

Четвертый курс, 8-й семестр, БГУ

НАЗВАНИЕ ПРЕДМЕТА: **РЕГИОНАЛЬНАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЯ**

ЛЕКТОР: Проф. ЗУЙ Владимир Игнатьевич

Ученая степень: Доктор геолого-минералогических наук.

Ученое звание: Доцент; Старший научный сотрудник.

Должность: Профессор кафедры инженерной геологии и геофизики.

ОБЪЕМ КУРСА: Лекции – 22 часа. Семинарские/Практические занятия – 16 часов. КСР – 4 часа. Проверка контрольных – 20 часов. Зачет – 10 часов. Всего – 72 часа.

ОСНОВНОЙ УЧЕБНИК: В.А. Всеволожский. **ОСНОВЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ.** Издательство Московского университета. 2007. С. 234 – 329.

Гледко Ю.А. **Гидрогеология.** Минск. «Вышэйшая школа», 2012, 446 с.

Дополнительные пособия: А.В. Кудельский, В.И. Пашкевич, М.Г. Ясовеев. Подземные воды Беларуси. Минск, 1998.
Ясовеев М.Г. «Основы гидрогеологии», Минск, БГУ, 2002. С. 110 – 120.

А.В. Кудельский, В.И. Пашкевич **Региональная гидрогеология и геохимия подземных вод Беларуси.** Минск. Беларуская навука». 2014. 271 с.

Пиннекер Е.В. **Проблемы региональной гидрогеологии.** Закономерности распространения и формирования подземных вод. Издательство «Наука». Москва, 1977. 196 с.

ВВЕДЕНИЕ

Предмет «Региональная гидрогеология» является, по сути, завершающим в специальном университетском образовании студентов-гидрогеологов.

Основными задачам курса являются:

- рассмотрение основных (наиболее общих) закономерностей распространения и формирования подземных вод с позиций направленного обобщения полученных ранее представлений о типах гидрогеологических структур (бассейнов подземных вод), закономерностях их строения и развития, гидрогеологической зональности и т.д.;
- развитие у студентов диалектического подхода к изучению конкретного региона как единой природной (природно-антропогенной) гидрогеологической системы или ее части, с исследованием на этой основе теоретических вопросов формирования подземных вод, а также практических вопросов их использования и охраны;
- характеристика основных типов гидрогеологических структур (районов) земной коры с анализом общих (топологических) условий распространения и формирования подземных вод и характерных особенностей конкретных регионов, определяемых их геологическим строением, историей развития, ландшафтно-климатическими условиями, характером и масштабами антропогенного воздействия;
- рассмотрение методики и принципов проведения основных видов региональных гидрогеологических исследований, включая различные виды гидрогеологического районирования, составление гидрогеологических карт и схем различного типа, палеогидрогеологических реконструкций, обоснование региональных гидрогеологических моделей и прогнозов.
- хотя предполагается, что большинство выпускников кафедры Динамической геологии БГУ будут работать в Беларуси, однако в курс лекций по предмету «Региональная гидрогеология» включены также сведения по региональной гидрогеологии аридных зон, горных сооружений, предгорных и межгорных впадин, морей и океанов. В наше время специалисты Беларуси участвуют в разработке нефтяных месторождений в Венесуэле, Иране, России. Беларусь активно развивает научно-техническое сотрудничество со многими зарубежными странами. Ожидается, что, в ближайшее время круг стран, в которых могут потребоваться знания выпускников-геологов БГУ расширится, в частности на ряд стран Азии, Африки и других регионов. А это потребует знания особенностей гидрогеологических структур, которые не типичны для территории нашей страны.

Континенты, моря и океаны занимают всю поверхность земного шара. По занимаемой площади преобладает территория морей и океанов. Подземные же воды тесно связаны с поверхностными и эта связь отмечена не только в приповерхностных слоях осадочных отложений, но и в более глубоких горизонтах планеты. Вода на Земле встречается в следующих агрегатных состояниях: жидкая вода, твердая вода (снег, ледники, в том числе – айсберги и ледовый покров арктических и антарктических вод, и в парообразном состоянии. Кроме этого выделяют воду, входящую в состав кристаллической решетки минералов. Следы воды наблюдают в глубоких горизонтах вплоть до мантии.

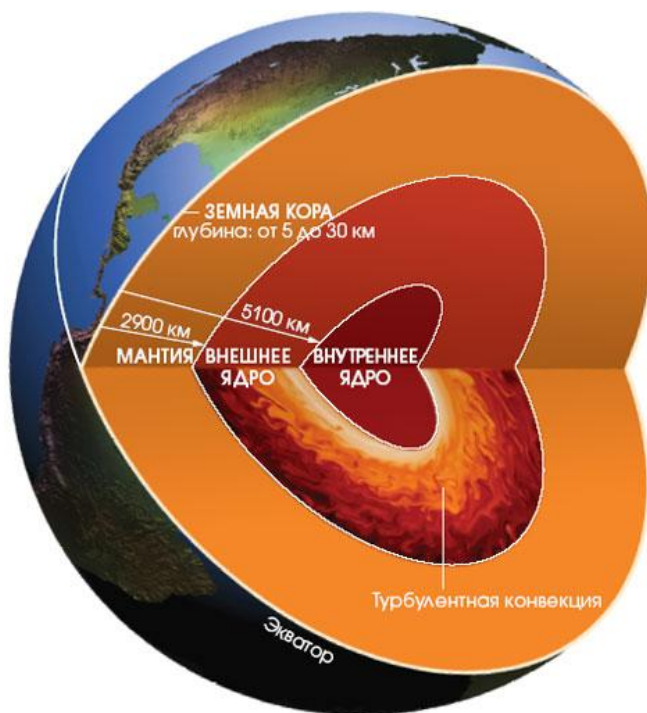


Рисунок – Земной шар в разрезе.

Важнейшей особенностью объекта исследования гидрогеологии, в том числе и региональной гидрогеологии, является чрезвычайное разнообразие видов использования подземных вод.

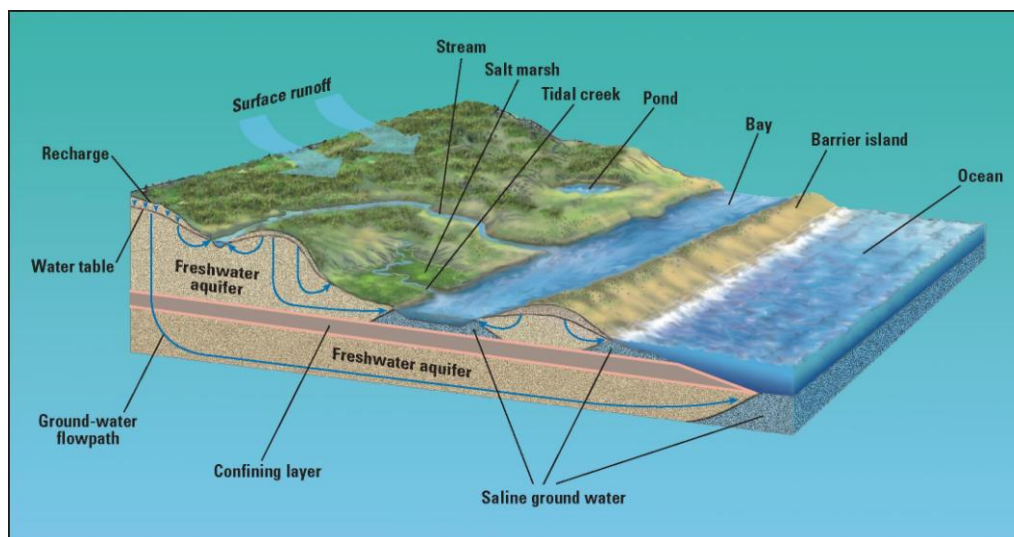


Figure 2-1. Schematic cross-section of idealized coastal aquifers. Note that aquifers can connect with the ocean in multiple ways. From Barlow (2003).

По выражению академика А.П. Карпинского (1931), «подземные воды – это самое драгоценное полезное ископаемое» и возможности использования этого ископаемого чрезвычайно широки:

- использование пресных подземных вод для питьевого, хозяйственного и другого водоснабжения,
- минеральных, (лечебных) вод, минеральных промышленных – для получения химических веществ,
- термальных – для выработки электроэнергии и теплоснабжения жилых и промышленных зданий и сооружений,
- изучение подземных вод представляет одну из важнейших задач при мелиоративных работах, целью которых является создание оптимального водного режима на сельскохозяйственных землях,
- изучение подземных вод – это составная часть геологических исследований при поисках, разведке и эксплуатации месторождений многих видов полезных ископаемых, включая нефтяные и газовые месторождения,
- изучение подземных вод необходимо с точки зрения инженерной геологии для гидрогеологического обоснования различных видов гидротехнического, промышленного, городского и других видов строительства,
- гидрогеологические исследования являются важнейшей задачей при решении вопросов охраны природы, особенно – подземных вод как природного объекта, охраны ландшафтов, поверхностных вод и др. В наши дни это направление становится одним из важнейших с точки зрения экологии.

Разнообразие видов практического использования подземных вод определило тот факт, что в течение достаточно длительного времени, особенно в течение XIX и XX веков, гидрогеология развивалась, главным образом как прикладная наука, тесно связанная с решением конкретных вопросов хозяйственной деятельности человека.

Во второй половине XX века в связи с возрастающими масштабами и интенсивностью хозяйственной деятельности, в том числе связанных с использованием геологической среды и подземных вод как ее важнейшего элемента, возросла потребность в разработке фундаментальных теоретических положений гидрогеологии, в том числе и региональной гидрогеологии, важность которых, с одной стороны, связана с задачами рационального комплексного использования подземной гидросферы, в решении прикладных и теоретических гидрогеологических вопросов и проблем.





Рисунок – Озеро Габер Оун в оазисе Ливийской пустыни, Сахара

Возникла насущная потребность в разработке долгосрочных прогнозов влияния человека на подземную часть гидросферы, а в недалеком будущем – решением задач управления подземной гидросферой планеты (прежде всего ее верхней частью, в которой протекает хозяйственная деятельность человека).

С другой стороны, необходимость разработки теоретических вопросов науки определяется задачами познания основных законов развития подземной гидросферы планеты, количественной оценки природных процессов, протекающих в ней, роли этих процессов в геологической истории Земли, геохимии горных пород земной коры, формировании, а, следовательно, размещении ряда месторождений полезных ископаемых и др.

Гидрогеология, как вам известно, из предыдущих курсов, включает ряд разделов: **Гидрогеодинамика** – освещает вопросы исследования законов движения подземных вод, закономерности формирования их гидродинамического режима и ресурсов. **Гидрогеохимия** – изучает законы миграции химических элементов в подземной гидросфере и процессы формирования химического состава подземных вод. **Гидрогеотермия** – связана с исследованием термических свойств горных пород (и насыщающих их поровое, трещинное и каверновое пространство флюидов), процессов теплопереноса, в том числе – подземными водами.

Палеогидрогеология – это наука о происхождении и истории развития подземной гидросферы; исследование роли подземных вод в гидрогеологических процессах.

Региональная гидрогеология – один из разделов гидрогеологии, который изучает закономерности распространения подземных вод в земной коре, типы гидрогеологических структур, формирование различных типов подземных вод.

С прикладной точки зрения есть и более специализированные разделы гидрогеологии – а) оценка ресурсов подземных вод, б) гидрогеология месторождений полезных ископаемых, в) мелиоративная гидрогеология, г) инженерная гидрогеология, мы частично

рассматриваем этот раздел в предмете «Методы инженерно-геологических и гидрогеологических исследований» д) экологическая гидрогеология, е) мониторинг подземных вод.



Большой вклад в развитие гидрогеологии внес русский ученый С.Н. Никитин (1851 – 1909), которого с полным основанием можно считать основоположником направления «Региональная гидрогеология». В его работе «Грунтовые и артезианские воды на Русской равнине» рассматривалась методика региональных исследований и гидрогеологического районирования, обобщены обширные сведения по грунтовым и артезианским водам европейской части Российской империи, выделен ряд артезианских бассейнов этой территории.

Значительный интерес представляли результаты исследований кавказских минеральных вод, выполненных А.П. Герасимовым, А.Н. Огильви, Н.Н. Славяновым, первые сведения о подземных водах районов распространения вечной мерзлоты, изложенные в работе А.В. Львова (1916) и др.

Большое значение для развития гидрогеологических идей в целом имели работы академика В.И. Вернадского. В книге «История природных вод» (1935) им обоснован важный тезис о единстве природных вод Земли (единстве гидросферы планеты).

В советское время интенсивное хозяйственное освоение территории СССР, в том числе Севера европейской части, Сибири и Дальнего Востока, в послевоенный период определило быстрое развитие региональной гидрогеологии. Здесь можно отметить работы И.К. Зайцева, Г.Н. Каменского, Б.И. Куделина, О.К. Ланге, Н.А. Маринова, А.М. Овчинникова, Н.В. Роговской, Ф.П. Саваренского, Н.И. Толстихина и др.



Mount Miacimu, Meili Xueshan Range, Yunnan Province, China

Освоение северных регионов СССР определило быстрое развитие в послевоенный период нового направления науки – криогидрогеологии (гидрогеологии криолитозоны), становление которого связано с именами А.И. Ефимова, В.А. Кудрявцева, Н.Н. Романовского, М.И. Сумгина, Н.И. Толстихина, О.Н. Толстихина, С.И. Фотиева, П.Ф. Швецова и др.

В 1988 году состоялся первый Всесоюзный съезд инженеров-геологов, гидрогеологов, геокриологов. Он подвел итоги развития родственных наук за истекшие 70 лет советской власти и определил основные задачи фундаментальных и прикладных исследований. В области гидрогеологических исследований съезд наметил два основных направления исследований:

- 1) исследование закономерностей формирования подземных вод (гидродинамика, гидрогеохимия, гидрогеотермия) в условиях интенсивного антропогенного воздействия, связанные с этим вопросы охраны собственно подземных вод и комплекс экологических задач, включающих изучение роли подземных вод в формировании техногенных ландшафтов разного типа, борьбу с загрязнением природной среды, контроль и управление процессами, протекающими в верхней части подземной гидросферы в связи с различными видами хозяйственной деятельности человека;
- 2) исследование глубоких горизонтов подземной гидросферы с целью познания и количественной характеристики законов ее развития, изучения роли подземных вод в геологических процессах, протекающих в литосфере, в том числе – в процессах формирования и разрушения месторождений полезных ископаемых, геохимии горных пород, разработки сейсмогидрогеологических прогнозов и др.



Зоны достаточного увлажнения (Индонезия)

ОСНОВЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГИДРОГЕОЛОГИИ

Региональная гидрогеология является разделом гидрогеологической науки, изучающим закономерности распространения и формирования, а также проблемы использования подземных вод в пределах конкретных территорий, выделенных в соответствии с определенным принципом (континенты, геологические структуры, административные единицы и др.).

В.А. Всеволожский дает следующее *определение региональной гидрогеологии* «Основой региональной гидрогеологии является представление о *гидрогеологическом районе* (регионе), под которым следует понимать *элемент подземной гидросферы* (трехмерное пространство), *ограниченный естественными гидрогеологическими границами разного типа, с едиными условиями формирования подземных вод*».

Понятие гидрогеологического района. Понятие «район» (регион) используется как обобщенное *название таксонометрических единиц* безотносительно их ранга. При гидрогеологическом районировании в зависимости от его содержания и масштаба работ *обычно используют* ряд таксонометрических единиц: «участок», «район», «область», «провинция» и т.д. (от мелких к более крупным).

По *целевому назначению* гидрогеологическое районирование подразделяют на **общее**, при котором производят выделение естественноисторических гидрогеологических районов и **специальное** (специализированное), ориентированное на решение определенного круга главным образом прикладных задач (Никитин, 1969).

В настоящее время основным принципом общего гидрогеологического районирования крупных территорий является **структурно-гидрогеологический принцип**, разработанный советскими гидрогеологами М.М. Васильевским (1937), И.К. Зайцевым (1945), И.К. Зайцевым, Н.И. Толстихиным (1963, 1971), Г.Н. Каменским (1957), А.М. Овчинниковым (1952), Е.В. Пиннекером (1966) и др.

В соответствии с этим принципом *в качестве гидрогеологического района рассматривается* (выделяется) определенный *структурно-геологический элемент земной коры* (несколько структурных элементов), а в качестве границ гидрогеологических районов рассматриваются различные типы *структурно-тектонических границ*.

Несмотря на некоторые различия (И.К. Зайцев, Г.Н. Каменский, Б.И. Куделин, Н.А. Миронов, Н.И. Толстухин и др.) при использовании принципа структурно-гидрогеологического районирования, всегда обосновывается необходимость выделения трех основных типов структурно-гидрогеологических районов I порядка (Каменский, 1957):

1. *Артезианских бассейнов платформенного типа* (синеклизы, краевые прогибы и др.) или артезианских областей, выделяемых в границах крупных структурных элементов платформ – плит;
2. *Гидрогеологических массивов*, представляющих собой поднятия платформенного типа с выходом на поверхность древних образований кристаллического фундамента (щиты), массивы, кряжи);
3. *Складчатых областей* внутриматерикового или геосинклинального типа.

Все типы структурно-гидрогеологических районов I порядка встречаются, например, при рассмотрении территории бывшего Советского Союза, рисунок 1.

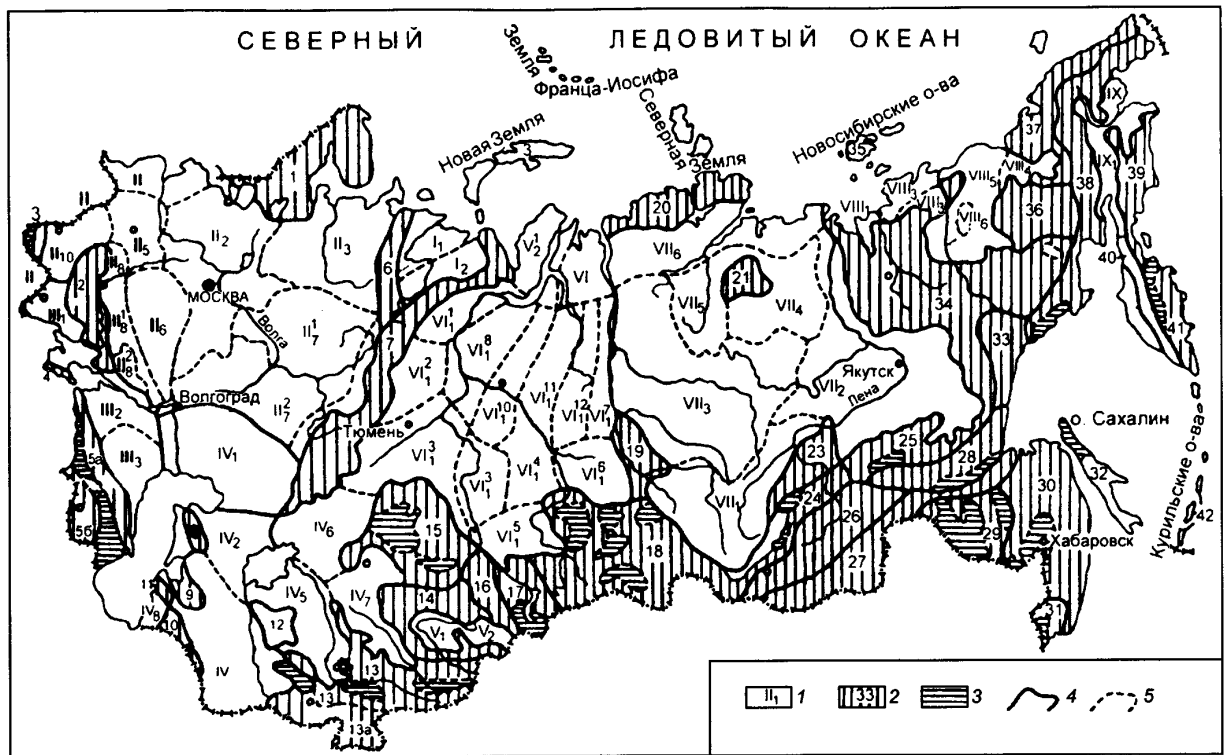


Рисунок 1 – Схема гидрогеологического районирования территории бывшего СССР.

Обозначения: 1 – артезианские бассейны (области) и их номера; 2 – гидрогеологические массивы и складчатые области; 3 – крупные межгорные бассейны; 4 – границы гидрогеологических областей; 5 – границы артезианских бассейнов.

Артезианские области: I – Печорская; II – Восточно-Европейская; III – Черноморско-Каспийская; IV – Арало-Каспийская; V – Балхаш-Алакольская; VI – Западно-сибирская; VII – Восточно-сибирская; VIII – Яно-Индиговская; IX – Пенжинско-Анадырская.

Артезианские бассейны первого порядка: I₁ – Печорский; I₂ – Предуральский; II₁ – Прибалтийский; II₂ – Московский; II₃ – Северодвинский; II₄ – Пачелмский (Сурско-Хоперский); II₅ – Белорусско-Литовский (артезианский свод); II₆ – Воронежский (артезианский свод); II₇ (II₇¹ – II₇²) – Волго-Уральский; II₈ (II₈¹ – II₈³) – Донецко-Днепровско-Припятская система бассейнов; II₉ – Брестский; II₁₀ – Вольно-Подольский; II₁₁ – Предкарпатский; III₁ – Причерноморский; III₂ – Азово-Кубанский; III₃ – Терско-Каспийский; IV₁ – Прикаспийский; IV₂ – Устюртский; IV₃ – Среднеприкаспийский; IV₄ – Туркменский (Амударьинский); IV₅ – Сырдарьинский; IV₆ – Тургайский; IV₇ – Чу-Сарысузский; IV₈ – Западно-Туркменский (Южно-Каспийский); V₁ – Южно-Балхашский; V₂ – Алакольский; VI₁ (VI₁¹ – VI₁²) – Западно-сибирский; VI₂ (VI₂¹ – VI₂²) – Прикарский; VII₁ – Ангара-Ленский; VII₂ – Якутский; VII₃ – Тунгусский; VII₄ – Оленекский; VII₅ – Котуйский; VII₆ – Хатангский; VIII₁ – Омолойский; VIII₂ – Ольджойский; VIII₃ – Нижнеиндигирский; VIII₄ – Олойский; VIII₅ – Среднеколымский; VIII₆ – Алазейский; IX₁ – Пенжинский; IX₂ – Анадырский.

Гидрогеологические горно-складчатые области: 1 – Балтийская; 2 – Украинская; 3 – Восточно-Карпатская; 4 – Крымская; 5 – Кавказская; (5а – Большекавказская; 5б – Малокавказская); 6 – Тиманская; 7 – Уральская; 8 – Мангышлакская; 9 – Туакырская; 10 – Котетдагская; 11 – Большебалханская; 12 – Центральнокызылкумская; 13 – Тянь-Шаньская; (13а – Памирская); 14 – Джунгаро-Балхашская; 15 – Северо-Казахстанская; 16 – Чингиз-Тарбагатайская; 17 – Рудно-Алтайская; 18 – Алтае-Саянская; 19 – Енисейская; 20 – Таймырская; 21 – Анабарская; 22 – Североземельская; 23 – Патомская; 23а – Байкальская; 25 – Алданская; 26 – Забайкальская; 27 – Даурская; 28 – Становая; 29 – Амуро-Буреинская; 30 – Сихотэ-Алиньская; 31 – Ханканская; 32 – Сахалинская; 33 –

Охотская; 34 – Верхояно-Калымская; 35 – Новосибирских островов; 36 – Приколымо-Омолонская; 37 – Чукотская; 38 – Охото-Чукотская; 39 – Корякская; 40 – Западно-Камчатская; 41 – Восточно-Камчатская; 42 – Курильская; 43 – Новоземельская.

При выделении гидрогеологических районов на основе структурно-гидрогеологического принципа, *границы смежных районов* в гидродинамическом отношении чаще всего являются *условными*, поскольку через них возможно межструктурное взаимодействие потоков подземных вод смежных районов, как было показано на рисунке 1.

Гидрогеологический район, выделенный в соответствии со структурным принципом, практически никогда не может рассматриваться в качестве изолированного балансово-гидродинамического элемента подземной гидросферы, что неудобно при проведении ряда гидрогеологических исследований. В связи с этим (Б.И. Куделин, Н.А. Маринов, Б.К. Терлецкий и др.) общее гидрогеологическое районирование часто проводится на основе «гидрогеологического» (правильнее – балансово-гидродинамического) принципа с выделением потоков подземных вод, бассейнов подземного стока и геогидродинамических систем, под которыми следует понимать *гидравлически обособленные бассейны стока с общим направлением (направлениями) движения поверхностных и подземных вод, определяемых положением основного базиса дренирования*. Границами геогидродинамических систем в этом случае являются основные (континентальные, региональные) водоразделы потоков подземных вод и реже – дрены.

При общем гидрогеологическом районировании главным образом грунтовых и неглубоко залегающих подземных вод других типов в качестве основных классификационных признаков чаще используется также комплекс физико-географических показателей: климат территории (осадки, коэффициенты увлажнения, температура), рельеф и др.

Наиболее полно различия физико-географических условий учитываются при обосновании схем широтной зональности грунтовых вод. В частности в схеме зональности О.К. Ланге выделил три провинции грунтовых вод:

1. Гумидных областей;
2. Многолетней мерзлоты;
3. Аридных областей.

Специфика физико-географических условий двух последних провинций – с наличием многолетнемерзлых пород (криолитозоны) и аридных территорий с резко недостаточным увлажнением – определяет существенные особенности условий распространения подземных вод, их региональной динамики и гидрогеохимии, в отличие от провинции гумидных областей с достаточным и избыточным увлажнением, вне зоны распространения многолетнемерзлых пород.

АРТЕЗИАНСКИЕ БАССЕЙНЫ ПЛАТФОРМЕННОГО ТИПА

Понятие «артезианский бассейн» в классическом смысле является общепринятым в отечественной гидрогеологической литературе. Живучесть этого понятия оправдана, так как оно определяет структурно-геологическую природу объекта, условия залегания и типы подземных вод, основные черты региональной динамики подземных вод в классическом представлении, а также общие закономерности изменения их химического состава и минерализации.

Исходя из геологической и гидрогеологической сущности объекта под **артезианским бассейном** следует понимать **единую геогидродинамическую систему** (часть системы), **пространственно связанную со структурно-тектоническим элементом, верхний этаж** (этажи) **которого представлен толщами пологозалегающих или слабодислоцированных преимущественно осадочных пород, содержащих межпластовые подземные воды.**

Порядок артезианских бассейнов при их соподчинении определяется порядком геогидродинамической системы и порядком тектонической структуры. Тип бассейна – типом структуры, так как именно тип тектонической структуры определяет не только размеры бассейна, но и геологическое строение его разреза, что обуславливает существенно различные условия формирования артезианских вод в бассейнах разного типа.

Под артезианским бассейном платформенного типа следует понимать бассейны, связанные с отрицательными структурами платформ (плиты, синеклизы), предгорными прогибами и краевыми синеклизами. Выделение в качестве единого типа бассейнов, связанных в данном случае со структурами различного типа, оправдано рядом общих закономерностей строения геологического разреза, определяющих основные условия залегания и региональную динамику подземных вод.



Структура и строение артезианских бассейнов. Артезианские бассейны являются основными структурно-гидрогеологическими элементами континентальных платформ, занимая практически все площади сплошного распространения отложений осадочного чехла. На периферии платформ, в области формирования перикратонных опусканий, площади со сплошным распространением отложений осадочного чехла выходят за пределы собственно платформы в область передовых прогибов смежной геосинклинальной системы.

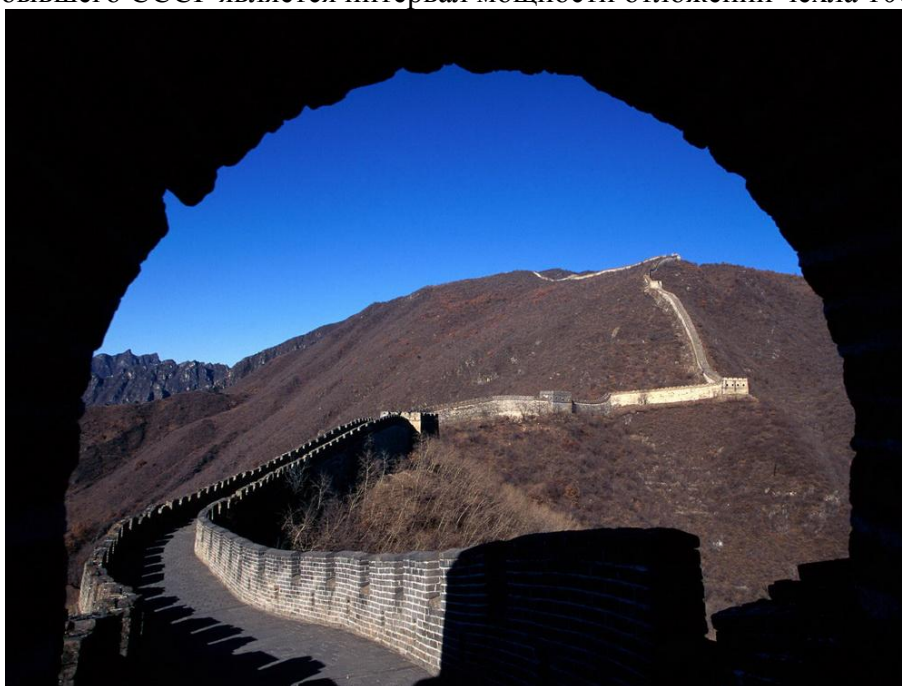
Внутренний структурный план этих элементов определяется положением и развитием более мелких форм, к которым в пределах древних платформ могут быть отнесены своды, валы (мегавалы), локальные поднятия, купола, а также разделяющие депрессии (впадины, прогибы и др.).

При гидрогеологическом изучении платформенных территорий отложения платформенного чехла рассматриваются как совокупность геофильтрационных сред с **геологически упорядоченной слоистой неоднородностью**. Вертикальная слоистая (пластовая) неоднородность по масштабу и характеру ее проявления является основным

(наиболее общим) свойством разреза осадочного чехла. Природа этой неоднородности генетически обусловлена историей формирования горных пород осадочного чехла; она имеет региональный характер, сохраняясь на площади в сотни тысяч и миллионы квадратных километров, в области наиболее обширных структурных элементов континентальных платформ – плит.

Проявления слоистой неоднородности характерны для любого участка распространения: отложений осадочного чехла – и практически всегда могут рассматриваться как **геологически упорядоченные** (стратиграфическая или литолого-фациальная упорядоченность). Масштаб неоднородности, т.е. пределы изменения фильтрационных свойств в вертикальном разрезе (для смежных слоев), может достигать нескольких порядков ($10^2 - 10^8$ м/сут). участки и зоны с резкими нарушениями слоистой неоднородности пород чехла (линейная или блоковая неоднородность), в пределах всего разреза или его крупного элемента, могут быть связаны главным образом только с определенными структурными зонами, отдельными структурами, тектоническими нарушениями. В сравнении с общей площадью распространения пород чехла такие участки всегда являются локальными.

При рассмотрении осадочного чехла крупных структурных элементов платформы в качестве трехмерного геологического тела наиболее существенными показателями являются геометрическая форма и закономерности внутреннего строения. Площадь непрерывного распространения осадочного чехла в пределах крупных структурных элементов платформ, в границах которых выделяются артезианские области и бассейны I порядка, изменяется в интервале n ($10^4 - 10^6$) км² при изменении общей мощности разреза практически от 0 до 15 – 20 км. Наиболее распространенным в пределах крупных плит территории бывшего СССР является интервал мощности отложений чехла 1000 – 4000 м.



Emerging Onto the Great Wall of China

Как следует из определения, основной особенностью строения разреза артезианского бассейна является наличие слоистых толщ слабодислоцированных, преимущественно осадочных (реже вулканогенно-осадочных и вулканогенных) пород различного генезиса и состава. В связи с этим разрез бассейна всегда представляет собой **многократное чередование** стратифицированных гидрогеологических элементов, в качестве которых

рассматриваются водоносные слои, горизонты, комплексы, реже водоносные серии, а также относительно слабопроницаемые водоупорные слои, пласты и толщи горных пород.

Кроме выделения собственно **водоносных** элементов (горизонт, комплекс и др.) при расчленении разреза бассейна во многих случаях наиболее важным является определение положения регионально распространенных и относительно выдержанных слабопроницаемых (водоупорных) разделов, изолирующих смежные элементы гидрогеологического разреза. Именно наличие таких разделов является причиной, а фиксируемые различия пьезометрических напоров, состава и минерализации подземных вод и т.д. — следствием гидродинамической разобщенности смежных водоносных элементов гидрогеологического разреза.

Представления о строении и типах слабопроницаемых сред осадочного чехла артезианских структур до настоящего времени разработаны слабо. В то же время на основании имеющегося фактического материала можно сформулировать два принципиально важных положения.

1. В разрезе осадочных отложений артезианских структур платформенного типа практически отсутствуют сколько-нибудь широко выдержанные по площади слои и толщи абсолютно непроницаемых горных пород. В качестве абсолютно непроницаемых сред могут рассматриваться только соляные пласты, в которых благодаря их пластичности при высоких давлениях отсутствуют условия для сохранения пористости и открытой трещиноватости.
2. Все типы геофильтрационных сред осадочного чехла при определенном строении и условиях залегания (уплотнение, цементация) могут рассматриваться как слабопроницаемые.

Если в качестве предела относительной слабой проницаемости принимать величину, ниже которой породы рассматриваются как «полуколлекторы» — $0,01 \text{ мкм}$ ($\sim 10^{-2} \text{ м/сут}$), то результаты определения проницаемости по керновому материалу показывают, что практически любые типы пород чехла, кроме некоторых седиментационно-фациальных сред с высокой первичной пористостью, могут характеризоваться подобными или более низкими величинами проницаемости.

При гидрогеологическом расчленении разреза бассейна в целом наиболее важным является выделение мощных регионально распространенных слабопроницаемых разделов (толщ), положение которых определяет выделение наиболее крупных стратификационных элементов разреза, называемых **гидрогеологическими этажами**.

Выделение в качестве самостоятельной крупной единицы осадочного чехла гидрогеологического этажа (яруса) оправдано тем, что этаж рассматривается не только как стратификационный, но и как гидродинамический элемент, занимающий определенное положение в разрезе артезианского бассейна. При этом основным показателем выделения гидрогеологического этажа является **единство процессов региональной гидродинамики подземных вод** в системе относительно изолированных водоносных горизонтов и комплексов, объединяемых в гидрогеологический этаж.

В качестве общего показателя, определяющего региональную динамику подземных вод этажа, рассматривается характер и степень связи подземных вод с современной поверхностью, являющейся верхней гидравлической границей бассейна. В качестве границ смежных гидрогеологических этажей — положение региональных слабопроницаемых «разделов», определяющих различную степень изоляции интервалов

разреза от поверхности бассейна. В этом случае при любой мощности и строении разреза чехла в артезианском бассейне может быть выделено **не более четырех гидрогеологических этажей**, характеризующихся определенными различиями региональной динамики подземных вод.

Первый структурно-гидрогеологический этаж (ярус) бассейна выделяется в той части разреза, в пределах которой гидравлическая связь с современной поверхностью бассейна на всей площади распространения соответствующих водоносных горизонтов (комплексов) является основным фактором, определяющим структуру потоков подземных вод.

Влияние верхней границы обуславливает формирование «местных» потоков подземных вод, тесно связанных с современным рельефом территории (формирование подземного стока и водообмена по схеме А.Н. Митяева).

Нижней границей этажа является стратиграфическая граница, соответствующая положению кровли первой от поверхности регионально выдержанной слабопроницаемой толщи бассейна.

Второй структурно-гидрогеологический этаж объединяет водоносные комплексы разреза, подземные воды которых имеют гидравлическую связь с современной поверхностью только на периферии структуры и сводах локальных поднятий внутренней области, а на большей части бассейна изолированы от поверхности регионально выдержанными слабопроницаемыми породами значительной мощности.

Подобный характер связи с верхней гидравлической границей бассейна обуславливает формирование наряду с местными движениями (краевая зона) общеструктурных региональных потоков подземных вод.

Третий структурно-гидрогеологический этаж чехла включает водоносные горизонты и комплексы не имеющие гидравлической связи с современной поверхностью бассейна. Верхней границей этажа является стратиграфическая граница, соответствующая положению кровли регионально выдержанной слабопроницаемой толщи, которая относительно изолирует его от вышележащих интервалов разреза, имеющих гидравлическую связь с поверхностью бассейна. Отсутствие открытой связи с поверхностью на всей площади распространения отложений нижнего этажа приводит к тому, что основным фактором формирования подземного стока здесь является затрудненная связь с подземными водами верхних этажей и пород фундамента, осуществляющаяся по локальным зонам с повышенной вертикальной проницаемостью разреза, а также перераспределение пластовых давлений под воздействием различных эндогенных процессов.

В качестве **четвертого структурно-гидрогеологического этажа** бассейна условно может рассматриваться фундамент артезианской структуры, выделяемой на основе резкого различия строения и свойств геофильтрационной среды.

Для однотипных (гранулометрия, минералогический состав и др.) горных пород центральных районов структуры характерно постепенное уменьшение проницаемости с увеличением глубины их залегания, связанное с уменьшением воздействия экзогенных факторов, а также усилением роли процессов уплотнения и цементации.

На фоне общерегионального снижения фильтрационной проницаемости пород чехла в направлении от периферии к центру бассейна и с увеличением глубин залегания

отчетливо проявляются закономерности II – III и более высоких порядков, связанных с внутренним структурным планом бассейна. Наиболее благоприятные условия формирования локальных участков и зон с относительно повышенной проницаемостью (проводимостью) пород чехла характерны для сводов и периклинальных частей положительных структур разных порядков в связи с возможным здесь фациальным замещением слабопроницаемых пород, развитием интенсивной складчатой трещиноватости, наличием древних размывов, палеокартса и др.

