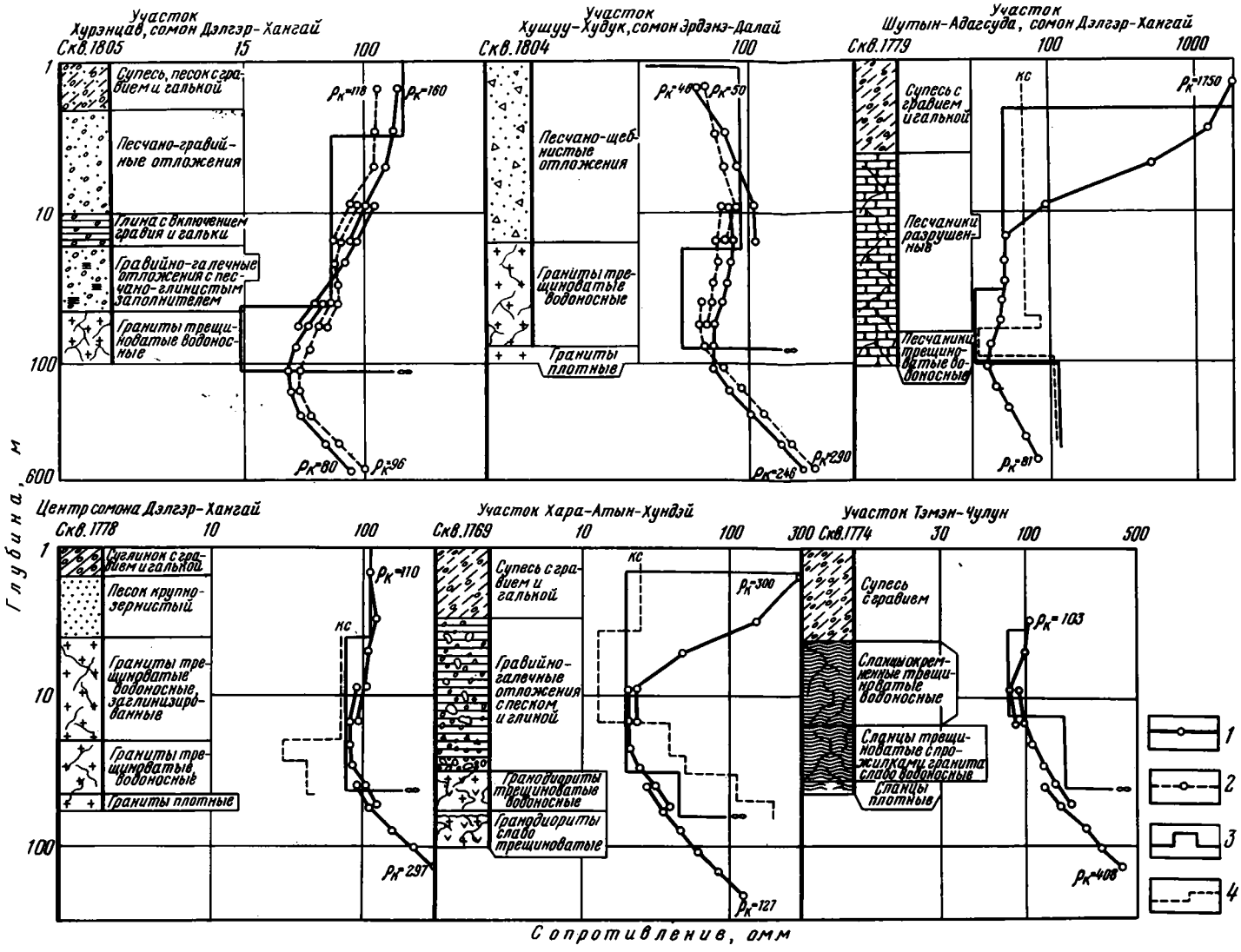


Рис. 5. Кривые ВЭЗ типа Н, ОН, КН, характеризующие повышенную обводненность трещиноватых пород фундамента (составил В.С.Бабин)

1 – основные ВЭЗ; 2 – крестовые ВЭЗ; 3 – удельные электрические сопротивления, омм; 4 – блок-диаграмма, построенная по каротажному графику КС

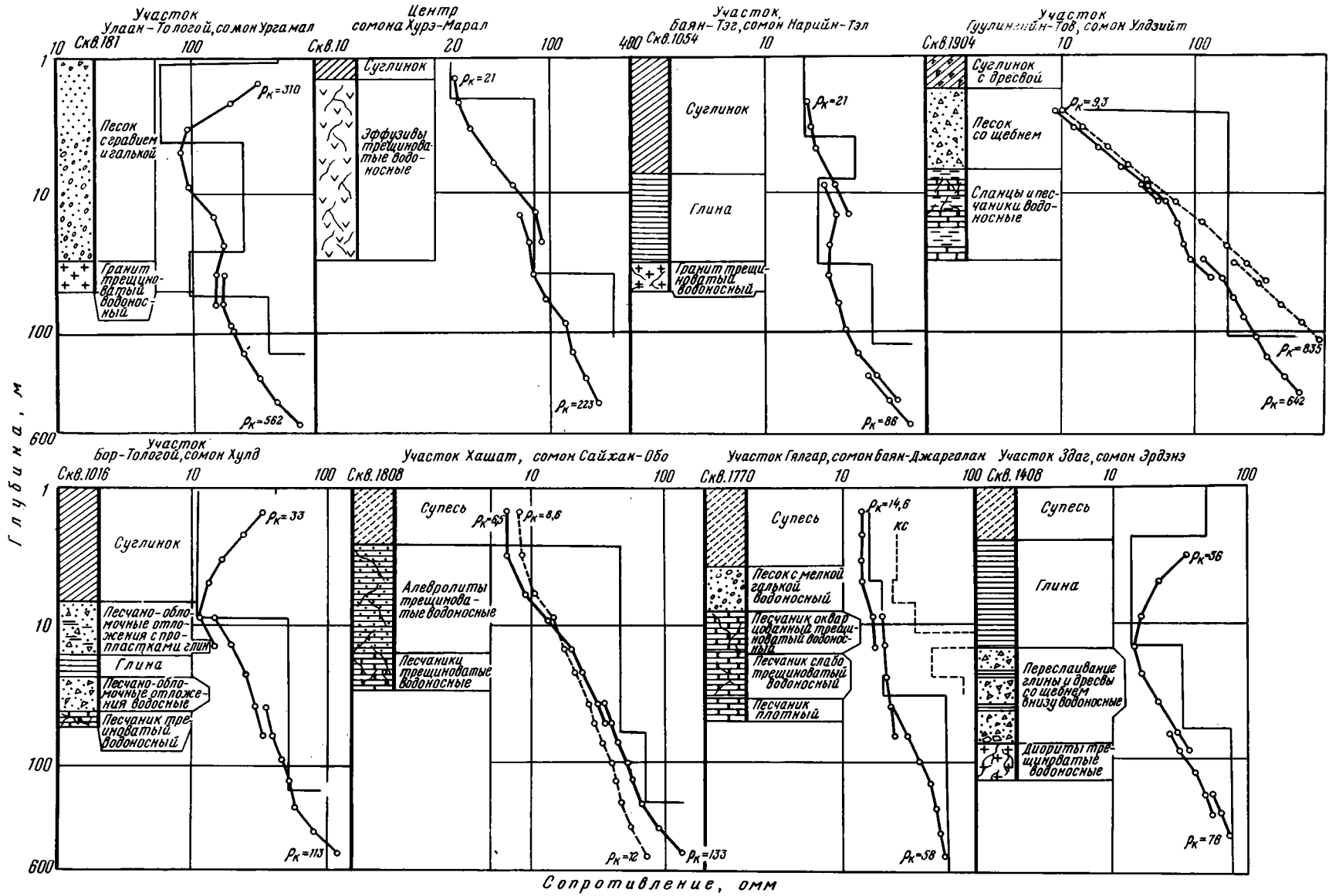
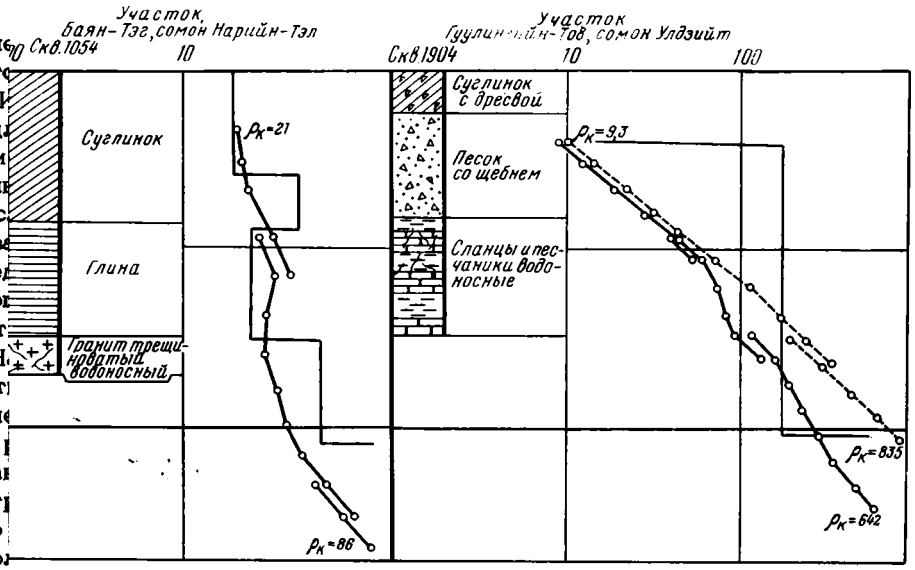
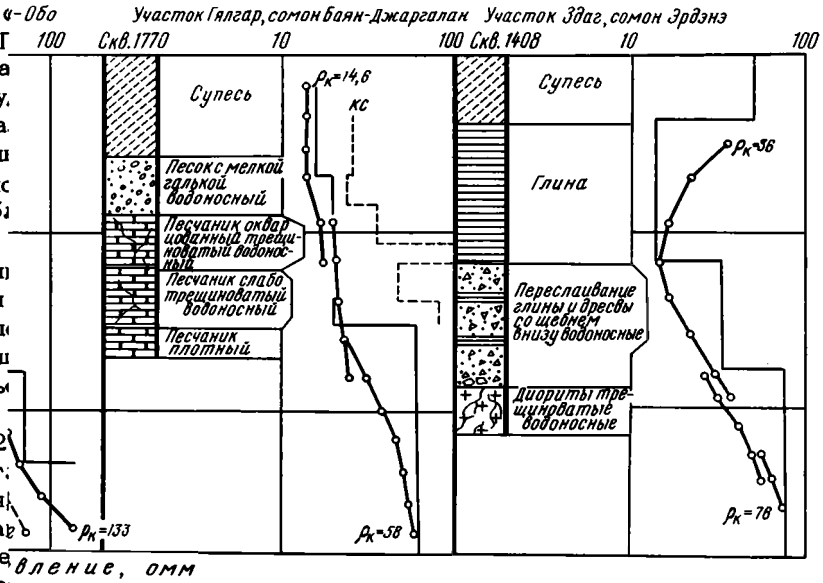


Рис. 6. Кривые ВЭЗ типа А, НА, характеризующие повышенную обводненность трещиноватых пород фундамента (составил В.С.Бабин)

Условные обозначения см. на рис. 5

верхне
отсутс
зон. И
вод д
тодом
ственн
тые с
ной з
исслед
дочно
могут
ми. Н
широт
и лин
вать
ния а
электр
видно
но бо
100 «-Обо
гии. Г
магма
Су
анома
склон
мощно
лее б
Скв.
глуби
вился
предп
наруш
ятель
ниже
1372
ной г
тания
связа
осуще
гии с
(0,5
вают,
полож
ные в
Ан
и при
описы





характеризующие повышенную обводненность
оставил В.С.Бабин)
ис. 5

ИССЛЕДОВАНИЯ

Эти исследования выполнялись в районе специализированными отрядами Института водного хозяйства МНР. Они преследовали цель оценить степень водоносности пород для выбора пунктов заложения скважин на воду. Работы эти являются самыми сложными и ответственными. Выбор участков для постановки поисково-разведочных геофизических исследований осуществлялся по данным структурно-картировочных или (редко) региональных геофизических ра-

бот. Решение поставленных задач осуществлялось главным образом с помощью электроразведки методом ВЭЗ. Вместе с тем при количественной и качественной оценке водообильности пород учитывались геофизические данные, а также геологические, гидрогеологические и геоморфологические условия исследуемого участка. Знание состава пород, величины водосборной площади, экспозиции и крутизны склонов межгорных долин и впадин позволяло делать предположение о возможности скопления подземных вод в породах, а данные о минерализации воды помогали в каждом конкретном случае решить вопрос о том, какое электрическое сопротивление должно характеризовать обводненные породы. В связи с тем что сведений об электрических параметрах исследованных участков было не всегда достаточно, интерпретация кривых ВЭЗ имела преимущественно качественный характер. При этом определялся тип кривых, оценивался порядок кажущихся сопротивлений, выявлялись особенности кривых, характеризующие состояние скальных пород и условия их залегания.

Анализ параметрических ВЭЗ, полученных возле скважин, вскрывших обводненные трещиноватые породы, показывает, что все их разнообразие можно свести к двум основным типам (H и A) и к различному сочетанию их с другими типами (см. табл. 3).

На участках, где скальные породы перекрыты отложениями высокого сопротивления, трещиноватой обводненной зоне соответствует проводящий надопорный слой, отмечаемый минимумом кривых ВЭЗ типа H, QH, KH, KQ, H (рис. 5). Разрезы, отмечаемые такими кривыми, характерны для небольших межгорных долин и прибортовых частей впадин, выполненных грубообломочным материалом.