Лекция 2

АРТЕЗИАНСКИЕ БАССЕЙНЫ ПЛАТФОРМЕННОГО ТИПА

Формирование артезианских вод. Закономерности формирования подземных вод в артезианских бассейнах платформенного типа определяются многими факторами, среди которых важнейшими являются форма и размеры бассейна, внутренний структурный план, строение и мощность разреза, типы водовмещающих пород и др. Однако в общем случае основные закономерности формирования региональной динамики подземных вод, их химического состава и минерализации прежде всего связаны с тем, к какому гидрогеологическому этажу разреза бассейна относится данный водоносный горизонт (комплекс).

Первый гидрогеологический этаж бассейна. Как уже было отмечено, к нему относится система относительно изолированных друг от друга водоносных горизонтов и комплексов (пластовая система), в которых формируются местные потоки подземных вод, связанные с рельефом и гидрографией современной поверхности бассейна (рис. 10.2). Общая мощность первого этажа в зависимости от строения гидрогеологического разреза изменяется обычно в пределах 200—500 м, реже более.

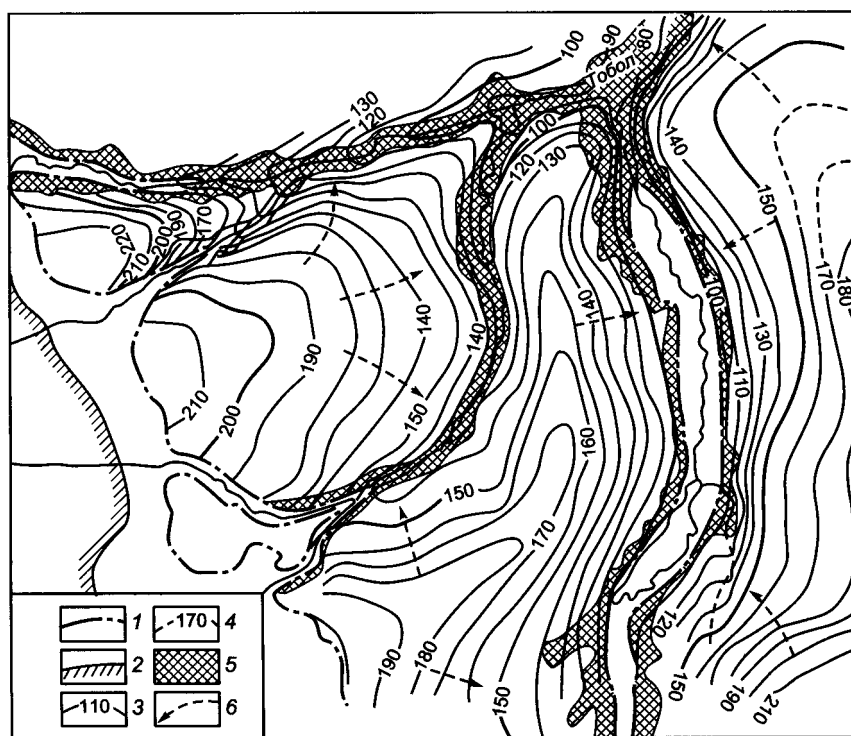


Рис. 10.2. Схема пьезометрической поверхности межпластового (палеоцен-эоценового) водоносного горизонта южной части Тобольского бассейна (Западно-Сибирская артезианская область): 1 — границы распространения отложений палеоцен-эоценового

горизонта; 2 — граница Тобольского бассейна; 3 — гидроизопъезы, цифры — абс. отметки пьезометрического уровня межпластовых вод; 4 — то же по предположению; 5 — участки поверхностного (открытого) распространения водоносных отложений палеоцен-эоценового горизонта; 6 — направления движения межпластовых вод

Питание межпластовых подземных вод осуществляется непосредственно за счет инфильтрации атмосферных осадков на участках открытых выходов пластов на поверхность (структурные выходы, склоны междуречий, высокие террасы крупных речных долин и др.), а также за счет нисходящей фильтрации из вышележащих горизонтов разреза (фильтрация по гидрогеологическим окнам в слабопроницаемых пластах и перетекание).

В зависимости от климатических условий, строения разреза и типов водовмещающих пород средние суммарные величины питания межпластовых вод первого этажа изменяются от 0,1—0,3 л/с·км² в зонах недостаточного увлажнения до 1,0—2,0 — в зонах умеренного и избыточного увлажнения и до 3,0—5,0 л/с·км² и более на участках, где разрез верхнего этажа представлен высокопроницаемыми породами (крупно- и грубозернистые пески, галечники, интенсивно закарстованные породы). Однако для конкретных участков пластовых систем в зависимости от распределения фильтрационных параметров водоносных и слабопроницаемых пород удельные величины питания межпластовых вод на относительно коротких расстояниях могут меняться в пределах I—II порядков и более (рис. 10. 3).

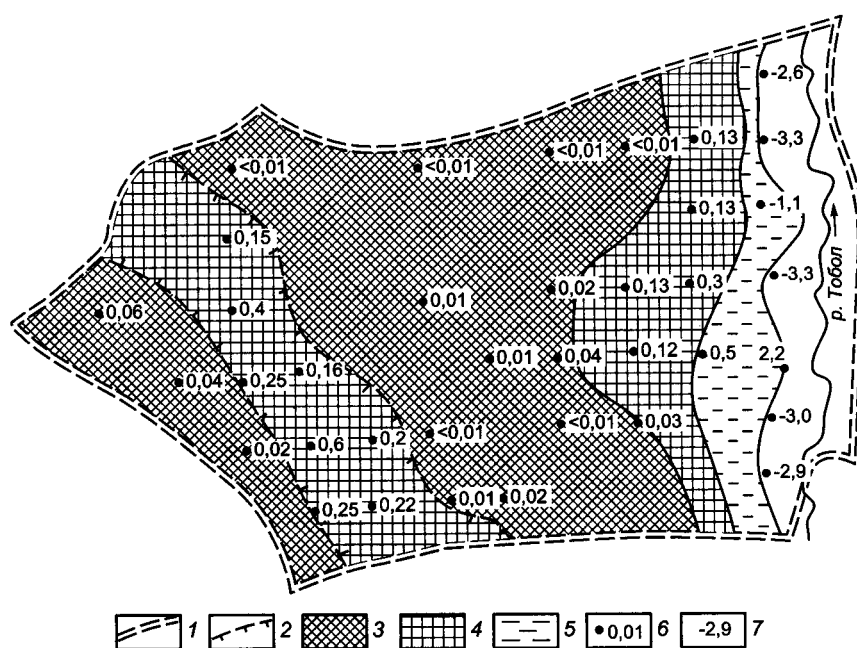


Рис. 10.3. Схема распределения величин современного питания межпластовых вод первого этажа Тобольского бассейна (палеоцен-эоценовый водоносный горизонт): 1 — границы расчетного участка; 2 — контур древней эоценовой долины. Величины современного питания межпластовых вод: 3 — менее 0,1; 4 — 0,1—0,5; 5 — 0,5—3,0 л/с·км²; 6 — центр расчетного блока, цифра — величина питания подземных вод (л/с·км²); 7 — то же, цифра — величина разгрузки межпластовых вод (л/с·км²)

Строение пьезометрической поверхности межпластовых горизонтов первого гидрогеологического этажа определяет общую структуру потоков подземных вод (см. рис. 10.2). Максимальные отметки пьезометрической поверхности характерны для цент-

ральных приподнятых частей междуречных пространств, которые рассматриваются в качестве основных областей питания межпластовых вод. Однако в балансовом смысле основные участки питания межпластовых вод с аномально высокими удельными величинами питания чаще всего приурочены не к центральным частям междуречных пространств, а к локальным участкам выхода пластов на поверхность (склоны междуречий, высокие террасы крупных речных долин и др.) и к участкам с наличием "гидрогеологических окон", определяющих существование открытой гидравлической связи элементов пластовой системы. В соответствии с распределением напоров в каждом водоносном горизонте (комплексе) первого этажа формируются потоки межпластовых вод, направленные от относительно приподнятых участков территории к дренирующим эрозионным понижениям (пониженным участкам). Средние значения градиентов пластовых потоков изменяются в пределах 0,01—0,0001 (см. рис. 10.2).

Разгрузка межпластовых вод осуществляется преимущественно при восходящей фильтрации в грунтовый водоносный горизонт и через него в гидрографическую сеть территории (речные долины, озерные котловины, заболоченные низменности, солончаковые понижения и др.). В отдельных случаях на склонах эрозионных врезов, в бортах тектонических впадин и других понижениях формируются открытые выходы (источники) грунтовых и, реже, межпластовых вод, однако результаты количественных оценок показывают, что в условиях артезианских бассейнов платформ объем родникового стока (источники) обычно составляет менее 10% суммарной разгрузки подземных вод I гидрогеологического этажа.

Положение областей питания на возвышенных участках территорий и разгрузки (в понижениях рельефа) определяет общую схему формирования местных потоков первого гидрогеологического этажа бассейна. В балансе каждого элемента пластовой системы на возвышенных участках территории питание, поступающее из вышележащего горизонта, расходуется на формирование пластового потока и разгрузки в нижележащий элемент разреза, которая происходит путем фильтрации по "гидрогеологическим окнам" или перетеканием через слабопроницаемые пласты. На пониженных участках рельефа суммарная разгрузка формируется за счет притока по пласту и расхода, поступающего из нижележащего элемента разреза, в том числе за счет восходящей фильтрации из водоносных горизонтов и комплексов второго гидрогеологического этажа.



Huangguoshu Falls, Guizhou Province, China

Формирование химического состава межпластовых вод первого гидрогеологического этажа определяется главным образом процессами выщелачивания и смешения. В связи с относительно небольшой мощностью разреза и наличием участков открытого питания и разгрузки межпластовых вод в отложениях первого этажа формируются преимущественно пресные (минерализация менее 1 г/л) подземные воды гидрокарбонатного или сульфатно-гидрокарбонатного состава. Формирование здесь более минерализованных вод сульфатного, сульфатно-хлоридного и хлоридного состава может быть связано:

- 1) с наличием (сохранением) легкорастворимых SO_4 и Cl соединений в водоносных и слабопроницаемых породах разреза первого этажа (гипс-ангидритовые или загипсованные толщи, современные и верхнечетвертичные морские отложения, более древние слабопроницаемые породы морского генезиса и др.);
- 2) с процессами континентального засоления грунтовых вод и пород зоны аэрации (аридные территории);
- 3) с притоком высокоминерализованных подземных вод из нижележащих элементов разреза (участки разгрузки подземных вод второго этажа);
- 4) с процессами антропогенного загрязнения грунтовых вод и через них верхних межпластовых горизонтов.

В районах умеренного и избыточного увлажнения с большими удельными величинами питания межпластовых вод наиболее благоприятны условия длительного сохранения легкорастворимых соединений (SO_4 , Cl), характерные для нижней части разреза первого этажа, не вскрытой современной или древней эрозией. В связи с этим в нижней части разреза первого этажа часто формируются гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатные воды с минерализацией 1,5—3,0 г/л и более. В том случае, когда нижняя часть разреза

этажа или подстилающая слабопроницаемая толща представлена соленосными или интенсивно засоленными породами (Приуралье, Ангаро-Ленский регион и др.), непосредственно в водоносных горизонтах первого этажа могут формироваться высокоминерализованные хлоридные воды и рассолы ($M = 50\text{—}100$ г/л и более). В ряде случаев с этим могут быть связаны образование куполов минерализованных вод на участках интенсивной разгрузки, выходы соленых источников, засоление скважин, эксплуатирующих верхние водоносные горизонты, и др.

Второй гидрогеологический этаж бассейна объединяет систему водоносных горизонтов, имеющих связь с современной поверхностью на периферии структуры (поднятиях внутренней области) и изолированных от нее мощными толщами слабопроницаемых пород в пределах внутренней области бассейна. В этих условиях основной объем современного питания межпластовых вод формируется на относительно приподнятых участках периферии бассейна, а также на прилегающем склоне соседнего структурно-гидрогеологического района.

В пределах периферии собственно бассейна, называемой **внутренней областью питания**, питание межпластовых вод осуществляется инфильтрацией атмосферных осадков в местах выхода пластов на поверхность и нисходящей фильтрацией через разделяющие слабопроницаемые породы. Питание со стороны выхода пород фундамента на поверхность или со склонов складчатого обрамления бассейна формируется за счет притока трещинно-грунтовых вод, трещинно-жильных вод зон тектонических нарушений, зон интенсивной закарстованности и др. В соответствии с этим склоны обрамления (в общем случае до основного водораздела поверхностного стока) рассматриваются в качестве так называемой **внешней области питания** артезианских вод (рис. 10.4).



Рис. 10.4. Принципиальная схема формирования потоков подземных вод в краевой части артезианского бассейна платформенного типа: 1 — системы межпластовых горизонтов I и II гидрогеологических этажей бассейна; 2 — слабопроницаемые разделяющие толщи; 3 — породы обрамления и фундамента; 4 — направления движения подземных вод I этажа; 5 — трещинных вод обрамления; 6 — II гидрогеологического этажа; 7 — направления затрудненной субвертикальной фильтрации через слабопроницаемые породы; 8 — границы и номера гидрогеологических этажей; 9 — границы и номера гидродинамических зон

Часть подземных вод, формирующихся в пределах внешней и внутренней областей питания, разгружается в местную гидрографическую сеть территории, а часть формирует так называемый "глубокий" артезианский сток (Куделин, 1960). В соответствии с классическими представлениями (А.И. Силин-Бекчурин, А.М. Овчинников и др.), в отложениях второго гидрогеологического этажа формируются *региональные* потоки глубоких артезианских вод, направленные от краевых областей питания к центральным погруженным районам бассейна и далее к региональным областям разгрузки, в качестве которых обычно рассматриваются впадины современных морей и крупные внутриконтинентальные водоемы (предполагаемая протяженность потоков в этом случае составляет сотни, а иногда и тысячи километров). Однако количественные данные, полученные в последнее время (В.А. Всеволожский, В.И. Дюнин), свидетельствуют о том, что представления о так называемых региональных потоках артезианских вод значительно преувеличены. В большинстве случаев распределение расходов межпластовых вод в отложениях второго гидрогеологического этажа может быть охарактеризовано кривой, приведенной на рис. 10.5. Общий вид кривой изменения расхода позволяет выделить в потоке подземных вод второго этажа три характерные гидродинамические области:

1 — краевую область питания, где изменение расхода определяется чередованием участков питания и местной разгрузки подземных вод;

2 — краевую область разгрузки межпластовых вод второго этажа, в пределах которой происходит резкое сокращение расхода пластовых потоков за счет восходящей фильтрации напорных вод в водоносные горизонты первого этажа и далее в грунтовые и поверхностные воды;

3 — внутреннюю область бассейна с резко ослабленным пластовым притоком от краевых областей питания (см. рис. 10.4, 10.5).

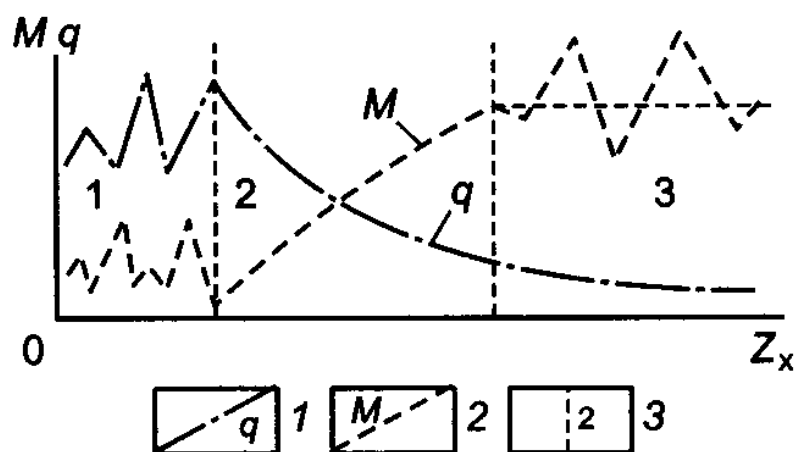


Рис. 10.5. Схема изменения расходов пластовых потоков и минерализации подземных вод второго гидрогеологического этажа в направлении от границы к внутренней области артезианского бассейна: 1 — расход пластовых потоков; 2 — минерализация подземных вод; 3 — границы и номера характерных зон.

Характер изменения расходов пластовых потоков и положение границ выделенных областей свидетельствуют о том, что **современный водообмен** в водоносных горизонтах второго этажа формируется главным образом в краевых зонах артезианских бассейнов. В пределах внутренней, как правило, относительно погруженной области бассейна водоносные горизонты второго гидрогеологического этажа практически не имеют связи с современной поверхностью (в латеральном направлении эта связь затруднена значительными расстояниями и наличием краевых областей разгрузки). Таким образом, условия формирования региональных потоков артезианских вод, как правило, резко ограничены.

В пределах каждого конкретного бассейна (участка) конфигурация границ областей и их ширина могут быть различными. В общем случае ширина (по поверхности) краевых областей питания изменяется от нескольких десятков до сотен километров. Существование краевой зоны разгрузки обычно определяется наличием в современном рельефе глубоких эрозионных понижений с низким положением уровней грунтовых и поверхностных вод (крупные речные долины, озерные котловины и др.). Общей закономерностью является количественно установленный факт, что более 80—90% суммарного объема **современного питания** межпластовых вод второго гидрогеологического этажа разгружается непосредственно в краевой зоне, не формируя регионального притока к внутренней области бассейна (см. рис 10.4). В ряде случаев имеющиеся данные по распределению напоров межпластовых вод **показывают**, что на периферии артезианских бассейнов формируются обширные площади,

гидравлически изолированные (наличие водоразделов) от системы региональных потоков артезианских вод бассейна (Дюнин, 2001).

Формирование химического состава подземных вод второго этажа, их минерализации и гидрогеотермического режима самым тесным образом связано с рассмотренной выше динамикой потоков межпластовых вод в краевой части бассейна. В пределах внешней и внутренней областей питания основным процессом, определяющим состав и минерализацию подземных вод, является процесс выщелачивания. В том случае, когда питание осуществляется за счет "открытой" фильтрации на выходах водоносных пластов или за счет притока из внешней области, непосредственно в краевой части бассейна формируется, как правило, зона пресных (менее 1 г/л) гидрокарбонатных вод, мощность которой может достигать 600—800 м и более.

Приток маломинерализованных трещинных вод из пород кристаллического или складчатого обрамления рассматривается обычно как основная причина формирования мощной зоны пресных гидрокарбонатных подземных вод в краевой части бассейна (А.И. Силин-Бекчурун, В.Ф. Маврицкий и др.). Однако наличие этой зоны может быть также связано со значительными величинами питания в самой краевой зоне бассейна или с другими причинами.

При распространении в разрезе краевой части гипс-ангидритовых толщ или загипсованных пород непосредственно в области питания формируются преимущественно сульфатные или хлоридно-сульфатные воды с минерализацией до 3,0—5,0 г/л. При наличии гидравлически "открытых" участков питания и интенсивного притока со стороны обрамления для межпластовых вод второго этажа в краевой части бассейна характерно обычно распространение на значительную глубину газов атмосферного происхождения (N_2 , CO_2 , O_2), повышенное содержание органических веществ (для верхних горизонтов, связанных с грунтовыми и поверхностными водами), отсутствие газов и микрокомпонентов глубинного генезиса. Для этих участков также может быть характерно распространение на значительные глубины сезонных и многолетних колебаний температуры подземных вод.

На участках, где питание межпластовых вод второго этажа формируется за счет затрудненной нисходящей фильтрации через слабопроницаемые породы с относительно низкими удельными расходами, существенную роль в формировании состава и минерализации межпластовых вод играют процессы выщелачивания "водупоров". При наличии в слабопроницаемых породах легкорастворимых соединений (морские глинистые породы, гипс-ангидритовые или засоленные толщи и др.) непосредственно под ними в пределах краевой области питания возможно формирование сульфатно-хлоридных и хлоридных вод с минерализацией до 10—15 г/л и более.

Далее по потоку в связи с формированием разгрузки межпластовых вод происходит постепенное сокращение расходов пластовых потоков и скоростей движения подземных вод. Это определяет постепенное уменьшение степени "промытости" гидрогеологического разреза (длительное в течение геологического времени сохранение легкорастворимых соединений в минералого-геохимическом комплексе водоносных и слабопроницаемых пород, сохранение поровых растворов седиментационного генезиса и др.). В этих условиях (при избытке растворимой фазы) процесс выщелачивания ограничен только пределом растворимости основных (SO_4^{2-} , Cl^-) соединений (с учетом постепенного роста температур и давлений при увеличении глубины залегания), что определяет постепенное увеличение минерализации межпластовых вод до значений, характерных для внутренней наиболее погруженной области бассейна, и формирование подземных вод преимущественно хлоридного состава (см. рис. 10.4, 10.5). Для пояснения рассмотрим также серию

рисунков Figure 2-1 – 2.4).

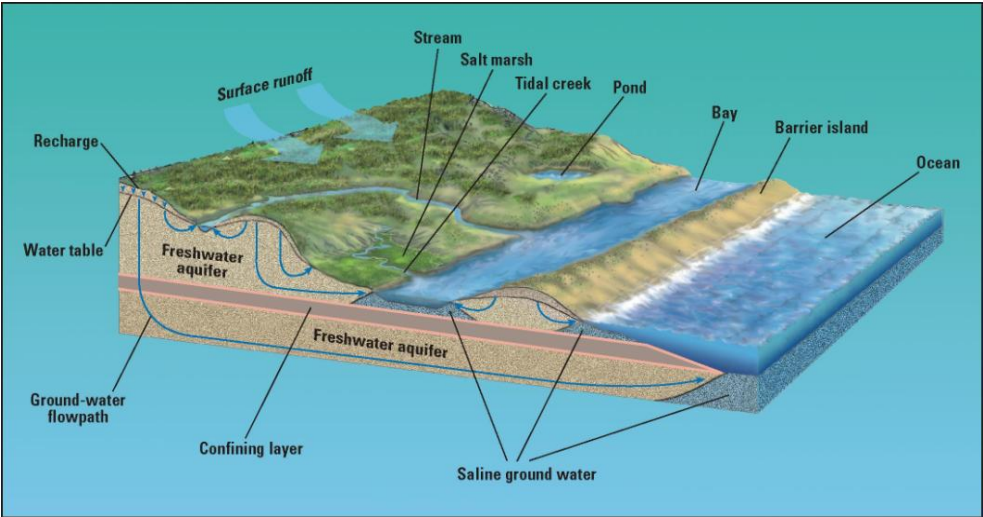


Figure 2-1. Schematic cross-section of idealized coastal aquifers. Note that aquifers can connect with the ocean in multiple ways. From Barlow (2003).

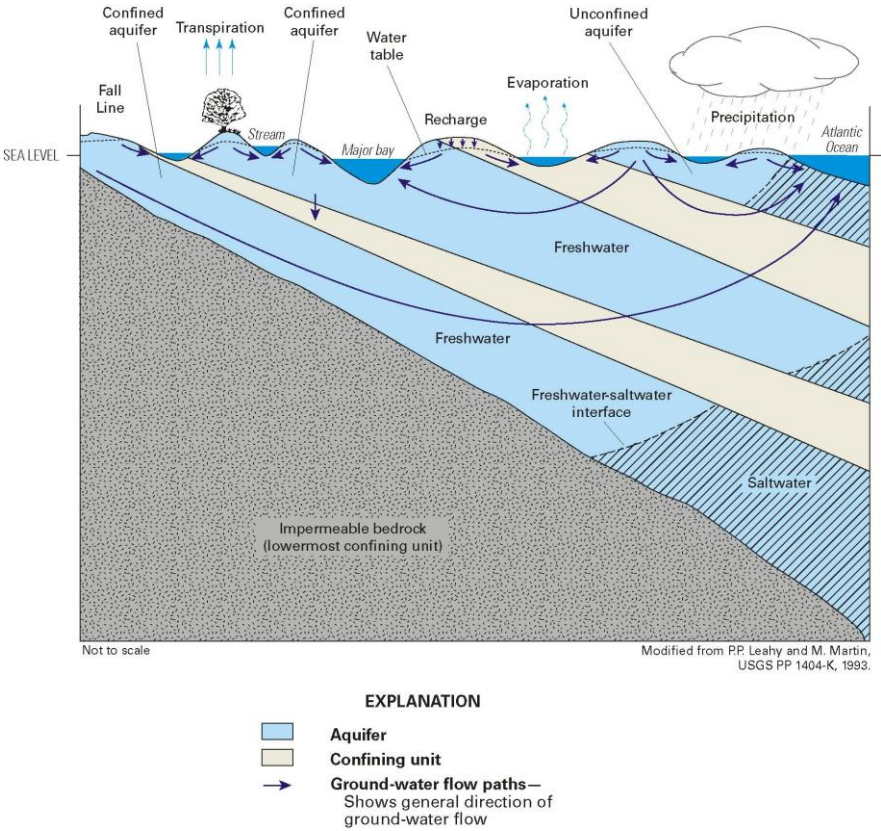


Figure 2-2. Cross-section of coastal aquifers showing fresh and salt water boundary in surficial and confined aquifers. From Barlow (2003).

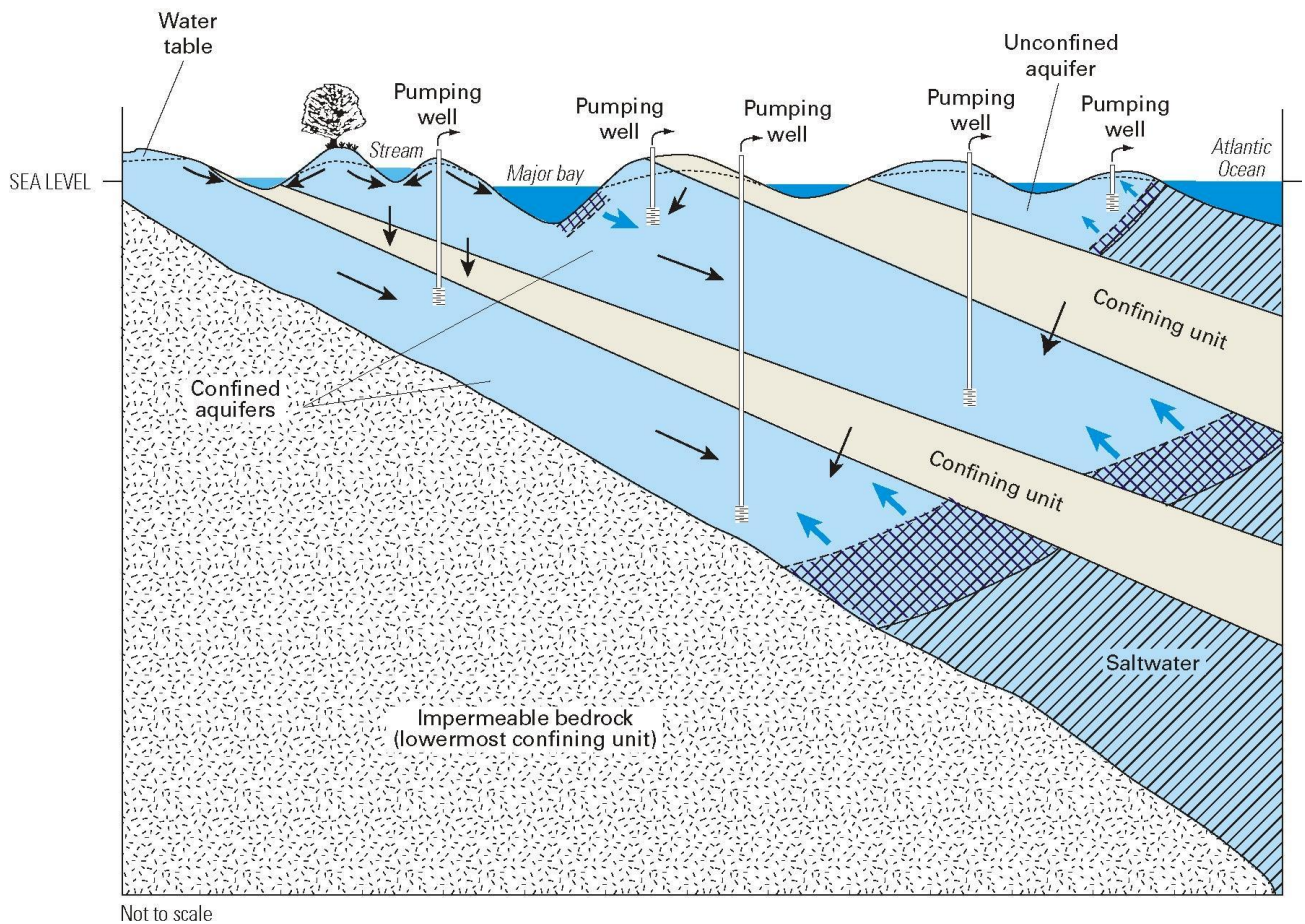


Figure 2-3. Cross-section of coastal aquifers showing migration of fresh-salt water boundary in surficial and confined aquifers as a result of pumping wells. From Barlow (2003).

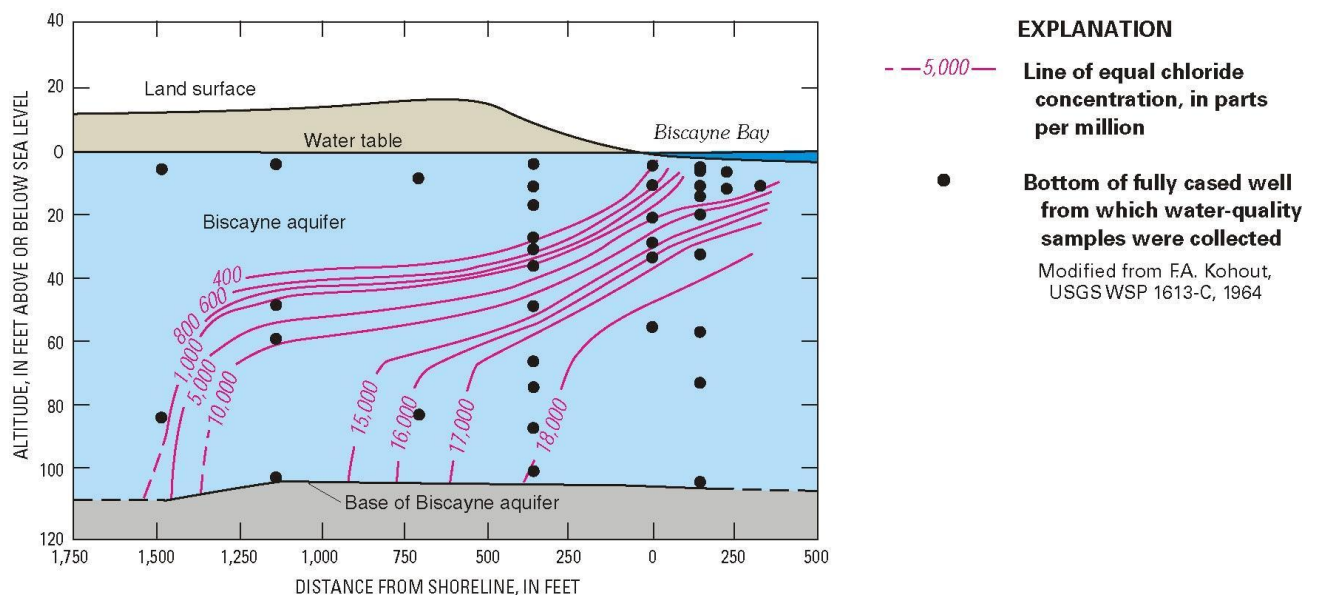


Figure 2-4. Cross-section of the Biscayne coastal aquifer in Florida showing the intrusion of brackish water into areas where it can be sampled in observation wells. From Barlow (2003).

Одним из факторов, определяющим состав и минерализацию межпластовых вод, является вертикальная восходящая разгрузка напорных вод, с чем связано поступление более глубоких и в общем случае более минерализованных подземных вод. С наличием восходящей разгрузки подземных вод может быть связано также появление в водоносных горизонтах первого этажа, в грунтовых, а в некоторых случаях в поверхностных водах

специфического состава микрокомпонентов (I, B, Bг) и газов глубинного происхождения (CO₂, He, H₂S и др.) вплоть до формирования гидрогеохимических и гидрогеотермических аномалий на участках интенсивной восходящей разгрузки напорных вод (М.И. Зайдельсон, Е.В. Пиннекер и др.). Относительно простая схема формирования состава и минерализации подземных вод, определяемая динамикой потока в краевой зоне разгрузки, в реальных условиях является значительно более сложной. Сочетание структурного и гидродинамического факторов определяет наличие здесь основного "зонального геохимического барьера", на котором *окислительная* обстановка, характерная для краевой зоны питания, сменяется *восстановительными* условиями внутренней области бассейна.

Термин "барьер" в данном случае является условным, так как различное его положение в каждом водоносном горизонте, конфигурация в плане, изменения в различные этапы геологической истории и другие факторы обуславливают, по сути дела, наличие протяженной переходной гидрогеохимической зоны.



Жителей сползающей в океан деревни, расположенной к югу от столицы Бангладеш Дакки, отделяет лишь метр от затопления при следующем шторме или наводнении. Подъем уровня моря на один метр вызовет необходимость переселения 20 миллионов человек и затопит 10% территории Бангладеш.

http://www.wmo.int/pages/publications/bulletin_ru/documents/60_1_braasch_ru.pdf

Наличие "геохимического барьера" обуславливает проявление (изменение направленности) ряда химических, физико-химических, биохимических процессов, влияние которых приводит к существенным изменениям химического состава и минерализации межпластовых вод второго гидрогеологического этажа.

Третий (нижний) гидрогеологический этаж бассейнов платформенного типа представляет собой наиболее погруженную часть гидрогеологического разреза, подземные воды которой в современных условиях не имеют открытой гидравлической связи с поверхностью бассейна.

В ряде бассейнов аналогичные условия залегания и формирования характерны также для нижних водоносных горизонтов второго этажа внутренних областей бассейна, где

изоляция от современной поверхности определяется наличием мощных толщ перекрывающих слабопроницаемых пород и значительным удалением от краевых зон питания артезианских вод.

Преимущественное распространение в глубоких частях бассейнов слабопроницаемых пород и вероятность существования ограниченных участков и субвертикальных зон с относительно более высокой проницаемостью определяют характерное *слоисто-блоковое* строение гидрогеологического разреза третьего этажа. В пределах относительно изолированных блоков этой системы динамика подземных вод и баланс блока могут определяться различными составляющими: ослабленным притоком от областей современного питания (см. второй этаж), поступлением глубинных флюидов из пород фундамента, водами, образующимися при дегидратации породообразующих минералов, элизионным питанием, движением подземных вод под действием градиентов пластовых давлений, связанных с возникновением и релаксацией тектонических напряжений, сработкой упругих запасов и др. В связи с этим в пределах каждого относительно изолированного блока возможно формирование местных (внутриструктурных) потоков глубоких подземных вод с различными направлениями движения, градиентами и скоростями.

Формирование региональной динамики подземных вод третьего этажа в решающей степени определяется условиями пластового и межпластового взаимодействия смежных блоков, обеспечивающего затрудненную субвертикальную разгрузку глубоких артезианских вод в верхние горизонты разреза, поскольку в общей гидродинамической схеме бассейна платформенного типа его внутренняя область (по соотношению напоров) рассматривается как область затрудненной рассредоточенной разгрузки глубоких напорных подземных вод.

Наиболее убедительным подтверждением существования в пластовых системах третьего (а в ряде случаев и нижней части второго) этажа гидродинамически изолированных блоков являются проявления так называемых *аномальных пластовых давлений* (АПД), установленные во многих артезианских бассейнах платформенного типа.

В этом случае смежные блоки пластовой системы или блоки смежных пластовых систем характеризуются различными значениями пластовых давлений, величина которых и соотношения с "нормальными" гидростатическими давлениями резко изменяются на относительно коротких расстояниях (рис. 10.6). Наиболее часто при глубоком бурении на нефтяных и газовых структурах отмечают так называемые *аномально высокие* пластовые давления (АВПД), значительно превышающие нормальные гидростатические. Однако в отдельных артезианских бассейнах в настоящее время установлены участки и обширные области с резким проявлением *аномально низких* (АНПД) пластовых давлений (Ходьков, 1973; Белецкий, 1975; и др.).

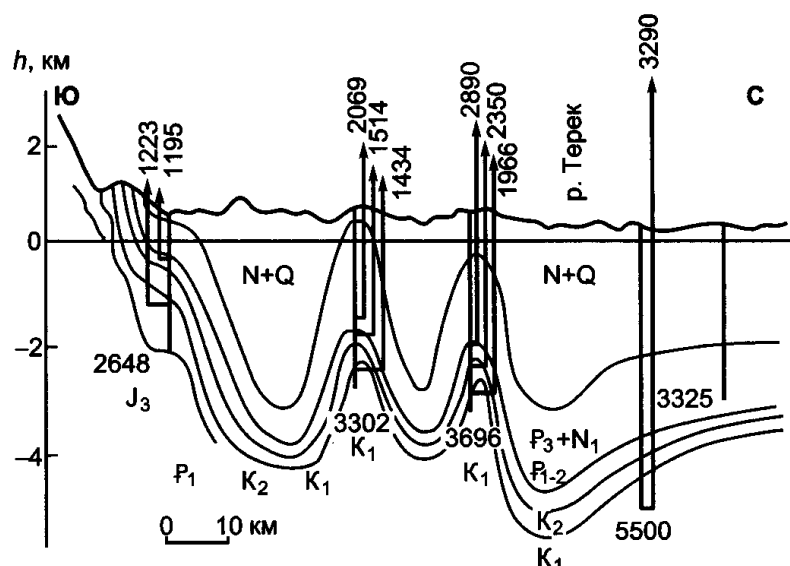


Рис. 10.6. Проявления anomalно высоких пластовых давлений (АВПД) в песчано-глинистых отложениях мел-палеогена Восточно-Предкавказского артезианского бассейна (по И.Г. Кисету, 1967). Стрелками показана величина напора межпластовых вод, вскрытых буровыми скважинами. Цифры — абсолютные отметки установившегося (расчетного) уровня межпластовых вод, м

Водоносные горизонты третьего гидрогеологического этажа (а также второго в глубоко погруженных внутренних районах бассейна), как правило, содержат высокоминерализованные воды и рассолы хлоридно-натриевого состава, минерализация которых для различных бассейнов (участков бассейна) изменяется от менее 20 до 300—400 г/л и более. Изменение минерализации в столь широком диапазоне (более одного порядка!) определяется многими причинами. Однако наиболее четко устанавливается связь величины минерализации глубоких артезианских вод с составом (*минералого-геохимическим комплексом*) осадочных пород разреза. Так, в бассейнах, где разрез осадочного чехла представлен континентальными толщами и отложениями морских бассейнов нормальной солености (например, Западная Сибирь), средняя минерализация глубоких артезианских вод, как правило, не превышает 30—40 г/л с определенными отклонениями в ту или иную сторону. В бассейнах, где значительная часть разреза сложена галогенными толщами (Приуралье, Ангаро-Ленский регион, Припятский прогиб и др.), на тех же глубинах величина минерализации подземных вод может достигать 300—400 г/л и более (Е.В. Пиннекер и др.).

Для высокоминерализованных вод и рассолов третьего этажа характерны, как правило, резко повышенные содержания некоторых компонентов (I, B, Br, Sg), углеводов (CH_4 , C_3H_8 , C_4H_{10} и др.) и газов глубинного происхождения (CO_2 , He).

Формирование химического состава и минерализации подземных вод в гидродинамически "закрытой" системе третьего этажа решающим образом связано также с условиями межпластового (межблокового) взаимодействия подземных вод. Наличие такого взаимодействия в течение *геологически длительного* времени (с учетом возможных изменений его интенсивности, направлений и др.) должно приводить к постепенному *выравниванию* состава и минерализации подземных вод в смежных элементах пластовой системы. Однако во многих случаях этого не наблюдается. Это свидетельствует о том, что гидрогеохимический баланс блоков пластовой системы формируется за счет различных составляющих. В то же время наличие *межблоковых* связей в вертикальном направлении

может являться причиной формирования гидрогеохимических (а также гидрогеотермических и др.) аномалий, связанных как с процессами смешения вод разного состава, так и с химическими и физико-химическими процессами, возникающими при изменении минералого-геохимического состава водовмещающих пород, пластовых температур и давлений. В условиях затрудненной (медленной) фильтрации в глубоких частях разреза бассейна возможно относительное усиление влияния на формирование состава и минерализации межпластовых вод различных медленных процессов: диффузия, осмос, процессы дегидратации горных пород, биохимические реакции и др. (Кротова, 1962; Питьева, 1974; Смирнов, 1971; и др.).

Сочетание рассмотренных выше причин определяет изменения (вплоть до резко выраженных гидрогеохимических аномалий) состава и минерализации подземных вод даже в смежных блоках гидрогеологического разреза третьего этажа.

Лекция 3

РАЗДЕЛ: **АРТЕЗИАНСКИЕ БАССЕЙНЫ ПЛАТФОРМЕННОГО ТИПА** (окончание)

Гидродинамическая и гидрогеохимическая зональность бассейна. Учение о вертикальной зональности артезианских бассейнов платформенного типа (артезианских вод) разработано в трудах крупных российских гидрогеологов Е.А. Баскова, П.Н. Бутова, М.А. Гатальского, И.К. Зайцева, Н.К. Игнатовича, А.А. Карцева, Б.Л. Личкова, Ф.А. Макаренко и других.

В соответствии с этими представлениями в разрезе артезианских структур сверху вниз и по падению пластов (с удалением от "открытых" краевых зон) происходит закономерное ухудшение **условий водообмена** (питания и разгрузки подземных вод). С этим связано уменьшение скоростей движения подземных вод, увеличение сроков водообмена, а также закономерное увеличение минерализации и изменение химического состава артезианских вод.

В современной гидрогеологической литературе обычно используются представления Н.К. Игнатовича (1944, 1947, 1950), который выделил в разрезе артезианских бассейнов сверху вниз **три гидродинамические зоны**: *активного* водообмена, *затрудненного* водообмена и *застойного* водного режима. Им примерно соответствуют **три гидрогеохимические зоны**: *пресных* подземных вод гидрокарбонатного состава, *солончатых* и *соленых* вод сульфатного и сульфатно-хлоридного состава и *высокоминерализованных* вод и *рассолов* хлоридного состава.

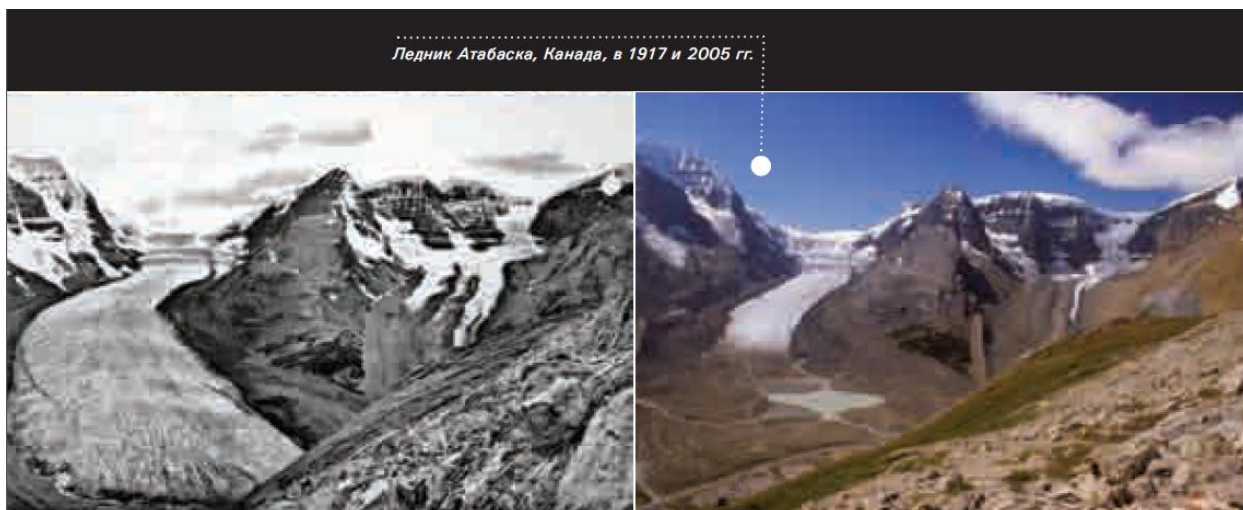
Несмотря на длительное развитие и широкое использование учения о вертикальной гидродинамической и гидрогеохимической зональности артезианских вод, многие положения этого учения до настоящего времени являются в значительной мере

неопределенными. Это касается принципов и критериев выделения вертикальных зон разреза, числа таких зон, их положения в разрезе структур разного типа, определения границ между выделяемыми зонами и др.

Основные положения гидродинамической зональности, отражающие общие закономерности движения артезианских вод на различных уровнях гидрогеологического разреза, реализуются уже при выделении *трех гидрогеологических этажей*, являющихся крупными стратификационно-гидродинамическими элементами бассейна. Однако, исходя из рассмотренных выше закономерностей региональной динамики и гидрогеохимии артезианских вод, в пределах двух верхних этажей могут быть выделены характерные гидродинамические границы (зоны), связанные или с *резкими* изменениями условий на определенных уровнях разреза чехла, или с *постепенным* уменьшением связи с поверхностью бассейна при увеличении глубины залегания водоносного горизонта и расстояния от открытой периферии бассейна.

В разрезе первого гидрогеологического этажа бассейна положение границы, на которой происходит резкое изменение условий водообмена с современной поверхностью, определяется уровнем эрозионного вреза современной (иногда неоген-четвертичной или более древней) гидрографической сети. В соответствии с этим по кровле первого слабопроницаемого пласта, не вскрытого современной или древней эрозией, может быть проведена граница двух смежных гидродинамических зон, на которой происходит резкое (скачкообразное) изменение условий взаимодействия межпластовых вод первого гидрогеологического этажа с современной поверхностью бассейна (с грунтовыми и поверхностными водами).

Для всех водоносных горизонтов верхней гидродинамической зоны в современных условиях *принципиально возможна* открытая (свободная) связь с грунтовыми и поверхностными водами. В этом случае (без учета изменения фильтрационных свойств разреза, которые могут быть существенно различными) основные закономерности динамики межпластовых вод (распределение удельных величин питания и разгрузки, скорости движения, сроки водообмена и др.) будут определяться наличием и положением участков с открытой (свободной) гидравлической связью с поверхностью.



Таяние ледника вызвано потеплением климата.

http://www.wmo.int/pages/publications/bulletin_ru/documents/60_1_braasch_ru.pdf

В соответствии с условиями верхней зоны и принятой терминологией (Н.К. Игнатович) она должна рассматриваться как зона *интенсивного* (свободного) *водообмена* (рис. 10.7,1).

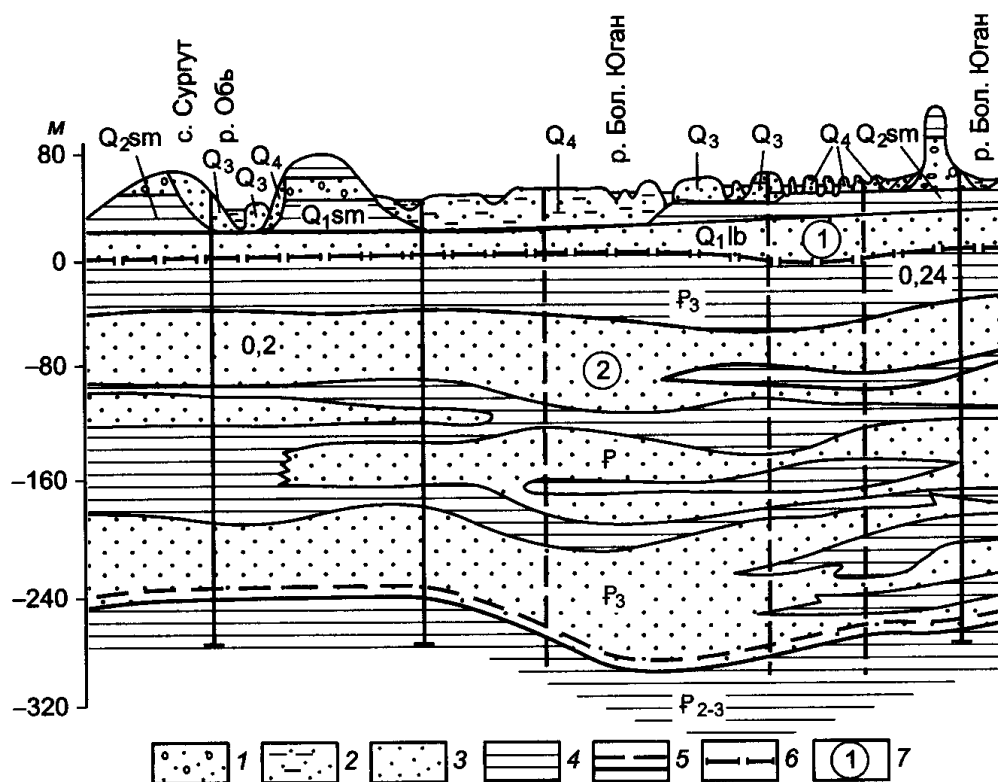


Рисунок 10.7 – Схема зональности первого гидрогеологического этажа центральной части Западно-Сибирской артезианской области (гидрогеологический разрез, по Р.П. Глушко, 1963): 1 — песчано-гравийные отложения; 2 — песчано-глинистые; 3 — преимущественно песчаные; 4 — слабопроницаемые глинистые; 5 — нижняя граница первого гидрогеологического этажа; 6 — границы, 7 — номера гидродинамических зон

Для водоносных горизонтов второй гидродинамической зоны первого этажа принципиально невозможна "открытая" связь с поверхностью (кроме участков с "гидрогеологическими окнами", которые являются локальным местным фактором и не могут учитываться в общей схеме). Питание и разгрузка межпластовых вод осуществляются путем затрудненной вертикальной фильтрации через слабопроницаемые пласты. Исходя из схемы А.Н. Мятлева в этом случае основной закономерностью будет являться (при прочих равных условиях) ухудшение условий водообмена в вертикальном направлении. При этом затрудненность водообмена постепенно возрастает с увеличением глубины залегания и увеличением суммарной мощности перекрывающих слабопроницаемых пород. В соответствии с изложенным выше **вторая гидродинамическая зона** верхнего этажа должна рассматриваться как переходная зона с *относительно затрудненным* водообменом (рис. 10.7, 2рис.10.8).

В разрезе **второго гидрогеологического этажа** связь водоносных горизонтов с современной поверхностью имеет пластовый характер и постепенно ухудшается (затрудняется) с удалением от открытой периферии бассейна. Характер изменения эмпирических кривых расхода пластовых потоков показывает, что в направлении от периферии к внутренней области бассейна могут быть выделены три гидродинамические зоны с различными закономерностями движения межпластовых вод.



Рис 10.8. Схема гидродинамической зональности юго-западного борта Печорского артезианского бассейна: 1 — водоносный комплекс четвертичных отложений; 2 — верхне-среднеюрских; 3 — каменноугольных и пермских отложений; слабопроницаемые породы: 4 — нижнемелового—среднеюрского возраста; 5 — триасового возраста; 6 — граница первого этажа бассейна; 7 — границы гидродинамических зон; 8 — направления движения подземных вод; 9 — скважины, цифры: внизу — минерализация подземных вод (г/л), вверху — глубина установившегося уровня (м)

В пределах первой зоны (краевая область питания) движение подземных вод формируется под влиянием местных факторов при открытом характере гидравлической связи водоносных горизонтов с верхней границей системы, что соответствует условиям зоны *интенсивного* (свободного) водообмена (1).

Во второй зоне (краевая область разгрузки) происходит *постепенное* сокращение расходов пластовых потоков и скоростей движения межпластовых вод, с чем связано соответствующее *увеличение сроков водообмена*. Основным видом движения является здесь затрудненная вертикальная разгрузка подземных вод в водоносные горизонты верхнего гидрогеологического этажа. В соответствии с этим вторая гидродинамическая зона может рассматриваться как *переходная* зона (2) *относительно затрудненного* водообмена (переходная от условий открытой периферии к условиям внутренней погруженной области бассейна).

В центральной части бассейна положение нижней границы зоны интенсивного водообмена в решающей степени определяется мощностью и строением разреза первого этажа, глубина залегания нижней границы зоны обычно не превышает 300—400 м (часто меньше). В краевой части бассейна в зависимости от ее строения мощность зоны интенсивного водообмена может достигать 1000 м и более (Западная Сибирь, Подляско-Брестская впадина и др.). Однако при трансгрессивном строении периферии бассейна зона интенсивного водообмена в отложениях второго этажа может практически отсутствовать (наличие только внешней области питания). Ширина переходной зоны в отложениях второго этажа зависит от структурных условий конкретных участков и даже в пределах одного бассейна может изменяться от 10 до 200 км и более.

Водоносные горизонты второго гидрогеологического этажа в пределах внутренней области бассейна и третьего этажа характеризуются общим условием — практическим отсутствием притока из краевых областей современного питания артезианских вод. В связи с этим они обычно рассматриваются как единая гидродинамическая зона (затрудненного или весьма затрудненного водообмена).

Однако это не совсем верно, поскольку, как правило, структура потоков подземных вод (распределение пластовых давлений, направления движения, градиенты) в отложениях второго и третьего этажей характеризуются существенными различиями. В водоносных горизонтах второго этажа распределение напоров (пластовых давлений) свидетельствует о

существовании малоградиентных *региональных* потоков подземных вод, связанных с положением региональных областей питания и разгрузки.

Градиенты латеральных потоков обычно составляют величины порядка $n \cdot (10^{-5} — 10^{-4})$, скорости движения (вне зон с повышенной проницаемостью) измеряются десятыми долями миллиметра и миллиметров в год (М.А. Гатальский, А.И. Силин-Бекчурин и др.). В связи с этим можно считать, что для водоносных горизонтов второго этажа в пределах внутренней области бассейна характерны *весьма затрудненные* условия (современного) водообмена (з).

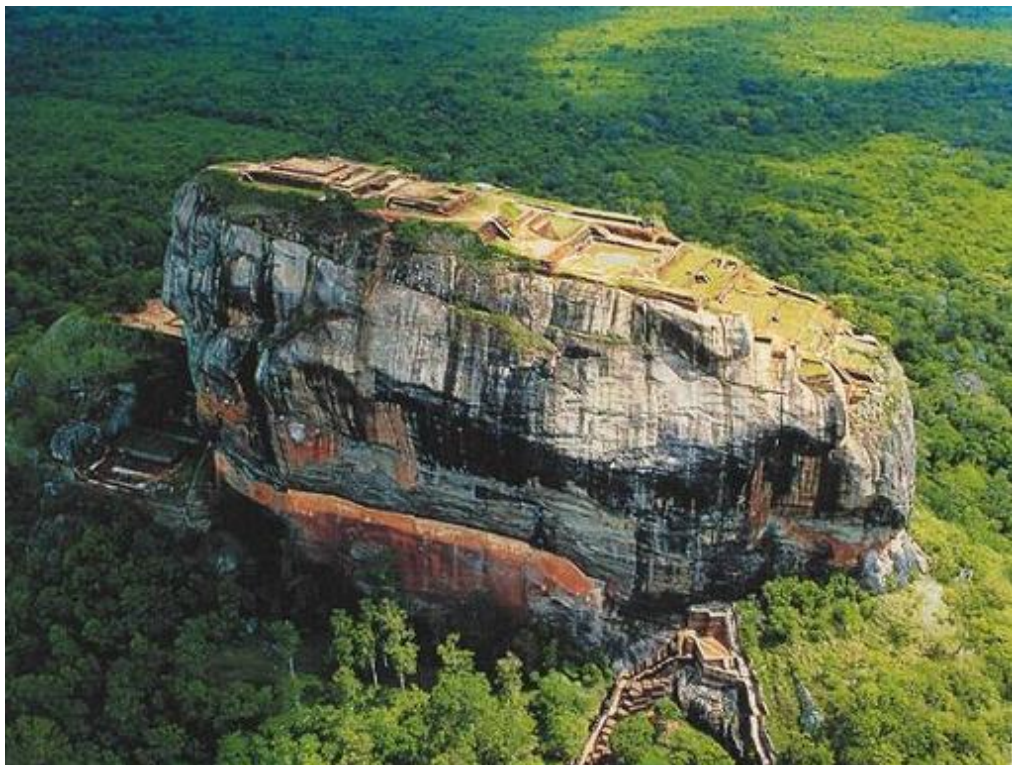




Рисунок – Древняя крепость Sigiriya на острове Цейлон

Для водоносных горизонтов третьего этажа центральной части бассейна характерно *незакономерное* (неупорядоченное) распределение пластовых давлений, резкие изменения их величин на коротких расстояниях, наличие разнонаправленных градиентов и т.п. Это связано с существованием "пластово-блоковой" системы, определяющей формирование местного *внутрискрутного* движения подземных вод.

Следует отметить, что при определенном строении разреза в водоносных горизонтах третьего этажа вблизи краевых зон бассейна возможно ограниченное проявление региональных потоков глубоких подземных вод. В то же время в наиболее погруженных областях бассейна в нижней части разреза второго этажа возможно проявление пластово-блоковой системы.

В связи с тем, что для пластово-блоковой системы нижнего этажа артезианских бассейнов платформ характерно наличие аномальных пластовых давлений, в том числе *аномально высоких*, иногда превышающих *геостатические* давления (см. рис. 10.6), существуют предложения о выделении этой части разреза в качестве гидродинамической зоны геостатического или литостатического режима подземных вод (А.А. Карцев, Ю.В. Мухин, А.Е. Ходьков и др.). Однако по имеющимся данным в пределах нижних частей бассейнов отмечаются не только аномально высокие, но и *аномально низкие* пластовые давления.

Кроме того, аномально высокие пластовые давления, по существующим представлениям (Дюнин, 2001), могут быть связаны не только с уплотнением горных пород под действием геостатического давления и отжатием поровых вод, но и с другими факторами в основном *эндогенной природы*. В связи с этим нижнюю часть разреза артезианского бассейна, в которой

отмечается неупорядоченное распределение пластовых давлений, правильное рассматривать в качестве гидродинамической зоны *эндогенного* режима подземных вод (4).

Гидродинамические условия третьего гидрогеологического этажа, иногда нижних частей второго (отсутствие связи с современными областями питания, затрудненная субвертикальная фильтрация, наличие участков с чрезвычайно малыми скоростями движения или застойным режимом подземных вод и др.) являются наиболее благоприятными для формирования и сохранения в течение длительного времени месторождений нефти и газа.

Имеющийся опыт разведки и эксплуатации свидетельствует о том, что большинство крупных нефтегазоносных областей и месторождений связано именно с этими интервалами разреза бассейнов платформенного типа. В то же время имеющиеся данные, в частности по центральной части Западносибирской артезианской области, свидетельствуют о том, что практически во всех случаях нефтяные месторождения приурочены к зоне неупорядоченного распределения пластовых давлений (4-я гидродинамическая зона эндогенного режима подземных вод).

Общая схема гидродинамической зональности бассейна приведена на рис. 10.9. Подобная схема в принципе характерна не только для классических мульдообразных структур, являющихся *тектонотипом* артезианского бассейна, но и для асимметрично построенных структур, моноклинально погружающихся склонов и др. Естественно, что при этом тип структуры и строение ее разреза определяют существенные изменения конфигурации гидродинамических зон, положения их границ, мощности и др.



Рис. 10.9. Принципиальная гидродинамическая схема артезианского бассейна платформенного типа: 1 — слоистые системы водоносных горизонтов (комплексов) трех гидрогеологических этажей бассейна; 2 — региональные слабопроницаемые толщи; 3 — номера гидрогеологических этажей; 4 — границы и номера гидродинамических зон; 5 — зоны тектонических нарушений; 6 — система "местных" и 7 — региональных потоков подземных вод; 8 — субвертикальная фильтрация через слабопроницаемые породы; 9 — "внутренние" источники питания подземных вод (элизионные процессы, дегидратация, приток глубинных флюидов); 10 — породы обрмления и фундамента

Гидрогеохимическая зональность артезианских бассейнов платформенного типа отражает общие закономерности изменения состава и минерализации артезианских вод с увеличением глубины залегания и удалением от "открытой" периферии к внутренней погруженной области бассейна (В.И. Вернадский, И.К. Зайцев, Н.К. Игнатович, Е.В. Посохов и др.). "Нормальным" считается гидрогеохимический разрез бассейна, в котором сверху вниз могут быть выделены три гидрогеохимические зоны: 1 — пресных (до 1,0 г/л) подземных вод гидрокарбонатного кальциевого (кальциево-магниевого) состава, 2 — солоноватых и соленых вод сульфатного (сульфатно-хлоридного) состава, 3 — рассолов хлоридного натриевого состава с минерализацией до 300—400 г/л и более (И.К. Зайцев, Е.В. Посохов и др.).

Классические представления о природе формирования гидрогеохимических условий (зональности) артезианских бассейнов всегда исходили из предпосылки об их тесной связи с закономерностями региональной динамики артезианских вод (М.А. Гатальский, Н.К. Игнатович, Ф.А. Макаренко, А.И. Силин-Бекчурин и др.). Наиболее полно это положение сформулировал Н.К. Игнатович (1944, 1950), который считал, что трем гидродинамическим зонам разреза бассейна соответствуют три гидрогеохимические зоны: гидрокарбонатных, сульфатных и хлоридных подземных вод. Однако вслед за этим (Гатальский, 1954) было показано, что даже в условиях одного бассейна гидрогеохимические показатели гидродинамических зон могут изменяться в широком диапазоне.

При сравнении гидрогеохимических разрезов различных артезианских бассейнов эта закономерность проявляется еще более резко как по распределению величины минерализации, так и по содержанию и соотношению основных компонентов состава (рис. 10.10, табл. 10.1).

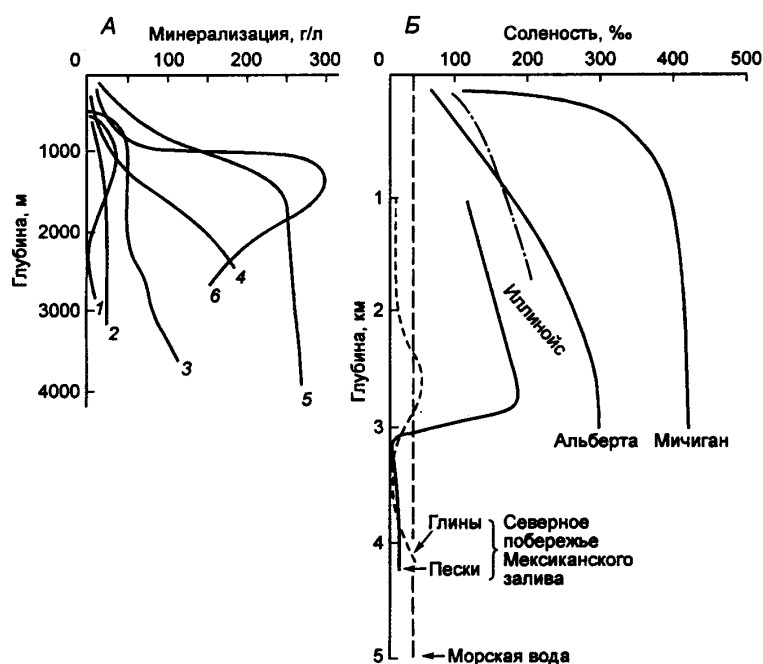


Рис. 10.10. Характер изменения минерализации артезианских вод с глубиной залегания: А — артезианские бассейны России: 1 — Сев. Сахалин; 2 — Западносибирский бассейн; 3 — Восточно-Предкавказский; 4 — Днепровско-Донецкий; 5 — Волго-Камский; 6 — Ангаро-Ленский (Капченко, 1972); Б — артезианские бассейны США (Hanor, 1987)

Таким образом, можно считать, что основными показателями гидрогеохимической зональности при нормальном типе разреза являются: 1) закономерное увеличение минерализации подземных вод с глубиной от менее 1,0 до 20 — 50 г/л во второй зоне и до 300 — 400 г/л и более в третьей; 2) одновременно с ростом минерализации — изменение химического состава подземных вод от гидрокарбонатного к сульфатным (сульфатно-хлоридным) и далее к хлоридным; 3) определенное соподчинение гидрогеохимических и гидродинамических зон разреза, проявляющееся в формировании пресных гидрокарбонатных вод главным образом в зоне интенсивного водообмена, солоноватых и соленых (до 2 — 5 г/л), сульфатных и сульфатно-хлоридных в зоне затрудненного водообмена первого этажа и в переходной зоне второго, распространение соленых хлоридных вод и рассолов с минерализацией до 300 — 400 г/л и более в зонах весьма затрудненного водообмена и эндогенного режима подземных вод.

Таблица 10.1

Характеристика гидрогеохимического разреза
(зональности) артезианских бассейнов платформенного
типа (по И. К. Зайцеву, 1986)

Гидрогеохимическая зона бассейна	Артезианские бассейны			
	Печорский	Московски	Западно-	Ангаро-

			й	Сибирский	Ленский
Пресных подземных вод с минерализацией менее 1 г/кг (зона А)	мощность зоны, км	0,10*—0,40	0,05-0,30	0,01*—2,1	0,10-0,50
	химический состав подземных вод	Гидрокарбонатные воды различного катионного состава		HC0 ₃ -Ca, Na HC0 ₃ -Na SO ₄ , Cl-Na	HC0 ₃ -Ca** SO ₄ -Ca**
Соленых вод с минерализацией от 1,0 до 35 г/кг (зона Б)	мощность зоны, км	0,01-1,0	0,01-0,60	0,3-3,8	0,1-0,9
	химический состав подземных вод	SO ₄ , Cl-Na HC0 ₃ -Na Cl-Ca, Na	SO ₄ , Cl-Na Cl-Ca, Na SO ₄ -Ca**	Cl, HC0 ₃ -Na HC0 ₃ -Na Cl-Ca, Na SO ₄ , Cl-Na	SO ₄ -Ca** SO ₄ , Cl-Na Cl-Ca, Na
	максимальные содержания микрокомпонентов, мг/кг	-	Br-40 Sr-10	Br-105 I-50	—
Рассолов с минерализацией более 35 г/кг (зона В)	мощность зоны, км	2,0-4,0	0,7-3,0	0,10-0,35	1,6-3,2
	химический состав подземных вод	Cl-Na, Ca	Cl-Ca, Na	Cl-Ca, Na	Cl-Ca, Na Cl-Na, Ca Cl-Mg, Ca
	максимальная минерализация, г/кг	258	240	70	415
	максимальное содержание микрокомпонентов, мг/кг	Br-900 I-46	Br-1950 1-7,0 Sr-1000	Br-162 I-13	Br-6000 1-200 Sr-7000

Примечание. * Зона пресных вод отсутствует на участках поверхностного распространения гипсов (загипсованных пород и на участках интенсивного испарения и засоления грунтовых вод. ** Гидрокарбонатные воды с различным катионным составом, сульфатные воды с различным катионным составом.

В то же время, как было указано выше, уровень минерализации артезианских вод и закономерности ее изменения в разрезе бассейна в значительной степени определяются минералого-геохимическим комплексом водоносных и слабопроницаемых пород.

Формирование гидрогеохимической зональности (увеличение минерализации и изменение химического состава артезианских вод с глубиной) связывают с различными причинами. Среди них можно назвать: 1) гипотезу эндогенного происхождения (А. Зюсс, В.А. Кротова и др.), связывающую формирование хлоридных рассолов с поступлением флюидов из мантии; 2) седиментогенную гипотезу (М.Г. Валяшко, И.К. Зайцев и др.), по которой высококонцентрированные растворы хлоркальциевого типа (по В.А. Сулину) являются захороненной рапой древних солеродных бассейнов; 3) гипотезу "подземного испарения" (М.Е. Альтовский); 4) гипотезу гравитационного распределения ионов (К.В. Филатов), согласно которой "тяжелые" ионы (Ca, Mg, Ba, Fe) накапливаются в погруженных частях бассейна, а наиболее легкие (HC0₃ и др.) — в верхних частях; 5) гипотезу "трансляционного" перераспределения ионов (О.Я. Самойлов, Д.С. Соколов); 6)

гипотезу "мембранного эффекта" и др. Наиболее вероятно, что фиксируемые проявления вертикальной гидрогеохимической зональности являются результатом комплексного воздействия многих процессов, которые происходили в течение **геологически длительных** периодов взаимодействия подземных вод с горными породами, газами и органическим веществом.

Наряду с "нормальным" типом гидрогеохимического разреза в артезианских бассейнах широко распространены так называемые "инверсионные" разрезы, в которых в той или иной мере нарушается общая закономерность изменения химического состава и минерализации подземных вод с глубиной.

Наиболее изучены гидрогеохимические "инверсии", формирующиеся в краевых частях артезианских бассейнов в условиях **континентального засоления грунтовых вод**. Широкое развитие процессов испарения грунтовых вод и континентального засоления приводят к формированию непосредственно в грунтовом горизонте аридных территорий высокоминерализованных хлоридных вод и рассолов (до 100—150 г/л). Вниз по разрезу в межпластовых горизонтах первого этажа (иногда и второго) по мере увеличения изоляции от засоленных грунтовых вод происходит постепенное уменьшение минерализации подземных вод и соответственное изменение их состава. В отдельных случаях при наличии в разрезе выдержанных пластов слабопроницаемых пород непосредственно под высокоминерализованными грунтовыми водами хлоридного состава скважины вскрывают пресные и слабосоленоватые (до 1,5 — 2,0 г/л) воды гидрокарбонатно-сульфатного, сульфатного и другого состава, области питания которых расположены вне участков интенсивного испарения и засоления грунтовых вод. Ниже по разрезу, как правило, восстанавливается "нормальная" гидрогеохимическая зональность с увеличением минерализации межпластовых вод с глубиной залегания.

Аналогичные проявления гидрогеохимических "инверсий" возможны также при распространении в верхней части разреза горных пород с высоким содержанием легкорастворимых соединений SO_4^{2-} и Cl^- (гипс-ангидритовые толщи, отложения современных и верхнечетвертичных морских террас, котловины крупных соленых озер и др.).

В глубоких (от 200—400 до 2500—3000 м и более) частях гидрогеологического разреза артезианских бассейнов платформенного типа и крупных межгорных впадин широко распространены проявления инверсионной зональности, связанные с залеганием под зоной высокоминерализованных (до 100—250 г/л и более) хлоридных вод менее минерализованных высококарбонатных вод $\text{Cl—HCO}_3\text{—Na}$ и даже $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$ состава. Для этих вод характерна высокая концентрация карбонатных анионов (суммарное содержание $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ до 20—30 г/л), отсутствие или минимальные концентрации SO_4^{2-} и Ca^{2+} , высокие концентрации I, B, NH_4 . Формирование подземных вод данного химического состава обычно связывают с наличием в горных породах значительных содержаний органических веществ и деятельностью сульфатредуцирующих микроорганизмов (Крайнов и др., 2004).

Поскольку подземные воды данного типа генетически связаны с породами, относительно обогащенными органическим веществом, их наличие рассматривается как поисковый признак нефтегазоносности.

Однако формирование в ряде случаев (Западно-Сибирский бассейн и др.) на значительных глубинах (до 2500—3000 м и более) высококарбонатных вод с минерализацией 10 г/л и менее по существующим представлениям возможно только при "разбавлении" маломинерализованными водами (Крайнов и др., 2004). При относительно небольших (первые сотни метров) глубинах залегания такое разбавление может быть связано с поступлением современных или древнеинфильтрационных вод. В глубоких частях разреза разбавление может быть связано с отжатием маломинерализованных связанных вод глинистых пород, с водами, формирующимися при дегидратации породообразующих минералов, или с поступлением пароводяных флюидов из пород фундамента.

Вопросы к разделу

1. *Строение гидрогеологического разреза артезианских бассейнов платформенного типа.*
2. *Гидрогеологические этажи бассейна.*
3. *Условия формирования подземных вод первого гидрогеологического этажа.*
4. *Региональная динамика подземных вод второго гидрогеологического этажа.*
5. *Гидродинамическая зональность бассейна.*

5. *Современные представления о формировании подземных вод в гидродинамической зоне "эндогенного режима".*

7. *Гидрогеохимическая зональность бассейнов платформенного типа.*

Лекция 4

РАЗДЕЛ: ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МАССИВЫ И СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

Гидродинамическая и гидрогеохимическая зональность

Гидрогеологические массивы и складчатые (горно-складчатые) области как тип гидрогеологического района в отличие от артезианских бассейнов характеризуются одной общей особенностью — преимущественным распространением трещинных типов подземных вод. На основании этого сходства они иногда рассматриваются как гидрогеологические районы *единого* складчатого типа (Зайцев, 1986). Однако в связи с существенными различиями условий формирования подземных вод такое объединение неоправданно. **Гидрогеологические массивы, являющиеся структурами, сложенными главным образом древними кристаллическими породами** (другие типы пород, в том числе рыхлые осадочные породы, перекрывающие в ряде случаев кристаллические образования фундамента, имеют, как правило, резко меньшее распространение), характеризуются преимущественным распространением геофильтрационных сред *магматического* и *метаморфогенного* типов. Складчатые области в отличие от массивов характеризуются чрезвычайно сложным структурным планом, причем соседние структуры (II—III и более высоких порядков) могут быть сложены горными породами различного возраста и состава. В связи с этим типы геофильтрационной среды могут резко изменяться на относительно коротких расстояниях. Наряду с магматическими и метаморфогенными широкое распространение имеют среды седиментогенно-трещинного типа (складчато-экзогенный подтип), а в некоторых случаях (Кавказ, Урал и др.) также среды *карстового типа*. В пределах внутригорных и межгорных впадин, достигающих иногда крупных размеров, в верхней части разреза на значительную мощность могут быть распространены также среды седиментогенного порового типа. Изменение типа среды во всех случаях обуславливает определенные, иногда достаточно резкие, изменения типов подземных вод и условий их формирования.

11.1 Гидрогеологические массивы

Гидрогеологические массивы, как было сказано выше, связаны с геологическими структурами, в пределах которых непосредственно с поверхности распространены **древние кристаллические породы**. В тектонических депрессиях или крупных эрозионных понижениях рельефа, на отдельных участках или на большей части массива кристаллические породы могут быть перекрыты рыхлыми и слабосцементированными осадочными породами неоген-четвертичного или более древнего возраста. Типичными примерами подобных гидрогеологических районов являются Балтийский щит, Украинский кристаллический массив, Енисейский кряж и др. (рис. 11.1).

Общими особенностями природных условий (физико-географические условия, геологическое строение и др.) гидрогеологических районов этого типа, в решающей степени определяющими типы и условия формирования подземных вод, являются:

- 1) **древний сравнительно выровненный**, в ряде случаев низко- и среднегорный рельеф с относительно глубокой и резко выраженной эрозионной расчлененностью;

- 2) **хорошо выраженное проявление широтной климатической зональности** (атмосферные осадки, испарение, температуры и др.), которая на участках с низкорным и особенно среднегорным рельефом усложняется проявлениями высотной климатической поясности;
- 3) **типичное блоковое строение** с резко выраженными тектоническими границами блоков (зоны тектонических нарушений), в ряде случаев с достаточно четким проявлением новейших и современных тектонических движений. При этом характер тектонических движений (знак, амплитуды) для отдельных блоков массива может существенно различаться;
- 4) **распространение мощных толщ древних кристаллических магматических или метаморфических пород**: интрузивные породы различного состава, гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы, кварциты и др.;
- 5) **преимущественное распространение трещинных типов подземных вод**, связанных с региональными или локальными (линейно-локальными) зонами трещиноватости кристаллических пород.