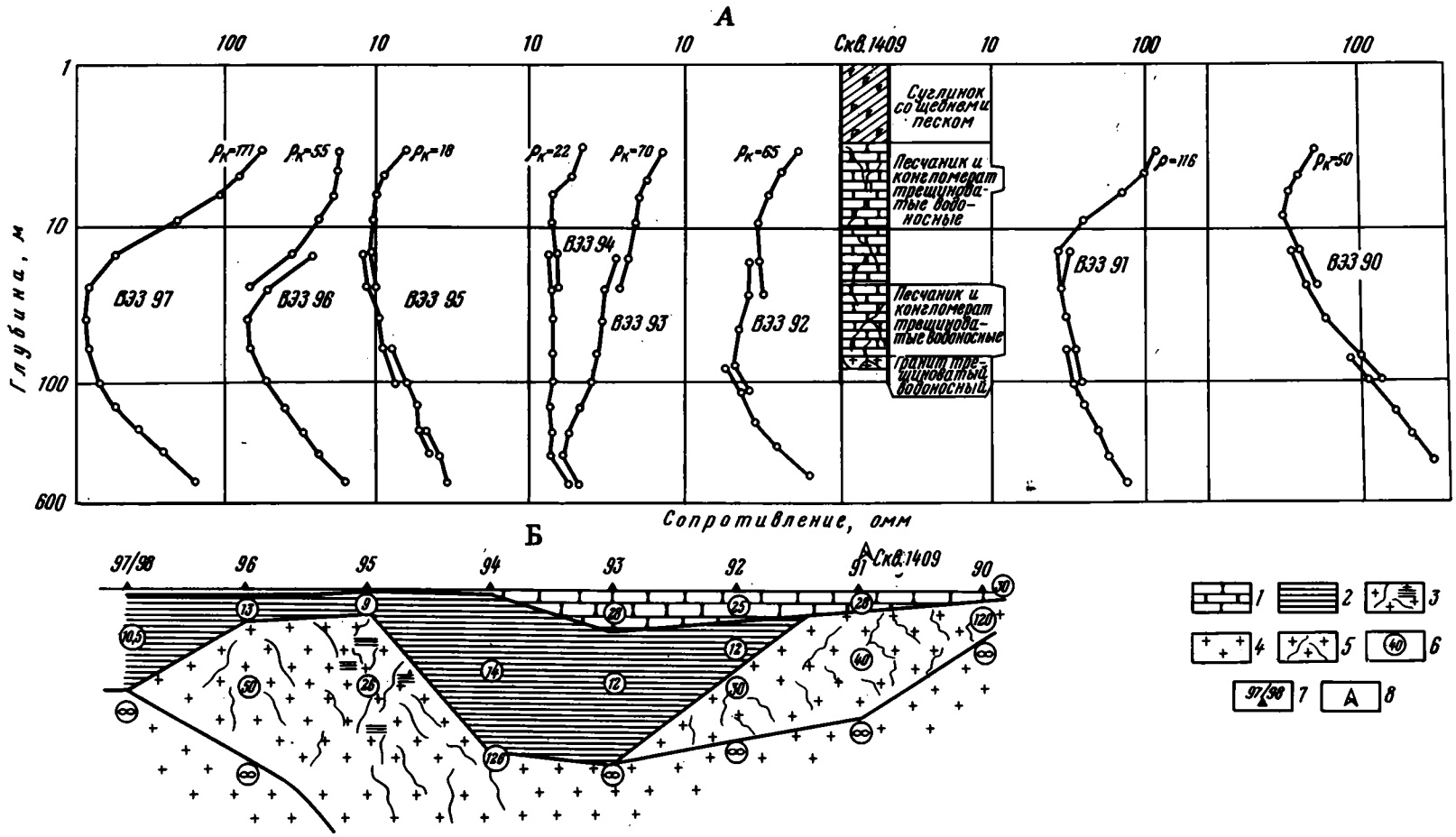
На участках, где скальные породы перекрыты глинами, обводненные трещиноватые зоны выделяются по восходящей ветви кривой ВЭЗ типа A, HA (рис. 6). Эти зоны также представляют собой надопорный горизонт, залегающий непосредственно на плотных породах, имеющих бесконечно большое сопротивление. Разрезы типа A, HA характерны для центральных частей крупных межгорных долин и впадин, где отдельные блоки палеозойского фундамента залегают под покровом мезозойско-кайнозойских образований наиболее близко от дневной поверхности. При более глубоком залегании скальных пород (порядка 100 м и более) трещиноватая зона отмечается на кривых типа QHA.

Методика электроразведочных исследований при поисках трещинных и трещинно-жильных подземных вод, а также некоторые особенности и приемы интерпретации полученных при этом данных могут быть рассмотрены на примерах по отдельным участкам. Последние по своему геоморфологическому положению могут быть разделены на две группы. Одна группа участков располагается преимущественно на закрытых равнинных площадях, другая – в межгорных долинах, в бортах которых обнажаются скальные породы. Специальную группу составляют примеры по участкам, характеризующимся слабой дифференциацией горных пород по электрическому сопротивлению. Расположение участков, приведенных в качестве примеров, показано на рис. 14.

Результаты работ, проведенных методом ВЭЗ на участках, расположенных преимущественно на закрытых равнинных территориях, сводятся к следующему.

Участок Оэхийн-Зун-Энгэрт расположен в 15 км северо-восточнее сомона Мандах Восточно-Гобийского аймака. Его площадь составляет около 50 км^2, рельеф равнинный, местами пересечен долинами и балками. На территории сомона широко развиты глинистые отложения сайншандинской свиты, в некоторых местах наблюдаются выходы песчаников и гранитов. Поверхностные воды и колодцы отсутствуют.

Для поисков подземных вод на участке была проведена электроразведка методом ВЭЗ. Работы выполнялись на профиле длиной 7 км, проходящем вдоль неглубокой долины. Центры ВЭЗ располагались на расстоянии 1 км друг от друга. По результатам исследований (рис. 7) составлено следующее заключение. Кривые ВЭЗ относятся к двухслойным и к типам H, QH, HA. Правые ветви кривых типа H, восходящие под углом, близким к 45°, свидетельствуют о неглубоком залегании скальных пород под глинистыми отложениями. Послед-


А
Скв.1409
Суглинок со щебнем и песком
Песчаник и конгломерат трещиноватые водоносные
Песчаник и конгломерат трещиноватые водоносные
Гранит трещиноватый водоносный
ВЭЗ 97
ВЭЗ 96
ВЭЗ 95
ВЭЗ 94
ВЭЗ 93
ВЭЗ 92
ВЭЗ 91
ВЭЗ 90
Глубина, м
Сопротивление, омм
Б
97/98
96
95
94
93
92
91
Скв.1409
90

ние, судя по их низкому сопротивлению, являются безводными. Кривые типа НА, характеризующие трещиноватую зону определенного электрического сопротивления, указывают на возможность поисков в этих местах участка трещинных подземных вод.

На геоэлектрическом разрезе выделяются два наиболее интересных интервала. Один из них отмечен точками ВЭЗ 95 и 96, другой - точками ВЭЗ 91 и 92. Первый расположен в менее благоприятных условиях, так как породы фундамента на нем перекрыты глинами, которые могут быть причиной кольматации трещин, а также препятствовать проникновению атмосферных осадков. Ломаная восходящая ветвь и низкие сопротивления кривой ВЭЗ 95 рассматривались как признак кольматации. Второй интервал, где глины отсутствуют, более благоприятен. Вид кривой ВЭЗ 91 скорее всего характеризует водообильные скальные породы. Кривая имеет плавный, полого восходящий участок, который предшествует крутовосходящей ветви, отображающей монолитные кристаллические породы. Сопротивление трещиноватой зоны составляет 40 омм, что для территориии Восточно-Гобийского аймака соответствует наиболее обводненным породам. В точке ВЭЗ 91 была рекомендована проходка скважины на воду. На глубине 80 м она вскрыла обводненные песчаники и граниты и показала дебит 0,6 л/с.

Участок Боргу площадью 60 км^2 расположен в 85 км на юго-запад от сомона Баян-Ула в южной части пустыни Хойсын-Говь. Рельеф участка преимущественно равнинный. Участок сложен гранитами, супесью и глинами. Поверхностные воды скапливаются в редких и, как правило, соленых озерах. Колодцы глубиной около 0,5 м содержат также солоноватую воду и имеют дебит не более 0,1 л/с.

Для поисков пресных подземных вод проведена электроразведка по профилю длиной 12 км. Выбор места расположения скважины выполнен на основании анализа типа кривых ВЭЗ и геоэлектрического разреза (рис. 8). Кривые ВЭЗ отличаются большим разнообразием и представлены типами Н, НКН, QH и НА. Задача поисков подземных вод решалась путем изучения поведения кровли скальных пород и их электрического сопротивления. В точке ВЭЗ 18 на поверхность выходят граниты. Их сопротивление - 800 омм. Далее по профилю они резко погружаются под рыхлые отложения, а в точке ВЭЗ 19 совсем не отражаются на кривой. В точке ВЭЗ 24 породы фундамента вновь начинают прослеживаться и далее по профилю все ближе подступают к дневной поверхности. Таким образом, на профиле выделяются два блока скальных пород, приподнятые по отношению к третьему, разделяющему их блоку. Последний перекрыт довольно мощной толщей песчано-глинистых образований. Граниты, слагающие восточный блок, по высокому сопротивлению оценены как слаботрещиноватые и безводные. Породы западного блока, залегающего под глинами, характеризуются зоной трещиноватости, которая по пониженному сопротивлению интерпретировалась как обводненная. Кривая ВЭЗ 21/26 типа НА наиболее характерна для такой оценки. Плавная, полого восходящая ветвь ее характеризует трещиноватую зону скальных пород, а невысокие сопротивления - их повышенную обводненность. В данной точке пробурена скв. 1088, которая на глубине 45 м вскрыла обводненные песчаники. Ее дебит 2 л/с. Вода пресная, с хорошими вкусовыми качествами. Аналогичные работы были выполнены на участках Хар-Ула, Боро-Ундэр, Энгэр-Ула и др.

Рис. 7. Результаты поисково-разведочных работ на участке Оэхийн-Зун-Энгерт (составил В.С.Бабин)

А - кривые ВЭЗ и разрез скв. 1409, Б - геоэлектрический разрез

1 - песчаник, возможно водоносный; 2 - глина; 3 - гранит трещиноватый, трещины местами закольматированы; 4 - гранит плотный; 5 - гранит, возможно водоносный; 6 - удельное сопротивление, омм; 7 - точка ВЭЗ и ее номер; 8 - точка, рекомендованная для бурения скважины на воду

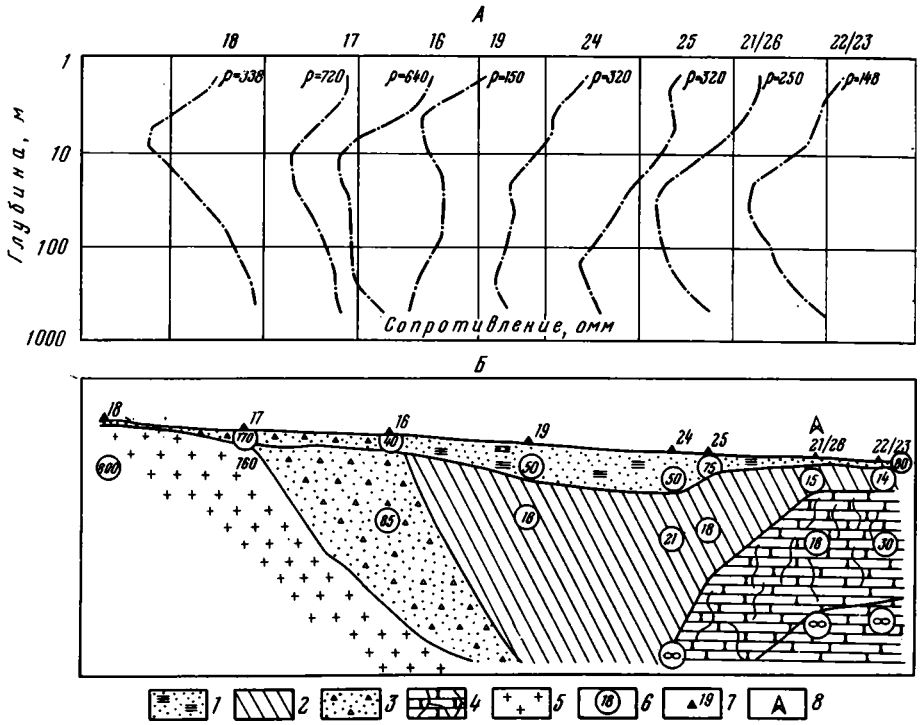


Рис. 8. Результаты поисково-разведочных работ на участке Боргу (составил В.С.Бабин)

А – кривые ВЭЗ, Б – геоэлектрический разрез

1 – песчано-глинистые отложения; 2 – глины; 3 – песчано-обломочные отложения; 4 – песчаники трещиноватые, возможно водоносные; 5 – граниты плотные ; 6 – удельное сопротивление, омм; 7 – точка ВЭЗ и ее номер; 8 – точка, рекомендованная для бурения скважины на воду

Таким образом, рассмотренные примеры поисков трещинных и трещинно-жильных подземных вод на закрытых равнинных площадях показывают, что наиболее благоприятными участками для скопления этих вод являются зоны контактов различных по литологии пород и тектонические нарушения. При проведении электроразведочных исследований они отмечаются по смене типов кривых и соответственно по изменению характера геоэлектрического разреза.

Поиски трещинных и трещинно-жильных подземных вод с помощью электроразведки на участках, расположенных в межгорных долинах, менее сложны. Значительная обнаженность горных массивов позволяет при рекогносцировочных осмотрах участков оценить состав пород, наметить местоположение контактов между ними и выделить зоны тектонических нарушений. Учет расположения участка по отношению к области питания дает возможность сделать предположение относительно степени водообильности пород.

На участках межгорных долин могут представлять интерес трещинные воды коры выветривания скальных пород и трещинно-жильные воды, скапливающиеся в зонах тектонических нарушений. Кроме того, в пределах долин могут быть встречены грунтовые воды рыхлых отложений. Наиболее эффективно при поисках подземных вод межгорных долин использовалась электроразведка. Рассмотрим один из примеров таких работ.

Участок Харатын-Хундэй находится в 25 км северо-восточнее сомона Баян-Джаргалан и расположен в межгорной долине протяженностью около 15 км. В ее бортах обнажаются гранитоиды нижнепалеозойского возраста. На северо-западе долины имеется соленое озеро и неглубокий колодец с дебитом не более 0,1 л/с. Для поисков подземных вод необходимого качества и количества на

участке проведена электроразведка методом ВЭЗ (рис. 9). Профиль проходит по центральной части долины. Основной тип кривых - НА. Геоэлектрический разрез имеет четырехслойное строение. Судя по величине сопротивления (40-80 омм), надопорный слой представлен водообильной корой выветривания магматических пород, мощность которой увеличивается от бортов долины к ее центру. Сложность интерпретации кривых ВЭЗ в данном случае была обусловлена малой мощностью горизонта водообильных пород и его промежуточным положением между породами низкого (глины) и высокого (гранодиориты) сопротивления. Правильность выделения горизонта водообильных пород по ВЭЗ была подтверждена каротажем. Скв. 1769, пробуренная в точке ВЭЗ 46/48, в интервале 31-62 м вскрыла обводненные трещиноватые гранодиориты, полностью подтвердив прогноз электроразведки. Дебит скважины - 0,5 л/с.

Подобные исследования в межгорных долинах выполнялись на участках Цаган-Обо-Худук, Их-Эрэн-Холой и др.

Как отмечалось выше, в практике геофизических исследований встречались участки, в пределах которых породы, слабо различаясь своими электрическими сопротивлениями, характеризовались весьма различной водоносностью (рис. 10). Например, кривые крестовых ВЭЗ 95/96 и 181/182, полученные на участках Хар-Даравтай и Манультын, относятся к типу Н и характеризуются примерно одинаковым кажущимся сопротивлением, типичным для обводненных разностей пород. Однако скв. 1788, пробуренная в точке ВЭЗ 95/96, показала дебит 3,33 л/с, а скв. 1793, заложенная позже возле точки 181/182, оказалась безводной. Аналогичный результат наблюдался на участках Солбар-Цаган-Тологой и в г. Мандал-Гоби, где получены подобные кривые 153 и 167.

Серьезные затруднения возникают при оценке водообильности трещиноватых пород на участках, где разрез характеризуется однослойными или двухслойными кривыми ВЭЗ.

Рассмотренные примеры показывают, что при помощи одной электроразведки методом ВЭЗ в таких условиях не представляется возможным решить задачу, связанную с выявлением зон повышенной водообильности трещиноватых пород и выбором точек для заложения скважин. Поэтому в комплекс были включены другие геофизические методы. Чаще всего использовались метод вызванных потенциалов (ВП) и сейсморазведки МПВ.

Работы методом ВП осуществлялись в комплексе с электроразведкой методом ВЭЗ в пределах Нилгинской депрессии. Наблюдения выполнялись на ЭСК-1, снабженном специальной приставкой. Сила тока составляла около 1а, время пропускания - 120 с. Метод ВП выбран с учетом относительно выдержанного состава скальных пород, их высокого сопротивления, отсутствия водоносных горизонтов в рыхлых образованиях и практически неизменных минерализации и состава подземных вод. Ожидалось, что в таких условиях величина поляризуемости будет обусловлена в основном степенью водообильности пород. Всего изучено 19 участков. Полученные данные сведены в табл. 6. Характерные кривые ВЭЗ - ВП показаны на рис. 11.