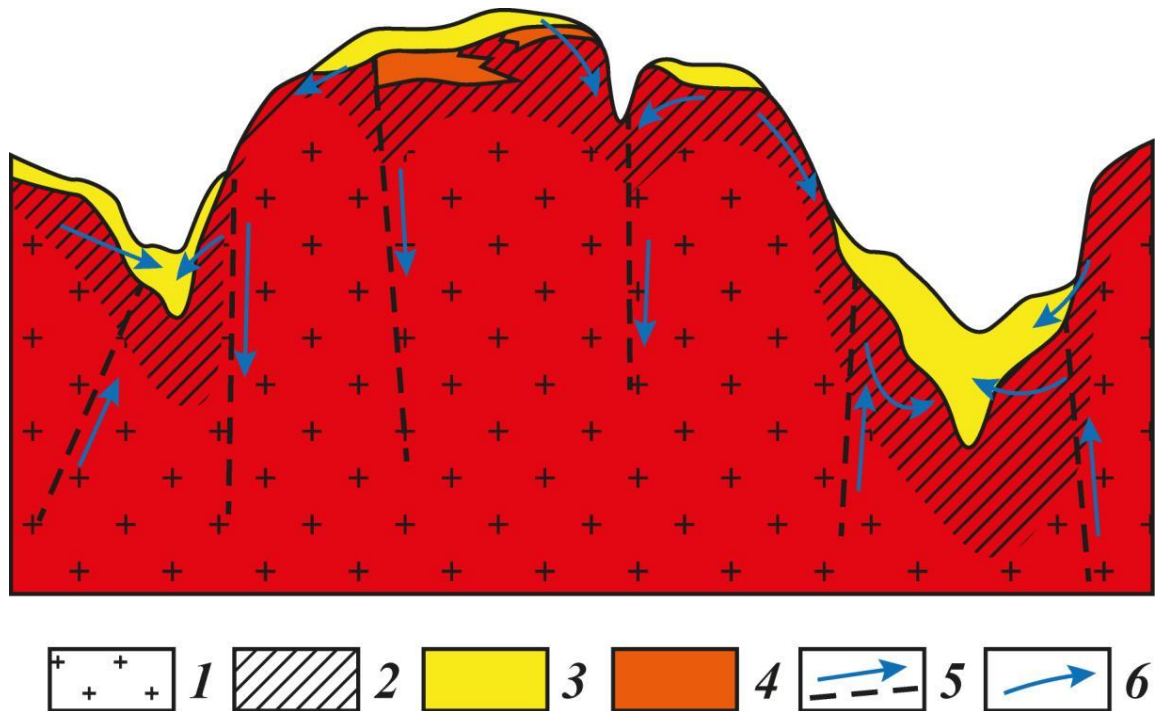


Рис. 11.1. Схема строения гидрогеологического массива: 1 — древние кристаллические породы; 2 — зона экзогенной трещиноватости; 3 — рыхлые или слабосцементированные осадочные отложения; 4 — образования коры выветривания; 5 — возможные направления потоков трещинно-жильных вод; 6 — направления движения трещинно-грунтовых вод зоны экзогенной трещиноватости

Основным типом подземных вод являются **трещинные (грунтовые трещинные) воды** верхней зоны выветривания кристаллических пород. В большинстве случаев эти воды образуют гидравлически единый водоносный горизонт с водами рыхлых покровных отложений и водоносными образованиями коры выветривания, распространенный в основном в пределах всей площади массива.

Мощность водоносного горизонта в зависимости от строения верхней части разреза изменяется **от нескольких до 60—100 м** и более (Бабинец, 1961). Как правило, минимальные мощности характерны для существенно глинистых пород (сланцы, филлиты и др.) — максимальные для крепких скальных пород (гнейсы, кварциты и др.). Общей закономерностью является уменьшение проницаемости пород с увеличением глубины залегания и увеличение проницаемости в зонах тектонических нарушений, омоложенных новейшими движениями, и тектонических контактов.

Воды грунтовые со свободной поверхностью. Глубина залегания грунтовых вод тесно связана с рельефом территории и изменяется от нескольких метров на пониженных участках до 20 — 50 м и более на крутых склонах и водораздельных пространствах. На участках, где перекрывающие рыхлые отложения или образования коры выветривания представлены слабопроницаемыми породами (валунные суглинки, глины), распространены подземные воды с местным напором. В депрессиях поверхности кристаллических пород, в эрозионных понижениях и на склонах массивов при наличии в верхней части разреза слабопроницаемых отложений (валунные суглинки, озерные или морские глины и др.) скважины нередко вскрывают напорные самоизливающиеся воды.

В **крупных тектонических депрессиях** (погруженных блоках массива) при значительной (150 — 200 м и более) толще слоистых осадочных пород может формироваться система относительно изолированных водоносных горизонтов межпластовых вод. В некоторых случаях такие депрессии рассматриваются в качестве специфических артезианских бассейнов **наложенного** типа. В связи с относительно небольшой мощностью пластовой системы и отсутствием выдержанных слабопроницаемых пластов межпластовые водоносные горизонты наложенных артезианских бассейнов имеют, как правило, условия формирования, характерные для первого гидрогеологического этажа бассейнов платформенного типа.

Условия формирования трещинных грунтовых вод верхней зоны экзогенной трещиноватости. В пределах этой зоны в верхней части массива кристаллических пород формируется система местных потоков трещинных (грунтовых и с местным напором) подземных вод, связанных с современным рельефом территории. Движение подземных вод во всех случаях направлено от центральных частей междуречных пространств к дренирующим эрозионным понижениям. Гидродинамическими границами потоков являются поверхностные водоразделы и дрены (см. рис. 11.1).



Горный рельеф

Химический состав и минерализация грунтовых трещинных вод определяются главным образом слабой растворимостью древних кристаллических пород. В условиях умеренного и избыточного увлажнения с верхней зоной массивов связаны преимущественно ультрапресные и пресные (до 200 — 300 мг/л) гидрокарбонатные кальциевые (Ca — Mg) воды. При наличии сульфидной минерализации (процессы окисления сульфидов) непосредственно в верхней зоне возможно формирование вод сульфатно-кальциевого состава с минерализацией до 1,5 — 2,0 г/л. В зоне недостаточного увлажнения при развитии процессов испарения и наличии частично засоленных рыхлых отложений непосредственно с верхней зоной массивов могут быть связаны сульфатные и хлоридные (SO_4 —Cl) воды с минерализацией до 10 — 15 г/л и более.

Вторым широко распространенным в пределах кристаллических массивов типом подземных вод являются трещинно-жильные воды зон тектонических нарушений. В большинстве случаев зоны тектонических нарушений характеризуются интенсивной проницаемостью и обводненностью только в пределах верхней зоны развития экзогенной трещиноватости до глубин 150 — 200 м и реже более. В этих условиях в зонах тектонических нарушений формируются линейно-локальные потоки трещинно-жильных вод, тесно связанные с поверхностными и трещинно-грунтовыми водами верхней зоны. Минерализация "жильных" вод обычно не превышает 300 — 500 мг/л, состав преимущественно гидрокарбонатный кальциевый (Ca—Mg). Относительно более высокая минерализация, хлоридный (SO_4 —Cl и т.д.) состав, содержание специфических компонентов (I, Br, Sr, Rb, F) и газов глубинного происхождения (H_2S , He, CO_2 , CH_4) характерны только для участков разгрузки трещинно-жильных вод глубинной циркуляции.

Так, Кольской сверхглубокой скважиной СГ-3 и скважинами-дублерами трещинно-жильные воды разломов были встречены в интервалах глубин 463 — 470, 580 — 610, 1135 — 1170, 1760 — 1812, 3317 — 3448 м и далее на глубинах 9920 и 10 020 м. Мощность вскрытых зон изменялась от 10 до 30 — 80 м. Проницаемость горных пород в целом была достаточно низкой (10^{-5} — 10^{-6} м/сут). До глубин 3,5 — 4,0 км трещинно-жильные воды характеризовались давлениями, в целом близкими к

нормальным гидростатическим; на глубинах около 9 км – аномально высокими давлениями, приближающимися к геостатическим. Минерализация подземных вод изменялась от 1,0 – 3,7 г/л (463 – 610 м), 24 – 51 г/л (900 – 1350 м) до 150 г/л (4500 м) и предположительно до 300 г/л и более (9 – 10 км). Состав трещинных вод изменялся от хлоридно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого до хлоридного натриевого и хлоридного кальциевого $Cl - Ca (Mg, Na)$ (Кольская сверхглубокая..., 1984). Аналогичные воды с минерализацией более 1,0 – 3,0 г/л на глубинах около 1000 м и более были встречены в кристаллических породах Украинского массива, Канадского щита и в ряде других районов.

Гидрогеология глубоких частей массивов кристаллических пород до настоящего времени практически не изучена. В связи с этим уникальными являются материалы, полученные Кольской сверхглубокой скважиной, которая в интервале глубин 4,5 – 9,0 км вскрыла несколько мощных трещиноватых зон, объединяемых в так называемую зону "*регионального разуплотнения*" (регионального тектонического расщепления) горных пород. Несмотря на то, что трещиноватые породы этих зон характеризуются чрезвычайно низкой проницаемостью (порядка 10^{-7} м/сут в интервале глубин 6170–6470 м), они содержат свободные (гравитационные) воды, "пластовые" давления которых резко превышают нормальные гидростатические ($P_{пл} \approx P_{геост}$). Минерализация подземных вод изменяется в пределах 200 – 300 г/л и предположительно более. Состав вод хлоридный кальциевый и хлоридный натриевый с содержанием специфических микрокомпонентов (I, F, B, Br, Sr, Rb) и газов глубинного происхождения (H_2 , He, CO_2).

Гидродинамические и гидрогеохимические показатели зоны регионального разуплотнения свидетельствуют о том, что подземные воды этой зоны находятся в условиях резко затрудненного водообмена. Собственно водообмен определяется здесь затрудненной разгрузкой подземных вод по проницаемым зонам тектонических нарушений в верхние интервалы гидрогеологического разреза (возможно также затрудненным притоком флюидов из более глубоких интервалов).

Результаты геохимических исследований свидетельствуют о том, что подземные воды зоны регионального разуплотнения являются, вероятно, метаморфогенными флюидами, формирование которых связано с дегидратацией минеральных гидратов (хлорита, эпидота, слюды и др.) в процессе прогрессивного регионального метаморфизма. Увеличение объема свободной (гравитационной) воды, находящейся под "пластовым" давлением, близким к геостатическому, обуславливает формирование глубинных зон "разуплотнения" (формирование трещиноватости микрогидроразрыва), а также способствует сохранению трещинной проницаемости этих зон (затрудняет процессы уплотнения горных пород) в связи с тем, что отток метаморфогенных флюидов затруднен.

Подобный механизм формирования и гидрогеохимический облик глубоких метаморфогенных флюидов могут быть характерны и для других условий, в частности для кристаллических пород фундамента бассейнов платформенного типа.

Представления об условиях формирования в слаборастворимых кристаллических породах высокоминерализованных вод и рассолов хлоридного состава до настоящего времени являются противоречивыми. По данным термодинамического моделирования (Крайнов, Рыженко, Швец, 2004), в закрытых гидрогеохимических системах (без обмена веществом и энергией с окружающей средой) непосредственно в процессе длительного взаимодействия воды с кристаллическими горными породами возможно формирование $Cl-Na-Ca(Mg)$ с минерализацией до 100 – 150 г/л. Геохимическая эволюция высокоминерализованных рассолов любого состава ($Cl - Na$, $Cl - Mg$) в закрытых гидрогеохимических системах кислых (гранитоидных) кристаллических пород во всех случаях приводит в результате к образованию рассолов $Cl-Ca$ состава (Крайнов и др., 2004). В то же время, по мнению вышеназванных авторов, формирование высокоминерализованных (более 250 – 350 г/л) рассолов $Cl - Na - Ca$ и $Cl - Ca - Na$ состава в кристаллических породах гидрогеологических массивов возможно только при наличии притока первичных седиментационных рассолов. Однако в связи с чрезвычайно низкой проницаемостью кристаллических пород в глубоких частях массива и наличия там условий весьма затрудненного водообмена с гидродинамических позиций подобное заключение сомнительно.

11.2. Гидрогеология складчатых областей

Для территории складчатых областей характерны резкие изменения рельефа, геолого-структурных условий и типа водовмещающих пород, проявляющиеся на относительно коротких расстояниях. В связи с этим характеристика условий распространения и формирования подземных вод в пределах складчатой области в целом (как типа гидрогеологического района) чрезвычайно затруднительна. Более правильно рассматривать эти условия применительно к структурно-гидрогеологическим районам II порядка, в качестве которых рассматриваются собственно гидрогеологические массивы, артезианские бассейны межгорного типа, адмассивы, адбассейны и вулканогенные массивы (Н.И. Толстухин, И.К. Зайцев и др.).



Гидрогеологические условия *массивов кристаллических пород*, выделяемых в качестве районов II порядка в пределах *складчатых* областей, в целом аналогичны рассмотренным выше. Здесь также преимущественное распространение имеют трещинные грунтовые воды верхней зоны и трещинно-жильные зон тектонических нарушений. Сведения о глубинной гидрогеологии этих массивов в настоящее время практически отсутствуют. Некоторые особенности условий формирования трещинных вод определяются тем, что в центральных частях складчатых областей массивы кристаллических пород нередко являются районами со среднегорным и высокогорным рельефом. В связи с этим для них характерен резко расчлененный рельеф, отсутствие рыхлых отложений, заметные проявления высотной климатической поясности, относительно более глубокое залегание уровня или отсутствие горизонта трещинно-грунтовых вод на глубоко дренированных вершинах и др.

11.2.1. Артезианские бассейны межгорного типа

К данному типу относятся бассейны, связанные с межгорными и внутригорными впадинами горно-складчатых областей. Иногда используется более общее понятие "орогенные бассейны", объединяющее все виды артезианских бассейнов горно-складчатых областей (Зайцев, 1986), устаревшее название "геосинклинальные бассейны" и др. Типичные бассейны межгорного типа характерны главным образом для молодых мезокайнозойских складчатых областей и, как исключение, для складчатых областей палеозойского возраста.

Основными особенностями природных условий, геологического строения и истории развития типичных бассейнов межгорного типа, в значительной мере определяющими строение гидрогеологического разреза и условия формирования подземных вод, являются:

- 1) наличие межгорной депрессии (тектонической впадины) относительно ограниченных размеров – до сотен, в ряде случаев тысяч квадратных километров. Крупные межгорные депрессии размерами в десятки и сотни тысяч квадратных километров с мощным (1500 – 2000 м и более) сложно построенным разрезом осадочных отложений рассматриваются (И.К. Зайцев и др.) как "нетипичные" межгорные бассейны, поскольку типы подземных вод и условия их формирования являются здесь значительно более сложными.;
- 2) равнинный, холмисто-равнинный рельеф поверхности с заметным увеличением отметок и расчлененности рельефа в краевых (предгорных) частях впадины и резко выраженный средне- или высокогорный рельеф в пределах ее складчатого обрамления;
- 3) наличие в разрезе бассейна двух структурно-тектонических этажей: чехла, сложенного рыхлыми аллювиально-пролювиальными, озерно-аллювиальными и другими континентальными осадками, мощность которых в центральной части впадины достигает 400 – 600 м (реже более), и сложно построенного фундамента, представленного кристаллическими породами, интенсивно дислоцированными и литифицированными ("складчатыми") осадочными толщами и др.;
- 4) формирование осадочного чехла впадины в течение одного цикла осадконакопления в условиях близко расположенных областей сноса обломочного материала с резко расчлененным горным рельефом, что определяет в целом слабую отсортированность обломочного материала и наличие преимущественно крупно- и грубообломочных образований (пески, галечники и др.) в основании разреза осадочного чехла и в краевых частях впадины и преимущественно тонкодисперсных (глины, суглинки), формирующихся на заключительной стадии цикла осадконакопления (верхняя часть разреза) в центральных районах впадины. Фактически при этих условиях осадочный чехол межгорного артезианского бассейна может рассматриваться в качестве единого водоносного комплекса, строение которого определяет практическое отсутствие выдержанных водоносных горизонтов (рис. 11.2).

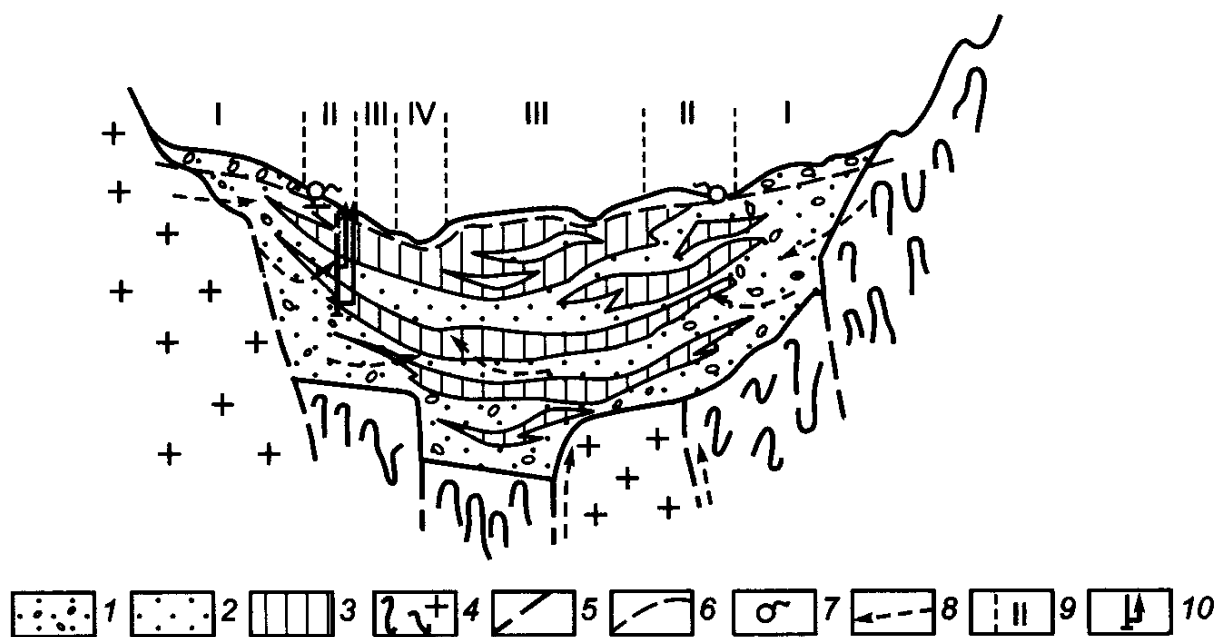


Рис. 11.2. Типовой гидрогеологический разрез артезианского бассейна межгорного типа: 1 — грубообломочные отложения (галечники, гравийно-песчаные и др.); 2 — преимущественно пески; 3 — глины и суглинки; 4 — породы обрамления и фундамента; 5 — зоны тектонических нарушений; 6 — уровень грунтовых вод; 7 — источники; 8 — направления движения подземных вод; 9 — границы и номера гидродинамических зон (областей) бассейна; 10 — скважины, стрелки — величина напора подземных вод

Строение гидрогеологического разреза осадочного чехла бассейна, типичное для межгорных впадин и "конусов выноса" предгорных равнин, позволяет выделить в бассейне в направлении от периферии к его центральной части четыре характерные гидродинамические области (П.Г. Григоренко, О.К. Ланге, М.А. Шмидт и др.) с определенными особенностями формирования подземных вод. Крайняя периферийная область бассейна (I), приуроченная к относительно приподнятым участкам предгорной равнины, рассматривается как область питания или формирования потока подземных вод. Благоприятные в целом условия питания определяются здесь преобладанием в разрезе крупно- и грубообломочных высокопроницаемых (до 50 — 100 м/сут и более) отложений и относительно глубоким (до 50 — 80 м и более) залеганием уровня грунтовых вод. В этих условиях, как правило, основным источником питания грунтовых вод является **поглощение поверхностных вод** из временных и постоянных водотоков, поступающих из соседней горно-складчатой области, которые в связи с особенностями рельефа и строением гидрогеологического разреза являются "повешенными" по отношению к уровню грунтовых вод.

Величины поглощения руслового стока нередко достигают 50 — 100 л/с на 1 км русла и более, а в общем балансе бассейна этот источник питания составляет 50 — 60% и более. Дополнительное питание подземных вод формируется за счет местной инфильтрации атмосферных осадков, антропогенных источников питания (орошение) и за счет подземного притока через породы горного обрамления: трещинно-грунтовых вод верхней зоны и трещинных вод зон тектонических нарушений и зон интенсивной закарстованности (рис. 11.2).

Во второй области (II) поток грунтовых вод, поступающий из периферийной зоны, "расчленяется" слабопроницаемыми слоями на систему невыдержанных водоносных слоев, содержащих напорные подземные воды типа межпластовых. Характер гидравлической связи водоносных слоев между собой и с грунтовыми водами бассейна в зависимости от строения гидрогеологического разреза может существенно изменяться на коротких расстояниях (рис. 11.3).

В связи с относительно неглубоким (до 10 — 15 м, реже более) залеганием уровня грунтовых вод в пределах речных долин и эрозийных понижений другого типа формируется интенсивная разгрузка грунтовых вод. Разгрузка осуществляется как через русловые отложения, так и в виде открытых выходов (родники), дебиты которых в ряде случаев достигают десятков, сотен литров в 1 с и даже $\Pi \cdot \text{м}^3/\text{с}$ (в связи с достаточно высокой проницаемостью водовмещающих пород). Распределение напоров в "межпластовых" горизонтах (увеличение напоров с увеличением глубины залегания слоя, см. рис. 11.2) свидетельствует о том, что в пределах второй зоны происходит также интенсивная разгрузка напорных вод (в вышележащие горизонты и далее в грунтовые воды). В соответствии с этим вторая область бассейна рассматривается как зона **частичной разгрузки и формирования напорных подземных вод**.

Для третьей зоны бассейна (III) в общем случае характерно распространение в верхней части гидрогеологического разреза относительно выдержанных и значительных по мощности (до 50 — 60 м и более) слабопроницаемых отложений (глины, суглинки и др.). Наличие слабопроницаемых пластов затрудняет (в сравнении со второй зоной) условия взаимодействия грунтовых и напорных **межпластовых вод** нижней части разреза бассейна, в связи с чем третья зона

бассейна может рассматриваться как зона слабого взаимодействия грунтовых и напорных подземных вод, или как зона транзита ("транзитного" стока напорных подземных вод).

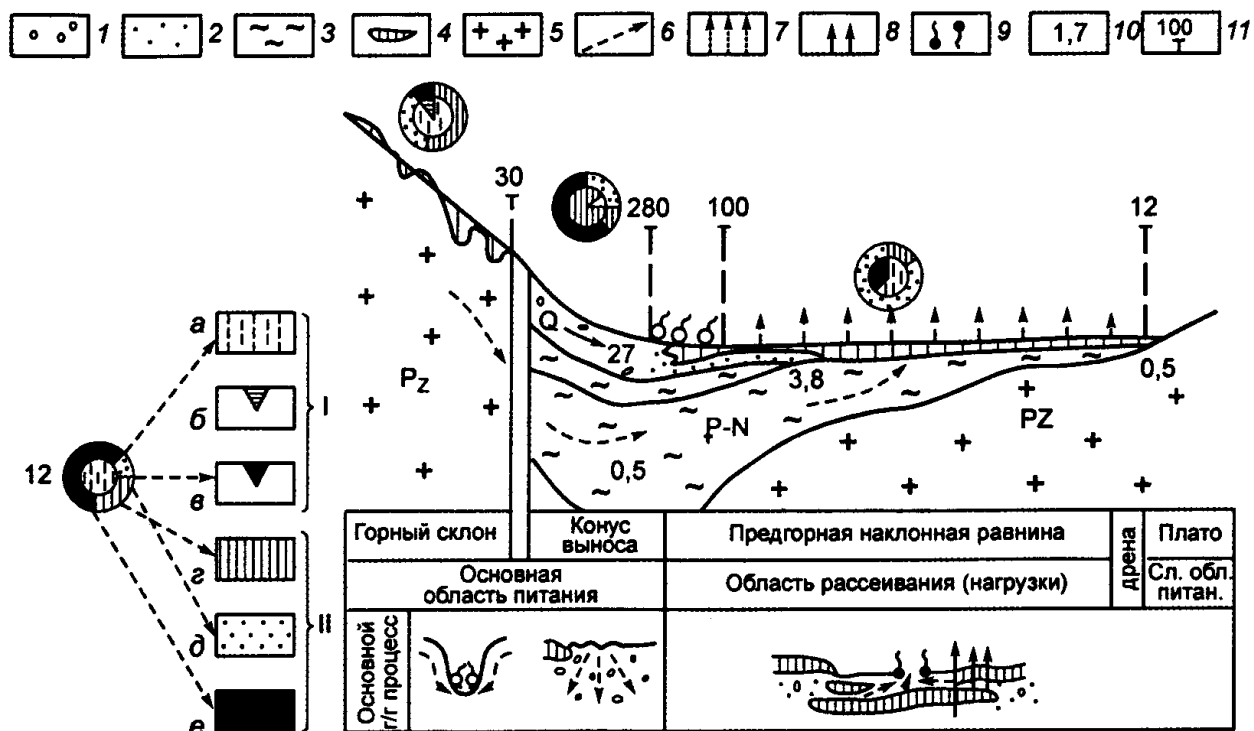


Рис. 11.3. Схема формирования подземных вод предгорной равнины Зайлийского Алатау (Ахмедсафин, Шлыгина и др., 1978): **1** – крупнообломочные отложения (гравийные, валунно-галечниковые и др.); **2** – песчаные; **3** – песчано-глинистые различного состава; **4** – глины и суглинки; **5** – породы обрамления и фундамента; **6** – направления движения подземных вод; **7** – разгрузка грунтовых вод испарением; **8** – величина напора подземных вод; **9** – источники; **10** – модуль подземного стока, л/с · км²; **11** – расход потока подземных вод четвертичных отложений, л/с · км; **12** – диаграмма элементов водного баланса грунтового водоносного горизонта: I (внутренний круг) – питание, II (внешний круг) – разгрузка: **а** – атмосферные осадки; **б** – жидкий сток ледников; **в** – подземный приток; **г** – речной сток; **д** – суммарное испарение; **е** – подземный отток.

Четвертая зона (IV) в гидродинамической структуре бассейна является региональной областью разгрузки подземных вод, формирование которой определяется наличием крупной (наиболее глубоко врезанной) речной долины, озерной котловины, бессточных солончаковых понижений с интенсивным испарением грунтовых вод и др. В некоторых случаях разгрузка подземных вод осуществляется также подземным стоком в соседний (гипсометрически ниже расположенный) межгорный бассейн или в смежный структурно-гидрогеологический район другого типа и т.д. Естественно, что при сохранении рассмотренной выше общей гидродинамической структуры межгорного бассейна (см. рис. 11.2) ширина гидродинамических зон, конфигурация их границ и другие показатели могут сильно меняться от бассейна к бассейну, а в пределах одного бассейна – от участка к участку, в зависимости от рельефа, климатических условий и гидрографии района, строения гидрогеологического разреза и др. (см. рис. 11.3).



Формирование минерализации и химического состава подземных вод межгорных артезианских бассейнов определяется главным образом их гидродинамическими особенностями (близкое расположение областей питания и разгрузки подземных вод, значительные скорости фильтрации, отсутствие участков с резко затрудненным водообменом и т.д.) и практическим отсутствием в аллювиально-пролювиальных и других континентальных отложениях относительно легкорастворимых соединений. В связи с этим в разрезе бассейна на всю мощность рыхлых отложений распространены обычно маломинерализованные (менее 1,0 г/л, в области питания чаще до 0,2 – 0,3 г/л) подземные воды гидрокарбонатного кальциевого (кальциево-натриевого и др.) состава. Наличие вод с более высокой минерализацией может быть связано только с участками восходящей разгрузки трещинных подземных вод из пород фундамента (см. рис. 11.2), с процессами испарения и континентального засоления грунтовых вод или их антропогенным загрязнением.

В аридных условиях в центральной части межгорных бассейнов (III и IV зоны) на участках с неглубоким залеганием уровня грунтовых вод характерной является их разгрузка путем испарения. Показателем такой разгрузки нередко является наличие соляных озер, солончаков, солончаковых понижений и др. В пределах таких участков распространены, как правило, солоноватые и соленые (иногда до 30 – 50 г/л и более) грунтовые воды хлоридного состава. Наличие минерализованных грунтовых вод при их относительно хорошей изоляции от нижележащих горизонтов и преимущественно восходящий характер фильтрации через слабопроницаемые породы, связанный с увеличением напора при увеличении глубины залегания, определяют формирование в центральной части бассейна четко выраженной гидрогеохимической инверсии. При наличии минерализованных хлоридных грунтовых вод нижележащие (напорные) горизонты разреза содержат пресные подземные воды с минерализацией

менее 1,0 г/л, в ряде случаев 2,0 – 3,0 г/л и более на участках взаимодействия с засоленными грунтовыми водами или в зонах разгрузки минерализованных вод из пород фундамента.

Рассмотренные выше условия формирования и типы подземных вод характерны главным образом для относительно неглубоких впадин с ограниченной мощностью рыхлых осадочных отложений.



Межгорные артезианские бассейны, приуроченные к крупным (десятки тысяч квадратных километров и более) впадинам со значительной (до 3 км и более) мощностью осадочного чехла (Кура-Араксинский, Рионский, Ферганский, Нижнезейский), имеют условия формирования подземных вод, резко отличные от рассмотренных выше.

По мнению И.К. Зайцева (1986), они являются "нетипичными" межгорными бассейнами, поскольку по общим гидрогеологическим закономерностям близки к артезианским бассейнам платформ.

В краевых предгорных зонах, преимущественно в верхней части разреза, они нередко характеризуются широким распространением рыхлых аллювиально-пролювиальных отложений или интенсивно закарстованных карбонатных пород. Это определяет высокую проницаемость разреза, благоприятные условия питания подземных вод (приток из складчатых областей, поглощение поверхностного стока и др.), формирование мощной (1000 – 1500 м и более) зоны пресных подземных вод и т.д.

Однако для центральных погруженных частей таких бассейнов в связи со значительной мощностью разреза чехла, наличием выдержанных толщ слабопроницаемых пород, в том числе морских глинистых, гипс-ангидритовых, нередко соленосных формаций и т.д., характерны четкие проявления вертикальной гидродинамической и гидрогеохимической зональности, соответствующие условиям артезианских бассейнов платформенного типа. В то же время в связи со значительными различиями размеров бассейнов, их внутреннего структурного плана, мощности и строения разреза осадочного чехла и другими факторами гидродинамические, гидрогеохимические и гидрогеотермические условия таких бассейнов могут сильно меняться (от типичного межгорного бассейна до условий типичного бассейна платформенного типа).

Так, мощность зоны пресных гидрокарбонатных вод может изменяться практически от нуля (участки интенсивного испарения и засоления грунтовых вод или неглубокого залегания соленосных толщ) до 1000 – 1500 м и более.

Минерализация глубоких подземных вод (2 – 3 км и более) может изменяться от 10 – 20 г/л в разрезах, сложенных континентальными или прибрежно-морскими терригенными породами, до 270 – 300 г/л и более при наличии галогенных толщ. Температура подземных вод (на глубинах 2 – 3 км) изменяется от 30 – 50 до 100 – 120 °С и более. В ряде случаев подземные воды характеризуются относительно повышенными содержаниями I, B, Sr и газов H_2S , NH_4 , CO_2 и др. (Зайцев, 1986). При

этом в зависимости от внутреннего структурного плана бассейна, мощности и строения разреза, гидродинамических условий типы гидрогеохимической зональности (прямая, инверсионная), характер изменения минерализации и состава подземных вод с глубиной, геотермические градиенты и другие характеристики могут достаточно резко изменяться даже в пределах различных структурных зон и участков одного бассейна.

11.2.2. Адартезианские бассейны и гидрогеологические адмассивы

Как было сказано выше, при гидрогеологическом районировании складчатых областей из-за большого разнообразия гидрогеологических условий наряду с типичными (межгорными) бассейнами и массивами производится также выделение гидрогеологических районов переходного (промежуточного) типа, которые в связи с особенностями главным образом геологического строения и истории развития имеют определенные признаки (черты), характерные и для одного и для другого типа гидрогеологических районов. К подобным районам "переходного" типа относятся адартезианские бассейны и гидрогеологические адмассивы. Термины "адбассейн" и "адмассив" предложены Н.И. Толстихиным и И.К. Зайцевым. По смыслу греческая приставка "ад-" соответствует латинской приставке "суб-".

К адартезианским бассейнам относят гидрогеодинамические системы (части систем), связанные с отрицательными структурами складчатых областей (синклинии, мульды, крупные синклинальные складки, межгорные депрессии и др.), выполненными слоистыми толщами осадочных отложений. В этом смысле адартезианские бассейны похожи на типичные бассейны платформенного или межгорного типа. Однако в отличие от них осадочные толщи адартезианских бассейнов характеризуются сильной степенью литификации и интенсивной дислоцированностью. В связи с этим первичная седиментогенная пористость (проницаемость) таких пород оказывается в значительной степени "подавленной" процессами уплотнения и цементации порового пространства, и обводненность горных пород (условия залегания, типы подземных вод и др.) связана здесь главным образом с развитием трещиноватости различных генетических типов. Именно по этому показателю адартезианские бассейны больше напоминают гидрогеологические массивы.



Mount Miacimu, Meili Xueshan Range, Yunnan Province, China

Примерами гидрогеологических районов этого типа являются Минусинский и Кузбасский бассейны Алтае-Саянской складчатой области, Залаирский бассейн Западно-Уральской зоны складчатости и др.

Слоистость гидрогеологического разреза адартезианских бассейнов определяет формирование слоистой неоднородности, связанной с неравномерным (послойным) развитием литогенетической и тектонической трещиноватости, наличием слоев карстующихся горных пород, возможностью выделения более или менее выдержанных водоносных горизонтов и комплексов, а также относительно слабопроницаемых элементов разреза.



вод может быть различной.

В то же время интенсивная дислоцированность горных пород и наличие проницаемых зон, связанных с многочисленными тектоническими нарушениями, определяют возможность существования участков и зон с открытой гидравлической связью относительно глубоко залегающих напорных вод с грунтовыми и поверхностными водами адбассейна. В связи с этим в разрезе адартезианских бассейнов формируется, как правило, гидравлически единая система потоков подземных вод, не в полной мере соответствующая гидродинамической зональности бассейнов платформенного или межгорного типа. Естественно, что в зависимости от размеров бассейна, мощности и строения разреза, наличия и положения проницаемых тектонических нарушений или зон интенсивной закарстованности горных пород структура потоков подземных

Основными типами подземных вод являются трещинные, трещинно-карстовые, трещинно-жильные и пластово-трещинные. К ним относятся: грунтовые трещинные воды зоны экзогенной трещиноватости (закарстованности); линейно-локальные потоки трещинно-жильных вод зон тектонических нарушений и напорные трещинные воды зон региональной (в пределах всего массива) и локальной трещиноватости. Наличие и условия формирования различных типов подземных вод определяются главным образом слоистостью разреза и изменением типа горных пород (от слоя к слою).

Слоистость разреза адартезианских бассейнов обуславливает также (послойные) изменения минералого-геохимического комплекса горных пород (терригенные, карбонатные, гипс-ангидритовые и др.), что в решающей степени определяет условия взаимодействия подземных вод с горными породами, а следовательно, изменения минерализации и химического состава подземных вод. В верхней части разреза (до глубины 500 м иногда глубже) распространены пресные гидрокарбонатные кальциевые ($\text{Ca} - \text{Na}$ и др.) воды, при наличии гипсов или загипсованных пород – сульфатные кальциевые ($\text{HCO}_3 - \text{SO}_4$, $\text{Cl} - \text{SO}_4$) с минерализацией до 1,5 – 2,0 г/л и более. В зоне недостаточного увлажнения и континентального засоления грунтовых вод (Минусинская впадина, Забайкалье и др.) в верхней части разреза могут быть широко распространены пестрые по химическому составу воды с минерализацией от менее 1,0 до 30 – 50 г/л. При наличии в более глубоких частях разреза бассейна относительно высокопроницаемых слоев (зон) и участков интенсивного питания трещинных вод нередко наблюдается "инверсия" гидрогеохимического разреза (залежание пресных пластово-трещинных и трещинных вод под засоленными грунтовыми).

В глубоких частях разреза адартезианских бассейнов (1,0 – 2,0 км) в зависимости от мощности и состава пород, физико-географических условий и других факторов величина минерализации подземных вод меняется в широких пределах. Обычно она не превышает 10 – 35 г/л, состав вод преимущественно хлоридный ($\text{SO}_4 - \text{Cl}$, $\text{HCO}_3 - \text{Cl}$), в отдельных случаях хлоридные рассолы с минерализацией до 100 г/л и более (табл. 11.2). Наличие многочисленных зон тектонических нарушений, по которым осуществляется разгрузка глубоких вод, обуславливает формирование

термальных источников с температурами воды на выходе до 50 – 60°C, в отдельных случаях до 96°C (Тянь-Шаньская складчатая область).

Таблица 11.2

Химический состав подземных вод литифицированных осадочных пород горно-складчатых областей (Зайцев, 1970)

Складчатая область	Минерализация, г/л	Химический состав	Специфические компоненты	Содержание CO ₂ , г/кг	Температура, °C
Карпаты	до 130	Cl — Na, (HCO ₃ — Ca)	HBO ₂ , As, Fe, H ₂ SiO ₃	до 3,0	до 60
Кавказ	до 35	Cl (HCO ₃) — Na	HBO ₂ , As, Fe, H ₂ SiO ₃	1,5 — 3,3	до 50
Памир	1,2 — 4,5	HCO ₃ (Cl, SO ₄) — Na (Ca, Mg)	H ₂ SiO ₃ , Fe	0,7 — 3,3	до 64
Тянь-Шань	до 30	HCO ₃ (SO ₄) — Ca(Mg)	Fe, Ba, Sr, H ₂ SiO ₃	1,4 — 3,3	до 20

К **гидрогеологическим адмассивам** относят преимущественно антиклинальные структуры, сложенные слоистыми толщами сильно литифицированных и интенсивно дислоцированных осадочных пород, которым в современном рельефе соответствуют возвышенности с интенсивно расчлененным, преимущественно горным рельефом.

При синклинальном строении структуры, выраженной положительными формами современного рельефа, используется также название "гидрогеологический **интермассив**" (Кирюхин, Толстихин, 1987).

Строение разреза адмассивов (осадочные толщи, слоистость, интенсивная дислоцированность горных пород и т.д.) в целом аналогично адартезианским бассейнам. Однако отличия геологического строения (антиклинальные структуры) и рельефа (интенсивно расчлененные горные районы) определяют специфические особенности условий распространения и формирования подземных вод, характерные главным образом для гидрогеологических массивов. К этим особенностям относятся: более или менее резко выраженные проявления высотной гидрогеологической поясности, большая (в целом) мощность верхней зоны экзогенной трещиноватости (при наличии карстующихся сред — закарстованности) горных пород. "Центробежные" (от центральных приподнятых участков к периферии массива) направления потоков подземных вод, с чем в целом связана большая мощность зоны интенсивного водообмена, и др.

В связи с этим в гидрогеологических адмассивах со средне- и высокогорным рельефом распространены главным образом грунтовые воды верхней зоны экзогенной трещиноватости (закарстованности) горных пород и трещинно-жильные воды зон тектонических нарушений, что характерно для гидрогеологических массивов. Однако слоистое строение разреза с наличием осадочных пород разного состава определяет ряд специфических особенностей формирования подземных вод, принципиально отличающих адмассив от типичного гидрогеологического массива. Слоистое строение разреза определяет неравномерное "послойное" развитие экзогенной трещиноватости, что резко нарушает общую для массивов закономерность уменьшения проницаемости горных пород с глубиной (особенно при наличии слоев карстующихся пород). Слои осадочных пород разного состава могут иметь различный минералогический комплекс (слои карбонатных пород, гипс-ангидритовых, засоленных), что определяет "послойное" изменение минерализации и химического состава подземных вод. На участках с относительно слабой дислоцированностью слоистого разреза, в основном на периферии массивов и на участках с пониженным слаборасчлененным рельефом, возможно формирование напорных трещинных и трещинно-карстовых вод типа межпластовых, наличие которых не характерно для типичных массивов.

Гидрогеологические условия адмассивов определяют возможность формирования значительно более мощной, чем в адбассейнах (предположительно, до глубин в несколько километров), зоны пресных подземных вод. Состав вод преимущественно гидрокарбонатный, при наличии загипсованных пород — сульфатный кальциевый. Состав катионов может существенно меняться в зависимости от типа водовмещающих пород (проявление слоистости разреза). Глубокие части разрезов гидрогеологических адмассивов изучены в настоящее время относительно слабо. Имеющиеся данные (Зайцев, 1986) свидетельствуют о том, что в глубоких частях разреза гидрогеологических адмассивов на глубинах 2 — 3 км и более (при наличии галогенных формаций на значительно меньших глубинах) могут быть распространены сильносоленые подземные воды и рассолы (до 50 — 70 г/л и более) хлоридного состава (Карпаты, Крымская обл., Западный Копетдаг и др.).

Лекция 5

РАЗДЕЛ: ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МАССИВЫ И СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ (окончание)

11.2.3. Вулканогенные массивы

В качестве особого типа **вулканогенных массивов** рассматриваются геологические структуры преимущественно складчатых областей, сложенные вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. В качестве типичных **вулканогенных массивов** обычно рассматриваются районы современной и неоген-четвертичной (реже более ранней) вулканической деятельности с распространением непосредственно с поверхности вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород (андезиты, базальты, андезитодациты и др., а также туфы, туфобрекчии, пемзы, шлаки и другие пирокласты). Районы этого типа широко распространены на Камчатке, Курильских островах, Малом Кавказе, в Италии, Исландии и др.



Морфологически районы распространения этих пород могут быть представлены лавовыми покровами и потоками, образующими вулканические массивы, нагорья, плато, осложненные эруптивными куполами, террасовидными уступами и языками лавовых потоков, связанных с эрозионными долинами, врезанными в более древние лавовые покровы или в подстилающие породы. Разрез таких образований может быть представлен лавой единичного излияния или сложно построенными толщами переслаивания лавовых тел нескольких циклов излияния, прослоев пирокластов и резко измененных делювиальных образований, образующихся на поверхности лавовых покровов различного возраста.

Рисунок – Районы развития вулканизма Камчатки.

Общая мощность таких сложно построенных вулканических толщ может достигать 800 – 1200 м и более. Видимая мощность миоцен-нижнеплиоценовой формации пластобазальтов Исландии, представленной субаэральными лавовыми покровами и вулканогенно-осадочными образованиями разного типа, достигает 7 – 10 км. Мощность отдельных лавовых потоков до 20 – 50 м и более (Маринов и др., 1989).

В гидрогеологической литературе районы этого типа нередко носят странное название "гидрогеологические суперструктуры": вулканогенные супербассейны и вулканогенные супермассивы (Зайцев, 1986).



Рисунок – Делювиальные отложения у подножий Северо-Чуйского хребта в Алтайских горах – водораздел реки Чуи (на севере от хребта) и рек Карагем и Чаганузун (на юге).

Вероятно, в этом случае применение приставки "супер" является неоправданным. Определение "вулканогенный" достаточно полно отражает геологическую природу районов этого типа ("вулканогенный бассейн", по В.А. Кирюхину и Н.И. Толстихину, 1987). Однако в связи с тем, что для гидрогеологических районов этого типа практически всегда характерно преимущественное распространение трещинных типов подземных вод, вероятно, наиболее правильным является название "вулканогенный массив".

Среди вулканогенных массивов по различию условий формирования подземных вод могут быть выделены два характерных подтипа: районы "предыдущей" (неоген-четвертичной или более ранней) вулканической деятельности и районы современного вулканизма.



Рисунок – Южно-Камчатский парк находится в южной части восточного побережья Камчатки. Своеобразная геологическая история и процессы современного вулканизма обусловили наличие разнообразных форм рельефа.

Подземные воды Южной Камчатки. По широкому развитию на Южной Камчатке вулканогенных толщ четвертичного возраста и современного вулканизма, мощности обводненной толщи пород, высокой степени трещиноватости, площади распространения вулканических покровов и построек, и в конечном счете, большому запасу подземных вод описываемый район входит в особый гидрологический район первого порядка – Восточно-Камчатский вулканический супербассейн, территориально совпадающим с Восточным вулканическим нагорьем. Здесь преимущественно развиты трещинно-грунтовые, порово-грунтовые и пластово-трещинные воды четвертичных вулканогенных образований.

Водоносные горизонты приурочены к потокам и покровам эффузивов, туфы и туфобрекчии иногда являются водоупорами. Кроме того, широко распространены поровые и порово-пластовые воды рыхлых пирокластических отложений четвертичного возраста, мощностью до 20м. В толщах пирокластических отложений насчитывается до 6 водоносных пластов, залегающих на глубинах до 80м. Дебиты скважин здесь составляют 1–4 л/с, реже до 10 л/с, дебиты источников достигают 15л/с. Для эффузивных пород характерно наличие крупных линейных и пластовых выходов вод с суммарными дебитами до 200 л/с.

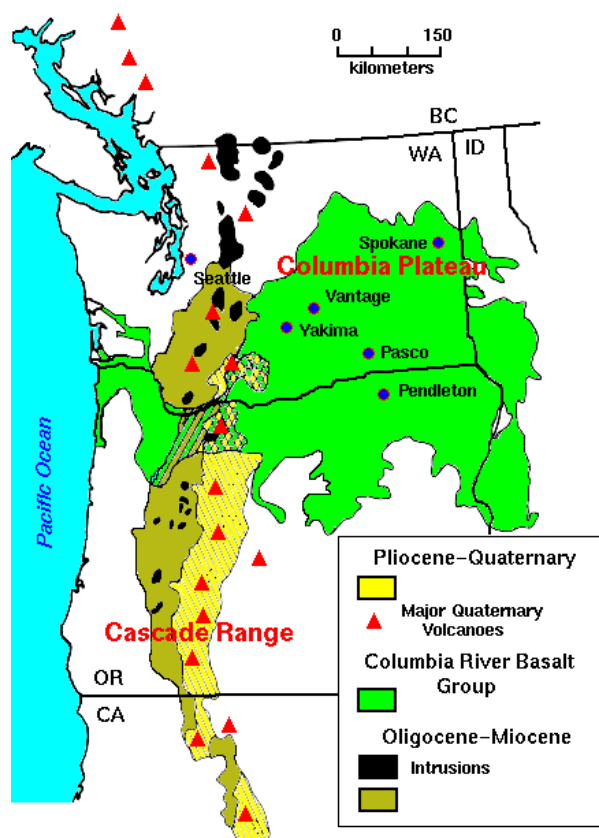
Восточно-Камчатский вулканический супербассейн характеризуется своеобразным химическим составом подземных вод. В зоне свободного водообмена, на общем фоне гидрокарбонатно-хлоридных вод (до 0,1г/л), выделяются приуроченные к действующим вулканам участки распространения хлоридно-сульфатных вод(до 0,4 г/л). В пределах этих участков встречаются также высокотермальные, ультракислые воды фумарольного типа и азотно-углекислые термы различного состава.

Районы неоген-четвертичной вулканической деятельности. При отсутствии современной вулканической деятельности проницаемость лав и вулканогенно-осадочных образований определяется трещиноватостью и пористостью, формировавшейся при остывании лав, и рыхлым сложением пирокластов. В зависимости от условий излияния и остывания лав их пористость и трещиноватость изменяются в широких пределах.

Наряду с монолитными слаботрещиноватыми (практически "водоупорными") участками лавовых тел характерно существование лав, в которых интенсивная открытая (до 1,5 – 5,0 см и более) трещиноватость развита на всю мощность. Особенно высокой проницаемостью характеризуются лавовые тела с развитием интенсивной сингенетической трещиноватости (столбчатая, глыбовая, плитчатая и другие отдельности).

Проницаемость вулканогенно-осадочных образований изменяется в зависимости от содержания тонкодисперсного материала и степени уплотнения. В связи с этим глинистые туфы, туфобрекчии, пеплы и другие породы нередко являются практически "водоупорными". Часто слабопроницаемые "экраны" образуются также на поверхности лавового покрова в результате оплавления при следующем излиянии и кольматации зоны экзогенной трещиноватости, вулканогенно-осадочных образований и делювиальных пород.

Скважность и проницаемость пород этого типа зависят также от их возраста и снижаются от молодых вулканогенных пород к более древним в связи с процессами кольматации и цементации трещинного и порового пространства и уплотнения. Поэтому в качестве типичных вулканогенных бассейнов обычно рассматриваются районы распространения молодых неоген-четвертичных, в отдельных случаях палеогеновых, эффузивных пород.



В целом скважность (трещинно-поровая пустотность) вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород изменяется от 2,0 – 3,0 до 20% и более. Проницаемость от менее 10^{-2} до 150 м/сут и более. Так, по имеющимся данным (Lindholt, Vaccaro, 1988), максимальная проницаемость базальтов в районе лавового плато Колумбия (США) достигает примерно 3000 м/сут при преобладающих значениях 150 – 1500 м/сут. Вертикальная ("межслоевая") проницаемость интенсивно измененных "оплавлением" осадочных пород и пирокластов изменяется от $n \times 10^{-2}$ до $n \times 10^{-6}$ м/сут.

Рисунок – Плато Колумбия, США

Характер обводненности вулканогенных толщ определяется климатическими условиями территории, рельефом, мощностью и условиями их залегания, характером "переслаивания" в разрезе высокопроницаемых и относительно водоупорных пород, наличием эруптивных куполов и зон тектонических нарушений и др.

В условиях распространения одного покрова (потока) лавы существенно важным является характер подстилающих пород. При значительной проницаемости пород фундамента даже высокопроницаемые лавы при их ограниченной мощности оказываются практически безводными, поскольку водоносный горизонт формируется ниже в породах, подстилающих лавы. Особенно часто такие условия наблюдаются в засушливых районах в связи с относительно малыми величинами атмосферного питания.

При низкой проницаемости фундамента в трещиноватых лавах формируются обводненные зоны (неравномерно распространенный водоносный горизонт), связанные с участками распространения высокопроницаемых лав и понижениями на поверхности подстилающих пород (гидрографическая сеть, существовавшая до излияния лав, впадины и ложбины различного генезиса и др.).

В сложно построенных толщах вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород значительной мощности формирование обводненных зон определяется положением высокопроницаемых (интенсивно трещиноватые лавы, пирокласты и осадочные породы с высокой пористостью и др.) и относительно водоупорных прослоев. В связи с резко невыдержанным распространением водоупоров и наличием многочисленных "гидрогеологических окон" (небольших участков на площади распространения водоносных пород, в которых водоупорная кровля или почва отсутствует, что приводит к взаимосвязи между водоносными горизонтами в толщах вулканогенных пород), как правило, формируется система сложно взаимосвязанных над-, меж- и подластовых потоков подземных вод.

На одних участках разреза в связи с отсутствием водоупорных "экранов" или низкой проницаемостью породы являются практически безводными. На других – в интенсивно трещиноватых лавах или высокопористых пирокластах формируются мощные потоки "пластово-трещинных" подземных вод, движение которых определяется конфигурацией проницаемых зон и рельефом подстилающей слабопроницаемой поверхности. Латеральные градиенты таких потоков изменяются в пределах 0,005 – 0,01 и более. В ряде случаев скважины вскрывают напорные подземные воды типа межпластовых (рис. 11.4).

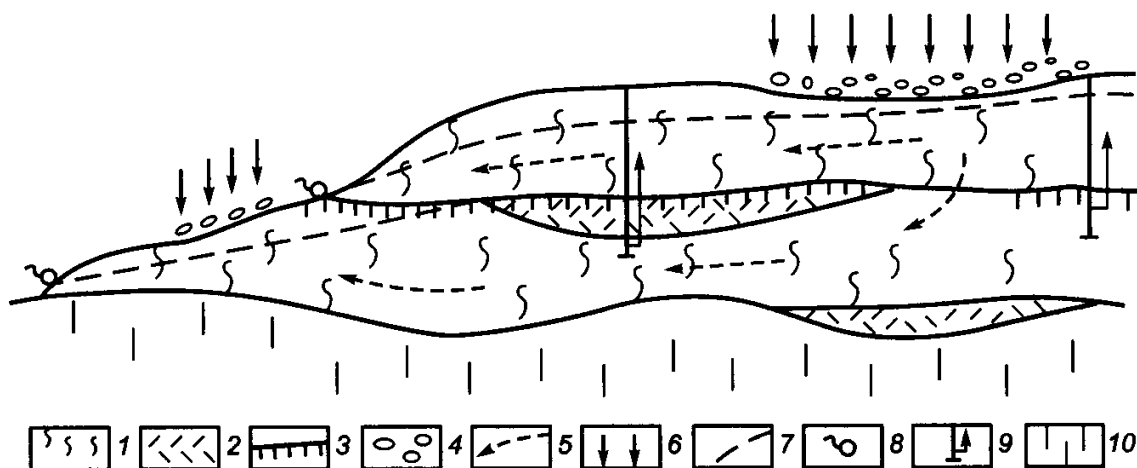


Рис. 11.4. Схематический гидрогеологический разрез вулканогенного массива: 1 — трещиноватые вулканические породы; 2 — пирокласты (туфы, туфобрекчии и др.); 3 — слабопроницаемые "экраны": участки поверхности лавовых "потоков", оплавленные при последующем излиянии, прослойки слаботрещинчатых лав и др.; 4 — валунно-глыбовые образования; 5 — над-, меж- и подлавовые потоки трещинных подземных вод; 6 — участки интенсивного питания подземных вод; 7 — положение уровней подземных вод; 8 — источники и групповые выходы подземных вод; 9 — местный напор подземных вод; 10 — породы "основания"

Питание трещинных вод вулканогенных массивов формируется за счет инфильтрации атмосферных осадков и поглощения поверхностных водотоков, образующихся в периоды интенсивного выпадения осадков и снеготаяния. Особенно благоприятные условия атмосферного питания характерны для участков поверхностного распространения интенсивно трещиноватых лав и участков, на которых вулканические породы перекрыты развалами камней и глыбовыми накоплениями мощностью 20 – 25 м и более. На таких участках практически все атмосферные осадки (за вычетом испарения) расходуются на питание подземных вод. По данным количественных оценок на базальтовых нагорьях и плато в условиях достаточного увлажнения средние величины питания подземных вод достигают 200 – 350 мм/год и более, что составляет до 40 – 50% годовой суммы осадков (Малый Кавказ, лавовое плато Колумбия и др.).

Разгрузка подземных вод формируется в основном в виде родников и крупных групповых выходов, которые связаны с выклиниванием над- и межлавовых потоков. Основные участки и зоны разгрузки обычно склонами эрозионных врезов и уступами лавовых плато и террас, на которых поверхность земли вскрывает контакты водоносных и слабопроницаемых пород. При сложном строении разреза на высоких уступах часто наблюдаются ярусно расположенные участки разгрузки подземных вод с выходами родников на разновысотных отметках.

Расходы одиночных выходов изменяются от менее 1,0 до 10 – 15 л/с. Суммарные дебиты групповых выходов, дренирующих мощные потоки трещинных подземных вод, достигают 1000 – 2000 л/с и более. Так, суммарный дебит группового выхода Совджур-Мецаморских источников (Малый Кавказ) достигает 20 м³/с. Суммарный дебит источников, связанных с базальтами Гавайских островов, достигает 110 – 140 м³/с (Кирюхин, Толстихин, 1987).

В районах с недостаточным увлажнением (Юго-Восточная Африка) породы вулканогенных плато характеризуются пестрой и в ряде случаев слабой обводненностью. Глубины залегания подземных вод нередко достигают 50 – 90 м и более, многие скважины оказываются безводными. Дебиты родников изменяются от

0,01 до 3,0 – 5,0 л/с, групповые выходы, как исключение, имеют расходы 20 – 25 л/с (Маринов и др., 1978).

В связи с благоприятными условиями водообмена и слабой растворимостью водовмещающих пород для вулканогенных массивов в областях избыточного и достаточного увлажнения характерно широкое распространение ультрапресных и пресных преимущественно гидрокарбонатных натриево-кальциевых вод с минерализацией от 0,02 – 0,1 (горные районы) до 0,3 – 0,5 г/л.

С зонами тектонических нарушений, вулканическими жерлами и участками оруднения нередко связаны выходы более глубоких подземных вод с минерализацией до 3 – 5 г/л. Состав вод $Cl, SO_4 - Cl, HCO_3 - SO_4, Na, Na - Ca$. Микрокомпонентный состав представлен Al, Mn, Zn, Ni и другими, газовый состав – N_2, He, CO_2, H_2S .

В условиях районов с недостаточным увлажнением подземные воды вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород имеют пестрый состав. Наряду с пресными (менее 1,0 г/л) широко распространены воды с минерализацией 3 – 5 г/л, в редких случаях до 30 г/л и более. Состав вод $Cl, SO_4 - Na, Ca; Cl - Na$.

Подземные воды областей современного вулканизма. Подземные воды вулканогенных массивов с проявлением процессов современного вулканизма наряду с рассмотренными выше закономерностями характеризуются **в ряде случаев аномальным геотермическим режимом и специфическим химическим и газовым составом**, связанными с вулканической деятельностью.

В верхней части разреза в трещиноватых лавах и пирокластических образованиях формируются инфильтрационные маломинерализованные (0,1 – 0,25 г/л) подземные воды, гидродинамический режим и химический состав которых типичен для этих пород.

В районах воздействия активных вулканических очагов и на участках гидротермального изменения горных пород в зонах современного тектонического дробления и контактов существуют условия для формирования термальных вод глубинной (1500 – 2000 м, возможно более) циркуляции, имеющих специфический химический и газовый состав.

Основными факторами, определяющими формирование подземных вод этого типа, являются (Иванов, 1976):

- наличие кислых высокотемпературных вулканических газов, поднимающихся на поверхность и частично смешивающихся с подземными водами;
- влияние интенсивных термометаморфических процессов в зонах, примыкающих к магматическим очагам;
- наличие аномально высоких температур на относительно небольших глубинах;
- формирование высокопроницаемых новейших разломов, обеспечивающих, с одной стороны, возможности глубокой инфильтрации атмосферных вод, и с другой – выход на поверхность высоконапорных термальных вод, а в зонах воздействия активных вулканических очагов и высокотемпературных вулканических газов.

Выходы высокотемпературных подземных вод на поверхность проявляются в виде термальных, нередко "кипящих" источников и пароводяных струй, в ряде случаев с **гейзерным режимом** фонтанирования. Дебиты крупных термальных источников достигают 10 – 15 л/с, в отдельных случаях – 50 – 100 л/с. Температура подземных вод на выходе изменяется от 20 – 35 до 100°C (Восточная Камчатка). На глубинах 1000 – 1500 м температура подземных вод достигает 200 – 350°C и более (Камчатка, Курильские острова, Япония, Мексика, Италия и др.).



Рисунок – Действующие вулканы на Курилах находятся на островах Итуруп, Кунашир и Парамушир.

Химический состав и минерализация подземных вод в зависимости от глубины циркуляции и влияния вулканических газов изменяются в широких пределах (табл. 11.3).

Таблица 11.3

Химический состав термальных источников Камчатки и Курильских островов (Иванов, 1976)

Пункт наблюдений	Температура, °С	Минерализация, г/л	Ионный состав, экв. %	pH	Содержание H_2SiO_3 , г/л
Источник железистый, о. Парамушир	97	2,2	$\frac{488}{36}$; Na 27; Mg 23	2,9	0,5
Серноводские источники, о. Итуруп	43	2,7	$\frac{S0_4 84}{Al 49}$; Ca 25; H 23	2,2	0,15
Головинские источники, о. Кунашир	67	6,4	$\frac{S0_4 60 + HSO_4 40}{H 43}$; Al 32	1,5	0,4
Дзензурские источники, Камчатка	90	1,9	$\frac{(S0_4 + HSO_4) 97}{(Na + K) 51}$; Ca 20	2,6	0,13
Источник Кислый ключ, о. Кунашир	55,6	3,9	$\frac{66; (S0_4 + HSO_4) 34}{27; (Na + K) 26}$; Fe 17	2,4	0,43
Природный конденсат вулканических газов, вулкан Эбеко, о. Парамушир	100	66,8	$\frac{Cl 99}{H 98}$	-0,36	0,06
Гейзер Великан, Камчатка	100	2,4	$\frac{Cl 83; S0_4 8}{(Na + K) 94}$; Ca 5	8,7	0,33

Приведенные данные свидетельствуют о том, что воды термальных источников имеют преимущественно слабую минерализацию (2,0 — 5,0 г/л). Высокие (60 — 80 г/л и более) значения минерализации характерны только для природных конденсатов вулканических газов. Состав подземных вод преимущественно $S0_4$, $S0_4$ — Cl и Cl. Наиболее специфическим является катионный состав подземных вод, связанных с действующими вулканическими проявлениями, в котором в ряде случаев преобладают ионы Al, H, Fe, NH_4 . Характерным также является **кислый** состав этих вод с pH от менее 1 до 2,9 — 3,3.

Исключением являются **азотно-углекислые и азотные термы**, образующие крупные месторождения высокотемпературных подземных вод, которые проявляются на поверхности мощными (до 50 — 100 л/с и более) группами источников. Минерализация этих вод изменяется от 0,4 — 1,5 г/л (азотные термы) до 2,0 — 5,0 г/л, состав преимущественно Cl, $S0_4$ — (Na+K), Cl — (Na+K), pH 8 — 9,2 (см. табл. 11.3). Газовый состав подземных вод районов современной вулканической деятельности может быть представлен сероводородом, азотом, углекислым газом, реже метаном и водородом.

По современным представлениям (И.К. Зайцев, В.В. Иванов и др.) большинство типов подземных вод районов вулканической деятельности являются **современными инфильтрационными** водами. Высокие температуры подземных вод связаны с их глубокой (до 1000—2000 м, возможно глубже) фильтрацией вблизи магматических очагов по системам новейших тектонических разломов. Относительно низкая минерализация подземных вод объясняется **слабой растворимостью** (даже при высоких температурах) основных типов вулканогенных пород. Специфический химический и газовый состав этих вод и низкие величины pH связаны с выщелачиванием минеральных включений и главным образом с процессами смешения (в различных пропорциях) с конденсатами вулканических газов.

Благодаря специфическому химическому и газовому составу, а также высоким температурам многие типы подземных вод областей современного вулканизма являются **минеральными термоэнергетическими** водами.

Рассмотренные выше основные типы гидрогеологических районов складчатых областей свидетельствуют о том, что для них характерно широкое разнообразие типов подземных вод, условий их распространения и формирования. В зависимости от возраста складчатой области, ее геологического строения и рельефа она всегда представляет собой более или менее сложную совокупность гидрогеологических районов разного типа. В то же время,

как было показано выше, даже в пределах однотипных районов в зависимости от их размеров, строения гидрогеологического разреза, рельефа и т.д. условия формирования подземных вод могут существенно различаться.

Вопросы к главе 11

1. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МАССИВЫ. УСЛОВИЯ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД.
2. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЙОНОВ СЛАБЫХ ОБЛАСТЕЙ.
3. АРТЕЗИАНСКИЕ БАСЕЙНЫ МЕЖГОРНОГО ТИПА. ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ "КОНУСОВ ВЫНОСА".
4. ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД РАЙОНОВ "ПЕРЕХОДНОГО" ТИПА (АДМАССИВЫ И АДБАСЕЙНЫ).
5. ВУЛКАНОГЕННЫЕ МАССИВЫ. УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД.
6. ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД РАЙОНОВ СОВРЕМЕННОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ.

РАЗДЕЛ: ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ОБЛАСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД (КРИОЛИТОЗОНЫ)

Многолетнемерзлыми породами (ММП), согласно определению Н.И. Толстихина и Н.А. Цитовича, называются горные породы, имеющие отрицательную или нулевую температуру, содержащие воду в кристаллическом состоянии (в виде льда) и сохраняющиеся в таком состоянии в течение многих лет, веков и тысячелетий.

Горные породы, промерзавшие в сухом состоянии и не содержащие в связи с этим льда, называются морозными (П.Ф. Швецов).

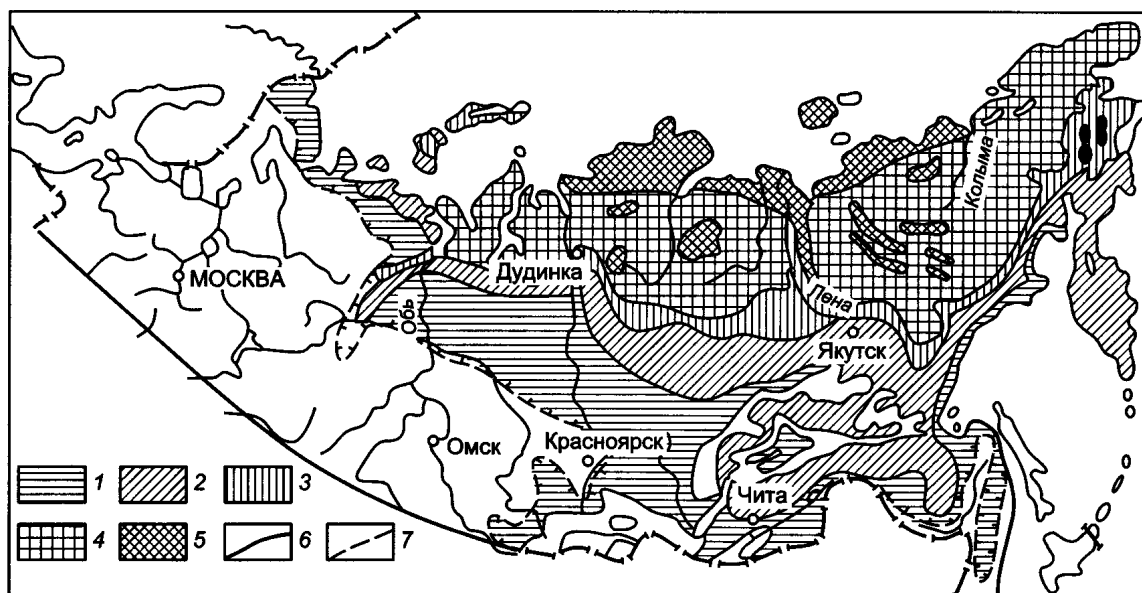


Рисунок 12.1 – Схема распространения многолетнемерзлых пород (ММП) на территории России (по К.А. Кондратьевой), 1976): 1 – зона редкоостровного, островного и массивно-островного распространения ММП со среднегодовыми температурами $t_{ср} +3 -1\text{ }^{\circ}\text{C}$, и мощностью m мерзлых толщ от 0 до 100 м; 2 – 5 – зона сплошного распространения ММП : 2 – $t_{ср} -1 -3\text{ }^{\circ}\text{C}$, $m - 50 - 300\text{ м}$; 3 – $t_{ср} -3 -5\text{ }^{\circ}\text{C}$, $m - 100 - 400\text{ м}$; 4 – $t_{ср} -5 -9\text{ }^{\circ}\text{C}$, $m - 200$

– 600 м; 5 – t_{cp} ниже -9°C , m – 400 – 900 м и более; 6 – границы зон ММП; 7 – южная граница криолитозоны.

На территории СНГ общая площадь распространения многолетнемерзлых пород составляет около 10 млн км², т.е. более 60% территории. Зональность распространения ММП, их мощности и температуры показаны на рис. 12.1. В целом на территории земного шара многолетнемерзлые породы распространены на площади более 35 млн км², около 25% суши (Ершов, 2002).

*Мощность многолетнемерзлых пород изменяется от первых метров вблизи южной границы их распространения до 100 – 700 м в северных районах Западносибирской и Восточносибирской артезианских областей. Мощность ММП меняется здесь достаточно сильно в зависимости от рельефа, характера растительности, строения гидрогеологического разреза и др. В пределах массивов кристаллических пород и в горно-складчатых областях Восточной Сибири мощность ММП в ряде случаев достигает 1000 м и более. В артезианских бассейнах Восточной Сибири (Оленекский, Катуйский и др., см. рис. 10.1) мощность ММП относительно невелика (200–300 м) в связи с тем, что на этих глубинах и ниже по разрезу распространены преимущественно соленые воды и рассолы, не замерзающие при температурах до минус $3,0 - 5,0^{\circ}\text{C}$ и менее. Ниже подошвы ММП в этих бассейнах широко распространены охлажденные (ниже 0°C) горные породы, содержащие так называемые **криогайинные** воды (**криопэги**) с отрицательными температурами.*

*Разрез толщи многолетнемерзлых пород может быть практически сплошным или слоистым, содержащим талые ($t > 0^{\circ}\text{C}$) слои или слои охлажденных пород с **криогайинными** водами. В ряде районов (север Печорского бассейна, Западная Сибирь и др.) установлено **двухслойное** строение толщ ММП, когда под слоем современной мерзлоты с "разрывом" на глубинах от 80 до 200 – 250 м распространена реликтовая толща многолетнемерзлых пород, мощность которых может достигать 200 – 300 м и более.*

Исследование подземных вод области распространения многолетнемерзлых пород связано с именами российских ученых А.И. Калабина, А.В. Львова, Н.Н. Романовского, М.И. Сумгина, Н.И. Толстихина, С.М. Фотиева, П.Ф. Швецова и др. Суммируя имеющиеся представления, можно считать, что основными особенностями гидрогеологических условий этой территории в отличие от районов с отсутствием ММП являются следующие:

- 1) в пределах области распространения ММП значительный объем свободных гравитационных подземных вод постоянно находится в **твердом состоянии** и тем самым (временно с точки зрения геологической истории этих районов) исключается из общего круговорота воды в литосфере;*
- 2) мерзлые горные породы с температурами ниже 0°C являются **непроницаемыми** для свободных гравитационных подземных вод (за исключением криогайинных) и могут рассматриваться в качестве **криогенных водоупоров**. Положение подземных вод относительно толщи (водоупорных) ММП определяет различные условия их формирования, что служит основой для классификации подземных вод криолитозоны;*
- 3) распространение практически с поверхности земли до глубин 200–300 м, а в ряде случаев до 1000 м и более непроницаемых мерзлых пород с температурами ниже 0°C приводит к резким изменениям гидродинамических, гидрохимических и гидротермических условий формирования всех типов подземных вод, определяя глубокое "криогенное" преобразование гидрогеологических структур. В связи с этим артезианские бассейны, гидрогеологические массивы и другие типы гидрогеологических районов в пределах зоны сплошного распространения ММП значительной мощности должны рассматриваться (Н.Н. Романовский и др.) в качестве специфических криогидрогеологических структур (**криоартезианские** бассейны, **криогидрогеологические** массивы и др.).*

Основные типы подземных вод области распространения ММП

Первая классификация подземных вод области распространения ММП была предложена в 1941 г. Н.И. Толстихиным, которым по условиям залегания подземных вод относительно

толщи многолетнемерзлых пород были выделены: **надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные** подземные воды.

Во всех последующих классификациях представления Н.И. Толстихина главным образом уточнялись и детализировались. Н.Н. Романовский в 1966 г. предложил подразделять подземные воды в многолетнемерзлых породах на пять типов: **надмерзлотные, межмерзлотные, внутримерзлотные, подмерзлотные и воды сквозных таликовых зон**. В настоящее время именно это подразделение обычно используется при характеристике типов подземных вод области распространения ММП.

Условия залегания перечисленных типов подземных вод и их взаимодействие с многолетнемерзлыми породами показаны на рис. 12.2.

Надмерзлотными, согласно определению Н.И. Толстихина, называются подземные воды, залегающие над толщей многолетнемерзлых пород, **над ее верхней границей**. При неглубоком (до 10 — 15 м) залегании многолетнемерзлых пород их толща является обычно водоупорным основанием (подошвой) для надмерзлотных вод.

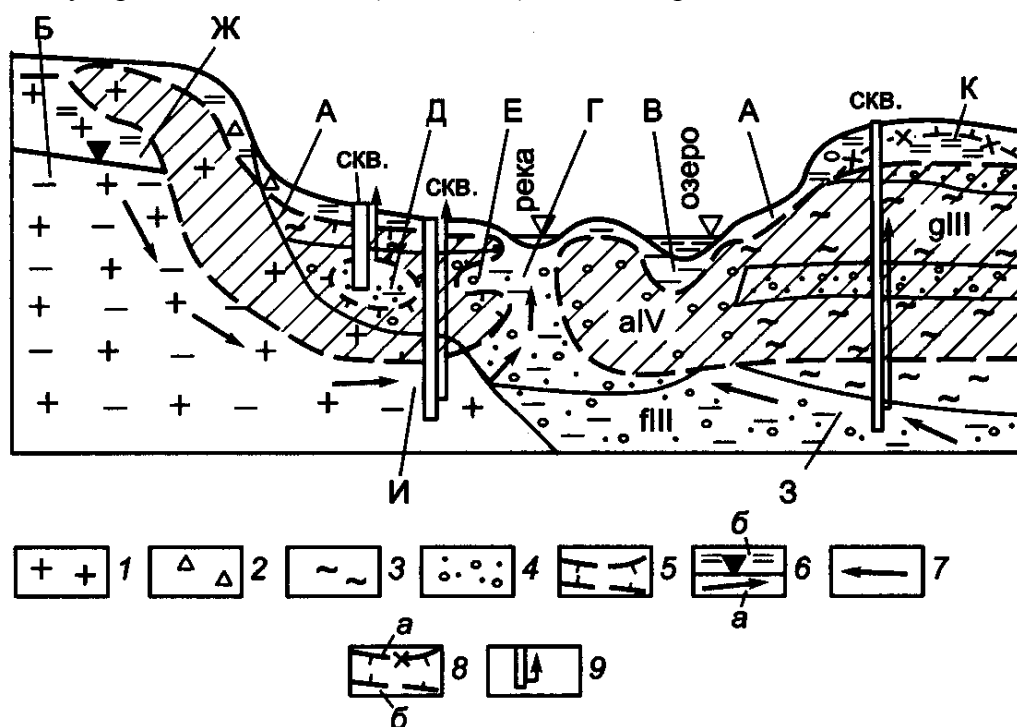


Рис. 12.2. Схема залегания различных по отношению к ММП типов подземных вод (по Н.Н. Романовскому, 1983): А — надмерзлотные воды СТС; Б — воды сквозного дождевально-радиационного талика; В — надмерзлотные воды подозерного несквозного талика; Г — воды сквозного подруслового талика; Е — межмерзлотные воды; Ж — подмерзлотные воды неконтактирующие безнапорные; И — подмерзлотные воды контактирующие напорные; К — надмерзлотные воды несквозного дождевально-радиационного талика; 1 — изверженные трещиноватые породы; 2 — щебень и дресва; 3 — суглинки; 4 — пески, галечники; 5 — многолетнемерзлые породы и их граница; 6 — обводненность пород постоянная (а), периодическая (б), 7 — стрелка — направление движения подземных вод; 8 — подошва СТС (б) и СМС (а); 9 — скважины, стрелкой показана глубина появления и установившийся уровень подземных вод

В соответствии с представлениями Н.Н. Романовского (1983) в качестве основных подтипов надмерзлотных вод должны рассматриваться воды **сезонно-талого слоя (СТС)** и воды **несквозных таликов**. Воды сезонно-талого слоя (слой сезонного оттаивания, деятельный слой и др.) формируются в самой верхней, оттаивающей в летний период части разреза и связаны, как правило, с рыхлыми четвертичными образованиями различного генезиса и состава. По условиям залегания они образуют первый от поверх-

ности земли **сезонно существующий горизонт** безнапорных вод типа **грунтовых**. В связи с относительно малой мощностью и сезонным характером существования воды СТС в ряде случаев рассматриваются как "верховодка". Однако исходя из определения это неверно, так как верховодка формируется в зоне аэрации выше постоянно существующего уровня грунтового водоносного горизонта.

Мощность водоносного горизонта СТС в зависимости от климатических условий, рельефа, состава водовмещающих пород и других факторов изменяется от 0,1 — 0,5 м в северных районах до 2 — 3 м и более в южных районах распространения ММП. Время существования водоносного горизонта с севера на юг территории изменяется от 2 — 3 до 10 — 11 месяцев в году (Романовский, 1983).



Рисунок - Ниагарский водопад в сильные морозы

Условия формирования вод СТС определяются условиями их залегания. Питание подземных вод (в летний период) происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и конденсации водяного пара. По данным В.В. Климовича, В.Е. Афанасенко, И.Т. Рейнюка, величины конденсационного питания за летний период изменяются от 20 до 80 мм/год, что составляет до 7 — 30% от суммарной величины их питания. Разгрузка

осуществляется в виде малобитных источников, многочисленных высачиваний или фильтрацией в гидрографическую сеть. Залегая в самой верхней части разреза, подземные воды СТС обычно настолько тесно связаны с поверхностными водами (озера, болота, склоновый поверхностный сток и др.), что "переход" одного вида воды в другой осуществляется практически повсеместно.