Результаты работ показали, что поляризуемость пород определяется не только их водообильностью, но и литолого-петрографическим составом. Песчаники и конгломераты, как правило, обладают большей водообильностью по сравнению с другими трещиноватыми породами, поляризуемость их изменяется от 2 до 5%, причем более водоносным песчаникам соответствует бо́льшая величина поляризуемости. Скважины, вскрывшие водообильные граниты, имеют дебиты от 1,5 до 2,5 л/с. Поляризуемость этих пород изменяется от 1,2 до 1,5%. Плотные граниты, залегающие ниже трещиноватой зоны, на кривых обычно отображаются величиной, близкой к 1%.

Присутствие в разрезе углистых сланцев увеличивает поляризуемость пород независимо от степени их обводненности. Максимальные значения поляризуемости углистых сланцев колеблются от 5 до 10%. Однако, несмотря на более высокое ее значение, водообильность углистых сланцев по сравнению с песчаниками значительно ниже. Интерпретация кривых ВЭЗ-ВП для разрезов, включающих угленосные породы, сопряжена с большими трудностями. Однако для

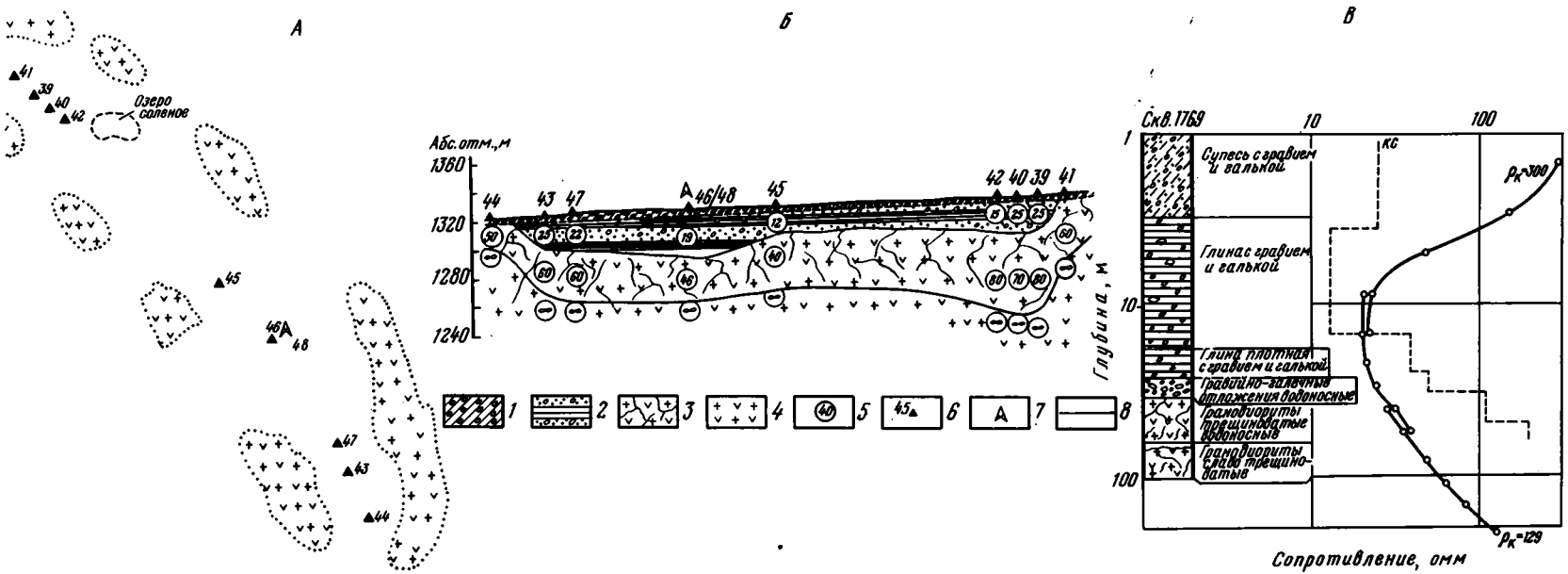


Рис. 9. Результаты поисково-разведочных работ на участке Харатын-Хундэй (составил В.С. Бабин по материалам Е.В.Артамонова и Э.А. Майоровой)

А – схема участка, *Б* – геоэлектрический разрез, *В* – разрез скв. 1769, кривая ВЭЗ, полученная в точке бурения, и блок-диаграмма, построенная по каротажному графику КС

1 – супесь с включением гальки и гравия; *2* – песчано-глинистые отложения с включением гравия и гальки; *3* – гранодиориты трещиноватые, возможно водоносные; *4* – гранодиориты плотные; *5* – удельное сопротивление, омм; *6* – точка ВЭЗ и ее номер; *7* – точка, рекомендованная для бурения скважины на воду; *8* – граница между геоэлектрическими слоями

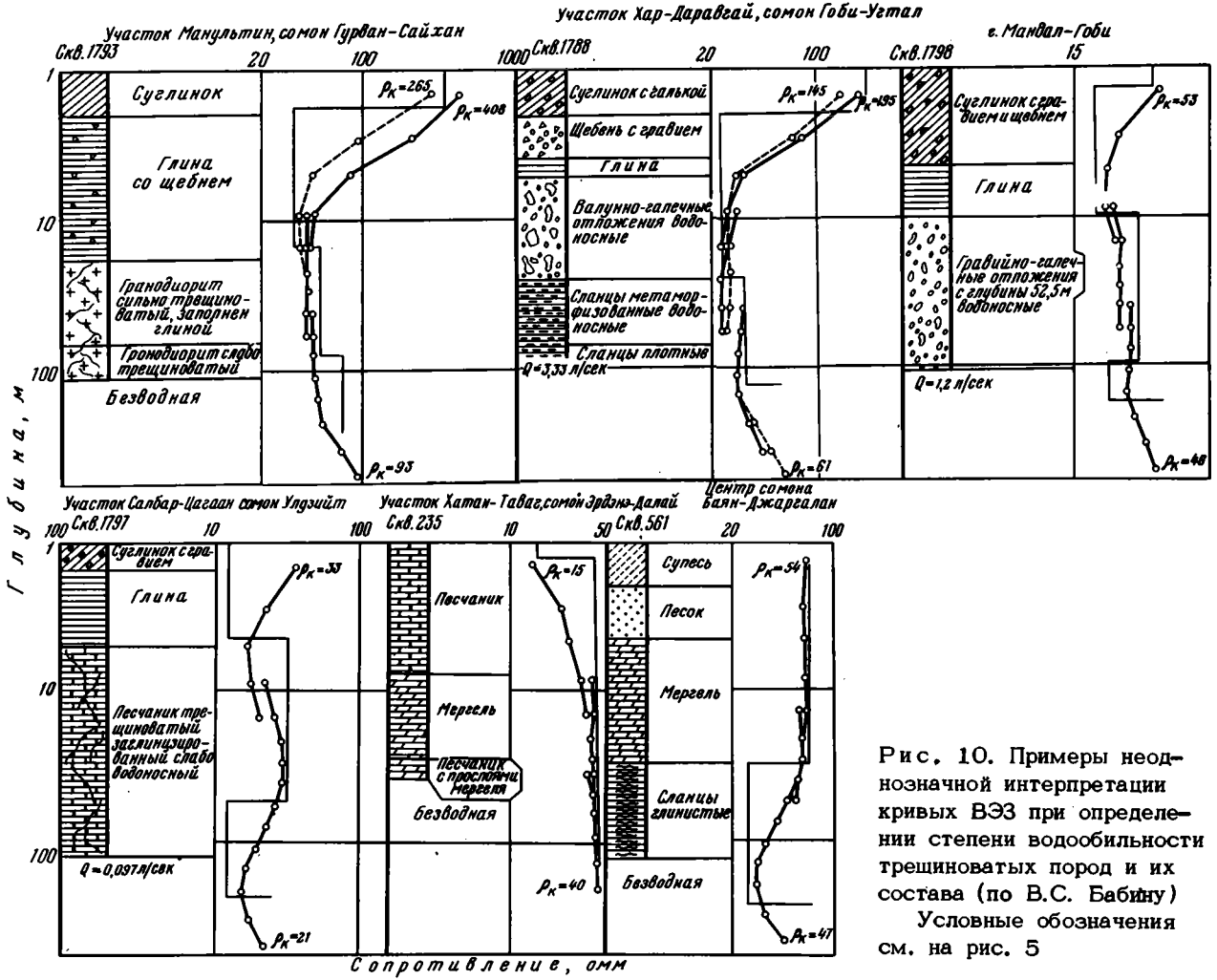


Рис. 10. Примеры неоднозначной интерпретации кривых ВЭЗ при определении степени водообильности трещиноватых пород и их состава (по В.С. Бабину)

Условные обозначения см. на рис. 5

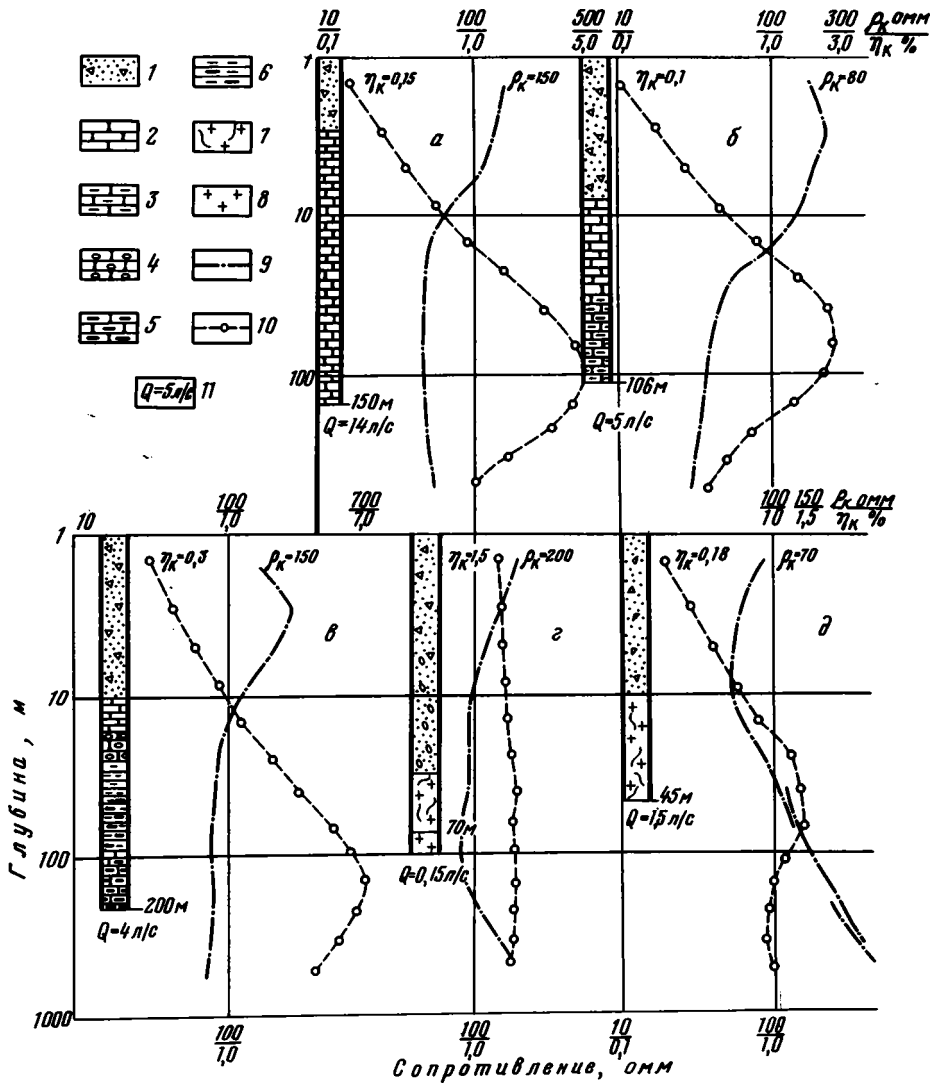


Рис. 11. Результаты проверки данных метода ВЭЗ – ВП бурением (по А.И.Сабанову)

Участки исследования: а – Байцин-Арсайн, б – Дэлгэр-Хан, в – Улгий-Хундэй, Г – Баян-Обо, д – Шинэ-Ула

1 – песчано-обломочные отложения; 2 – песчаники; 3 – песчаники глинистые; 4 – конгломераты; 5 – песчаники углистые; 6 – сланцы углистые; 7 – граниты трещиноватые; 8 – граниты плотные; 9 – кривые ВЭЗ; 10 – кривые ВП; 11 – дебит скважины

рассматриваемого района этот фактор способствовал решению задачи поисков подземных вод, так как углистые сланцы здесь являются водоносными. Отсутствие выразительных аномалий на кривых ВП рассматривалось как признак слабой обводненности пород.

Итак, применение метода ВП в комплексе с ВЭЗ для поисков подземных вод в скальных породах значительно повысило эффективность работ. Из 19 скважин, рекомендованных на основании этих исследований, лишь две оказались малодебитными.

Сейсморазведочные работы с целью поисков подземных вод в комплексе с электроразведкой выполнены на пяти участках, расположенных на территории

Таблица 6

Данные о дебитах скважин, пробуренных на участках, предварительно исследованных методами ВЭЗ и ВП

Породы, преобладающие в разрезах скважин	Количество скважин	Глубина скважин, м	Дебит, л/с	Тип кривых ВЭЗ	ρ, омм	η_k макс., %
Песчаники и конгломераты	10	90–150	3–14	Двухслойные	30–40	2–5
Углистые сланцы	4	40–200	2–4	"	40–80	5–10
Граниты	3	25–45	1,5–2,5	А, НА	90–120	1,2–1,5
Граниты слабообводненные и безводные	2	25–70	-	А, Н	150–170	0,8–1,0

Примечание. Перекрывающие безводные отложения (пески, супеси, суглинки) характеризуются поляризуемостью 0,1–0,5%. Максимальные значения η_k относятся к полуразносам АВ, соответствующим глубине залегания водоносного горизонта.

Центрального аймака. С их помощью предполагалось установить глубину залегания зеркала грунтовых вод, уточнить рельеф поверхности скальных пород, перекрытых рыхлыми отложениями, выделить зоны повышенной трещиноватости пород и разрывные нарушения. Работа выполнялась методом преломленных волн по системе продольного профилирования. Интерпретация полученных данных осуществлялась по общеизвестной методике (Левшин, 1961). Годографы волн, обусловленные уровнем грунтовых вод, отличаются ровной и прямолинейной формой. Сами волны характеризуются сравнительно высокочастотным диапазоном колебаний, который в зависимости от глубины залегания уровня воды и состава вмещающих пород изменялся от 70 до 85 герц. Количественная интерпретация годографов производилась способом t_0, при этом граничная скорость определялась по разностному годографу.

Отличительными признаками волны, связанной с кровлей пород фундамента, являются искривления оси синфазности, характеризующие неровности его рельефа, пониженная частота колебаний, высокие значения граничных скоростей (более 4000 м/с).

На участках, где рыхлые отложения постепенно переходят в кору выветривания коренных пород, наблюдаются рефрагированные волны. Интерпретация годографов рефрагированных волн – более сложная. Определение глубины границы, подстилающей градиентный слой, производилось по способу О.К. Кондратьева и А.Г. Гамбурцева (1963).

Результаты комплексных исследований, включающих электроразведку и сейсморазведку, можно проиллюстрировать примером поисков подземных вод на участках 54 и 55, расположенных в межгорных долинах западных отрогов хр. Хэнтэй. Они сложены нижнепалеозойскими песчаниками, прорванными интрузиями триасовых гранитов и перекрытыми грубообломочными образованиями четвертичного возраста.

На участке 54 выполнена съемка по трем взаимопересекающимся профилям (рис. 12). В результате проведения этих работ установлена глубина залегания скальных пород и уровня грунтовых вод, намечены контакты между песчаниками и гранитами. На основании полученных данных пробурены скв. 73 и 491, которые показали высокие дебиты. Их данные о составе пород, мощности отдельных слоев и глубине залегания грунтовых вод хорошо согласуются с данными интерпретации комплекса геофизических методов.

На участке 55 подобные исследования проводились по одному профилю. Как

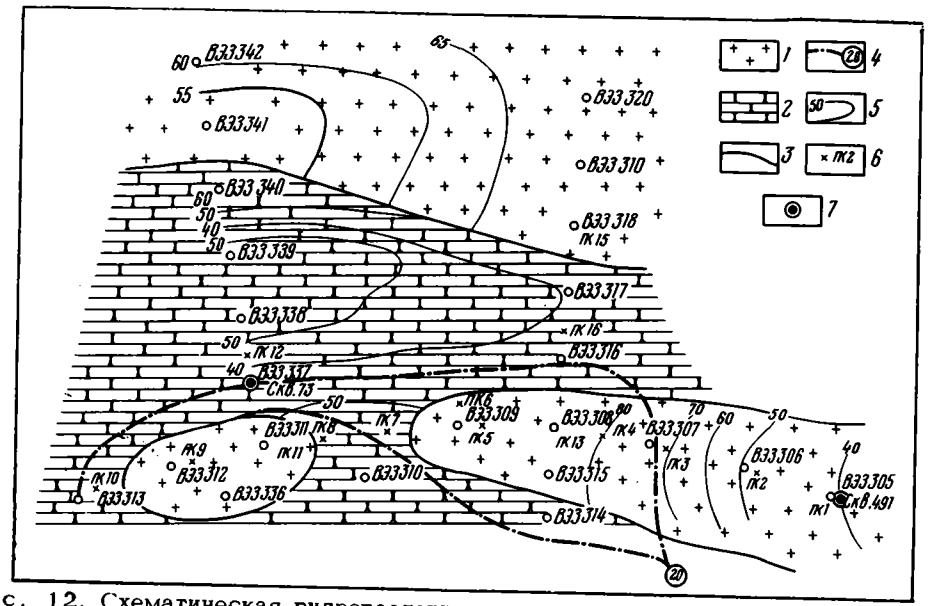


Рис. 12. Схематическая гидрогеологическая карта участка 54, построена по данным электро- и сейсморазведки (составил В.С.Бабин по материалам Ю.Ф.Дурынина и В.А.Лапшина)

1 – граниты; 2 – песчаники, конгломераты; 3 – граница между гранитами и песчаниками; 4 – изогипсы уровня грунтовых вод в четвертичных отложениях (цифра в кружке – глубина, м); 5 – изолинии глубины залегания кровли фундамента, м; 6 – сейсморазведочный пункт; 7 – скважины, пробуренные на воду по данным геофизических исследований

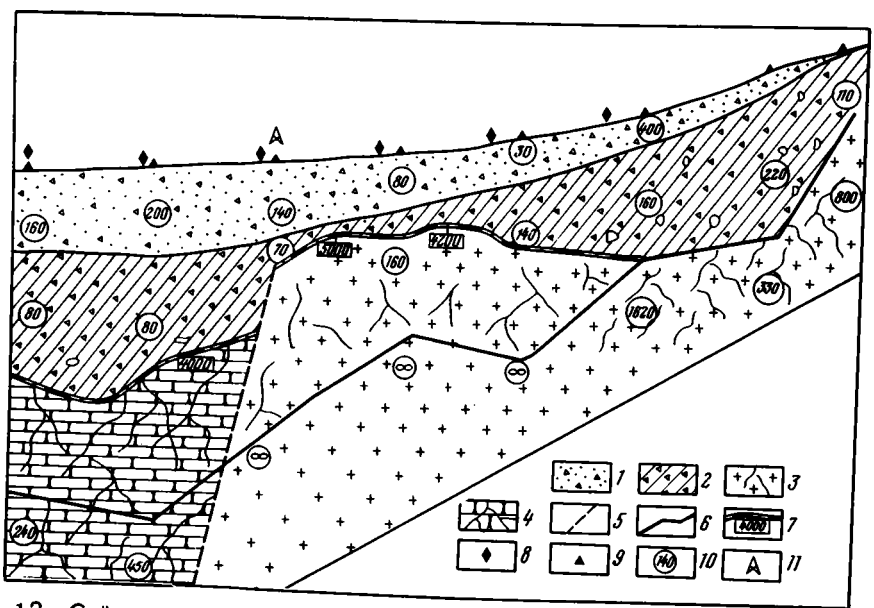


Рис. 13. Сейсмогеоэлектрический разрез участка 55 (составил В.С.Бабин по материалам Ю.Ф.Дурынина и В.А.Лапшина)

1 – дресвяно-щебнистые отложения; 2 – песчано-суглинистые отложения с включением щебня; 3 – граниты; 4 – песчаники; 5 – боковая граница между гранитами и песчаниками, по данным электро- и сейсморазведки; 6 – верхняя граница скальных пород, по данным электроразведки; 7 – верхняя граница скальных пород, по данным сейсморазведки, с указанием граничных скоростей; 8 – пункт сейсморазведочного профиля; 9 – точка ВЭЗ; 10 – удельное сопротивление, омм; 11 – точка, рекомендованная для бурения скважины на воду

видно на рис. 13, результаты сейсмических исследований существенно дополнили данные электроразведки о геологическом строении участка, главным образом в части подробного изучения надопорного электрического слоя. На геоэлектрическом разрезе он представлен толщей, включающей песчано-суглинистые отложения и верхнюю трещиноватую часть скальных пород. Сейсморазведочные данные позволили определить глубину до кровли скальных пород, отличающуюся от положения этой границы по данным электроразведки, уточнить рельеф кровли и более уверенно проследить контакт между песчаниками и рвущими их гранитами. По-видимому, разницу между отметками кровли скальных пород, установленными по данным каждого из указанных методов, можно рассматривать как мощность зоны экзогенной трещиноватости. На основании совместного анализа полученных данных точка ВЭЗ 298 - ПК 3 была признана наиболее благоприятной для вскрытия подземных вод. Пробуренная здесь скважина оказалась высокодебитной и принята в эксплуатацию.

ДЕТАЛЬНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

К детальным геофизическим работам следует отнести наблюдения в скважинах, пробуренных по данным геофизических методов поисково-разведочной стадии. Они выполнялись с целью расчленения разреза скважин по составу пород, выделения водоносных горизонтов и мест притока воды. Указанные задачи решались с помощью каротажа методами кажущегося сопротивления (КС), собственной поляризации пород (ПС) и резистивиметрии.

По методу КС исследования проводились стандартными градиент- и потенциал-зондами. Их размеры определялись опытным путем. В северо-западной части района, на территориях Увэр-Хангайского, Баян-Хонгорского и некоторых участках других аймаков, где мощность отдельных литологических разностей пород достигает нескольких метров, применялся градиент-зонд 2,2-2,7 м и потенциал-зонд 0,25-0,4 м. В восточной части района (Восточно-Гобийский и Хэнтэйский аймаки), где разрезы характеризуются чередованием пропластков различных пород малой мощности, использовались зонды меньшей длины: градиент-зонд (A1,25M0,25N), потенциал-зонд (B1,25A0,25M), при изучении карбонатных пород использовался градиент-зонд (A1,0M0,1N).

Метод ПС применялся по видоизмененной модификации, которая заключалась в том, что кривая ПС записывалась дважды: при заполнении скважины обычным буровым раствором и после его засолки в скважине. Применение такой модификации позволило более уверенно обнаруживать в разрезе практически все проницаемые пласты, независимо от минерализации подземных вод, когда обычным методом ПС это сделать было трудно.

При проведении резистивиметрии буровой раствор в скважине засаливался с таким расчетом, чтобы его сопротивление до засолки и после нее отличалось примерно в 4 раза. Интервалы времени между замерами устанавливались опытным путем в зависимости от скорости движения подземных вод.

Выделение водоносных горизонтов осуществлялось на основании совместного анализа диаграмм КС и ПС. Водопроницаемый пласт может быть представлен средой с порами и трещинами. В этих условиях фильтрат бурового раствора проникает в среду на некоторую глубину. При отсутствии пустот буровой раствор практически не проникает в породы. Такое различное состояние хорошо отображается на графиках КС. Как правило, трещиноватым обводненным породам соответствовали наиболее значительные величины ПС. В пределах района они обычно составляли 5-12,5 мв, редко больше. Наилучшие результаты при выделении водоносных горизонтов методом ПС удавалось получить при засолке бурового раствора. Если кривые ПС, записанные до и после засолки бурового раствора, против интервалов пород с низкой проницаемостью почти не отличаются друг от друга, то против интервалов проницаемых пород амплитуда кривой ПС, записанной после засолки, увеличивается примерно вдвое по сравнению с амплитудой, снятой до засолки.

Интерпретация графиков резистивиметрии с целью определения мест водопритока в скважину производилась обычными способами.

В практике каротажных исследований редко встречались случаи, когда трещиноватые зоны, выделенные как водоносные, при откачках оказывались безводными.

Диаграммы КС по некоторым скважинам анализировались дополнительно с целью электрической характеристики их разрезов. Эти данные использовались совместно с материалами параметрических ВЭЗ для построения геоэлектрических разрезов. Для этого обработка каротажных диаграмм производилась по способу, изложенному в руководствах А.М. Горелика (1954) и Е.Н. Каленова (1957). По результатам обработки графиков КС строились блок-диаграммы удельных сопротивлений пород, которые использовались при интерпретации совместно с блок-диаграммами, построенными по параметрическим ВЭЗ. Некоторые из них изображены на рис. 5 (скв. 1770, ВЭЗ 464) и рис. 6 (скв. 1769, ВЭЗ 46; скв, 1778, ВЭЗ 133; скв. 1779, ВЭЗ 119).

КОМПЛЕКС ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ ТРЕЩИННЫХ И ТРЕЩИННО-ЖИЛЬНЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

ТИПИЗАЦИЯ ТЕРРИТОРИИ ПО УСЛОВИЯМ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ ТРЕЩИННЫХ И ТРЕЩИННО-ЖИЛЬНЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Выше отмечалось, что отдельные площади района исследований отличаются друг от друга геологической обстановкой, физическими свойствами горных пород, характером геофизических полей и т.д. С учетом этого для наиболее эффективного применения геофизических методов необходимо, во-первых, типизировать территорию по условиям применения методов геофизики и, во-вторых, охарактеризовать рациональный комплекс таких методов для каждого выделенного типового района, который позволял бы решить поставленную задачу по поискам подземных вод в минимально короткий срок с заданной точностью и с наименьшими затратами. Исходными данными для типизации являются материалы геолого-гидрогеологических и геофизических съемок, бурения скважин на нефть и воду, геофизических исследований при поисках подземных вод. По совокупности всех этих сведений на исследуемой территории можно наметить пять гидрогеологических районов: A, B, C, D и E (рис. 14, табл. 7). В основу их выделения положены следующие показатели: степень закрытости района, глубина до кровли пород фундамента, разломы и их гидрогеологическое значение, степень геолого-геофизической изученности и уровень хозяйственного освоения территории и развития животноводства.

В соответствии с этими показателями трещинные и трещинно-жильные воды наиболее важны для района A. В его пределах осадочный чехол имеет прерывистый характер. Он относительно равномерно разделен выходами скальных пород различной площади. Глубина до фундамента не превышает 500 м, что дает возможность в большинстве случаев достигать его гидрогеологическими скважинами. Относительно большое число выходов пород фундамента и вскрытие их на закрытых участках гидрогеологическими скважинами позволяет судить о литологии скальных пород и степени их трещиноватости. В составе чехла широко распространены глинистые безводные образования. В связи с этим подземные воды, скапливающиеся в трещинах скальных пород, приобретают здесь особо важное значение для обводнения пастбищ. Большое число тектонических нарушений, рвущих породы фундамента, благоприятны для скопления значительных ресурсов таких вод. Картирование разломов производилось по характерным геофизическим аномалиям, линейно расположенным источникам подземных вод, мелким интрузивным телам, геоморфологическим признакам и т.д.

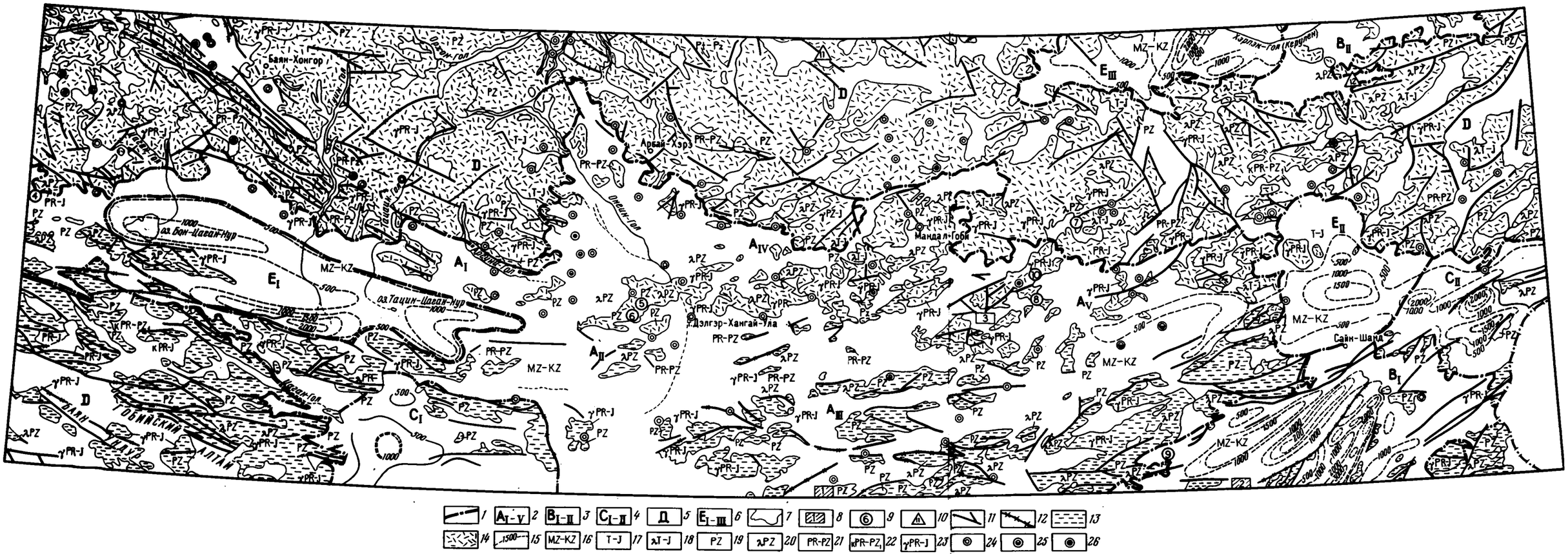


Рис. 14. Схема типизации территории по условиям применения рационального комплекса геофизических методов при поисках трещинных и трещинно-жильных подземных вод (составил В.С. Бабин)