Минерализация и химический состав подземных вод СТС определяются условиями их залегания и тесной связью с атмосферными и поверхностными водами. Как правило, эти воды характеризуются низкой минерализацией (от 10 — 15 до 200 — 250 мг/л, реже более) и преимущественно гидрокарбонатным составом. В специфических условиях формируются маломинерализованные гидрокарбонатно-кремнистые воды, в которых относительно высокое содержание SiO_2 связано, как правило, с отсутствием в породах СТС карбонатных или сульфатных соединений (разрез представлен торфами или торфоминеральными образованиями с малым содержанием или отсутствием карбонатов). В целом для вод СТС характерно относительно повышенное содержание органических веществ и газов атмосферного происхождения (N_2 , O_2 , CO_2).

Воды с относительно более высокой минерализацией (2,0 — 3,0 г/л и более) сульфатно-хлоридного и хлоридного состава в условиях СТС могут быть связаны главным образом с участками разгрузки более глубоких (межмерзлотных, подмерзлотных) подземных вод; с элювиально-делювиальными отложениями, формирующимися на гипс-ангидритовых толщах или записованных карбонатных породах; с участками континентального засоления (Центральная Якутия, Южное Забайкалье); с отложениями современных и верхнечетвертичных морских террас (побережье северных морей); а также с участками интенсивного антропогенного загрязнения вод СТС.

Несквозными таликами называются, как правило, ограниченные по площади участки в пределах территории с неглубоким (1—3 м) сплошным залеганием ММП, на которых мощность талых (непромерзающих) пород больше (значительно больше) мощности слоя сезонного промерзания (от поверхности земли до кровли ММП). На таких участках в зимний период промерзает только верхняя часть разреза, а ниже (до кровли ММП) горные породы и содержащиеся в них подземные воды постоянно или в течение достаточно длительных (многолетних) периодов сохраняются в талом состоянии. Таким образом, несквозные талики представляют собой как бы "изолированные понижения" поверхности ММП, формирование которых обычно связано с воздействием местных тепляющих факторов (см. рис. 12.2).

Классификация и подробная характеристика таликов, в том числе и несквозных, приведены в работе Н.Н. Романовского (1983). По факторам, оказывающим местное тепляющее воздействие, им выделено семь типов таликов: радиационно-тепловые, гидрогенные (подводно-тепловые), гидрогеогенные (водно-тепловые), гляциальные, химогенные, вулканогенные и техногенные.

По условиям залегания подземные воды субэвральных несквозных таликов являются, как правило, грунтовыми безнапорными; по характеру режима — постоянно (в течение длительного времени) существующими непромерзающими или частично промерзающими (О.К. Ланге, Н.И. Толстихин, О.Н. Толстихин). В отдельных случаях мощность подрусовых и подозерных несквозных таликов может достигать 40—50 м и более. Подземные воды подрусовых, подозерных и субмаринных несквозных таликов обычно обладают напором, величина которого определяется положением уровня поверхностных вод.

Условия питания и разгрузки подземных вод несквозных таликов, их гидродинамический режим, формирование химического состава и минерализации определяются типом (подтипом, классом) талика. Для субэвральных таликов они определяются главным образом условиями формирования атмосферного питания (инфильтрация, конденсация) и разгрузкой в виде источников, высачиваний, испарения и транспирации, русловой разгрузки в малые водотоки и др.; для субаквальных типов (подрусовые, подозерные др.) — уровнем режимом поверхностных вод, характером изменения расходов постоянных и временных водотоков, режимом промерзания поверхностных вод и др.

В большинстве случаев для несквозных таликов (кроме субмаринных, подозерных в котловинах соленых озер, некоторых типов химогенных и техногенных) характерно формирование слабоминерализованных (до 200—300 мг/л) подземных вод гидрокарбонатного кальциевого (Ca—Mg) состава. Состав и минерализация подземных вод не отличаются принципиально от вод СТС и поверхностных вод территории. Исключение могут составлять участки разгрузки минерализованных межмерзлотных вод, трещинно-карстовые воды сульфатных пород, участки интенсивного антропогенного загрязнения и др. В котловинах перемерзающих и пересыхающих озер и под аласами в результате процессов криогенной метаморфизации (концентрирования) могут быть распространены преимущественно хлоридные воды с минерализацией до 20 г/л и более (Афанасенко, 2000). Алас представляет собой вытянутую пологосклонную и плоскодонную ложбину овальной формы диаметром до нескольких километров и глубиной до 30 метров. Образуется при вытаивании подземных льдов, усадке грунта и горных пород, суффозии, карсте и т. д. Низина аласа обычно покрыта заболоченным озером, а склоны лугово-степной растительностью. Алас являет собой автономный биоотп. Характерны торфонакопления. Сухие ареалы аласа обычно используются в качестве сельскохозяйственных угодий.

Самый крупный алас — Мюрю, находится в Усть-Алданском улусе Якутии. На его территории расположен улусный центр — село Борогонцы. В 2002 в Мюрю провели 73-километровый канал от реки Лена и заполнили речной водой обмелевшее природное озеро.

В южных районах распространения ММП при относительно более глубоком (до 10—15 м и более) залегании их кровли в верхней части разреза (выше кровли ММП) обычно формируется "нормальный" постоянно существующий горизонт грунтовых вод, для которого кровля ММП является нижним водоупором. По условиям залегания относительно толщи ММП подземные воды данного горизонта также являются **надмерзлотными**, однако условия их распространения и гидродинамический режим существенно отличаются от вод СТС и вод несквозных таликов. В зависимости от соотношения глубины залегания уровня грунтовых вод и мощности слоя сезонного промерзания грунтовые воды этого типа могут быть **частично промерзающими** или **непромерзающими** (О.К. Ланге, Н.И. Толстихин, О.Н. Толстихин).

При залегании кровли ММП на глубинах 100—200 м и более (реликтовые толщи ММП) подземные воды верхней части разреза по условиям залегания также являются надмерзлотными. Однако в этом случае гидрогеологический разрез над верхней границей ММП может включать не только грунтовые, но и залегающие ниже напорные водоносные горизонты.

РАЗДЕЛ: ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ОБЛАСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД (КРИОЛИТОЗОНЫ) (окончание)

Режим надмерзлотных подземных вод определяется их относительно неглубоким залеганием и тесной связью с поверхностными водами. Для вод СТС он в решающей степени определяется режимом промерзания и оттаивания горных пород. В летний период (существование собственно водоносного горизонта СТС) изменения уровня подземных вод в целом незначительны в связи с малыми глубинами залегания; колебания температуры связаны главным образом с воздействием климатических факторов. Специфической особенностью гидродинамического режима надмерзлотных вод (воды СТС и частично промерзающих несквозных таликов) является формирование **криогенного напора**.

Промерзание водоносного горизонта с поверхности земли приводит к увеличению объема (твердой фазы по сравнению с жидкой). При отсутствии условий для формирования оттока подземных вод (водообмен с поверхностью затруднен в связи с промерзанием почвенного слоя) увеличивается давление в непромерзшей части водоносного горизонта. Это в свою очередь обуславливает относительный подъем уровней подземных вод (при наблюдении в скважинах и колодцах), не связанный в данном случае с пополнением запасов (питанием) подземных вод и формирование бугров пучения при отжатии подземных вод к участкам, промерзающим в более поздние сроки.

Специфической (криогенной) особенностью гидродинамического режима участков субэвальной разгрузки надмерзлотных (также меж- и подмерзлотных) вод является возможное увеличение дебитов источников в период осенне-зимнего промерзания СТС. При промерзании с поверхности земли в этом случае частично промерзают и участки выхода подземных вод (мелкие источники, высачивания и т.д.), что в определенных условиях вызывает временное увеличение дебитов на основных участках разгрузки подземных вод.

Подземные воды сквозных таликов. Сквозными называются талики и таликовые (талые) зоны, "пронизывающие" (прорывающие) всю толщу многолетнемерзлых пород от их кровли до подошвы (Романовский, 1983). Размеры таких таликов и талых зон, их конфигурация в плане и разрезе могут существенно различаться и изменяются от крупных "сливающихся" талых участков и площадей в районах распространения островных и прерывистых мерзлых толщ до узких щелей, каналов, жил и других форм в районах **сплошного** распространения мощных толщ ММП (см. рис. 12.2).

По температурному режиму подземные воды сквозных таликов подразделяются на "теплые" с температурами выше 0°C и "холодные" **криогалинные**, сохраняющиеся в жидком состоянии (при $t < 0^{\circ}\text{C}$) в связи с их относительно высокой минерализацией.

Типы, подтипы и классы сквозных таликов и талых зон аналогичны рассмотренным выше (Романовский, 1983). В условиях области распространения ММП, особенно при их **сплошном** распространении, сквозные талики и талые зоны являются важнейшим гидрогеологическим фактором, обеспечивающим в современных условиях гидродинамическое взаимодействие, а также процессы тепло- и массообмена между поверхностными над-, меж- и подмерзлотными подземными водами.

С точки зрения условий формирования современной структуры потоков подземных вод в районах различного типа и взаимодействия меж- и подмерзлотных подземных вод с поверхностными и надмерзлотными водами принципиально важным является подразделение сквозных таликов на водопоглощающие (участки нисходящего "поверхностного" питания) и "водовыводящие", с которыми связана в общем случае **восходящая разгрузка** подземных вод (Н.Н. Романовский, С.М. Фотиев и др.).

Первые относятся к так называемому классу инфильтрационных (инфлюационных) сквозных таликов (Романовский, 1983), которые по факторам, оказывающим отопляющее воздействие (тип талика), могут быть различными. Наиболее широко распространенными, особенно в районах островного и прерывистого распространения ММП, являются **инфильтрационные** сквозные талики радиационно-теплового типа (радиационный и дождевадно-радиационный подтипы), приуроченные к относительно повышенным участкам территории (центральные участки и склоны междуречных пространств, высокие террасы крупных речных долин и др.).

Интенсивность питания подземных вод в этом случае определяется размерами талых участков, характером увлажнения поверхности земли в период отсутствия слоя сезонного промерзания, величинами и характером распределения фильтрационных параметров разреза, а также соотношением градиентов вертикальной нисходящей фильтрации.

Широкое распространение при различном характере развития и мощности ММП имеют также инфильтрационные талики **гидрогенного** типа (подозерный, подрусовой, пойменный подтипы), однако в этом случае условия (направление) взаимодействия поверхностных и подземных вод определяются соотношением их уровней и изменениями этого соотношения в различные сезоны года. Исходя из общих особенностей взаимодействия поверхностных и подземных вод, хорошо изученных в районах с отсутствием ММП, можно предполагать, что инфильтрационные сквозные талики гидрогенного типа должны быть характерны главным образом для слабоувраженных речных долин или озерных котловин с относительно высокими (для данного района) отметками уровней поверхностных вод (верховья гидрографической сети, озера, временные водотоки на склонах междуречных пространств или поверхности высоких террас и т.д.), а также для участков с формированием внутрибассейнового перераспределения речного стока.

В то же время крупные глубоковрезанные долины рек I—II порядка и глубокие озерные котловины с "низким" положением уровня поверхностных вод являются преимущественно участками восходящей разгрузки подземных вод, в связи с чем здесь в основном формируются сквозные талики **напорно-фильтрационного** класса (Романовский, 1983). В условиях распространения ММП схемы соотношения уровней поверхностных и подземных вод в определенных условиях могут быть более сложными.

Сквозные талики с восходящей субвертикальной фильтрацией (разгрузкой) напорных меж- и подмерзлотных подземных вод относятся Н.Н. Романовским к классу **напорно-фильтрационных**. Сквозные талики этого класса выделены во всех рассматриваемых типах и подтипах таликов. Однако наиболее широко распространенными и существенными с точки зрения процессов региональной динамики меж- и подмерзлотных вод, несомненно, являются **сквозные талики гидрогенного и гидрогеогенного**

типов, а также специфический тип **"вулканогенных"** таликов, образование которых чаще всего связано с восходящей разгрузкой напорных термальных вод (области современного вулканизма).

В отличие от таликов инфильтрационного класса, с которыми связаны преимущественно пресные подземные воды гидрокарбонатного кальциевого (Ca—Mg и др.) состава (исключение могут составлять талики, формирующиеся под солеными озерами или солончаками, и специфические техногенные талики), со сквозными таликами напорно-фильтрационного класса могут быть потенциально связаны подземные воды любого состава и минерализации.

Исходя из закономерностей изменения состава и минерализации подземных вод, наиболее полно изученных в районах с отсутствием ММП, со сквозными напорно-фильтрационными таликами **субмаринного, подэстуариевого, подруслового** (в крупных речных долинах платформенных территорий с мощными толщами ММП) подтипов должна быть связана главным образом разгрузка хлоридных натриевых (SO₄—Cl, Ca—Na и др.) минерализованных вод и рассолов. В этих условиях возможно широкое распространение сквозных таликов с субвертикальной восходящей разгрузкой холодных (криогалинных) подземных вод.

Имеющиеся фактические данные свидетельствуют о том, что в ряде районов (например, в Восточной Сибири) разгрузка минерализованных криогалинных вод и рассолов, связанная со сквозными напорно-фильтрационными таликами, отмечается достаточно часто.

Характерными проявлениями, связанными с участками разгрузки подземных вод по таликам напорно-фильтрационного и других типов, являются **полюньи и наледи**. **Полюньи и наледи как явление, сопутствующее разгрузке подземных вод, характерны для районов с отрицательными температурами в зимний период и вне области распространения ММП. Однако в условиях этой области в связи с продолжительностью зимнего периода, наличием низких температур, локализацией (сосредоточенные выходы) разгрузки подземных вод по зонам таликов эти явления выражены более резко.**

Полюньями называются не замерзшие в зимний период (свободные от льда) участки русел рек или поверхности озер, связанные обычно с отопляющим воздействием сосредоточенных субаквальных выходов подземных вод. Размеры полюньей, являющихся в данном случае индикаторами мест русловой или озерной разгрузки в зимний период, изменяются от нескольких квадратных метров до участков русел протяженностью в несколько километров при наличии крупнодебитных выходов подземных вод.



Наледи представляют собой участки земли или льда в связи с излияниями подземных вод. Их характеристики и формирование зависят от режима формирования (роста) и суммарным объемом разгрузки подземных вод.

Влияние разгрузки подземных вод на формирование наледей может быть различным. Формирование наледей зависит от источника, группы и объема разгрузки подземных вод.

Режим формирования (роста) и суммарным объемом разгрузки подземных вод.

сти земли или льда в связи с излияниями подземных вод. Их характеристики и формирование зависят от режима формирования (роста) и суммарным объемом разгрузки подземных вод.

величин может быть различным. Формирование наледей зависит от источника, группы и объема разгрузки подземных вод.

естественного водопроявления

Наличие наледей этого типа или специфического наледного ландшафта является показателем существования участков разгрузки подземных вод, а величины суммарной разгрузки (среднее значение за период формирования наледи) могут быть приблизительно оценены через объем наледи $q = \frac{V}{\Delta t}$ — где q — среднее суммарное значение дебита, м³/сут, V — объем наледи в

[be% d0% bb% d1% 8 d0% b0% d1% 8 f& hI](#)

од на поверхность земли при н

100

ение грунта под давлением погребённых л

БДОВ.

В центральной части формирующегося бугра пучения хорошо виден мощный ледяной клин голубоватого цвета.



Крупные наледы часто образуются в речных долинах в связи с промерзанием на отдельных участках русел рек и ручьев. Поверхностные воды, формирующие русловой сток, встречая ледяную перемычку (промерзший участок русла), изливаются на поверхность и, распространяясь по поверхности льда и пойме речной долины, образуют наледные тела различной формы и размеров. В отличие от наледей, непосредственно связанных с участками разгрузки подземных вод, наледы указанного типа относятся Н.Н. Романовским к так называемым *гидрогенным*, формирующимся за счет разлива и промерзания поверхностных вод. *Условия формирования гидрогенных наледей другого типа (озерные, морские и др.) не рассматриваются.*

Однако промерзание рек и ручьев и образование наледей происходят в период, когда весь русловой сток формируется также за счет разгрузки подземных вод, поскольку собственно поверхностное питание рек (жидкие атмосферные осадки, склоновый сток и др.) в районах распространения ММП в зимний период отсутствует.

В отличие от наледей, непосредственно связанных с участками разгрузки подземных вод, наледь такого типа аккумулирует подземные воды, разгрузка которых происходит рассредоточенно в пределах всей площади водосбора, расположенной выше места формирования наледи (между двумя наледными участками и т.д.). И в этом случае объем наледи дает представление о суммарной величине разгрузки подземных вод в пределах площади водосбора, ее средних значениях за время формирования наледи и т.д. (Толстихин, 1974; Соколов 1975; и др.). Однако в этом случае место положения наледи не является показателем участка разгрузки подземных вод.

В зависимости от гидрогеологических условий территории, суммарных дебитов разгрузки и типа наледей их размеры изменяются в чрезвычайно широких пределах. Мощность наледного льда изменяется от нескольких десятков сантиметров до 7 — 10 м; площади наледей — от нескольких метров до 50 — 80 км²; объемы льда — соответственно от нескольких метров до десятков миллионов кубометров. Так, объем самой крупной **Большой Момской наледи** в бассейне р. Индигирки достигает в отдельные годы 200 млн м³ (Н.И. Толстихин, О.Н. Толстихин). Многие крупные наледи северных и высокогорных районов области распространения ММП не успевают растаять в течение летнего периода и существуют как **многолетние** наледи (Романовский, 1983).

Межмерзлотные и внутримерзлотные подземные воды. **Межмерзлотные** называются подземные воды, связанные с водоносными слоями, зонами трещиноватости или закарстованности и т.д., ограниченными (условно) сверху и снизу толщами ММП. Формы контакта обводненных слоев и зон могут быть достаточно сложными, но во всех случаях межмерзлотные воды имеют гидравлическую связь с надмерзлотными или подмерзлотными подземными водами, т.е. образуют с ними **связную** водоносную систему.

Внутримерзлотные называются подземные воды, залегающие **исключительно** внутри толщи многолетнемерзлых пород (участки слоев, линзы, локальные зоны трещиноватости и др.), не имеющие гидравлической связи с другими категориями подземных вод.

По условиям залегания и формирования межмерзлотные воды обычно образуют **потоки** (сложной конфигурации) пластовых, трещинно-жильных, трещинно-карстовых и других подземных вод. Естественными границами таких "потоков" в разрезе и плане являются толщи ММП, однако наличие движения (поток) предполагает существование участков питания и разгрузки подземных вод. В связи с этим межмерзлотные воды имеют относительно благоприятные условия современного водообмена и являются, как правило, пресными и слабоминерализованными водами, имеющими положительные температуры. Холодные ($t < 0^{\circ}\text{C}$) **криогалинные межмерзлотные воды**, непромерзающие в связи с их относительно повышенной минерализацией, могут быть связаны с участками (зонами) разгрузки подмерзлотных соленых вод и рассолов, с пластами засоленных пород и т.д.

Условия чередования в разрезе многолетнемерзлых и талых горных пород (наличие межмерзлотных вод) наиболее характерны для зон развития **двухслойных** толщ ММП (Западная Сибирь, Тимано-Печорская плита и др.) (рис. 12.3). Кроме того, межмерзлотные воды характерны для условий, когда относительно близко расположенные участки питания и разгрузки подземных вод (талики) и высокая проницаемость горных пород обеспечивают формирование интенсивного водообмена **внутри** толщи ММП (рис. 12.4).



Рис. 12.3. **Строение криолитозоны платформенных областей** (по Н.Н. Романовскому, 1983): I — **плейстоценовые**, II — **верхнеголоценовые мерзлые толщи**; 1 — **преимущественно песчаные водоносные породы**; 2 — **глинистые слабопроницаемые**; 3 — **породы фундамента**; 4 — **слой сезонного промерзания (а), многолетнемерзлые породы (ММП) и граница их распространения (б)**; 5 — **охлажденные породы с криогалинными водами и граница их**

распространения; 6 — граница между плейстоценовыми и верхнеголоценовыми ММП.

Внутримерзлотные воды, ограниченные со всех сторон ММП и характеризующиеся в связи с этим "застойным" режимом, должны быть по своей природе главным образом холодными (криогалинными). Внутримерзлотные пресные и слабоминерализованные воды с положительными температурами образуют с ММП термодинамически неустойчивую систему. При процессах протаивания и разрушения мерзлоты они будут переходить в категорию межмерзлотных вод с формированием водообмена определенного типа. Наоборот, при понижении температур и промерзании они неизбежно будут переходить в твердое состояние или в категорию переохлажденных в различной степени концентрированных криогалинных вод.

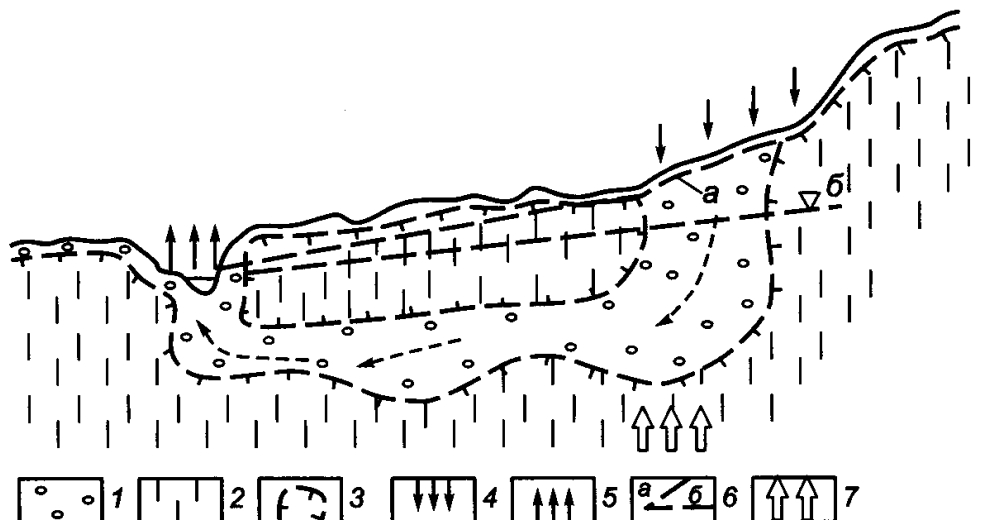


Рис. 12.4. Схема возможного формирования потока **межмерзлотных подземных вод**: 1 — относительно высокопроницаемые талые породы; 2 — ММП; 3 — границы ММП; 4 — участок (область) сосредоточенного питания межмерзлотных вод; 5 — участок разгрузки; 6 — положение уровня подземных вод в период формирования их питания (а) и в период отсутствия питания (б); 7 — возможный приток более глубоких (межмерзлотных, подмерзлотных) подземных вод

Формирование линз, изолированных прослоев, зон и других форм с криогалинными внутримерзлотными водами связано, как правило, с промерзанием горных пород, содержащих соленоватые и соленые подземные воды (сингенетично промерзающие отложения морских террас, галогенные толщи, участки пластовых систем с относительно неглубоким залеганием минерализованных межпластовых вод и др.). В специфических условиях формирование линз внутримерзлотных вод этого типа может быть связано с днищами соленых озер и прибрежных лагун, с участками континентального засоления грунтовых вод, несквозными техногенными таликами, содержащими воды повышенной минерализации, и др. Обычно линзы криогалинных внутримерзлотных вод характеризуются избыточным "криогенным" давлением, возникающим при промерзании горных пород. С наличием таких давлений нередко связано фонтанирование скважин, вскрывающих линзы внутримерзлотных вод, которое, как правило, быстро прекращается в связи с ограниченными объемами водоносной системы и отсутствием притока подземных вод.

Подмерзлотными называются подземные воды, залегающие ниже подошвы ММП. В зависимости от строения разреза и типа водовмещающих пород они могут быть различными: межпластовые поровые воды, трещинные, трещинно-карстовые. По отношению к толще ММП подмерзлотные воды подразделяются на **контактирующие**, для которых подошва ММП является верхним водоупором, и **неконтактирующие**, к которым обычно относятся все глубокие воды гидрогеологического разреза, залегающие ниже подошвы ММП и в общем случае изолированные от ММП пластами и толщами слабопроницаемых пород. В отдельных случаях (чаще при относительно малой мощности ММП) в трещиноватых и закарстованных породах могут быть распространены безнапорные подмерзлотные воды, свободный уровень которых расположен ниже подошвы ММП.

В современных условиях динамика подмерзлотных вод определяется главным образом положением сквозных таликов (талых участков и зон), через которые обеспечиваются их питание и разгрузка. В зависимости от типа структуры, мощности и распространения ММП, параметров гидрогеологического разреза характер водообмена в подмерзлотных водоносных горизонтах может существенно различаться: от интенсивного, типичного для верхней части гидрогеологического разреза, до весьма затрудненного. В ряде случаев для глубоких частей разреза, перекрытых мощными (до 300—400 м и более) толщами ММП, вероятно, можно говорить о застойном характере современного режима подмерзлотных вод.

В связи с различными глубинами залегания подмерзлотных вод, условиями водообмена, составом водовмещающих пород и другими причинами их минерализация и химический состав могут меняться в широком диапазоне: от пресных и слабоминерализованных гидрокарбонатного (HCO_3 — SO_4 и др.) состава до высокоминерализованных хлоридных вод и рассолов с концентрацией до 200 — 300 г/л и более. Сопоставление мощности ММП со строением гидрогеохимического разреза районов разного типа дает примерное представление о возможной величине минерализации и типах химического состава подмерзлотных вод. Однако в условиях распространения ММП значительной мощности в связи с тем, что наличие криогенного водоупора резко ухудшает условия современного водообмена, общий уровень минерализации подземных вод (на тех же глубинах) может быть значительно выше.

Температурный режим подмерзлотных вод, контактирующих с толщей ММП, а в ряде случаев и более глубоких (неконтактирующих) горизонтов в определенной мере зависит от наличия в верхней части разреза толщ горных пород с отрицательной температурой. В артезианских бассейнах платформенного типа при сплошном распространении мощных толщ ММП (реже в адартезианских бассейнах) ниже подошвы мерзлоты нередко распространен значительный по мощности (300 — 500 м и более) ярус "охлажденных" горных пород, содержащих высокоминерализованные криогайные воды и рассолы с температурами от 0 до -12°C (см. рис. 12.3).



12.2. Криогенное преобразование гидрогеологических структур

Выше было сказано, что процессы промерзания с формированием ММП различного характера распространения и мощности существенным образом изменяют условия формирования подземных вод в пределах всех типов гидрогеологических районов. Процессы промерзания горных пород и содержащихся в них подземных вод развиваются с поверхности земли, "накладываясь" на гидродинамическую (гидрохимическую, гидротермическую) систему гидрогеологического района определенного типа.

Характер и степень криогенного преобразования гидрогеологических условий, связанные с распространением (сплошное, прерывистое и др.) и мощностью ММП, определяются в связи с этим не только физико-географическими (климат) условиями территории, но и типом гидрогеологического района, определяющим строение разреза, состав и параметры водовмещающих пород, структуру и расходы потоков подземных вод, гидрогеохимию разреза и др., т.е. те гидрогеологические факторы, которые в свою очередь также решающим образом влияют на формирование и строение толщ ММП.

В связи с этим характер изменения гидрогеологических условий при промерзании и сами принципы оценки степени криогенного преобразования различны в гидрогеологических районах разного типа. Условия и особенности криогенного преобразования гидрогеологических районов разного типа рассматривались А.И. Ефимовым, А.И. Калабиным, Н.Н. Романовским, Н.И. Толстихиным, О.Н. Толстихиным, С.М. Фотиевым и др.

Криогенное преобразование артезианских бассейнов — аб (В данном случае совместно рассматриваются артезианские бассейны платформ, межгорные и адартезианские бассейны). Влияние геокриологических условий (при различной степени промерзания) на условия залегания и формирования артезианских вод подробно рассмотрено Н.Н. Романовским (1983).

Промерзание пластовой системы артезианского бассейна начинается с поверхности земли, и на первой стадии в мерзлое состояние переходят породы зоны аэрации и грунтового водоносного горизонта на участках с относительно более слабым водообменом (распространение менее проницаемых отложений, затрудненные условия питания и др.). В последующем на стадии формирования прерывистых толщ ММП мощностью до 100 м и более в многолетнемерзлое состояние переходит грунтовой водоносный горизонт и верхняя часть межпластовой системы, включая собственно водоносные горизонты и слабопроницаемые разделяющие пласты.

Предполагается, что в этом случае мерзлые толщ значительной мощности формируются на участках, где верхняя часть разреза представлена "водоупорными" глинистыми породами или водоносными породами, имеющими относительно низкую проницаемость, а элементы системы, сложенные высокопроницаемыми породами, зоны тектонических нарушений и закарстованности, участки интенсивного питания и разгрузки подземных вод сохраняются в талом состоянии, локализуясь в виде таликов различного типа и участков распространения межмерзлотных подземных вод (см. рис. 12.3).

Большинство исследователей считают, что при островном распространении ММП гидродинамическая система аб не претерпевает существенных изменений. Однако, как было показано Т.А. Куриновой (1988), в условиях массивно-островного распространения ММП (Ангара-Ленский аб) криогенные водоупоры, формирующиеся в верхней части

гидрогеологического разреза, весьма существенно влияют прежде всего на связь межпластовых горизонтов с верхней гидродинамической границей системы.

Отсутствие связи с верхней (наиболее значимой) границей системы определяет значительные изменения величин и распределения градиентов **межпластовой** фильтрации, что приводит соответственно к существенным изменениям структуры потоков межпластовых вод верхних горизонтов и условий взаимодействия (направления движения, скорости, расходы) в системе поверхностные воды – грунтовые воды – межпластовые воды. Наиболее существенно изменяется именно схема межпластовой фильтрации, поскольку на участках распространения ММП, по существующим представлениям, отсутствуют условия для связи элементов пластовой системы путем **перетекания** через слабопроницаемые породы.

Влияние многолетнего промерзания на гидродинамическую (гидрогеохимическую и др.) систему АБ становится особенно существенным при *сплошном* характере распространения ММП. В этом случае оценка степени криогенного преобразования АБ производится на основе сравнения мощности ММП с мощностью пород осадочного чехла или с мощностью зоны пресных подземных вод при наличии в разрезе бассейна двух или трех гидрогеохимических зон.

В первом случае при относительно ограниченной мощности (первые сотни метров) осадочного чехла, содержащего пресные подземные воды, при глубинах промерзания *больших*, чем мощность чехла, в пределах всего бассейна (или его краевых частей), возможно полное промерзание пластовой системы осадочного чехла с сохранением подземных вод только в локальных зонах, связанных с таликами различного типа.

Ниже промерзанных пород чехла напорные подмерзлотные воды могут быть связаны с трещиноватыми или закарстованными породами фундамента. Подобные гидрогеологические структуры называются в соответствии с принятой терминологией *криогенными постартезианскими бассейнами трещинных вод*. В этом случае система собственно артезианского типа не существует (полностью промерзена), и восстановление ее возможно только при деградации ММП.

Во втором случае глубокое преобразование АБ происходит при мощности ММП большей, чем мощность зоны пресных вод. При подобных условиях в АБ оказывается полностью промерзленной верхняя зона интенсивного водообмена, содержащая пресные подземные воды, включая внутренние и внешние области питания артезианских вод. Ограниченное распространение пресных вод может быть связано с СТС и таликами разного типа, по которым возможно ограниченное современное питание подмерзлотных вод. При наличии мощных толщ ММП существование сквозных (питающих) таликов возможно, но весьма проблематично, и в каждом конкретном случае вопрос об их наличии или отсутствии должен решаться на основании материалов специальных исследований.

Ниже подошвы ММП в бассейнах этого типа распространены, как правило, соленые воды и рассолы, претерпевшие в той или иной мере криогенную метаморфизацию. Возможно наличие яруса межмерзлотных и внутримерзлотных криогалинных вод и яруса подмерзлотных криогалинных вод и рассолов с температурами ниже 0°C. Подобные артезианские бассейны называются **криоартезианскими**.

Современная динамика подмерзлотных вод **криоартезианских** бассейнов определяется главным образом наличием в пределах краевой зоны или внутренней области бассейна сквозных таликов напорно-фильтрационного типа, по которым возможна разгрузка криогалинных ($t < 0^\circ\text{C}$) вод или подземных вод, имеющих положительные температуры.

Как было сказано выше, возможность формирования современного питания подмерзлотных вод через верхнюю границу в условиях криоартезианских бассейнов является весьма проблематичной. В так называемых *закрытых АБ сплошного глубокого промерзания* предполагается полное отсутствие современного "поверхностного" питания подмерзлотных вод, как в пределах собственно бассейна, так и его структурного обрамления.

В этих условиях сохранение высоких значений напоров подмерзлотных вод, обеспечивающих их разгрузку по напорно-фильтрационным таликам в пределах внутренней области бассейна, а также балансовое "обеспечение" современной разгрузки могут быть связаны только с *внутренними* источниками питания (элизийные процессы, поступление глубинных метаморфогенных и магматогенных флюидов через породы фундамента и др.) и формированием криогенных давлений (при промерзании).

В определенных условиях возможно формирование разгрузки подмерзлотных вод и при отсутствии современного питания за счет сработки *упругих запасов* подземных вод. В то же время во внутренних частях ряда платформенных АБ зоны сплошного распространения толщ ММП значительной мощности (Якутский, Хатангский и др.) непосредственно ниже подошвы ММП выделены обширные области с *аномально низкими пластовыми давлениями* (АНПД) подмерзлотных вод (В.Л. Белецкий, А.И. Ефимов, Н.Н. Романовский и др.). Пьезометрические уровни напорных подмерзлотных вод в таких областях устанавливаются не только ниже уровней поверхностных и надмерзлотных вод, но в ряде случаев и ниже уровня Мирового океана (рис. 12.5). Так, в Намской *опорной скважине* (Якутский бассейн) абсолютная отметка уровня подмерзлотных вод находится на глубине 138,4 м.

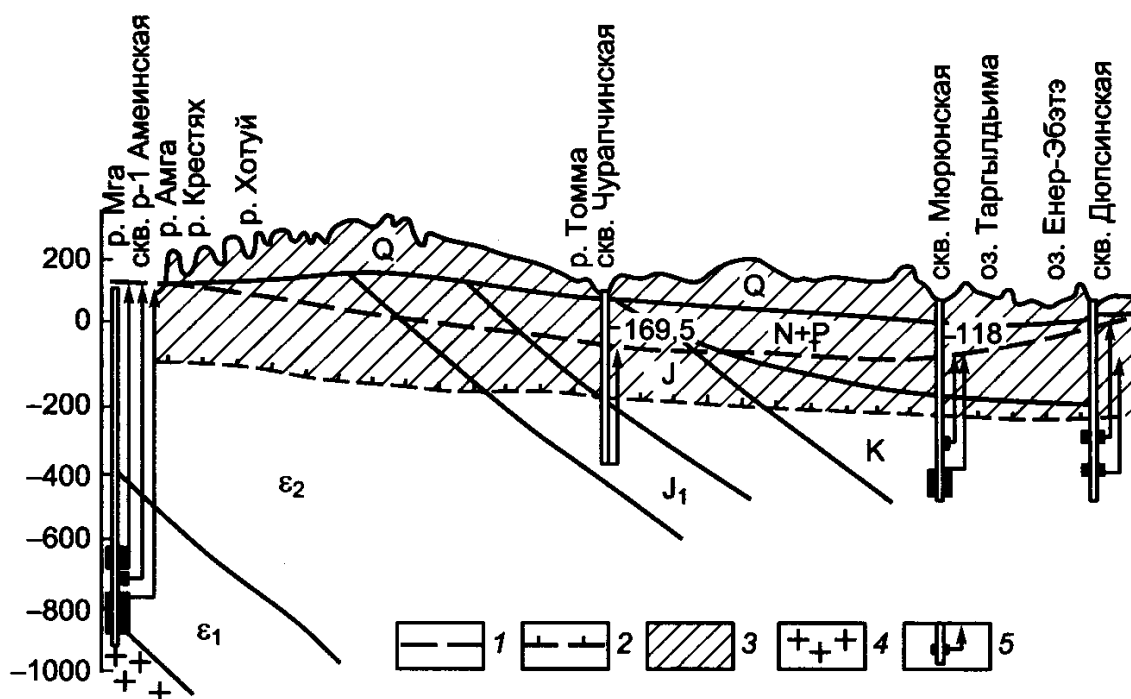


Рис. 12.5. Гидрогеологический разрез Якутского бассейна по линии Амга — Дюпся (по Н.Н. Романовскому, 1983): 1 — пьезометрический уровень подмерзлотных подземных вод; 2 — нижняя граница ММП; 3 — ММП; 4 — фундамент; 5 — скважины, цифрами указано положение пьезометрического уровня относительно поверхности земли

Дефицит напоров относительно уровня поверхностных вод достигает 20 — 80 атм (2,0 — 8,1 МПа) (Романовский, 1983). Дефицит напоров сохраняется, несмотря на наличие сквозных таликов под долинами рек (р. Лена), по которым в принципе возможно гидродинамическое взаимодействие подмерзлотных вод с надмерзлотными и поверхностными водами. В то же время залегающие ниже отложения кембрийского водоносного комплекса содержат подземные воды с "нормальными" значениями напоров. Тем самым создаются условия, когда **гидродинамический минимум** с резким дефицитом пластовых давлений существует в средней (непосредственно под толщей ММП) части гидрогеологического разреза.

Формирование столь своеобразно расположенной зоны с АНПД объясняется, по мнению ряда исследователей (В.Т. Балобаев, В.Л. Белецкий, А.И. Ефимов и др.), образованием (увеличением) **свободного объема порового пространства** при деградации нижней части толщи мерзлых пород. По расчетам В.Т. Балобаева (1973), при протаивании толщи ММП снизу, за счет перехода текстуровещающего льда в воду на площади 1 км³ ежегодно "формируется" до 350 м³ "свободного" объема.