1 – граница между типовыми районами; 2 – район типа А: периферическая часть Долины Озер (A_I), Онгингольская впадина (A_{II}), Гоби-Алтайское поднятие (A_{III}), Цаганобинская мульда (A_{IV}), Ундэршилинская впадина (A_V); 3 – район типа В: Унэгэтинская и Дзунбаинская впадины (B_I), восточная часть Нилгинской впадины (B_{II}); 4 – район типа С: Ширэнгингашуньская впадина (C_I), Цецэрлэгская впадина (C_{II}); 5 – район типа D охватывающий область горстовых поднятий; 6 – район типа Е: центральная часть Долины Озер (E_I), Шальчинская впадина (E_{II}), западная часть Нилгинской впадины (E_{III}); 7 – граница между выходами скальных пород горстовых поднятий и рыхлых отложений межгорных долин; 8 – участки проведения геофизических работ различными методами на стадии структурно-картировочных исследований (1 – Их-Эрэн-Буц, 2 – Цаган-Цобийн-Обо, 3 – Баян-Джаргалан); 9 – участки проведения электроразведочных работ на стадии поисково-разведочных исследований (4 – Боргу, 5 – Цаган-Обо-Худук, 6 – Их-Эрэн-Холой, 7 – Боро-Ундэр, 8 – Энгэр-Ула, 9 – Охийн-Зун-Энгэрт, 10 – Харатын-Хундэй); 10 – участки проведения комплексных геофизических работ на стадии поисково-разведочных исследований (11 – участки 54 и 55, 12 – участок Байцин-Арсайн); 11 – тектонические нарушения, гидрогеологическое значение которых неизвестно; 12 – зоны повышенной обводненности и разгрузки подземных вод по тектоническим нарушениям; 13 – участки накопления подземных вод преимущественно в зонах тектонических нарушений и в эрозионных понижениях; 14 – площади распространения подземных вод в коре выветривания и в тектонических нарушениях; 15 – изолинии глубин залегания складчатого фундамента, м. Распространение первых от поверхности земли водоносных горизонтов, комплексов, гидрогеологических формаций преимущественно в: 16 – осадочно-вулканогенных породах мезозой-кайнозоя, 17 – осадочных отложениях триаса и юры, 18 – эффузивных породах триаса и юры, 19 – осадочно-метаморфических породах палеозоя, 20 – эффузивных породах палеозоя, 21 – метаморфических породах протерозоя и палеозоя, 22 – карбонатных породах протерозоя, 23 – домеловых интрузивных породах. Скважины, пробуренные в скальных породах по данным электроразведки: 24 – водные с дебитом более 0,5 л/с, 25 – с дебитом менее 0,5 л/с, 26 – безводные

Зак 1265

На территории района А выполнен значительный объем геофизических исследований, в результате которых получены дополнительные сведения о строении многих закрытых его частей; представилась также возможность установить связь между геофизическими полями и некоторыми элементами геологического строения, в частности тектоническими нарушениями. Район А занимает центральное положение на территории Монголии и поэтому играет важную роль в ее экономическом развитии. Здесь интенсивно развивается животноводство. Для удовлетворения его потребности в воде необходимы поиски и разведка значительных ресурсов подземных вод. Исходя из изложенного, район А рекомендуется для исследования с целью поисков трещинных и трещинно-жильных вод в первую очередь. Район состоит из пяти подрайонов, включающих периферическую часть Долины Озер (A_I), Онгингольскую впадину (A_{II}), Гоби-Алтайское поднятие (A_{III}), Цаганобинскую мульду (A_{IV}) и Ундэршилинскую впадину (A_V). Наряду с общими признаками, присущими всему району, каждый подрайон характеризуется своими особенностями.

Подрайон A_I располагается на территории краевых частей Долины Озер и характеризуется неодинаковым строением. В северной и западной частях породы фундамента полого погружаются к центру Долины Озер, достигая глубины 500 м на значительном расстоянии от границы их выхода на поверхность. В южной части они резко уходят под отложения чехла и на небольшом промежутке достигают глубины больше 500 м. Водоносные породы представлены песчаниками, сланцами, конгломератами. На геоэлектрических разрезах и графиках КС они отображаются самостоятельным слоем, соответствующим коре выветривания. В пределах подрайона A_I имеется несколько тектонических нарушений, которые оценены как зоны повышенной водообильности. На геоэлектрических разрезах иногда можно видеть участки резкого погружения пород фундамента, что может служить признаком мелких тектонических нарушений. Эти данные показывают, что на территории подрайона A_I имеются условия для формирования трещинно-жильных подземных вод и для их поисков методами геофизики. Геоэлектрические разрезы характеризуются кривыми типа А, Н, КН, НА.

Подрайон A_{II}, располагающийся на территории Онгингольской впадины, характеризуется очень сложным строением. Структурные построения, по геофизическим данным, имеют существенные расхождения. Например, на схеме тектонического районирования по данным гравиметрии (см. рис. 3) в пределах подрайона A_{II} выделено три участка (9, 10 и 12), где глубины до фундамента превышают 1500 м. По данным электроразведки и бурения (скв. 774, 1353, 1356 и др.), на одном из этих участков (9-Тугрегский) породы фундамента залегают на глубине в среднем 150-170 м. Одна из причин такого расхождения состоит, по-видимому, в сложном строении фундамента, имеющего, вероятно, дизъюнктивно-блоковый характер с частым чередованием поднятий и погружений. Скважины, пробуренные на территории подрайона A_{II}, вскрыли сланцы различной степени трещиноватости, в связи с чем притоки воды в скважины изменяются в широких пределах – от сотых долей литра до нескольких литров в секунду. Слабая обводненность пород обусловлена, вероятно, заполнением трещин глиной, которая на многих участках залегает непосредственно на породах фундамента. Геоэлектрический разрез на большей части территории подрайона характеризуется кривыми типа QH, причем минимум кривых соответствует слою глинистых отложений, а правая ветвь, восходящая под разными углами наклона, отражает различную степень трещиноватости пород фундамента. Наряду с трещинными водами на площади подрайона имеют место и трещинно-жильные, скапливающиеся в зонах тектонических нарушений.

Подрайон A_{III} охватывает значительную часть Гоби-Алтайского поднятия. В отличие от подрайонов A_I и A_{II} здесь выявлено большое количество тектонических нарушений преимущественно субширотного простирания. По результатам гравиметровой съемки на территории подрайона A_{III} выделен участок, где глубина фундамента превышает 1500 м (см. рис. 6, участок II). Однако данные других геофизических методов этот вывод не подтверждают. Анализ данных аэромагнитной съемки показал, что указанному погружению фундамен-

Таблица 7

Типизация территории исследований по условиям применения комплекса геофи-

Индекс подрайона	Местоположение подрайона	Геологические данные		
		Степень закрытости территории. Глубина залегания пород фундамента, м	Литология пород фундамента и степень их разрушенности	Наличие разрывных нарушений, их гидрогеологическое значение
1	2	3	4	5
Подрайоны типа А, наиболее перспективные и рекомендуемые для				
A_I	Периферическая часть Долины Озер	Сплошная, имеются отдельные выходы пород фундамента площадью 100-200 км^2, глубина до 500 м	Песчаники, сланцы, конгломераты. Развита кора выветривания	Локальные нарушения обнаженного и скрытого фундамента, некоторые из них являются зонами повышенной обводненности
A_{II}	Онгингольская впадина	Сплошная, имеются отдельные выходы пород фундамента площадью до десятков и сотен квадратных километров, глубина до 500 м	Песчаники, сланцы различной степени трещиноватости	Мелкие локальные нарушения обнаженного и скрытого фундамента, их гидрогеологическое значение не определено
A_{III}	Гоби-Алтайское поднятие	Закрытые участки, разделены полосами выходов пород фундамента различной площади, глубина до 500 м	Песчаники, сланцы слаботрещиноватые	Локальные и региональные нарушения обнаженного и скрытого фундамента, некоторые из них являются зонами повышенной обводненности
A_{IV}	Цаганобинская впадина	Чередование закрытых участков с полями выходов пород фундамента, глубина до 500 м	Песчаники, сланцы, конгломераты, эффузивы различной степени трещиноватости	Отдельные нарушения, приуроченные к контактам пород различного состава, гидрогеологическое значение не определено
A_V	Ундэршилинская впадина	Сплошная, имеются выходы пород фундамента площадью несколько десятков квадратных километров	Песчаники, известняки, граниты, эффузивы плотные	Единичные нарушения скрытого фундамента, гидрогеологическое значение не определено

зических методов при поисках трещинных и трещинно-жильных подземных вод

Геофизические данные		Рекомендации	
Геолого-структурная характеристика по данным аэромагнитной и гравиметрической съемок	Характеристика геоэлектрического разреза. Типы кривых	Типы подземных вод, имеющих преимущественное распространение, на которые целесообразно проводить поиски	Комплекс геофизических методов
6	7	8	9
поисков в первую очередь			
Магнитная съемка не проводилась. Гравиметрия - выделен глубинный разлом, длиной 150-200 км	Надопорный горизонт - низкоомные глинистые образования. Преобладают кривые типа А, Н, НА, КН	Трещинные, частично трещинно-жильные	Среднемасштабная аэромагнитная и полумиллигальная гравиметрическая площадные съемки, ВЭЗ на отдельных профилях с шагом 1000,500-100 м
Гравиметрия - выделены скрытый глубинный разлом и три участка, где глубина до фундамента более 1500м	Надопорный горизонт - преимущественно глины низкого сопротивления. Преобладают двухслойные кривые и типа Q, QH, HA	Трещинные, возможно трещинно-жильные	То же, и метод ВП в отдельных точках на участках в северной части
Аэромагнитная съемка - выделено большое количество нарушений	Надопорный горизонт - низкоомные глины с прослоями песка. Преобладают двухслойные кривые и типа КН, QH, НА	Трещинно-жильные, на отдельных участках трещинные	Имеющиеся материалы аэромагнитной среднемасштабной съемки и ВЭЗ на отдельных профилях с шагом 1000, 500-100 м
Аэромагнитная съемка - выделена система тектонических нарушений скрытого фундамента	Надопорный горизонт - пачка маломощных пропластков с изменяющимся сопротивлением по площади. Кривые типа А, НА, КН, QH	Трещинные и, возможно, трещинно-жильные	То же, метод ВП на отдельных точках и сейсморазведка МПВ на отдельных профилях
Аэромагнитная съемка - выделена система тектонических нарушений скрытого фундамента	Надопорный горизонт с низкоомными глинами. Преобладают двухслойные кривые и типа НК, KQ, QH	Трещинно-жильные	Имеющиеся данные среднемасштабной аэромагнитной съемки и ВЭЗ на отдельных профилях с шагом 1000, 500-100 м

Таблица 7 (продолжение)

1	2	3	4	5
Подрайоны типа B, слабоперспективные и рекомендуемые для				
B_I	Унэгэтинская и Дэунбаинская впадины	Сплошная, имеются отдельные выходы пород фундамента площадью до нескольких десятков и сотен квадратных километров	Граниты, эффузивы, песчаники плотные	Региональные нарушения скрытого фундамента. Один из них является зоной повышенной обводненности
B_{II}	Восточная часть Нилгинской впадины	Закрытые участки, разделены выходами пород фундамента, глубина до 500 м	Песчаники, сланцы углистые, глинистые, трещиноватые	При геологической съемке тектонических нарушений не выявлено
Подрайоны типа C с неустановленной перспективностью для				
C_I	Ширэнгингашуньская впадина	Сплошная, имеются отдельные выходы пород, глубина до 1500 м	Породы фундамента не вскрыты	Выделено два региональных нарушения, одно является зоной повышенной обводненности
C_{II}	Цэцэрлэгская впадина	То же	Магматические породы плотные	Выделено несколько региональных нарушений, некоторые обводнены
Район развития скальных пород в пределах горстовых поднятий				
D	Район включает участки, не входящие в районы A, B, C и E	В межгорных долинах скальные породы перекрыты прерывистым чехлом четвертичных отложений мощностью не более 500 м	Магматические и метаморфические породы плотные и различной степени трещиноватости	Большое число различных разломов и контактов разных по составу пород
Подрайоны типа E, не рекомендуемые для поисков трещинных				
E_I	Центральная часть Долины Озер	Сплошная, имеются выходы излившихся пород площадью до нескольких сот квадратных километров	Породы фундамента не вскрыты	При геологической съемке тектонических нарушений не отмечено

6	7	8	9
поисков во вторую очередь			
Аэромагнитная съемка – выделены региональные разломы. Гравиметрия – выделены блоки фундамента	Надопорный горизонт представлен глинистыми образованиями, сопротивление которых с глубиной уменьшается. Типы кривых Q, QH, QHA	Трещинные и трещинно-жильные	Имеющиеся материалы гравиметрической съемки среднего масштаба и ВЭЗ на отдельных профилях с шагом 1000,500-100 м
По данным геофизических методов тектонических нарушений не выявлено	Трещиноватые породы слабо дифференцируются по сопротивлению в зависимости от обводненности	Трещинные	ВЭЗ на отдельных профилях с шагом 1000,500-100 м и метод ВП на отдельных точках
поисков трещинных и трещинно-жильных подземных вод			
Гравиметрия – выделен участок, где глубина до фундамента более 1500 м	Геоэлектрический разрез изучен слабо. На отдельных участках получены кривые типа Q,QH,HK,KQ	Возможно, трещинно-жильные	Аэромагнитная и гравиметрическая площадные съемки среднего масштаба и ВЭЗ на отдельных профилях с шагом 1000,500-100м.
По данным аэромагнитной съемки выделены три глубинных и несколько региональных разломов	Геоэлектрический разрез аналогичен разрезу подрайона B_I	То же	То же, что и для подрайона B_I
Различные типы магнитного поля отображают неоднородный состав магматических пород и широкое развитие слабомагнитных пород палеозойского фундамента	Геоэлектрический разрез характеризуется невыдержанностью сопротивления на глубину и по простиранию. Типы кривых A, H, KH, HA, KQH	Трещинные и трещинно-жильные	Метод ВЭЗ на отдельных профилях с шагом 500 м, ВП на отдельных точках и сейсморазведка МПВ
и трещинно-жильных подземных вод			
Гравиметрия – выделены два участка, где глубина до фундамента более 1500 м	Геоэлектрический разрез представлен чередованием пропластков глин, песков, не выдержанных по сопротивлению. Кривые двухслойные и типа HK, KH, Q, KQ	Обводнение пастбищ производится за счет подземных вод, накапливающихся в рыхлых отложениях	

Таблица 7 (окончание)

1	2	3	4	5
E_{II}	Шальчинская впадина	Сплошная, имеются выходы пород фундамента площадью до нескольких десятков квадратных километров, глубина 1500 м	Песчаники, эффузивы, граниты плотные	При геологической съемке тектонических нарушений не отмечено
E_{III}	Западная часть Нилгинской впадины	Сплошная	Породы фундамента не вскрыты	То же

Примечание. Материал табл. 7 служит дополнением к рис. 14.

та соответствует зона дробления пород фундамента, залегающих на глубине менее 500 м. Скважины, вскрывшие наиболее обводненные породы фундамента (в подрайоне A_{III}), тяготеют в основном к тектоническим нарушениям, а пробуренные в стороне от них, как правило, имеют незначительные дебиты или практически безводны. В связи с этим можно считать, что на территории подрайона A_{III} основным типом подземных вод являются трещинно-жильные. Породы фундамента представлены песчаниками в северной части подрайона и сланцами - в южной. Покровные отложения состоят в основном из глинистых безводных образований. Кривые ВЭЗ, характеризующие такие разрезы, относятся к двухслойным и типа QH, HA. Магнитное поле относится к III, VI, VII типам. Линейные аномалии субширотного простирания соответствуют в основном тектоническим нарушениям.

Подрайон A_{IV} в структурном отношении приурочен к Цаганобинской мульде. На его территории широко развиты интрузивные и эффузивные породы. Массивы этих пород разделены многочисленными межгорными долинами. Геологически закартированных разломов в пределах подрайона A_{IV} очень мало, причем их гидрогеологическое значение не определено. Некоторое число тектонических нарушений выявлено геофизическими методами. Они довольно уверенно выделяются на геоэлектрических резрезах и в магнитном поле. Например, по данным аэромагнитной съемки (см. рис. 2) здесь выделена целая система тектонических нарушений, которые могут быть использованы для дальнейших исследований с целью поисков в них трещинно-жильных подземных вод. Однако наиболее широко в этом районе распространены трещинные воды. Большинство скважин с хорошим дебитом пробурено в гранитах (скв. 1156, 1169, 1769, 1778 и др.) и лишь немногие в песчаниках (скв. 1021, 1781). Разрезы водообильных участков характеризуются кривыми ВЭЗ типа A,H,KH,QH.

Подрайон A_V расположен в пределах Ундэршилинской впадины и примыкающих к ней с северной стороны крупных межгорных долин. Структура подрайона очень сложная и слабо изучена методами геологической съемки. Характерная особенность подрайона - две системы тектонических нарушений субширотного и субмеридионального простираний. С этими системами связано образование блоков фундамента, имеющих различные размеры и глубину от дневной поверхности. Последняя на всей территории подрайона не превышает 500 м, за исключением узкой полосы северо-восточного простирания в восточной части, где фундамент опущен несколько глубже 500 м. Местами породы фундамента выходят на поверхность в виде небольших обнажений. В составе

6	7	8	9
Различные типы магнитного поля отображают неоднородный состав излившихся пород и развитие слабомагнитных пород фундамента	Геоэлектрический разрез представлен чередованием пропластков глин, песков, не выдержанных по сопротивлению. Кривые двухслойные и типа НК,КН, Q, KQ	Обводнение пастбищ производится за счет подземных вод, накапливающихся в рыхлых отложениях	
То же, по данным гравиметрической съемки, глубина до фундамента более 1500 м	То же	То же	То же

чехла преобладают глинистые образования, характеризующиеся незначительной водообильностью.

Дополнительные сведения о строении подрайона получены при геофизических исследованиях. По данным гравиметрии выделены глубинные разломы северо-восточного и субмеридионального простираний. По результатам аэромагнитной съемки в пределах Ундэршилинской впадины отмечены системы более мелких тектонических нарушений различного простирания, некоторые ограничивают отдельные блоки фундамента. Кривые ВЭЗ относятся к двухслойным с различным углом наклона восходящей ветви кривой и типа Н с широким минимумом, QH, QHA. Породы фундамента представлены песчаниками, известняками, гранитами и эффузивами. В связи с неравномерной трещиноватостью пород и кольматацией трещин, главным образом коры выветривания, притоки воды в скважины в целом невысокие. Наибольшее количество воды обычно встречается в зонах контактов разных по составу пород и в тектонических нарушениях. Поэтому преобладающий тип подземных вод здесь - трещинно-жильные.

Второй район В расположен в восточной части территории исследований. В его пределах широко распространены поля мезозойских образований, которые прерываются лишь единичными выходами пород фундамента. Большое число поднятий фундамента, не вскрытых эрозией, связано с пликативными движениями земной коры, вследствие чего здесь отмечено значительно меньше тектонических нарушений. В составе покровных образований наряду с глинистыми отложениями содержатся прослои песка, слабосцементированных песчаников, конгломератов, которые часто являются хорошими коллекторами подземных вод. Последние на территории района В широко используются для обводнения пастбищ.

Район В состоит из двух подрайонов, один из которых (B_I) расположен в южной части Восточно-Гобийской депрессии, другой (B_{II}) - в пределах Нилгинской впадины. По геологическому строению и физическим свойствам горных пород эти подрайоны существенно различаются между собой. Ввиду слабой дифференциации горных пород по электрическим и магнитным свойствам применение геофизических методов исследований на территории района с целью поисков трещинных и трещинно-жильных подземных вод менее благоприятно. Учитывая это, а также меньшую роль вод этого типа в обводнении пастбищ, район В рекомендуется для исследований во вторую очередь.

Подрайон B_I охватывает территорию Унэгэтинской и Дзунбаинской впадин и отличается сложным строением. Породы фундамента, представленные в ос-

новном гранитами, эффузивами и песчаниками, залегают на глубине до 2000 м и более. Тектонические нарушения имеют северо-восточное простирание. Некоторые из них представляют зоны повышенной водообильности и служат очагами разгрузки подземных вод. Геофизические исследования дали некоторые дополнительные сведения о строении подрайона B_I. По данным гравиметрии и аэромагнитной съемки выделены новые тектонические нарушения в дополнение к закартированным геологическими методами. Кривые ВЭЗ представлены двухслойными и типа Н, НА, ОН, ОНА. В соответствии с геологическими и гидрогеологическими условиями для обводнения пастбищ могут быть использованы как трещинные, так и трещинно-жильные подземные воды.

Подрайон B_{II}, расположенный в западной части Нилгинской впадины, имеет более простое строение по сравнению с подрайоном B_I. Глубина залегания пород фундамента в этом подрайоне не превышает 500 м. Тектонических нарушений здесь не выявлено ни при геологической, ни при геофизической съемках. Поэтому подземные воды в скальных породах связаны с корой выветривания или трещинами кливажа. Водоносные породы представлены песчаниками, углистыми сланцами, углями, конгломератами и эффузивами различной основности. Поиски воды в этих породах с помощью метода ВЭЗ на некоторых участках затруднены вследствие слабого различия пород по сопротивлению. Более ощутимое различие пород по степени их водообильности наблюдается по параметру поляризуемости, получаемому методом ВП (см. рис. 15). На основании имеющихся в настоящее время материалов можно считать, что наиболее широко распространенным типом подземных вод в скальных породах являются трещинные воды.

Район С занимает окраинное положение на территории исследований. Его глубинное строение изучено слабо. Территория района покрыта сплошным чехлом рыхлых отложений, глубина до кровли пород фундамента превышает 2000 м. Породы фундамента, определенные по отдельным обнажениям и керну скважин, представлены магматическими и метаморфическими образованиями различного возраста, но в целом их состав и степень разрушенности изучены слабо. Тектонические нарушения, отмеченные на территории района, проявились в кайнозойских образованиях. Некоторые представляют зоны повышенной водообильности и разгрузки подземных вод. Поиски трещинных и трещинно-жильных подземных вод методами геофизики в этом районе не проводились, значение этих вод в обводнении пастбищ, которые в настоящее время полностью не используются, не установлено. Поэтому очередность проведения комплекса геофизических исследований в районе С нами не определяется, но общая характеристика подрайонов C_I и C_{II} приводится.

Подрайон C_I расположен в пределах Ширэнгингашуньской впадины. Глубины до кровли пород фундамента превышают 1000 м. Фундамент сложен преимущественно сланцами различного состава. Здесь имеются два региональных и несколько мелких разломов. Их выделение производилось по линейно расположенным потухшим вулканам и источникам подземных вод. Из геофизических исследований на территории подрайона проводилась только гравиразведка мелкого масштаба. По ее результатам уточнены границы Ширэнгингашуньской впадины, где глубины до кровли фундамента не достигают 1500 м. Учитывая водообильность зон тектонических нарушений, на территории подрайона C_I возможны поиски трещинно-жильных подземных вод.

Подрайон C_{II} охватывает площадь Цэцэрлэгской впадины. Глубина до пород фундамента на отдельных участках превышает 2000 м. В состав фундамента входят граниты различного возраста, сланцы и песчаники девона. Здесь выделено несколько разломов. По данным мелкомасштабной гравиметрической съемки уточнены контуры Цэцэрлэгской впадины, в пределах которой выделены участки, где кровля фундамента отмечена на глубине свыше 1500 м. По результатам аэромагнитной съемки выделены глубинный и региональный разломы. Здесь также возможны поиски трещинно-жильных подземных вод.

Район D охватывает наибольшую часть исследуемой территории и включает поднятия горстовых гор Гобийского Алтая, Хангая, Хэнтэя, а также обширные

поля скальных пород среди равнинных пространств Гоби. Поиски трещинных и трещинно-жильных подземных вод в этом районе проводятся преимущественно на тех участках (главным образом в межгорных долинах), где рыхлые отложения являются безводными или скальные породы выходят непосредственно на поверхность. Условия поисков указанных вод в этом районе более благоприятны, чем в районах, рассмотренных выше. Значительная обнаженность бортовых частей долин позволяет на закрытых площадях последних ориентировочно определить состав пород, а в некоторых случаях их трещиноватость, а также наметить положение контактов и тектонических нарушений.

Кривые ВЭЗ, получаемые при поисках подземных вод в скальных породах, относятся к типам А и Н или сочетаниям их с другими типами.

Район Е состоит их трех подрайонов, расположенных в центральной части Долины Озер E_I, Шальчинской впадины E_{II} и западной части Нилгинской впадины E_{III}. Структура этих подрайонов изучена слабо. Тектонических нарушений здесь не выявлено. Глубина до кровли пород фундамента достигает 1500 м и более. Состав пород фундамента на многих участках не известен. Учитывая эти неблагоприятные условия и обводненность пастбищ подземными водами рыхлых отложений, проведение геофизических исследований с целью поисков трещинных и трещинно-жильных подземных вод на территории района Е не планируется.

КОМПЛЕКС ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Наиболее изучена восточная половина территории исследования, включающая подрайоны A_{III}, A_{IV}, A_V, B_I, B_{II}, C_{II}, E_{II}, E_{III} и часть подрайона D. Вся площадь этих подрайонов до 105° в.д. покрыта аэромагнитной среднемасштабной съемкой, а некоторая ее часть – гравиметровой съемкой того же масштаба. В пределах этой же площади проводились геофизические исследования различными методами с целью поисков трещинных и трещинно-жильных подземных вод.

Западная половина территории, состоящая из подрайонов A_I, A_{II}, C_I, E_I и остальной части подрайона D, геофизическими методами изучена меньше.

Рекомендуемый комплекс геофизических методов при поисках трещинных и трещинно-жильных подземных вод для каждого типового района выглядит следующим образом.

Район А. Восточная его часть (подрайоны A_{III}, A_{IV}, A_V) покрыта аэромагнитной съемкой, которая может быть успешно применена на стадии структурно-картировочных работ. На территории подрайонов A_{III}, A_{IV}, A_V следует использовать имеющиеся данные указанной съемки, а в пределах A_I и A_{II} такую съемку следует провести. Применяя приемы интерпретации карт магнитного поля, разработанные для широт и структуры гобийских районов Монголии, и учитывая особенности магнитных свойств горных пород, можно примерно оценить природу более мелких магнитных аномалий и ориентировочно наметить местоположение геологических тел, их обусловливающих.

Для проверки аномалий, выявленных при аэромагнитной съемке, следует проводить электроразведочные исследования, представляющие собой второй вид работ геофизического комплекса на стадии поисков участков, перспективных для скопления трещинных и трещинно-жильных подземных вод. Задача этих исследований – определение глубины залегания кровли пород фундамента и более точного положения тектонических нарушений в плане. В связи с тем что поиски указанных типов вод проводятся в основном на участках, сложенных глинистыми безводными отложениями, в случае спокойного залегания фундамента кривые ВЭЗ относятся к двухслойным и к хорошо интерпретируемому типу Н с широким минимумом кажущегося сопротивления. Определение глубины по таким кривым не представляет затруднений. На участках, характеризующихся более сложным надопорным геоэлектрическим разрезом и дизъюнктивно-глыбовым строением фундамента, при решении этой задачи следует пользоваться методикой интерпретации кривых ВЭЗ, разработанной В.И. Фоминой для условий гобийских районов.

При выделении тектонических нарушений методом ВЭЗ могут встретиться три случая. В первом они могут сопровождаться развитием коры выветривания. Выделение нарушений может быть осуществлено по разности между низким сопротивлением пород коры выветривания и относительно более высоким у не измененных выветриванием пород фундамента. Во втором случае тектонические нарушения типа сброса или взброса могут выделяться по уступу, наблюдающемуся в опорном электрическом горизонте. Третий случай предполагает более молодые нарушения, затрагивающие мезозойско-кайнозойские отложения, выполняющие межгорные впадины. В этом случае положение нарушения в плане определяется по изменению геоэлектрического разреза по обе стороны от места его прохождения. В любом случае электроразведка проводится по профилям, проложенным вкрест простирания предполагаемого тектонического нарушения. Простирание последнего определяется по данным аэромагнитной съемки на обширных закрытых пространствах и по геоморфологическим признакам в межгорных долинах. Обычно простирание локальных нарушений совпадает с направлением долин, где они располагаются преимущественно у подножий возвышенностей, хотя могут находиться и в центральных частях долин. Чтобы не пропустить нарушение, расстояние между центрами ВЭЗ должно быть в среднем 1000 м с последующим сгущением шага.

По результатам применения метода ВЭЗ на данной стадии исследований должны быть выделены участки повышенной трещиноватости пород в пределах зон тектонических нарушений или развития площадной коры выветривания и трещин кливажа внутри пликативных дислокаций, не затронутых разрывными нарушениями. На стадии поисково-разведочных исследований на участках, выделенных по результатам работ предыдущей стадии, должна быть сделана приближенная оценка водообильности трещиноватых пород и намечена точка для заложения разведочно-эксплуатационной скважины на воду. На одних участках эта задача решается с помощью электроразведки, на других - сочетанием ее с другими методами. Поэтому комплекс геофизических методов для решения задачи на данной стадии должен быть определен с учетом различия электрических свойств горных пород, обусловленных составом и минерализацией формирующихся в них подземных вод. По этому различию район А может быть разделен на две части: северную и южную.

В межгорных долинах северной части (подрайон A_{IV}) различие между рыхлыми отложениями и подстилающими их скальными, главным образом трещиноватыми, породами нередко бывает незначительным, так как те и другие на ряде участков имеют электрическое сопротивление одного порядка. Трещиноватые породы в зависимости от степени водообильности также не везде четко различаются по этому параметру, особенно в тех случаях, когда насыщающие воды являются ультрапресными гидрокарбонатного кальциевого состава. Вследствие этого сопротивление пород, заполненных такими водами, не отличается существенно от сопротивления слабо обводненных пород. В подобных случаях для выделения в трещиноватых породах наиболее водообильных зон в комплексе с методом ВЭЗ следует применять метод ВП и сейсморазведку МПВ. Опыт работы показал, что наилучшие результаты от применения метода ВП можно получить на участках, где трещиноватые породы залегают на глубине 10-15 м, а перекрывающие их отложения имеют однородный состав. Наиболее дифференцированное расчленение разреза по составу пород и степени их водообильности по данным ВП может быть достигнуто при использовании комплекса параметров, указанных в разделе "Состояние разработки вопроса...".

На участках более глубокого залегания трещиноватых пород следует совместно с электроразведкой применять сейсморазведку МПВ. С ее помощью может быть четко отбита поверхность скальных пород, оценена их трещиноватость и определена глубина до уровня грунтовых вод.

В южной части района (подрайоны A_I, A_{II}, A_{III}) отложения осадочного чехла, представленные преимущественно глинистыми образованиями,

имеют низкое сопротивление и резко отличаются от трещиноватых пород фундамента. Сами трещиноватые породы также уверенно различаются по сопротивлению в зависимости от того, являются ли они безводными или водообильными, так как насыщающая вода, имеющая повышенную минерализацию и часто содержащая ионы сульфата и хлора, существенно понижает их сопротивление. Поэтому задача оценки водообильности трещиноватых пород на этой территории решается с помощью электроразведки методом ВЭЗ.

Район В. На его территории, главным образом в пределах подрайона B_I, выделено слабовозмущенное магнитное поле V и VI типов с небольшими горизонтальными градиентами (от нескольких единиц до первых десятков гамм на 1 км) и широкими, расплывчатыми, часто изометричной формы аномалиями. По данным, характеризующим эти типы магнитного поля, очень трудно, а в отдельных случаях и невозможно получить хотя бы грубоориентировочную информацию об интересующих элементах тектонического строения. Поэтому на территории подрайонов при поисках перспективных участков, площадью в среднем до 50 км^2, следует применять площадную гравиметрическую съемку среднего масштаба. С ее помощью можно закартировать наиболее приближенные к дневной поверхности блоки фундамента, установить контакты между разными типами горных пород, отличающихся по плотности, выявить и проследить наиболее крупные разрывные нарушения, сопровождающиеся вертикальными и горизонтальными перемещениями, и нарушения, по которым происходило внедрение магматических масс. Плотностная характеристика района такова, что гравиметрия средней точности может достаточно надежно выделять на его территории блоки фундамента, отличающиеся по глубине на 50 м и более.