Криогенные преобразования гидрогеологических массивов (субмассивов) определяются характером прерывистости (распространением) мерзлых толщ по площади и соотношением мощности ММП с мощностью зоны экзогенной трещиноватости (Романовский, 1983). Промерзание гидрогеологического массива, распространяясь с поверхности, захватывает в первую очередь породы зоны аэрации, рыхлые водоносные отложения, локально распространенные на поверхности массива, и при увеличении мощности мерзлоты — водоносный горизонт зоны экзогенной трещиноватости. Сохранение талого состояния в этом случае характерно главным образом для участков с наиболее высокой проницаемостью горных пород: интенсивно трещиноватые зоны тектонических нарушений, зоны интенсивной закарстованности (субмассивы), участки речных долин, особенно при наличии высокопроницаемых крупнообломочных отложений и др.

Условия залегания и тип подмерзлотных подземных вод (напорные, безнапорные) зоны экзогенной трещиноватости определяются главным образом соотношением мощности ММП и глубиной залегания уровня подземных вод на различных участках массива, условиями питания и разгрузки подмерзлотных вод, наличием и положением тальных участков и зон. Движение подземных вод в целом осуществляется от центральных частей междуречных пространств к речным долинам и периферии массива, формируя систему местных потоков подмерзлотных трещинных вод.

В связи с достаточно интенсивным водообменом (сохранение в пределах всего массива или на отдельных участках водоносного горизонта зоны экзогенной трещиноватости, наличие сквозных таликов, связанных с зонами тектонической трещиноватости и закарстованности, и т.д.), подмерзлотные воды массива могут иметь относительно невысокую (300 — 500 мг/л) минерализацию и преимущественно гидрокарбонатный (НСО₃ — SO₄ и др.) состав.

Крайняя степень криогенного преобразования массива соответствует условиям, когда мощность толщи ММП превышает (значительно) мощность зоны экзогенной трещиноватости. Подобные типы структур выделяются в настоящее время в качестве **крио-гидрогеологических массивов (КГМ)** сплошного глубокого и сверхглубокого промерзания. В этих условиях верхняя потенциально наиболее обводненная часть массива полностью проморожена. Возможно формирование только локальных (линейно-локальных) потоков трещинно-жильных и трещинно-карстовых подземных вод по зонам интенсивной трещиноватости и закарстованности (субмассивы), с которыми связано наличие сквозных и несквозных таликов различного типа.

Существование локально обводненных зон наиболее характерно для криогидрогеологических массивов с активным проявлением новейших и современных тектонических движений (наличие проницаемых зон тектонических нарушений) и субмассивов, в разрезе которых распространены интенсивно закарстованные горные породы. Глубокие части криогидрогеологических массивов глубокого и сверхглубокого промерзания в настоящее время изучены относительно слабо.

*Чрезвычайно интересными являются данные (А.И. Калабин, Н.Н. Романовский, Н.И. Толстихин и др.) о том, что для гидрогеологических массивов области распространения ММП вблизи подошвы мерзлых толщ характерно формирование так называемой зоны **криогенной дезинтеграции** (криогенной трещиноватости) горных пород, обусловленной многократно происходившими процессами промерзания и оттаивания. В связи с тем, что на протяжении четвертичного периода неоднократно происходила смена холодных и более теплых этапов, а мощность ММП в плейстоцене была в целом большей, чем в настоящее время, развитие зон криогенной дезинтеграции горных пород вблизи подошвы мерзлых толщ можно предполагать практически повсеместно.*

По имеющимся данным (Афанасенко, 2000), вблизи южной границы криолитозоны суммарная мощность зон криогенной дезинтеграции пород может достигать 150 м и более. В гидрогеологических массивах сплошного глубокого и сверхглубокого промерзания при наличии зон криогенной дезинтеграции могут быть локально или на достаточно широких площадях распространены напорные подмерзлотные подземные воды с различными условиями водообмена, минерализацией и составом.

При мощности ММП до 200—300 м и наличии сквозных таликов современный водообмен может быть достаточно интенсивным (особенно при высокой проницаемости пород зоны криогенной дезинтеграции). Это определяет преимущественное развитие пресных и маломинерализованных вод гидрокарбонатного или сульфатно-гидрокарбонатного состава, в той или иной мере измененных процессами криогенной метаморфизации.

При мощности ММП до 500 — 700 м и более и отсутствии связи с поверхностью (надмерзлотными и поверхностными водами) для подмерзлотных вод массивов даже без существенного влияния процессов криогенного концентрирования должно быть характерно преимущественное распространение относительно минерализованных (до 3,0 — 10 г/л и более) сульфатно-хлоридных и хлоридных вод. Однако при определенных условиях (резко расчлененный рельеф, интенсивная трещиноватость и проницаемость горных пород и др.) мощность зоны пресных вод, вероятно, может достигать 1000 м и более.

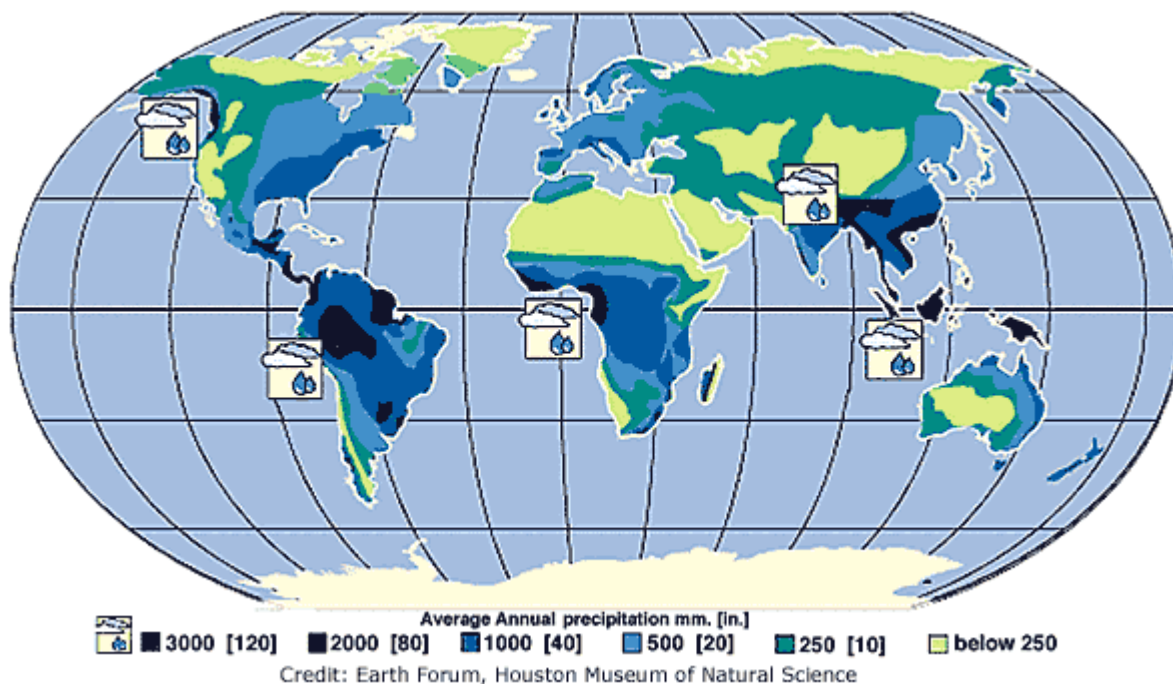
Глубже горизонта подмерзлотных вод, связанного с зоной криогенной дезинтеграции горных пород, обводненность массивов при глубоком и сверхглубоком промерзании может быть связана только с проницаемыми зонами тектонических нарушений и зонами локальной трещиноватости различных типов. Условия водообмена, минерализация и химический состав этих вод до настоящего времени изучены относительно слабо. Однако исходя из фактических данных, имеющихся по подобным типам структур вне области распространения ММП, можно предполагать, что для подмерзлотных трещинно-жильных вод в этом случае должны быть характерны весьма затрудненные условия водообмена, определяющие развитие (на глубинах 1000 — 1500 м и более) высокоминерализованных вод и, возможно, рассолов хлоридного состава.

Вопросы к главе 12

1. Основные (общие) особенности гидрогеологических условий области распространения многолетнемерзлых пород (криолитозоны).
2. Типы подземных вод по условиям залегания относительно толщи ММП.
3. Условия формирования и режим надмерзлотных подземных вод.
4. Межмерзлотные и внутримерзлотные подземные воды.
5. Условия формирования и особенности режима подмерзлотных подземных вод.
6. Гидрогеологическая роль таликов. Типы таликов, связанные с формированием подземных вод.

РАЗДЕЛ: ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ АРИДНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Аридными и полуаридными областями (от лат. *Aridus* — сухой) называются территории с сухим и засушливым климатом: пустыни, полупустыни и степные зоны. На территории земного шара эти области занимают более 30% общей площади суши (далее в тексте — просто аридными). Аридный климат в своих наиболее ярких формах характерен для [тропических](#) и субтропических широт: это [Сахара](#), пустыни [Аравийского полуострова](#), [Австралии](#) и другие.



Основными особенностями природных условий аридных областей, решающим образом определяющими закономерности распространения и формирования подземных вод этих территорий, являются:

- 1) резко недостаточная естественная увлажненность в связи с малым количеством атмосферных осадков и чрезвычайно высокими значениями максимально возможного испарения (испаряемости);
- 2) слабое развитие или практически полное отсутствие современной гидрографической сети;
- 3) наличие в современном рельефе аридных территорий бессточных внутриконтинентальных впадин тектонического или эрозийного происхождения;
- 4) широкое распространение в породах верхней части геологического разреза, в почвенном слое и в породах зоны аэрации легкорастворимых соединений, связанное с развитием процессов интенсивного испарения и континентального засоления.

Песок из Западной Сахары вследствие возникающих песчаных бурь переносится на значительные расстояния через океан достигая Канарских островов. Это показано на космическом снимке NASA.



Рисунок – Космический снимок, показывающий перенос песка из Западной Сахары через океан, достигающий Канарских островов.

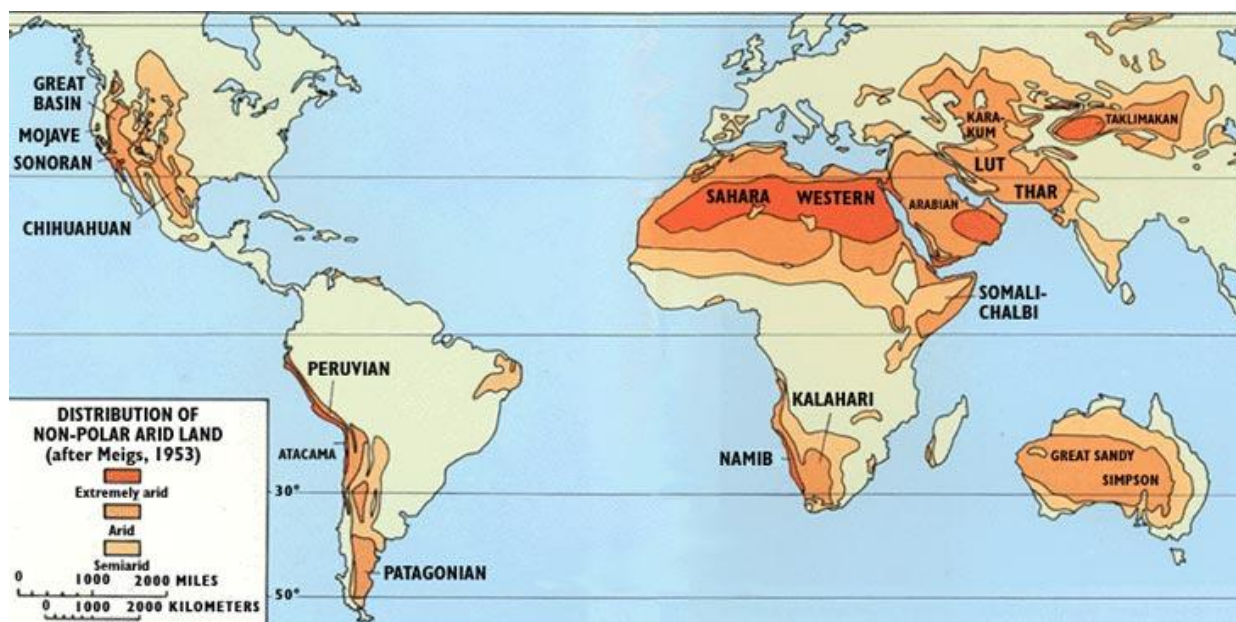


Рисунок – Весьма пустынные, аридные и полуаридные территории мира

13.1. Режим и баланс грунтовых вод

Глубина залегания грунтовых вод аридных территорий в зависимости от рельефа и строения верхней части гидрогеологического разреза изменяется от 1 — 3 до 100 м и более. Максимальные глубины залегания (до 80 — 100 м и более) характерны

главным образом для относительно приподнятых предгорных равнин и интенсивно расчлененных участков с низко- и среднегорным рельефом, сложенных древними кристаллическими и вулканогенными породами, а также в различной степени литифицированными и трещиноватыми осадочными толщами (известняки, песчаники и др.).

В пределах равнинных пространств (степная зона, пустыни) с распространением с поверхности рыхлых или слаболитифицированных пород глубины залегания уровня грунтовых вод изменяются преимущественно от 10 — 15 до 50 — 70 м и более на интенсивно расчлененных площадях и участках с барханным рельефом. При значительной мощности и слоистом строении разреза зоны аэрации для этих территорий характерно развитие водоносных горизонтов типа "верховодки", спорадическое распространение, а в ряде случаев практическое отсутствие горизонта собственно грунтовых вод (Маринов и др., 1978). На относительно пониженных участках, вблизи русел рек и каналов, на берегах озер, в бессточных понижениях и впадинах, а также на интенсивно орошаемых территориях глубины залегания уровня грунтовых вод изменяются в основном в пределах 1,0—5,0 м.



Рисунок – Геологические исследования в ливийской Сахаре

Питание грунтовых вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, конденсации, поглощения поверхностных вод и орошения.

Коэффициент увлажнения — отношение годового количества осадков к годовой величине испаряемости для данного ландшафта, является показателем соотношения тепла и влаги.

$$K_y = \frac{R}{E},$$

Вычисляется по формуле

где K_y — коэффициент увлажнения,

R — среднегодовое количество осадков, в мм.

E — величина испаряемости (количество влаги, которое может испариться с водной поверхности при данной температуре), в мм.

При $K_y > 1$ — увлажнение избыточное ([тундра](#), [лесотундра](#), [тайга](#))

При $K_y \approx 1$ — увлажнение достаточное ([смешанные](#) или [широколиственные леса](#))

При $0.3 < K_y < 1$ — увлажнение недостаточное (если $K_y < 0.6$ — [степь](#), $K_y > 0.6$ — [лесостепь](#))

При $K_y < 0.3$ — скудное увлажнение (если $K_y < 0.1$ — [пустыня](#), $K_y > 0.1$ — [полупустыня](#))

В связи с чрезвычайно низкими значениями коэффициента увлажнения и малой относительной влажностью воздуха средние величины естественного (инфильтрационно-конденсационного) питания грунтовых вод изменяются, как правило, в пределах 1,0 — 5,0 мм/год, реже до 10,0 — 15,0 мм/год (рис. 13.1). Относительно большие значения (до 30—40 мм/год) инфильтрационно-конденсационного питания грунтовых вод в ряде случаев выше (М.Р. Никитин и др.), могут быть связаны с относительно увлажненными территориями ($K_y = 0,4 — 0,6$ и более), с понижениями рельефа, в которых относительно большее увлажнение поверхности земли определяется наличием поверхностного склонового стока или накоплением снега в зимний период, а также с участками распространения непосредственно с поверхности высокопроницаемых пород (грубообломочные, интенсивно-трещиноватые, закарстованные и др.), для которых в связи с высокими скоростями инфильтрации характерны относительно меньшие расходы на испарение.



Рис. 13.1. Распределение величин инфильтрационного питания на территории Приишимской равнины (южная часть Западно-Сибирской низменности): 1 — границы расчетного участка; 2 — расчетный блок, цифра — величина

инфильтрационного питания, л/с • км²); 3 — 6 — величины инфильтрационного питания, л/с•км²; 3 — менее 0,01; 4 — 0,01-0,1; 5 — 0,1-0,2; 6 — 0,2-0,5.

Величины собственно конденсационного питания грунтовых вод, по существующим оценкам (А.Г. Голубь, Н.А. Огильви и др.), в условиях аридных территорий, вероятно, могут достигать 10— 20 мм/год и более.

Более благоприятные условия питания грунтовых вод характерны для участков, где это питание формируется за счет поглощения поверхностных вод рек и каналов. На площади межгорных впадин и предгорных равнин при наличии гидрографической сети с временным или постоянным стоком или ирригационных каналов *руслевое поглощение поверхностных вод является, как правило, основной приходной статьей баланса грунтовых вод, составляя до 50—60% и более от суммарной величины их современного питания* (У.М. Ахмедсафин, В.Ф. Шлыгина и др.).

В зависимости от размеров речных долин, водного режима рек, строения верхней части разреза и других факторов схемы формирования фильтрационного поглощения поверхностных вод могут быть различными; величины поглощения изменяются в широких пределах, достигая 50 — 100 л/с и более на 1 км русла. Как правило, для этого источника питания грунтовых вод характерны значительные изменения величин в различные сезоны года и в многолетнем периоде в зависимости от водности конкретных лет (рис. 13.2).

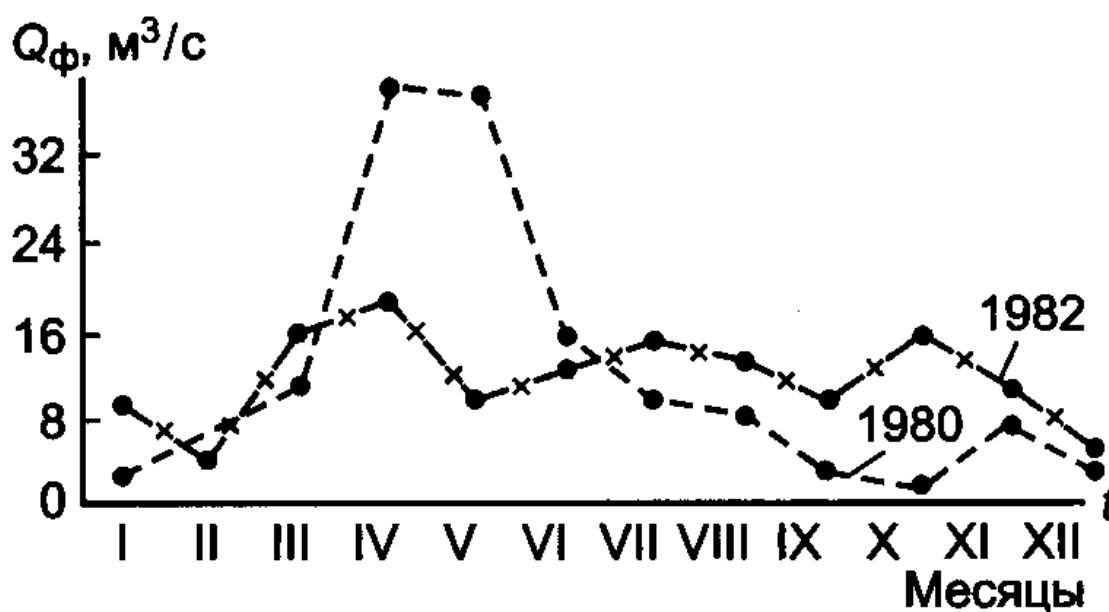


Рис. 13.2. Внутригодовое распределение питания подземных вод Яхсуйской впадины, Таджикистан за счет фильтрационных потерь из современной гидрографической сети (Фиделли и др., 1987).

Таджикистан - горная страна, расположен в области формирования стока бассейна Аральского моря. Территория республики богата подземными водами: пресными, минеральными лечебными, промышленными, термальными. Прогнозные ресурсы подземных вод составляют 51,2 млн. м³/сут. В то же время разведанные эксплуатационные запасы только пресных подземных вод долинной части республики составляют 7,6 млн.м³/сут. Количество действующих скважин на воду составляет более 4600.

Подземные воды Таджикистана чрезвычайно разнообразны по своему химическому составу и вкусовым качествам, условиям залегания, движению и стоку. В вертикальном геологическом разрезе четко выделяются две гидродинамические зоны:

1. Верхняя, характеризующаяся относительно небольшой (до 200-300 м) мощностью, активным водообменом и преимущественным развитием пресных подземных вод хорошего качества.
2. Нижняя, охватывающая глубокие горизонты артезианских бассейнов с затрудненным водообменом. Здесь развиты соленые и рассольные подземные воды с минерализацией до 400 г/дм³. Мощность зоны достигает нескольких километров. На территории Таджикистана выделяются две обширные области - горная и равнинная. В горных районах Карамазара, Центрального Таджикистана и Памира повсеместно распространены трещинные и трещинно-поровые пресные воды. Химический состав подземных вод - гидрокарбонатный кальциевый с минерализацией до 1 г/дм³. Лишь в местах развития загипсованных и соленосных отложений формируются локальные потоки солоноватых и соленых вод. Глубина залегания подземных вод колеблется от нескольких метров до 100-150 м. На Восточном Памире, где выпадает мало атмосферных осадков и развиты многолетние мерзлые грунты, запасы подземных вод невелики; родники здесь встречаются редко и функционируют лишь в весенний период. Наибольшей водообильностью, обычно, характеризуются сильно трещиноватые известняки и граниты. Родники, приуроченные к этим отложениям, отличаются постоянством режима. Дебиты источников достигают 10-15 л/с



Рисунок – Ливийская пустыня.

В горных районах Таджикистана формируются динамические запасы пресных подземных вод хорошего качества. Эти запасы достигают иногда нескольких сотен кубических

метров. Водоснабжение большинства населенных пунктов и промышленных предприятий горных областей базируется на использовании подземных вод путем каптажа крупных родников. Несмотря на наличие громадных природных ресурсов, эксплуатационные запасы подземных вод сравнительно невелики. Это объясняется, в основном, отсутствием благоприятных условий для их аккумуляции. Равнинные области республики отличаются весьма разнообразными гидрогеологическими условиями, характерными для речных долин, межгорных котловин и впадин. В межгорных впадинах, сложенных толщей пролювиальных отложений, формируются потоки пресных подземных вод мощностью от нескольких до 60-80 и более метров.



Рисунок – Геофизические исследования в аридной зоне

По мере погружения водоносных горизонтов, подземные воды приобретают, местами, значительный напор. Естественные и эксплуатационные запасы подземных вод, достигают сотен л/с; дебиты скважин при самоизливе достигают 40-70 л/с. В межгорных впадинах Юго-Западного Таджикистана, выполненных толщей лёссовидных суглинков с прослоями гравийно-щебнистого материала, развиты преимущественно солоноватые и соленые воды сульфатного и хлоридного состава с минерализацией 3-40 г/дм³. Запасы пресных вод хорошего качества ограничены. Подземные воды залегают на глубинах 10-100 м. Долины крупных рек характеризуются специфическими гидрогеологическими условиями, различными для разных частей бассейнов. В пределах горных частей, аллювиальные отложения имеют относительно небольшие мощности. Подземные воды в среднем и верхнем течении рек имеют незначительные природные ресурсы. Ниже выхода рек из горного обрамления аллювий представлен мощной толщей (до 300-800 м) хорошо промытого валунно-галечного материала.

Наконец отметим что Таджикистан богат различными минеральными лечебными водами. Среди минеральных лечебных вод в зависимости от их состава, свойств и лечебного воздействия выделяются семь основных бальнеологических групп:

а. Воды без "специфических" компонентов и свойств;

- б. Воды углекислые;
- в. Воды сероводородные;
- г. Воды железистые;
- д. Воды йодные и бромные;
- е. Воды радоновые;
- ж. Кремнистые термы.

По содержанию газов выделяются: углекислые, сероводородные, азотные, метановые. По температуре выделяются от холодных до очень горячих, по минерализации - от пресных до крепких рассолов.

В предгорных районах пустынных и полупустынных территорий питание грунтовых вод за счет поглощения поверхностных часто связано с долинами временных водотоков, в которых поверхностный сток формируется только в периоды выпадения интенсивных атмосферных осадков или снеготаяния в соседних горных районах. В долинах крупных равнинных рек (Сырдарья, Амударья, Нил и др.) питание грунтовых вод за счет поглощения поверхностных формируется в тех случаях, когда уровни речных вод постоянно или в периоды высокой водности располагаются выше уровня грунтовых вод в приречной зоне. В этих условиях в придолинной части формируются потоки грунтовых вод, направленные от "питающего" русла к понижениям на поверхности поймы, и надпойменной террасы, где происходит разгрузка грунтовых вод испарением и связанные с этим изменения их минерализации и химического состава (рис. 13.3).

Несколько рек, зарождаясь за границами Сахары, пополняют поверхностные и подземные воды пустыни. [Нил](#) является единственной рекой с постоянным транзитивным водотоком



Голубой Нил (Аббай или Абай; [амх.](#) — река в [Эфиопии](#) и [Судане](#), правый приток [Нила](#). Длина 1600 км. Берёт начало из озера [Тана](#) ([Эфиопское нагорье](#)) на высоте 1830 м. Голубой Нил судоходен на 580 км от устья.

Верхнее течение в пределах [Эфиопского нагорья](#) носит название [Аббай](#). На протяжении 500 км течёт в каньоне глубиной 900—1200 м. В Эфиопии считается священной рекой, вытекающей из [Эдема](#). На территории [Судана](#) река носит название [Бахр-эль-Азрак](#) (от [араб.](#) *бахр* — «река» и *азрак* — «голубой»).

У города [Хартум](#) Голубой Нил сливается с [Белым Нилом](#), образуя реку Нил.

Белый Нил (*Бахр-эль-Абьяд* от араб. *бахр* — «река» и *абьяд* — «белый») — река в [Судане](#), образующая при слиянии с [Голубым Нилом](#) реку [Нил](#). Фактически это один из участков среднего течения реки Нил, от впадения в него правого притока (река [Собат](#)) до устья Голубого Нила. Длина 957 км.

Воды Собата содержат большое количество глинистых взвесей, которые придают воде Белого Нила белесоватый оттенок, с чем и связано название реки.

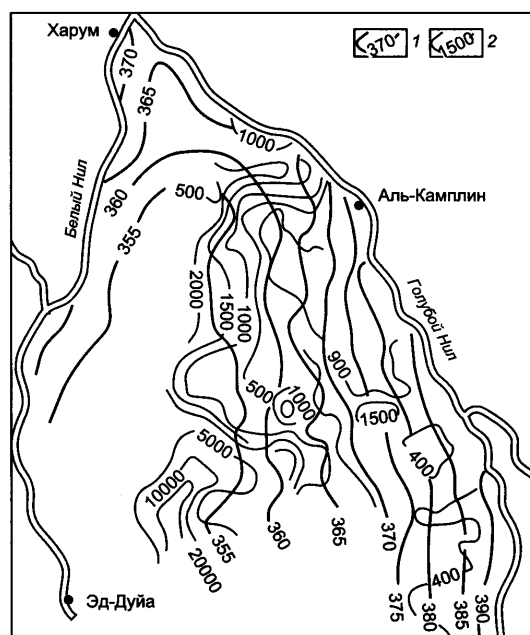


Рис. 13.3. Схема формирования грунтового потока на междуречье Белый Нил — Голубой Нил (Whiteman, 1971): **1** — гидроизогипсы, цифры — абс. отм., м; **2** — изолинии минерализации грунтовых вод, цифры — величина минерализации, мг/л.

Значительные объемы питания грунтовых вод формируются также на орошаемых массивах аридной зоны за счет фильтрационных потерь из ирригационных каналов и фильтрации оросительных вод при поливах и промывах сельскохозяйственных земель. По данным У.М. Ахмедсафина, В.Ф. Шлыгиной и др. (1978), на конусах выноса Заилийского Алауа фильтрационные потери из ирригационной сети и фильтрация поливных вод составляют соответственно 10 — 16 и 9,0% от суммарной величины современного питания грунтовых вод (суммарное инфильтрационно-конденсационное питание составляет в этом случае 11%).



Рисунок — Ландшафт аридной территории

На крупных массивах орошения фильтрационные потери из магистральных и распределительных каналов при отсутствии специальных противофильтрационных мер могут достигать 30 — 40% и более от суммарного расхода воды на орошение. Например, в первый период эксплуатации Большого Каракумского канала

фильтрационные потери воды на площадях распространения песчаных период Юго-Восточных Караванов достигли 1,5 м³/с на 1 км русла канала (Кав, Шестаков, 1981).

Питание грунтовых вод на массивных орошениях за счет фильтрации поливных вод в зависимости от величины и режима водоподачи (поливные нормы), способа орошения, строения и мощности зоны аэрации, рельефа изменяется достаточно сильно, достигая 150—200 мм/год и более. По данным Д.М. Кави и В.М. Шестакова, средние суточные величины питания грунтовых вод на орошаемых массивах Средней Азии (фильтрация оросительных вод и потери из каналов) составляют до 300—400 мм/год.

Движение грунтовых вод происходит в соответствии с распределением напоров, которое в той или иной мере всегда связано со строением рельефа конкретных территорий (рис. 13.4, 13.5). Однако в связи с отсутствием или слабым развитием гидрографической сети и относительно большими глубинами залегания уровня грунтовых вод для аридных территорий, как правило, нехарактерна типичная для влажных областей структура "местных" потоков, определяемая конфигурацией гидрографической сети (выявление от межрусловых пространств к местным эрозийным врезу).

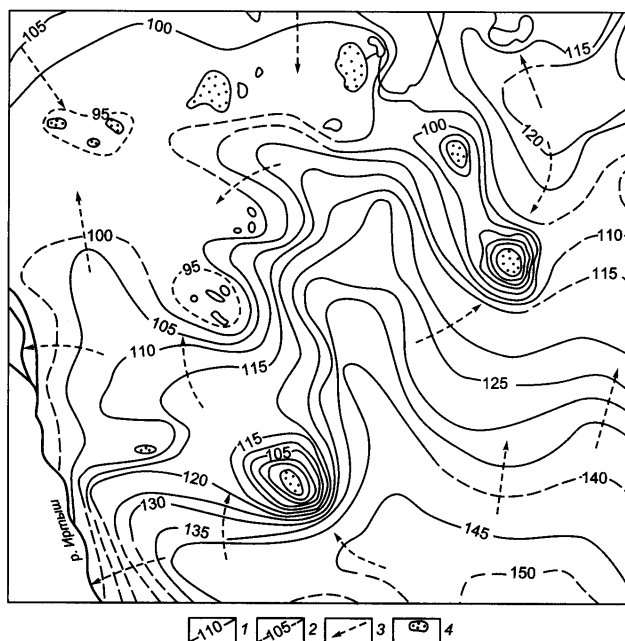


Рис. 13.4. Схема грунтового потока Прииртышской равнины (южная часть Западно-Сибирской низменности): 1 — гидроизогипсы, цифры — абс. отм., м; 2 — то же, по ограниченным данным; 3 — направления движения грунтовых вод; 4 — соленые озера.

Достаточно четко фиксируются потоки грунтовых вод, направленные к наиболее глубоким "транзюкциям" речным долинам, заливовым бассейнам, грунтовым стокам, связанным с наличием бассейнов впадин различного размера, обширные участки с чрезвычайно слабопроницаемыми участками зеркала грунтовых вод. Максимальные значения градиентов и значительные скорости движения грунтовых вод характерны для участков интенсивного оседательного питания (пустынное засоление, фильтрация из каналов, массивы орошения) и глубоких эрозийных ложбин, являющихся участками интенсивной разгрузки.

Рисунок Файюмская впадина в Египте.



Для обширных равнинных территорий со слабой эрозийной расчлененностью (пустыни, полупустыни) и относительно глубоким (10—15 м и более) залеганием уровня грунтовых вод при отсутствии участков орошения характерны, как правило, слабопроницаемые региональные потоки грунтовых вод с малыми (0,001—0,0001) уклонами поверхности, направленными к наиболее глубоким эрозийным врезу, крупным бессточным впадинам, тектоническим депрессиям и т.д.

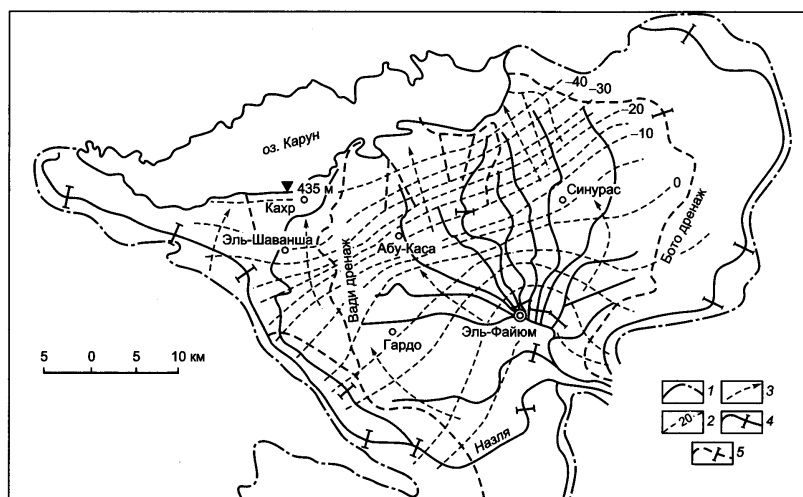


Рис. 13.5. Схема грунтового потока впадины Файюм, АРЕ (по Тагеру М. Хасану, 1988): 1 — границы впадины; 2 — гидроизогипсы, цифры — абс. отм., м; 3 — направления движения грунтовых вод; 4 — ирригационные каналы; 5 — дренажные каналы

Файюм, оазис в Египте, на востоке Ливийской

пустыни. Ливийская пустыня практически безводна. Выходы грунтовых вод на поверхность имеются лишь в оазисах. Расположен в тектонической впадине на глубине 43 м ниже уровня моря. В центре Файюма солоноватое озеро Биркет-Карун, которое соединено рукавом Юсуф с Нилом. Рощи финиковых пальм. Файюм или Моерис, часто упоминавшееся в текстах греческих авторов озеро (современное Биркет-эль-Керун). 44 метра ниже уровня моря, расположено западнее нижнего притока Нила. Вода поступает в него из старого рукава Нила Юсуф (длина 334 км. В период Птолемея II Филадельфа греческие колонисты создали в районе Файюма множество новых искусственных водоемов. Благодаря этому значительно расширилась посевная площадь.

Разгрузка грунтовых вод в зависимости от глубины их залегания и степени эрозионной расчлененности рельефа может осуществляться различными путями. Разгрузка в виде источников и в русла поверхностных водотоков характерна для низкотенно-расчлененных районов с низово-и среднескорыми рельефом. Эти формы разгрузки типичны также для оподзоленных предгорных равнин и бортовых частей межгорных впадин аридной зоны, сложенных грубообломочными отложениями конусов выноса.

По данным У.М. Асмадзафина, В.Ф. Шильной и др. (1978), суммарная разгрузка подземных вод может достигать здесь 0,5—0,7 м³/с и более на 1 км русла. Такие же формы разгрузки грунтовых вод характерны для крутых речных долин и глубоких овражных каньонов полупустынных территорий, возвышающих уровень грунтовых вод (см. рис. 13.4, 13.5). На площадях орошаемых массивов аридной зоны с такими условиями естественного дренажирования грунтовых вод значительная часть их разгрузки обычно формируется по искусственно созданной дренажной сети.

По данным Д.М. Капи и В.М. Шестакова, на орошаемых массивах пустынных и полупустынных районов Средней Азии с низкой естественной дренажностью, с глубинами залегания уровня грунтовых вод 1—3 м модуль дренажного стока достигает 20—30 л/с • км² и более (600—900 м³/год). Стоки дренажных вод осуществляется в естественные русла и водоемы, в бессточные впадины и понижения (см. рис. 13.5) и для крутых массивов орошения в связи с повышенной минерализацией и засолением дренажных вод представляет достаточно сложную эколого-техническую проблему.

В пределах обширных равнинных территорий аридной зоны, долины русел рек и каньонов, на низменных прибрежных равнинах, в дельтах бессточных впадин, на орошаемых площадях с глубинами залегания уровня грунтовых вод до 30—50 м основным видом является разгрузка путем испарения и транспирации растительностью. Величина суммарной разгрузки грунтовых вод испарением и транспирацией растительностью определяется многими факторами, среди которых наиболее важными являются климатические, определяющие общую величину испаряемости, глубина залегания уровня грунтовых вод, состав пород зоны аэрации, определяющий высоту капиллярного поднятия, наличие растительности и ее вид, минерализация грунтовых вод и др.

В зависимости от различного сочетания этих факторов величина разгрузки грунтовых вод на испарение и транспирацию колеблется практически от 0 до 1500—2000 мм/год и более. Во всех случаях четко фиксируется зависимость величин разгрузки грунтовых вод испарением от глубины залегания уровня грунтовых вод. Данные, приведенные на рис. 13.6, показывают, что для условий Бухарского оазиса при глубинах залегания уровня грунтовых вод 1,0—1,5 м разгрузка грунтовых вод испарением (даже без влияния транспирации) превышает не только возмещение для этих условий величин инфильтрационного питания, но и годовую сумму атмосферных осадков.



Рисунок — Древний шелковый путь проходил через Бухару

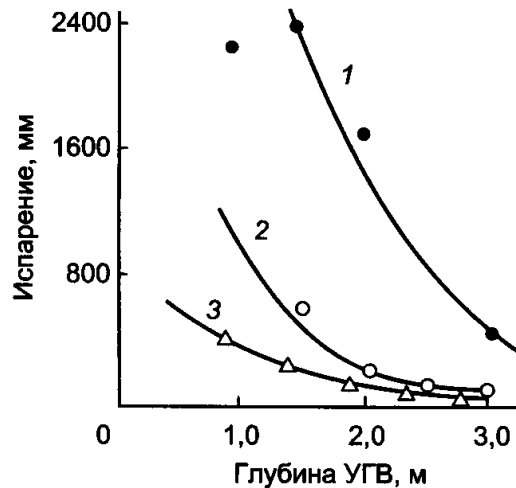


Рис. 13.6. Зависимость величины разгрузки грунтовых вод испарением от глубины их залегания (Бухарский оазис) (по Д.М. Кацу и В.М. Шестакову): 1 — расход грунтовых вод на испарение с поверхности почвы и транспирацию двухлетней люцерны за вегетационный период; 2 — то же под хлопчатником; 3 — испарение грунтовых вод с поверхности почвы без растительного покрова и без орошения.