Имеющийся опыт гравиметрических наблюдений (Кунин, 1972) позволяет наметить следующие признаки, по которым картируются зоны разломов: зоны высоких горизонтальных градиентов силы тяжести (гравитационные ступени), крутые и резкие контуры аномалий, резкое изменение простирания аномалий, линейно-вытянутые цепочки максимумов и минимумов, смещение линейно-вытянутых аномалий в плане, систематические, протягивающиеся вдоль прямых линий изгибы и другие деформации изоаномал. Для окончательной проверки приуроченности гравитационных (и магнитных) аномалий к зонам разломов следует проводить электроразведочные исследования.

На стадии поисково-разведочных работ при оценке водообильности трещиноватых пород может быть применена только электроразведка методом ВЭЗ, поскольку условия на территории подрайона B_I аналогичны условиям южной части района А.

На территории подрайона B_{II} породы фундамента залегают на небольшой глубине. По данным аэромагнитной и гравиметровой съемок здесь не было выделено тектонических нарушений. Для поисков трещинных подземных вод следует применять электроразведку методом ВЭЗ по методике, рекомендованной для района А, а на стадии поисково-разведочных работ – дополнительно метод ВП. Исследования этим методом следует проводить в тех случаях, когда при выборе пункта для заложения разведочно-эксплуатационной скважины на воду по данным метода ВЭЗ не представляется возможным сделать оценку водообильности трещиноватых пород.

Район С. Здесь рекомендуется применять следующий комплекс геофизических методов. На территории подрайона C_I вначале необходимо провести аэромагнитную съемку среднего масштаба. Если окажется, что на каких-либо участках магнитное поле слабо дифференцировано и не дает достаточной информации о расположении тектонических нарушений, целесообразно выполнить гравиметрическую съемку такого же масштаба. Дальнейшие исследования необходимо проводить в том порядке, в каком они рекомендованы для южной части района А. В пределах подрайона C_{II} геофизические исследования должны проводиться аналогично тем, которые предложены для подрайона B_I.

Район D. При поисках подземных вод на его территории нет необходимости проводить аэромагнитную и гравиметрическую съемки. Задача на ста-

дии структурно-картировочных работ может быть решена методом ВЭЗ. Комплекс геофизических методов для стадии поисково-разведочных работ можно определять по тем же принципам, что и для района А, т.е. в северной части территории исследования применяется электроразведка методом ВЭЗ в сочетании с методом ВП или сейсморазведкой МПВ, в южной части - преимущественно один метод ВЭЗ. Условная граница между указанными частями может быть проведена по 46°с.ш.

Район Е. Ввиду того, что на территории района трещинные и трещинно-жильные подземные воды не имеют существенного значения в обводнении пастбищ, комплекс геофизических методов для их поисков не определяется.

Таковы предлагаемые основы комплексирования геофизических методов исследования при поисках трещинных и трещинно-жильных подземных вод на рассматриваемой территории. В соответствии с этим рациональный комплекс в целом включает следующие методы.

На стадии структурно-картировочных работ:

- аэромагнитную среднемасштабную съемку закрытой площади западной части территории;
- полумиллигальную гравиметровую съемку на отдельных участках, площадью в среднем до 50 км^2;
- электроразведку методом ВЭЗ на отдельных профилях с шагом 1000 м.

На стадии поисково-разведочных работ для оценки водообильности трещиноватых пород и выбора пункта для заложения разведочно-эксплуатационной скважины:

- электроразведку методом ВЭЗ на отдельных профилях с шагом от 500 до 100 м;
- метод ВП в отдельных точках;
- сейсморазведку МПВ на отдельных профилях.

Для каждого гидрогеологического подрайона в соответствии с его геолого-геофизическими условиями из числа предложенных методов определен наиболее эффективный комплекс, указанный в табл. 7.

Комплекс геофизических исследований в разведочно-эксплуатационных скважинах следует проводить в том составе, в каком он описан в разделе "Детальные геофизические исследования".

ОЦЕНКА ЭКОНОМИЧЕСКОЙ ЭФФЕКТИВНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ ТРЕЩИННЫХ И ТРЕЩИННО-ЖИЛЬНЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Пока не существует общепринятых объективных критериев оценки экономической эффективности применения геофизических методов при поисках подземных вод. В системе водного хозяйства Монголии не проводилось каких-либо работ с целью сопоставления качества и количества геологической и геофизической информации, получаемой раздельно на одном и том же участке при решении одинаковой задачи, и не устанавливалось, сколько при этом потребуется средств на проведение отдельно буровых и геофизических работ. В настоящее время бурение скважин на воду производится только в тех точках, которые рекомендованы по данным электроразведки. По результатам бурения оценивается качество геофизических исследований при поисках подземных вод. Поэтому нами дается лишь качественная оценка экономической эффективности от применения геофизических методов при решении указанной задачи. В первые годы водохозяйственного строительства в стране выбор точек для заложения скважин на воду производился на основании внешних признаков и общих представлений о гидрогеологических условиях участков.

Результаты бурения скважин, заложенных по таким критериям с целью поисков подземных вод в трещиноватых породах, приведены в табл. 8, составленной по данным каталогов Института водного хозяйства МНР по состоянию на январь 1967 г.

Таблица 8

Результаты бурения скважин на воду, пройденных без предварительных геофизических исследований

Водоносный комплекс	Скважины		
	пробуренные	с водой, пригодной для использования	безводные и с водой, не пригодной для использования
Интрузивный	130	70	60
Эффузивный	40	20	20
Допалеозойский метаморфических пород	2	1	1
Палеозойский осадочных пород	115	77	38
Юрский слабоуплотненных пород	8	2	6
Итого	295	170	125

Из табл. 8 видно, что количество скважин, оказавшихся с водой, пригодной для использования, составляет около 58% общего числа пробуренных скважин. Применение электроразведки позволило увеличить число таких скважин до 70% (см. табл. 3). Сопоставление этих данных показывает значительную эффективность метода ВЭЗ для поисков подземных вод, причем большинство скважин, пробуренных по этим данным, располагается в районах с мощным чехлом осадочных пород, т.е. в более сложных геологических условиях.

Опыт свидетельствует о том, что использование комплекса геофизических методов еще больше повышает эффективность поисков трещинных и трещинно-жильных подземных вод. Например, все пять скважин, заложенных в Центральном аймаке по данным электроразведки и сейсморазведки, дали положительные результаты. В Хэнтэйском аймаке из 19 скважин, пробуренных по данным методов ВЭЗ и ВП, 17 показали высокие дебиты.

Сметная стоимость электроразведочных работ на одном участке до 1969 г. составляла около 5 тыс. тугриков, стоимость бурения одной скважины в зависимости от ее глубины определялась от 30 до 50 тыс. тугриков. Следовательно, одна, максимум две водные скважины, пробуренные по рекомендациям электроразведки, окупают расходы по содержанию геофизического отряда в течение всего года. Экономическая эффективность от применения геофизических методов оценивается не только непосредственной выгодой, получаемой от удачно выбранных точек для бурения скважин на воду, но и более полной информацией о геологическом строении участка и его гидрогеологических условиях. Такая информация может быть использована в дальнейшем для более правильного планирования полевых работ на воду, особенно в закрытых районах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассматриваемый район беден поверхностными и подземными водами. Вместе с тем последние в количестве, достаточном для развития пастбищного животноводства, все же имеются и скапливаются на многих участках района, главным образом в зонах повышенной трещиноватости пород, которые чаще всего бывают приурочены к контактам разных по составу геологических образований, к перегибам антиклинальных структур, разрывным дислокациям. Глубина залегания

подземных вод в этих зонах бывает самая различная, но в целом она невелика, в связи с чем эти воды доступны для извлечения скважинами глубиной до 150-200, редко 250-300 м.

Однако поиски этих вод обычными методами геолого-гидрогеологической съемки, особенно в равнинных районах, часто покрытых сплошным чехлом четвертичных и мезозойско-кайнозойских образований, сопряжены со значительными трудностями и не всегда приводят к положительным результатам.

Выполненный в работе анализ показал, что геофизические исследования при поисках трещинных и трещинно-жильных подземных вод по характеру решаемых задач, методике их выполнения и масштабам можно свести к четырем стадиям: региональной, структурно-картировочной, поисково-разведочной и детальной.

Отдельные части территории исследования отличаются друг от друга геологической обстановкой, физическими свойствами развитых в них горных пород, характером геофизических полей и степенью геолого-геофизической изученности. Поэтому разработке рационального комплекса предшествуют исследования по типизации территории по условиям применения методов геофизики.

На основании типизации и изучения опыта геофизических работ по каждому району определены основные принципы комплексирования, т.е. предложен рациональный комплекс геофизических методов для каждой из стадий поисков и разведки трещинных и трещинно-жильных подземных вод.

Для комплекса геофизических методов, применяемого на стадиях структурно-картировочных и поисково-разведочных исследований, сделана качественная оценка экономической эффективности. Оказалось, что стоимость его проведения существенно ниже, чем стоимость исследований на обеих стадиях, выполняемых только одной электроразведкой методом ВЭЗ на всей площади участка.

Нам представляется, что применение предлагаемого комплекса геофизических методов при гидрогеологических исследованиях будет способствовать более успешному решению задачи поисков трещинных и трещинно-жильных подземных вод при меньших затратах средств и времени.

Несмотря на то, что предлагаемый комплекс уже теперь позволяет значительно повысить эффективность поисков указанных типов вод, некоторые вопросы геофизических исследований в этой области требуют дальнейшей разработки. В частности, на стадиях поисково-разведочных и детальных работ важное значение приобретает не только качественная оценка степени водообильности трещиноватых пород, но главным образом определение количественных показателей при исследовании последних.

В связи с этим для гобийских районов следует решить следующие задачи:

- опробовать методику оценки производительности будущих водозаборов по данным ВЭЗ;
- опробовать и внедрить метод повторного БКЗ и расходометрию для определения производительности водоносных горизонтов в разведочно-эксплуатационных скважинах, вскрывших устойчивые породы.

ЛИТЕРАТУРА

Астафьева М.П. Применение теории информации при количественной оценке результатов геологических и геофизических работ для определения их экономической эффективности. – "Изв. высш. учебн. заведений. Геология и разведка", 1970, № 1, с. 165–169.

Богомолов Н.С. Жильные воды мелких разрывных нарушений. – "Зап. Забайкальского отд-ния Геогр. об-ва СССР", Чита, 1964, вып. 23, № 3, с. 125–133.

Васильевский П.М. Монгольская экспедиция. Гидрогеологические исследования в Южно-Гобийском районе. – В кн.: Экспедиции Всесоюзной Академии наук 1931 г. Л., Изд-во АН СССР, 1932, 378с.

Геологическое строение Монгольской Народной Республики. (Стратиграфия и тектоника). Л., Гостоптехиздат, 1959, 494с. Авт.: В.Г.Васильев, В.С.Волхонин, Г.Л.Гришин, А.Х.Иванов, Н.А.Маринов, К.Б.Мокшанцев.

Геология Монгольской Народной Республики. Гл. ред. Н.А.Маринов. Т. I, 583с.; т. II, 751с. М., "Недра", 1973.

Гершанович И.М. Геофизические методы исследования гидрогеологических скважин. – В кн.: Методы геофизики в гидрогеологии и инженерной геологии. М., "Недра", 1972, с.67–106.

Гидрогеологическая карта Монгольской Народной Республики масштаба 1:1 500 000. Сост.: А.И.Кончакова, З.Н.Рождественская, С.Г.Шкапская. Гл. ред. Н.А. Маринов. М., ГУГК, 1972.

Гольденберг Е.С. Пути дальнейшего повышения эффективности применения геофизических методов и использования геофизических материалов при геологосъемочных работах масштаба 1:50 000. – В кн.: Геофизические исследования при крупномасштабных геологосъемочных работах. Алма-Ата, 1970, с.16–19 (Каз. фил. Всес. ин-та развед. геофиз.).

Гольденберг Е.С. Гравиразведка. – Там же.

Горелик А.М. Применение электроразведки при изысканиях на воду. (Элементы гидрогеологии и электроразведки). М., Трансжелдориздат, 1954. 44с.

Горлинов Н.Н. Применение сейсморазведки для определения уровня грунтовых вод. – В кн.: Геофизические методы при гидромелиоративных исследованиях на орошаемых территориях. М., ОНТИ ВИЭМС, 1970, с.38–47.

Деревянко П.А. Сельскохозяйственное водоснабжение Монгольской Народной Республики. – В кн.: Труды Лаборатории гидрогеологических проблем им. Ф.П.Саваренского АН СССР, т. 21. М., Изд-во АН СССР, 1959, 132с.

Добровольский Л.А. Опыт применения геофизических методов при поисках и разведке подземных вод в зонах с аридным климатом. – "Изв. высш. учебн. заведений. Геология и разведка", 1970, № 1, с.126–131.

Дунаев В.Ф., Миловидов К.Н. Оценка экономической эффективности геофизических работ на нефть и газ. М., "Недра", 1973, с.3–27.

Зайцев И.М. Геофизические методы при поисках и разведке месторождений термальных вод и пара на Камчатке. – Автореф. канд. дисс. Л., ЛГУ, 1971, 17с.

Закономерности распространения и особенности формирования подземных вод в межгорных артезианских бассейнах южной части Восточной Сибири и Дальнего Востока. – В кн.: Подземные воды Сибири и Дальнего Востока. Авт.: Л.Л.Богданова, М.А.Бурлакова, К.П.Караванов, Е.Ф.Кириллова, В.Н.Кладовщиков, Р.Я.Колдышева, И.В.Корытова, Н.А.Маринов, Л.М.Орлова, И.Б.Райхлин, В.М.Степанов. М., "Наука", 1971, с.48–58.

Запарий М.П. О связи водоносности с тектоникой на территории Монголии. – "Изв. высш.учебн. заведений. Геология и разведка", 1964, № 10, с.106–114.

Запарий М.П. О глубине выветривания и водоносности массивно-кристаллических пород Монголии. – "Бюлл. МОИП", т.42(4), отд. геол., 1967, с.116–124.

Иванов А.Т. Подземные воды Монгольской Народной Республики. – В кн.: Труды Лаборатории гидрогеологических проблем им.Ф.П.Саваренского АН СССР, Т.19. М., Изд-во АН СССР, 1958, 134с.

Каленов Е.Н. Интерпретация кривых вертикального электрического зондирования. М., Гостоптехиздат, 1957, 472с.

Картавин Б.А. Особенности поисков подземных вод в межгорных впадинах Восточной Гоби в Монголии. – "Советская геология", 1970, № 1, с.140–144.

Киселев П.А. Применение электроразведки при проведении гидрогеологических поисков в пределах Украинского кристаллического щита. – В кн.: Материалы семинара по применению геофизических и математических методов при гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях (25–29 апреля 1966 г.). М., 1967, с.37–43. (ВСЕГИНГЕО. Сборник статей. Вып.5).

Комаров С.Г. Каротаж по методу сопротивлений. Интерпретация. М.–Л., Гостоптехиздат, 1950, 229с.

Комаров В.А. Электроразведка методом вызванной поляризации. Л., "Недра", 1972, 341с.

Кондратьев О.К., Гамбурцев А.Г. Сейсмические исследования в прибрежной части Восточной Антарктиды. М., Изд-во АН СССР, 1963, 188с.

Кронидов И.И. Выделение тектонических нарушений по аэромагнитным данным. – "Реф. сб. ОНТИ ВИЭМС", 1962, № 2(36), с.34–38.

Кунин Н.Я. Комплексирование геофизических методов при геологических исследованиях. М., "Недра", 1972, 270с.

Левшин А.Л. Определение уровня грунтовых вод сейсмическими методами. – "Изв. АН СССР, серия геофиз.", 1961, № 9, с.1314–1338.

Маккавеев А.А. Гидрогеологические наблюдения в котловине Байшинту Гобийского Алтая. – В кн.: Гидрогеология и инженерная геология. М., 1936, с.53–66 (ВИМС, сб. 2).

Маринов Н.А. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. М., "Недра", 1967, 844с.

Маринов Н.А. Формирование подземных вод в зонах разломов (на примере Азиатского материка). – В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. М., 1971, с.163–172 ("Труды ВСЕГИНГЕО", вып.41).

Маринов Н.А., Попов В.Н. Гидрогеология Монгольской Народной Республики. М., Гостоптехиздат, 1963, 451с.

Матвеев В.С., Язвин Л.С. Задачи гидрогеологической и инженерно-геологической съемок и разведочных работ на подземные воды. – В кн.: Методы геофизики в гидрогеологии и инженерной геологии. М., "Недра", 1972, с.5–11.

Методические указания по геофизическим методам исследований скважин на изысканиях железных дорог. М., Оргтрансстрой, 1962, 126с.

Методические указания по применению метода вызванных потенциалов при инженерно-геологических исследованиях. М., 1968, 46с. (Всес. науч.-исслед. ин-т трансп. стр-ва. ЦНИИС).

Мокшанцев К.Б. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Восточно-Гобийской депрессии. Автореф. канд. дис. М., ВНИИгеофизика, 1956, 27с.

Мурзаев Э.М. Монгольская Народная Республика. Физико-географическое описание. М., Географгиз, 1952. 472с.

Огильви А.А. Геоэлектрические методы изучения карста. Изд-во МГУ, 1957, 161с.

Огильви А.А. Геофизические методы исследований. М., Изд-во МГУ, 1962, 411с.

Основные критерии анализа геофизических полей при гидрогеологических исследованиях в Казахстане. М., ОНТИ ВИЭМС, 1968, 12с. Авт.: Ю.Ф.Анашин, В.В.Бродовой, Л.П.Гавеля, Г.Н.Заварзин, Р.Н.Кириллов, П.М.Фролов.

Островский В.Н., Хордикайнен М.А. Роль тектонических нарушений в формировании подземных вод юго-западной части Центрального Казахстана. – "Советская геология", 1972, № 3, с.126–130.

Петунин И.С., Моссур П.М., Нязов О.Н. Технико-экономический анализ состояния геофизических работ в Казахстане за 1958–1965 гг. Алма-Ата, 1967, 194с. (Гос. план. ком. Совета Министров КазССР. Центр. ин-т науч.-техн. информ. Каз. геофиз. трест).

Попов В.Н. О некоторых вопросах водоснабжения в восточной части Монгольской Народной Республики. – "Современная Монголия", 1935, № 5(12), с.81–92.

Радкевич Е.А., Томпсон И.Н., Горлов Н.В. О региональных поясах и зонах повышенной трещиноватости. – "Советская геология", 1956, № 53, с.170–185.

Сивахо Н.Д. Использование современных методов разведочной геофизики при гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях. – "Гидрогеология и инженерная геология", 1972, № 1, с.14–20 (ВИЭМС. Экспресс-информация).

Симуков А.Д. Южно-Гобийский аймак. – "Современная Монголия", 1935, № 1(8), с.83–91.

Степанов П.П., Волхонин В.С. Современная структура и глубинное строение земной коры Монголии по геофизическим данным. – "Советская геология", 1969, № 5, с.47–73.

Стефаненко А.Я. О некоторых закономерностях в распределении и формировании подземных вод Юго-Восточной Монголии. – В кн.: Вопросы режима, гидрогеологии и инженерной геологии. М.-Л., Госгеолиздат, 1949, с.84–89. (ВСЕГИНГЕО, сб.11).

Схематическая тектоническая карта Монгольской Народной Республики масштаба 1:2 500 000. – В кн.: Геологические исследования Монгольской Народной Республики. М., "Недра", 1967. Сост.: В.А.Амантов, Ю.А.Борзаковский, И.И.Волчек, Б.Лувсан-Данзан, Э.В.Михайлов, П.С.Матросов, О.Д.Суетенко, Р.А.Хасин.

Фомина В.И. Методика интерпретации глубинных электрических зондирований в межгорных впадинах Гобийской депрессии. Автореф. канд. дисс. М., Моск. ин-т нефтехим. и газ.пром., 1960, 19с.

Чогдон Ж. Гидрогеологические условия водоснабжения пастбищных территорий МНР. – В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., "Недра", 1966, с.196–213.

Щеголев Д.И., Толстихин Н.И. Подземные воды в трещиноватых породах. М.-Л., Гостоптехиздат, 1939, 76с.

Электроразведка источников водоснабжения. М., 1956, 232с. (Всес. науч.-исслед. ин-т трансп. стр-ва. Гос. проектный ин-т "Гипросовхозводстрой"). Авт.: А.М.Горелик, И.П.Нестеренко, А.А.Пустовалова, В.А.Ряполова.

Szabadvary Laszlo. Közepes Kelet Mongolia vizföldtani viszonyai a geoelektroms kutatas tükreben. – Geofizikai közl.", 1967, 16, N 3, old. 3–95. Гидрогеологические условия Центральной и Восточной Монголии в свете данных электроразведочных работ.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ 5

Б.А.Картавин, Н.А. Маринов

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ОЦЕНКА ЕСТЕСТВЕННЫХ РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ СРЕДНЕ-ХАЛХАССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ В ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ (на примере Олонгинского и Чойренского бассейнов) 7

Введение . . . . . -
История гидрогеологических исследований 8
Краткая характеристика физико-географических факторов формирования подземных вод. 11
Рельеф . . . . . -
Климат 16
Гидрография 21
Геологическое строение 23
Стратиграфия . . . . . -
Интрузивные породы 27
Тектоника 28
История геологического развития и формирования рельефа 29
Подземные воды 31
Водоносная формация гранитоидных пород . . . . . -
Водоносная формация метаморфических пород докембрия и палеозоя 35
Водоносная формация эффузивных пород палеозоя и мезозоя 37
Схема гидрогеологического районирования 50
Геологическое строение и гидрогеологические условия Ологинского и Чойренского артезианских бассейнов 55
Олонгинский артезианский бассейн . . . . . -
Чойренский артезианский бассейн 64
Оценка естественных ресурсов подземных вод 73
Краткий обзор существующих методов оценки естественных ресурсов подземных вод 74
Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод 76
Методика определения элементов водного баланса 78
Гидрогеологическое районирование для оценки естественных ресурсов подземных вод 89
Оценка естественных ресурсов подземных вод артезианских бассейнов 91
Олонгинский артезианский бассейн . . . . . -
Чойренский артезианский бассейн 93
Народнохозяйственное значение и перспективы использования подземных вод . . 96

Заключение 100

Литература 102

В.С. Бабин

КОМПЛЕКС ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ ТРЕЩИННЫХ И ТРЕЩИННО-ЖИЛЬНЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В АРИДНЫХ РАЙОНАХ МОНГОЛИИ 106

Введение . . . . . -
Гидрогеологическая и геофизическая изученность района 107
Геологическое строение района 110

Подземные воды 115
Состояние разработки вопроса о рациональном комплексе геофизических исследований на подземную воду 121
Физические свойства горных пород 124
Магнитные свойства пород . . . . . -
Плотность пород 127
Электрические свойства пород . . . . . -
Скорость распространения упругих волн в породах 130
Результаты геофизических исследований, связанных с поисками трещинных и трещинно-жильных подземных вод 132
Региональные геофизические исследования . . . . . -
Структурно-картировочные геофизические исследования 133
Поисково-разведочные геофизические исследования 136
Детальные геофизические исследования 147
Комплекс геофизических методов при поисках трещинных и трещинно-жильных подземных вод 148
Типизация территории по условиям применения геофизических методов при поисках трещинных и трещинно-жильных подземных вод . . . . . -
Комплекс геофизических методов 157
Оценка экономической эффективности применения геофизических методов при поисках трещинных и трещинно-жильных подземных вод 160

Заключение 161

Литература 162

ГАРЧИГ

ОМНЕХ уг. 5

Б.А.Картавин, Н.А. Маринов

ДОРНОТ МОНГОЛЫН ХАЛХЫН ДУНДАД-ӨНДӨГЛӨГ ДЭХЬ АРЕЗИЙН САВ ГАЗРЫН ГИДРОГЕОЛОГИЙН НӨХЦӨЛ, ГАЗАР ДООРХИ УСНЫ БАЙГАЛИЙН НӨӨЦИЙН ҮНЭЛГЭЭ (жишээлбэл: олон, уойрын сав газар) 7

Удирдагчал . . . . . –
Гидрогеологийн судалгааны туух 8
Газар доорхи усыг уусгэн бүрэлдүүлэх физик-хаяар зуйн нөхцөлийн тухай товчхон 11
Газар зуйн нөхцөл . . . . . –
Цаг, уур 16
Гол, мөрөн 21
Геологийн тогтоц 23
Давхарга зуй . . . . . –
Интрузив чулуулаг 27
Хөдлөл зуй 28
Геологийн хөгжлийн туух 29
Газар доорхи ус 31
Боржин дахь уст хэсэг (формаци) . . . . . –
Палеозой, кембри хуртэлхи хувирмал чулуулаг дахь уст хэсэг 35
Палеозой, мезозоин бялхмал чулуулаг дахь уст хэсэг 37
Гидрогеологийн бүсчлэлийн тойм 50
Олон, Чойрын артезийн сав газрын геологийн тогтоц, гидрогеологийн нөхцөл . . 55
Олонгийн артезийн сав газар . . . . . –
Чойрын артезийн сав газар 64
Газар доорхи усны байгалийн нөөцийн үнэлгээ 73
Газар доорхи усны байгалийн нөөцийн үнэлгээ хийдэг орчин үеийн аргын тухай товчхон 74
Газар доорхи усны байгалийн нөөцийн ерөнхий үнэлгээний зарчмууд 76
Усны балансын үзүүлэлтүүдийг тодорхойлох ареачлал 78
Газар доорхи усны байгалийн нөөцийг подорхойлох зорилгоор гидрогеологийн бүс зохиох 89
Артезийн сав газруудын газар доорхи усны байгалийн нөөцийн үнэлгээ 91
Олонгийн артезийн сав газар . . . . . –
Чойрын артезийн сав газар 93
Газар доорхи усны улс ардын аж ахуйн ач холбогдол туунийг ашиглах хэтийн төлөв 96

Тегсгөл 100

Ашигласан ном 102

В.С. Бабин

МОНГОЛИЙН ГОВЬ НУТАГТ АН ЦАВ, АН ЦАВ-СУДЛАЛ ДАХЬ ГАЗАР ДООРХ УСЫГ ЭРЭХ ГЕОФИЗИКИЙН ИЖ БҮРЭН АРГА 106

Удирдагчал . . . . . –
Нутгийн гидрогеологи, геофизикийн судалгаа 107
Нутгийн геологийн бүтэц 110
Газар доорхи ус 115

Газар доорхи усин эрэлд геофизик иж бүрэн судалгааг хэтэглэсэн буухээс 121
Уулын чулуулгийн бодис эуйн шинж чанар 124
Геофизикийн структур - эрэл хайгуулын ажил . . . . . -
Геофизикийн эрэл-хайгуулын ажил 127
Геофизикийн нарийвчилсан ажил 130
Ан цав, ан цав-судлалын газар доорхи усын эрлийн геофизикийн их бүрэн арга . . 132
Ан цав, ан цав-судлалын газар доорхи усын эрэлд геофизикийн аргыг хэрэглэх нөхцөлөөр нь нутгийг бүсчлэн ангилах нь 148
Геофизикийн иж бүрэн арга 148
Ан цав, ан цав-судлалын газар доорхи усны эрэлд геофизикийн аргыг хэрэглэсний эдийн засагийн ур ашгийн унэлгээ 160
Төгсгөл 161
Ашигласан ном 162

CONTENTS

PREFACE 5

B.A.Cartavin, N.A.Marinov

HYDROGEOLOGICAL CONDITIONS AND GROUNDWATER RESOURCES EVALUATION IN THE ARTESIAN BASINS OF THE MIDDLE–KHALKHAS PLATEAU, EASTERN MONGOLIA (the Olongin and Choiren basins). 7

Introduction. 7
History of the hydrogeological researches 8
Physiographical features 11
Relief . . . . . –
Climate 16
Hydrography 21
Geology 23
Stratigraphy . . . . . –
Intrusions 27
Tectonic features 28
Tectonic events 29
Underground waters 31
Water–bearing formation in granitoids . . . . . –
Water–bearing formation in Precambrian and Paleozoic metamorphic rocks 35
Water–bearing formation in Paleozoic and Mesozoic effusive rocks 37
Scheme of the hydrogeological regions 50
Geology and hydrogeological conditions Olongin and Choiren in atresian basins 55
Olongin artesian basin . . . . . –
Choiren artesian basin 64
Groundwater resources evaluation 73
Brief review of the evaluation methods of the groundwater resources 74
Principles of the evaluation of the groundwater resources 76
The water balance elements and methods of determination 78
Hydrogeological subdivision for the groundwater resources evaluation 89
Evaluation of groundwater resources in the artesian basins 91
Olongin artesian basin . . . . . –
Choiren artesian basin 93
Perspectives of the water supplies for the industry and rural use 96

Conclusion 100

References 102

V.S.Babin

GEOPHYSICAL PROSPECTING FOR THE SURVEYS OF GROUNDWATER IN THE IGNEOUS AND METAMORPHIC JOINTED ROCKS AND FLAUT– ZONES, ARID REGIONS OF MONGOLIA 106

Introduction 107
Hydrogeological and geophysical surveys in the region 110
Geology 115
Groundwaters 121
The question of rational complex geophysical prospecting for the surveys of groundwater 124
Physical characteristics of the rocks . . . . . –

Results of the geophysical investigations for the research of groundwater in the jointed rocks and fault–zones 132
Geophysical regional investigations . . . . . –
Geophysical structural surveys 133
Geophysical prospecting works 136
Geophysical detailed works 147
Geophysical methods and their application for the survey of groundwater in jointed rocks and fault–zones 148
Types of the territory and the use of the geophysical methods . . . . . –
Geophysical methods 157
Economic effects by the application of the geophysical methods for the surveys of groundwater in jointed rocks and faul–zones 160
Conclusion 161
References 162

УДК 556.3:553.04(517.3)

Гидрогеологические условия и оценка естественных ресурсов подземных вод артезианских бассейнов Средне-Халхасской возвышенности в Восточной Монголии (на примере Олонгинского и Чойренского бассейнов). Б.А. Картавин, Н.А. Маринов. - В сб.: Методы поисков и оценки подземных вод в аридных районах Монголии. М., "Наука", 1976, с. 7-105.

Рассматриваются гидрогеологические условия обширной территории Средне-Халхасской возвышенности в Восточной Монголии и на примере двух межгорных бессточных артезианских бассейнов - Олонгинского и Чойренского, находящихся в указанном районе, излагается методика оценки естественных ресурсов и оцениваются эти ресурсы. Табл. 33. Рис. 17. Библ. 90 назв.

УДК 556.34-550.83(517.3)

Комплекс геофизических методов при поисках трещинных и трещинно-жильных подземных вод в гобийских районах Монголии. В.С. Бабин - В сб.: Методы поисков и оценки подземных вод в аридных районах Монголии. М., "Наука", 1976, с. 106-164.

На основе анализа обобщения материалов по геологии и гидрогеологии Гоби данных геофизических исследований обосновывается комплекс геофизических методов для поисков трещинных и трещинно-жильных подземных вод в гобийских районах Монголии. Составлена схема типизации территории по условиям применения различных геофизических методов. Табл. 8. Рис. 14. Библ. 54назв.

1 р. 64 к.