Подобные соотношения характерны в целом для территории аридной зоны с величинами испаряемости порядка 1000—1200 мм/год и более (пустынные и полупустынные районы).

В связи с этим в естественных условиях относительно пониженные участки территории (авархонизированный рельеф, долины бессточных оврагов, прибрежные участки и др.) с глубинами залегания уровня грунтовых вод 1,0—3,0 м, ниже глубины, к которой направлен грунтовый сток с обширных прилегающих территорий, являются областями формирования интенсивной разгрузки грунтовых вод испарением. При этом другие виды разгрузки грунтовых вод (источники, разгрузка в русла рек и др.) могут иметь резко подчиненное значение или вообще отсутствовать.

На орошаемых площадях аридной зоны с низкой естественной дренированностью и глубинами залегания уровня грунтовых вод до 1,0 — 3,0 м величина разгрузки грунтовых вод за счет испарения и транспирации изменяется в среднем от 100 — 300 мм/год (степная зона) до 400 — 900 мм/год и более в пустынных и полупустынных районах. При этом разгрузка грунтовых вод испарением и транспирацией составляет в ряде случаев до 50 — 60% и более от их суммарной разгрузки (дренажный сток плюс испарение и транспирация) (Кац, Шестаков, 1981).

Режим грунтовых вод аридных территорий в связи с относительно большими глубинами залегания и малыми величинами инфильтрационно-конденсационного питания в целом является более стабильным, чем в районах с гумидным климатом. Исключение составляют участки с формированием интенсивного питания грунтовых вод за счет поглощения поверхностного стока, относительно пониженные, слабодренируемые территории с глубинами залегания уровня грунтовых вод до 1,0 — 5,0 м, а также территории, где режим грунтовых вод формируется под определяющим воздействием антропогенных факторов (орошение, эксплуатация и др.).

На участках интенсивного питания грунтовых вод за счет поглощения поверхностного стока рек и временных водотоков (предгорные равнины, межгорные впадины, конусы выноса, участки распространения с поверхности интенсивно-трещиноватых и закарстованных пород и др.) гидродинамический режим грунтовых вод связан с условиями формирования и величинами фильтрационных потерь руслового стока. Изменение величины фильтрационного поглощения руслового стока по сезонам года и в годы различной водности определяет периоды и абсолютные величины подъема уровня грунтовых вод на участках их интенсивного питания.

По данным исследований, на предгорных равнинах Казахстана (Ахмедсафин, Шлыгина, 1978) величины подъема уровня в периоды интенсивного фильтрационного питания могут достигать 5 — 7 м и более. Соответствующее снижение уровня происходит в периоды отсутствия или резкого уменьшения величин питания. С удалением от участков интенсивного питания, как правило, происходит резкое уменьшение амплитуд сезонных и годовых колебаний уровня грунтовых вод. В периоды формирования интенсивного питания и подъема уровня наблюдаются соответствующие изменения температуры грунтовых вод и слабовыраженные изменения минерализации и содержания некоторых компонентов химического состава.

На пониженных участках территории с глубинами залегания грунтовых вод до 1,0 — 5,0 м формирование режима их уровней определяется главным образом соотношением величин испарения, местного инфильтрационного питания и притока со стороны в различные сезоны года. Подъемы уровня грунтовых вод связаны здесь с периодами отсутствия или резким уменьшением разгрузки грунтовых вод испарением (например, осенне-зимний период в условиях аридной зоны Средней Азии).

Величины подъема уровня определяются интенсивностью притока грунтовых вод со смежных участков, возможной разгрузкой напорных вод из нижележащих горизонтов и величинами местного инфильтрационного питания (инфильтрация осадков осеннего периода, период весеннего снеготаяния и др.). В зависимости от распределения указанных составляющих во времени и их значений величины подъема уровня грунтовых вод, а также закономерности его внутригодовых и многолетних изменений могут быть различными. Относительное снижение уровня грунтовых вод наблюдается, как правило, в периоды максимальных расходов на испарение и отсутствия местного инфильтрационного питания (летний период).

Закономерности температурного режима грунтовых вод определяются главным образом глубиной залегания уровня грунтовых вод и изменениями (сезонные, годовые и др.) температуры воздуха. Закономерности гидрогеохимического режима грунтовых вод могут быть различными в зависимости от их минерализации, химического состава, интенсивности процессов континентального засоления и др.

На орошаемых территориях аридной зоны формирование режима грунтовых вод в решающей степени связано с величинами и режимом водоподачи, строением верхней части гидрогеологического разреза, условиями естественного и искусственного дренирования орошаемых массивов и др. (Кац, Шестаков, 1981).

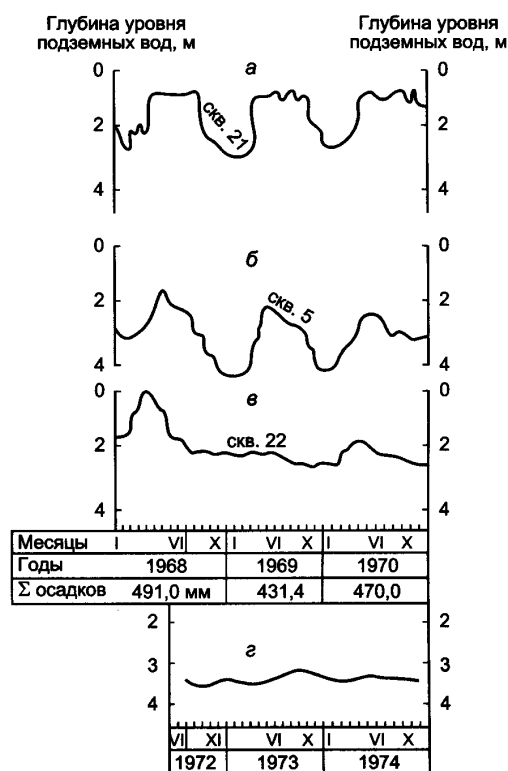


Рис. 13.7. Графики режима уровней подземных вод Богаевско-Садковской оросительной системы (по Д.М. Кацу и В.М. Шестакову): а — зона влияния магистрального оросительного канала; б — орошаемые земли; в — естественные условия (неорошаемые земли); г — орошаемые земли в зоне влияния коллекторно-дренажной сети.

В первый период после начала орошения изменения естественного режима грунтовых вод связаны с общим подъемом их уровня, величины которого в первый год действия оросительной системы могут достигать 2,0 — 3,0 м/год и более. В дальнейшем на действующей оросительной системе закономерности изменения уровней грунтовых вод определяются главным образом режимом водоподдачи, положением участков относительно ирригационных каналов и поливных площадей, условиями формирования и фильтрационными потерями из магистральной и распределительной сети, условиями разгрузки грунтовых вод испарением, действием коллекторно-дренажной сети и др.

Из рис. 13.7 видно, что в зоне влияния ирригационных каналов при формировании значительных фильтрационных потерь подъем уровня грунтовых вод происходит достаточно быстро после начала подачи воды (май). Высокое положение уровня сохраняется в течение всего летнего и осеннего периодов.



13.2. Формирование химического состава подземных вод

Формирование химического состава грунтовых вод аридных территорий связано с проявлением всей группы процессов, рассмотренных выше. Однако в связи с характером природных, прежде всего климатических, условий и связанными с этим закономерностями формирования режима и баланса грунтовых вод проявление этих процессов в пределах аридных территорий характеризуется рядом специфических особенностей.

Роль процесса выщелачивания определяется широким и в целом неравномерным распространением в ионно-солевом комплексе почв и пород зоны аэрации аридных территорий легкорастворимых соединений типа NaCl , Na_2SO_4 , NaCO_3 , CaSO_4 и др. Повышенные содержания в сравнении с гумидной зоной легкорастворимых соединений определяются, с одной стороны, широким развитием здесь процессов испарения и континентального засоления почв и пород зоны аэрации, а с другой — медленными скоростями их растворения и выноса (так же как из первично загипсованных или засоленных пород) в связи с малыми (мм/год, в редких случаях десятки мм/год) величинами инфильтрационно-конденсационного питания.

Изменение (от участка к участку) степени засоленности верхней части разреза, состава ионно-солевого комплекса горных пород, а также величин и скоростей инфильтрации приводит к тому, что уже в процессе "инфильтрационного выщелачивания" возможно формирование грунтовых вод существенно различного химического состава и минерализации. При этом пресные подземные воды с минерализацией менее 1,0 г/л ($\text{HCO}_3 - \text{Ca}(\text{Na})$; $\text{HCO}_3(\text{SO}_4)$ —

Ca(Na) и другого состава) формируются главным образом на участках интенсивного питания грунтовых вод (зоны поглощения руслового стока рек и каналов, участки с интенсивным увлажнением за счет большого количества осадков, таяния снега, поверхностного склонового стока и др.) или на участках, где верхняя часть разреза представлена незасоленными, преимущественно высокопроницаемыми породами (галечники, гравийно-песчаные образования, интенсивно-трещиноватые или закарстованные породы и т.д.).

При среднем уровне засоленности разреза и малых величинах инфильтрационно-конденсационного питания формируются грунтовые воды относительно повышенной минерализации (до 1,5 — 3,0 г/л и более) $\text{SO}_4(\text{HCO}_3) - \text{Na}(\text{Ca})$; $\text{SO}_4 - \text{Na}(\text{Ca})$ и другого состава (Маринов и др., 1978). На участках распространения интенсивно засоленных почв и пород зоны аэрации (солончаки, солонцы, погребенные засоленные почвы, террасы соленых озер, современные морские отложения и др.) непосредственно в процессе инфильтрационно-конденсационного питания формируются преимущественно хлоридные ($\text{Cl} - \text{Na}$; $\text{Cl}(\text{SO}_4) - \text{Na}$ и др.) воды в основном повышенной и высокой (10—50 г/л и более) минерализации.

Различные сочетания перечисленных выше факторов приводят к тому, что на обширных площадях аридных территорий с естественными условиями и относительно большими (10 — 15 м и более) глубинами залегания уровня грунтовых вод (что исключает заметное влияние испарения) непосредственно в процессе инфильтрационно-конденсационного питания формируются преимущественно воды "пестрого" химического состава с минерализацией от менее 1,0 до 3 — 4 г/л и более. При этом широкое распространение грунтовых вод с минерализацией менее 1,0 г/л характерно главным образом для полуаридных районов с коэффициентами увлажнения 0,5—0,6 и более, для межгорных впадин и предгорных равнин, относительно приподнятых участков, сложенных интенсивно-трещиноватыми и закарстованными породами, и др.

Лекция 8

РАЗДЕЛ: ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ АРИДНЫХ ОБЛАСТЕЙ (окончание)

В пустынях идет интенсивное испарение не только выпавших осадков, но и грунтовых вод. Это приводит к повышению минерализации подземных вод, а в случае их близкого залегания от поверхности — к образованию солончаков. Поэтому, как правило, на большей части территории пустынь подземные воды первого водоносного горизонта имеют повышенную минерализацию и непригодны для хозяйственно-бытовых целей.

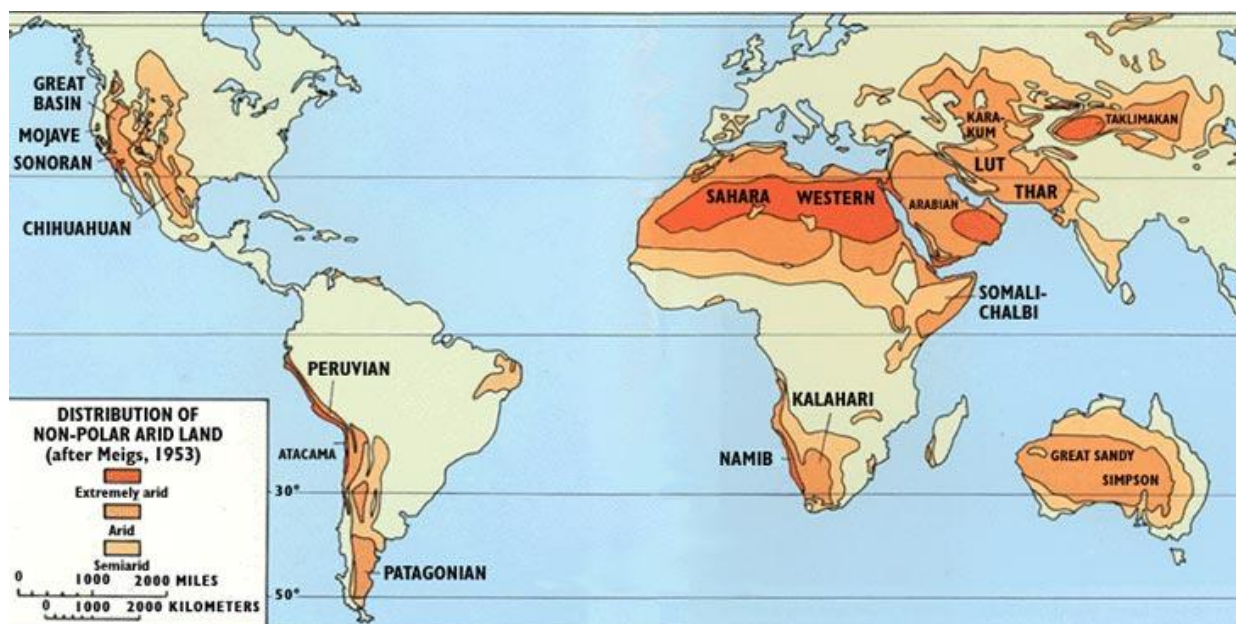


Рисунок — Распределение аридных зон на земном шаре:

В северном полушарии пустынные территории Африканского континента лежат между 15°С и 30°С с.ш., где находится **крупнейшая**

пустыня мира – Сахара. В южном полушарии они расположены между 6 и 33° ю.ш., охватывая пустыни Калахари, Намиб и Карру, а также пустынные территории Сомали и Эфиопии.

В Северной Америке пустыни приурочены к юго-западной части континента между 22 и 24° с.ш., где расположены пустыни Сонора, Мохаве, Хила и др. Значительные территории Большого Бассейна и пустыни Чиуауа по природе довольно близки к условиям аридной степи. В Южной Америке пустыни, располагаясь между 5 и 30° ю.ш., образуют вытянутую полосу (более 3 тыс. км) по западному, Тихоокеанскому побережью материка. Здесь с севера на юг протягиваются пустыни Сечура, Пампа-дель-Тамаругаль, Атакама, а за горными хребтами Патагонская.

Пустыни Азии расположены между 15 и 48-50° с.ш. и включают такие крупные пустыни, как Руб-эль-Хали, Большой Нефуд, Эль-Хаса на Аравийском полуострове, Деште-Кевир, Деште-Лут, Дашти-Марго, Регистан, Харан в Иране и Афганистане; Каракумы в Туркменистане, Кызылкумы в Узбекистане, Муюнкум в Казахстане; Тар в Индии и Тхал в Пакистане; Гоби в Монголии и Китае; Такла-Макан, Алашань, Бейшань, Цайдаси в Китае.

Пустыни в Австралии занимают огромную территорию между 20 и 34° ю.ш. и представлены пустынями Большая Виктория, Симпсон, Гибсона и Большая Песчаная.

По степени аридности – засушливости многие территории неодинаковы. Это дало основание **делить аридные земли на экстрааридные, аридные и полуаридные, или чрезвычайно засушливые, засушливые и полувасушливые.** При этом к экстрааридным относят области, где вероятность постоянных засух – 75-100%, к аридным – 50-75% и полуаридные – 20-40%. К последним относят саваны, пампы, пушты, прерии, где органическая жизнь протекает в природной обстановке, при которой, кроме отдельных лет, засуха не является определяющим условием развития.

Редкие засухи с вероятностью 10-15% свойственны и степной зоне. Следовательно, к аридной зоне относятся не все области суши, где бывают засухи, а лишь те, где органическая жизнь в значительной степени находится под их влиянием длительное время.

По М.П. Петрову (1975), **к пустыням относятся территории с предельно засушливым климатом.** Осадков выпадает менее 250 мм в год, испаряемость превышает осадки во много раз, земледелие без искусственного орошения невозможно, преобладает перемещение водорастворимых солей и концентрация их на поверхности, в почве мало органических веществ.

Аридный климат – сухой климат с высокими температурами воздуха, испытывающими большие суточные колебания, и малым количеством атмосферных осадков (100–150 мм/год) или полным их отсутствием.

Особенности распространения подземных водных ресурсов аридного региона кратко рассмотрим на примере Республики Калмыкия, занимающей территорию площадью в 75,9 тыс. кв. км. **Калмыкия — один из самых засушливых регионов в Российской Федерации.** Климат Калмыкии резко

континентальный: с жарким и сухим летом и малоснежной зимой, порой с низкими температурами. Специфической особенностью территории республики являются частые засухи и суховеи: в летний период бывает до 120 суховейных дней. Острой проблемой здесь остается опустынивание и деградация земель.



Важной задачей повышения эффективности хозяйствования остается рациональное использование всех видов ресурсов, особая роль отводится водным как существенному фактору развития: экономика территории, расположенной в аридной зоне, больше других зависит от наличия водных ресурсов и возможности их использования.

Основной предпосылкой исторически сложившегося дисперсного расселения жителей с преобладанием мелких поселений в районах аридной зоны было обслуживание сельскохозяйственного производства и, главным образом, пастбищного животноводства, остающегося основным видом хозяйственной деятельности жителей этих мест.

В этих районах значительные массивы земель не имеют постоянного контингента проживающих. Большая часть населения здесь рассредоточена по мелким поселениям – гуртоправским и чабанским бригадам, на зимовках

и летних пастбищах. Они группируются около водотоков и колодцев, причем мелкие и мельчайшие поселения большей частью сезонно обитаемы.

В районах аридной зоны всегда испытывается острый дефицит в воде, а водные ресурсы размещены неравномерно, для передачи воды на большие расстояния организуются сельские групповые водопроводы, сеть которых весьма незначительна, или вода перевозится на транспортных средствах, что дорого. Проблема водоснабжения приобретает наивысший приоритет.

Состояние водных ресурсов. Республика Калмыкия остается самым маловодным и засушливым регионом Российской Федерации. Значительная часть ее территории находится в зоне полупустыни и **единственной в Европе пустыни**, которая имеет тенденцию к расширению. Республика обеспечивается водой в основном из бассейнов рек Волги, Кубани, Дона, Кумы и Терека. Водные ресурсы распределены по территории крайне неравномерно.

Поверхностные водные ресурсы. Гидрографическая сеть республики развита весьма слабо. Она в основном сосредоточена в западной части Калмыкии и представлена водотоками восточного склона возвышенности Ергени и небольшими участками бассейнов реки Сал и озер Большой Маныч, Аршань-Зельмень и Барманцак. На востоке республики речной сети нет. Талые снеговые воды являются основным источником питания рек. Практически весь формируемый в пределах республики поверхностный сток остается на ее территории. Основная часть стока аккумулируется в прудах, озерах, теряется на испарении и фильтрации, доля же хозяйственного использования гидроресурсов относительно мала.

Подземные водные ресурсы. Прогнозные запасы пресных и слабосолоноватых вод с минерализацией до 3 г/л составляют по республике 490 тыс. куб. м. Воды питьевого качества имеются в районах, расположенных в пределах Ергенинской возвышенности и в небольшом количестве в Городовиковском районе. Подземными водами с минерализацией 1–3 г/л в различной степени обеспечены Ики-Бурульский, Черноземельский, Городовиковский, Кетченеровский и Целинный районы. Наиболее обеспеченным остается Ики-Бурульский район. В Каспийском, Октябрьском, Юстинском, Яшкульском районах и на большей части Черноземельского района преимущественно соленые воды. Для хозяйственно-питьевых нужд широко используются подземные воды 26 месторождений.

Природная обеспеченность республики водными ресурсами не удовлетворяет не только потребность предприятий, но и социальные нужды населения. Удельные величины водных ресурсов на единицу площади в 4–6 раз ниже соответствующих показателей по России.

В республике образовался сложный комплекс проблем, связанных с водным фактором. Среди них дефицит количества, качество воды источников водоснабжения, сложность получения воды хорошего питьевого качества из действующих систем водоснабжения.

Поверхностные воды в аридной зоне – это небольшие реки, малые озера, природные лиманы. Кроме естественных источников водных ресурсов, в условиях засушливых степей и полупустынь сооружаются мелкие и средние водохранилища, которые, аккумулируя сток половодий и паводков, позволяют использовать его в межень. К мелким водохранилищам относятся пруды – искусственные водоемы для орошения сельскохозяйственных земель, разведения рыбы и водоплавающей птицы, хранения воды и для других целей в сельской местности. В весенний период многие аграрные предприятия сооружают в углублениях суши (котловинах и низинах) водоемы (лиманы), заполняя их талыми водами и паводками. В Калмыкии на таких лиманах после спада воды обильно произрастают кормовые травы, которые затем скашивают и заготавливают для корма скота в зимний период.

В аридной зоне наряду с поверхностными водными ресурсами (реками, озерами, прудами, лиманами и другими водоисточниками) используются подземные воды, прежде всего артезианские скважины. Эти **воды преимущественно соленые и горько-соленые**. Глубина залегания водоносных горизонтов эксплуатируемых скважин колеблется в пределах от 50 до 500 м. Артезианские воды, несмотря на их повышенную минерализацию, являются важным источником обводнения и водопоя скота и составляют значительную часть водоресурсного потенциала региона.



На обширных равнинных территориях аридной зоны (пустыни, полупустыни) грунтовые воды с минерализацией менее 1,0 г/л нередко распространены только в виде горизонтов верховодки, на локальных участках интенсивного питания, в виде линз вблизи русел рек и каналов и др. (рис. 13.8).

Рисунок – Пески Черкезли, Западный Туркменистан

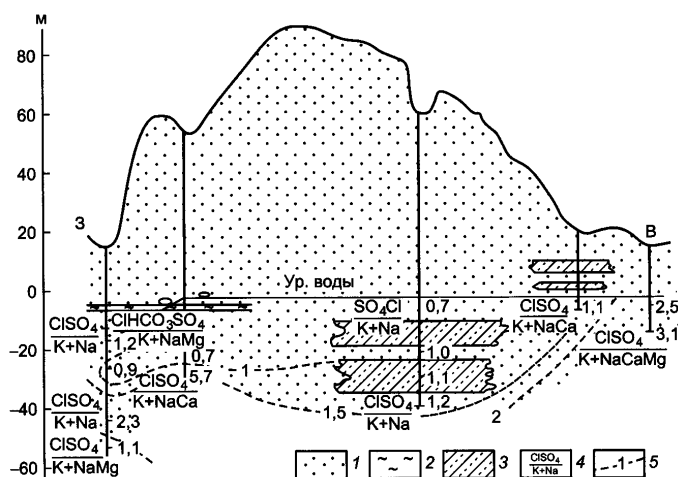


Рис. 13.8. Разрез через линзу пресных вод песков Черкезли, Туркмения (по Н.Г. Шевченко, 1963): 1 — пески; 2 — глины; 3 — прослой глин, суглинков и супесей; 4 — химический состав подземных вод; 5 — изолинии минерализации, цифры — минерализация подземных вод, г/л.



Рисунок – Пески Черкезли, общий вид.

При значительных глубинах залегания и малых значениях инфильтрационно-конденсационного питания (вне участков интенсивного поглощения поверхностных вод и орошения) для грунтовых вод аридной зоны, как правило, не характерны существенные изменения (сезонные, годовые и др.) их минерализации и химического состава (Ковалевский, 1983).

Другие условия формирования химического состава, величины минерализации и типы подземных вод характерны для участков и площадей аридной зоны с неглубоким (до 1,0 — 5,0 м) залеганием уровня грунтовых вод. На таких

участках разгрузка осуществляется в основном путем испарения и транспирации растительностью. Интенсивная разгрузка грунтовых вод испарением приводит к засолению верхней части разреза, с чем связано образование и накопление на поверхности земли, в почвенном слое и в породах зоны аэрации различных минеральных соединений, в том числе легкорастворимых (NaCl , Na_2SO_4 , Na_2CO_3 , MgCl_2 и др.).

Типичным примером площадей с интенсивной засоленностью являются **солончаки**, широко распространенные на пониженных участках аридной зоны. Особенно интенсивно накопление солей происходит на участках, где в грунтовый водоносный горизонт и через него на поверхность земли разгружаются воды более глубоких горизонтов с относительно повышенной минерализацией.

— почва, характеризующаяся наличием в верхних горизонтах легкорастворимых солей в количествах, препятствующих развитию большинства растений, за исключением галофитов (солерос, солянка, сведа, петросимония, аджерек, кермек и др.), которые также не образуют сомкнутого растительного покрова. Формируются в аридных или полуаридных условиях при выпотном водном режиме, характерны для почвенного покрова степей, полупустынь и пустынь. Распространены в Центральной Африке, Азии, Австралии, Северной Америке; в бывшем СССР — в Прикаспийской низменности, Степном Крыму, Казахстане и Средней Азии. Профиль почв имеет следующее морфологическое строение:

А — гумусовый горизонт, выраженность гумусонакопления сильно варьируется от почти неразличимого до заметного, бурой, светло-бурой или серой окраски; иногда с поверхности выделяются остатки дернины в виде серого прерывистого горизонта, густо переплетенного корнями; с поверхности горизонта залегает слой обильного скопления солей в виде солевой корочки или пухлого слоя ярко-белого, белесого или белесо-серого цвета;

В(Bg) — под гумусовым горизонтом или под верхним солевым горизонтом выделяются однородный слой или серия слоев, иногда переходный горизонт В;

G — глеевый горизонт разной степени выраженности.

В почвенном профиле выделяются соли в виде мелкокристаллических скоплений — прожилок, крапинок, гнездышек как ярко белого, так и бурого цвета, блестящих. На разной глубине почвенного профиля наблюдаются сизые и ржаво-охристые пятна оглеения; иногда они обнаруживаются по всему профилю, но могут и отсутствовать. В нижней части почвенного профиля нередко отмечается омергелеванность.



Рисунок – Солевая корка на поверхности солончака.

Как было сказано выше, сам по себе процесс разгрузки грунтовых вод испарением не должен приводить к заметному увеличению их минерализации, так как накопление солей в этом случае происходит главным образом на границе капиллярной каймы: в породах зоны аэрации, в почвенном слое, на поверхности земли. Однако в периоды формирования на этих участках инфильтрационно-конденсационного питания (фильтрационных потерь при орошении и т.д.) происходит "вторичное" выщелачивание легкорастворимых минеральных соединений, которые с инфильтрующимися водами поступают в грунтовый водоносный горизонт.

Длительное протекание процессов испарения и вторичного выщелачивания легкорастворимых соединений неизбежно приводит к засолению грунтового водоносного горизонта под солончаковыми понижениями нередко до концентрации рассолов (50 — 100 г/л). В котловинах соленых озер на поверхности современных и верхнечетвертичных морских террас (Западная Туркмения) минерализация грунтовых вод в ряде случаев достигает 150 — 200 г/л и более. Химический состав грунтовых вод может быть различным: HCO_3 — Na(Mg) ; $\text{SO}_4(\text{Cl})$ — Na(Mg) ; Cl — Na , однако при минерализации более 5,0 г/л дальнейшее концентрирование связано главным образом с накоплением хлоридов и сульфатов натрия и магния.



Рисунок – Солончаковый луг в Омской области, Россия

Согласно классификации почв СССР 1977 года выделялось **два типа солончаков: автоморфные и гидроморфные**. К автоморфным относились солончаки, приуроченные к выходам засоленных пород или имеющим палеогидроморфное происхождение (чаще всего такая ситуация складывается на речных террасах). В настоящее время грунтовые воды не должны оказывать влияния на профиль автоморфных солончаков. Глубина их залегания — более 10 м.

Гидроморфные солончаки напротив, **развиваются при высоком (3—1 м) стоянии грунтовых вод**. Выделяемые подтипы:

- Типичные — свойства солончаков выражены наиболее полно.
- **Луговые** — образуются при засолении луговых почв и сохраняют ряд их признаков, таких как высокое содержание гумуса, наличие оглеения. Грунтовые воды залегают на глубине 1—2 м, их степень, а иногда и химизм засоления, подвержены сезонной изменчивости. Почвы могут периодически подвергаться рассолению, тогда в них происходит аккумуляция гумуса, после чего засоляются снова.
- **Болотные** — образуются при засолении болотных почв, характерно частичное сохранение болотной растительности, оглеение по всему профилю, возможно наличие торфяных горизонтов.
- **Соровые** — образуются на дне котловин периодически высыхающих солёных озёр. Оглеение по всему профилю, отмечается запах сероводорода. Поверхность лишена растительности, покрыта коркой соли. При толщине корки более 10 см такие солончаки относят к непочвенным образованиям.
- **Грязево-вулканические** — образуются при излиянии на поверхность засоленных грязей или минерализованных вод.

- **Бугристые (чоколаки)** — бугры высотой до 2 м сильнозасолённого материала эолового происхождения, скрывающие кусты [тамарикса](#) или [чёрного саксаула](#).



Рисунок – Куст тамарикса в Алжире.

В [классификации почв России 2004 года](#) выделяются следующие типы солончаков:

- **Собственно солончаки** — соответствующие автоморфным и гидроморфным типичным солончакам старой классификации.
- **Солончаки глеевые** — соответствуют низкогумусовым луговым и болотным подтипам гидроморфных солончаков.
- **Солончаки сульфидные (соровые)** — соответствуют одноимённому подтипу старой классификации.
- **Солончаки тёмные** — характеризуются высоким содержанием гумуса (до 12 %), ниже по профилю — сизые и ржавые пятна, свидетельствующие о периодическом переувлажнении. Соответствуют подтипу луговых солончаков.
- **Солончаки торфяные** — характеризуются наличием засоленного торфяного или перегнойно-торфяного горизонта, под которым залегает засоленный [глеевый](#). Соответствуют подтипу болотных солончаков.

Также выделяется группа типов вторичных солончаков, их называют по типам почв, из которых они образованы: солончак по чернозему, солончак-солонец и др.

При мелиорации солончаков необходимо решить две проблемы: поддержание грунтовых вод на уровне, не допускающем вторичного засоления, и удаление уже накопившихся в почве солей. Первая решается с помощью создания [дренажной](#) системы, вторая — с помощью различных приёмов, целесообразность применения каждого из которых зависит от свойств солончака.

При слабом и неглубоком засолении, ограниченным приповерхностным слоем почвы, допускается запашка солей, равномерно распределяющая их по пахотному горизонту. При

этом необходимо чтобы полученные концентрации солей были ниже препятствующих росту культурных растений. При наличии поверхностной солевой корки её необходимо механически удалить в первую очередь. На почвах тяжёлого [гранулометрического состава](#) проводятся поверхностные промывки — многократное затопление участка, растворение солей в промывных водах и их сброс. На слабозасолённых автоморфных почвах возможно вымывание солей в нижние горизонты, однако исключить возможность вторичного засоления можно только при сквозной промывке — вымывание солей из всей почвенной толщи в грунтовый поток и его удаление с помощью дренажа.

После мелиоративных работ на солончаке могут выращиваться некоторые культурные растения, возделываемые в данном регионе.

Гидрогеохимический режим грунтовых вод на участках с естественным засолением связан с периодами формирования инфильтрационно-конденсационного питания и с сезонными изменениями положения уровня грунтовых вод. Поступление легкорастворимых соединений с инфильтрационными водами приводит к увеличению минерализации и изменению химического состава грунтовых вод в верхней части водоносного горизонта, которые в зависимости от структуры потока грунтовых вод на данном участке в той или иной мере могут распространяться на всю мощность водоносного горизонта и даже на нижележащие горизонты разреза.



Рисунок – Пустыня Гоби, Северный Китай

"Гоби" - монгольское слово и переводится как "безводное" или "пустынное место". — обширный регион в Центральной Азии, характеризующийся пустынными и полупустынными ландшафтами. Гоби простирается на 1600 км с юго-запада на северо-восток и на 800 км с севера на юг. Площадь — 1 300 000 км². Высота над уровнем моря: 1 580 м

В периоды подъема уровня грунтовых вод изменение их состава и минерализации в верхней части водоносного горизонта связано с выщелачиванием легкорастворимых соединений, накапливающихся при низком положении уровня выше границы капиллярной каймы, и процессами ионного обмена между грунтовыми водами и породами зоны аэрации.

На орошаемых площадях аридной зоны в первый период после начала орошения и связанного с этим общего подъема уровня грунтовых вод формирование химического состава и минерализации подземных вод определяется процессами растворения солей, содержащихся в породах зоны аэрации (обводнение пород зоны аэрации при фильтрации оросительных вод и подъеме уровня грунтовых вод), а также процессами ионного обмена.

Это, как правило, приводит к относительному увеличению минерализации грунтовых вод. Анионный состав грунтовых вод в зависимости от ионно-солевого комплекса пород зоны аэрации может быть различным, а изменение их катионного состава в этом случае связано преимущественно с увеличением относительного содержания иона натрия. В дальнейшем при эксплуатации оросительных систем процессы формирования химического состава и минерализации грунтовых вод определяются глубиной залегания их уровня. При значительных (5,0 — 6,0 м и более) глубинах залегания уровня солевой баланс грунтового водоносного горизонта определяется только составом и минерализацией оросительных вод, процессами выщелачивания и обмена в породах зоны аэрации (роль этих процессов постепенно уменьшается при эксплуатации оросительной системы) и выносом растворенных веществ грунтовым потоком.

При использовании для орошения относительно маломинерализованных вод в общем случае происходят постепенное уменьшение минерализации и



соответствующие изменения химического состава грунтовых вод. При неглубоком (менее 5,0 м) залегании уровня грунтовых вод формирование их химического состава и минерализации определяется соотношением величин питания и разгрузки путем испарения.

На слабодренлируемых орошаемых массивах с глубинами залегания уровня грунтовых вод 1 — 2 м интенсивная разгрузка грунтовых вод испарением с течением времени (в отдельных случаях достаточно быстро) приводит к развитию процессов вторичного засоления почвенного слоя и формированию минерализованных вод сульфатного, хлоридно-сульфатного, преимущественно натриевого и магниево-натриевого состава.

В условиях засушливого климата, самым мощным и постоянно действующим источником засоления орошаемых почв, является легкорастворимые соли в водах рек. С возрастанием степени использования поверхностного стока рек на орошение, увеличивается аккумуляция их в почвах и подстилающих отложениях. На регулярно орошаемых землях местом аккумуляции солей могут служить микро повышения, являющиеся результатом некачественной планировки поверхности полей, плохо орошаемые или не орошаемые участки, смежные с орошаемыми территориями, а также понижения, к которым существует постоянный приток грунтовых вод с соседних орошаемых территорий.

Для формирования водно-солевого режима почвы очень важно, каким путём и как она попадает в неё. Тем не менее, в настоящее время в реальной существующей ситуации сезонное засоление орошаемых земель почти повсеместно происходит не столько за счет качества оросительных, сколько за счет подтягивания солей, растворенных в грунтовой воде, происходящего в результате нарушения поливного режима. При испарении в корнеобитаемую зону из грунтовых вод зачастую привносится больше солей, чем при поливах даже минерализованной водой.



Орошение полей оказывает решающее влияние на перенос солей в почвах. Оросительная вода является и мощным источником солей для почвы, (поскольку около 80% её расходуется на испарение, а соли остаются в почве) и, одновременно, «транспортёром» их в глубокие подпочвенные слои при регулярном и своевременном проведении поливов. От того, как ведется орошение, насколько оно восполняет природный дефицит влаги почвенного слоя, а не бесполезно, минуя поверхность поля, питает грунтовые воды потерями, зависит хозяйственное благополучие орошаемых земель и экологическое состояние орошаемых территорий. Недостаточное орошение локальных участков всегда приводит к засолению их за счет притока со смежных, хорошо орошаемых территорий.

Рассоление почвенного слоя, с чем связана возможность дальнейшего сельскохозяйственного использования вторично засоляющихся земель, происходит в процессе орошения, в частности при проведении специальных, так называемых "промывных", поливов, расходы которых при промывках сильнозасоленных земель достигают 10 — 20 тыс. м³/ч и более на 1 га площади (Кац, Шестаков, 1981). Основной расходной статьёй солевого баланса грунтовых вод в этих условиях является вынос солей с дренажным стоком.

Метод промывок затоплением был заимствован из прошлого опыта земледельцев и механически перенесён в новые условия, совершенно отличные по водообеспеченности, степени использования земельного фонда и, самое существенное, по гидрогеологическим условиям.

Сами по себе эти идеи были достаточно разумны, но их осуществление несовершенными методами водораспределения на полях привели, как теперь видно, к катастрофическим последствиям.

Дело в том, что были упущены и не решены **две основные, самые сложные и дорогостоящие проблемы - техники полива и отвода солей.**

Первая проблема связана с тем, что равномерность распределения воды по полю и строгое нормирование оросительной воды с помощью совершенных средств полива дорого стоит, (хотя и окупается, если рассматривать систему в целом).

Вторая проблема - нерешенные на региональном и глобальном уровне вопросы отвода дренажно-сбросных вод.

Сброс этих вод, как говорилось выше, попадает, по большей части, обратно в водоисточники, что превращает идею промывного режима орошения почвы в абсурд, поскольку соли отводимые дорогостоящим дренажем с одних массивов, стали источником соленакопления на других.

Сброс дренажных вод, имеющих относительно повышенную минерализацию, как правило, более 1,0 г/л, содержащих компоненты минеральных удобрений, химические вещества, используемые для борьбы с сорняками и сельскохозяйственными вредителями, в реки, озера, бессточные впадины и др. (см. рис. 13.5) обычно приводит к прогрессирующему загрязнению поверхностных и грунтовых вод.

Эти две проблемы в настоящее время являются ключевыми в мелиорации засоленных земель.

Материалы исследований по Голодной и Каршинской степям (**степь** — глинисто-солончаковая пустыня в Средней Азии. Расположена на левобережье Сырдарьи, по выходе её из Ферганской долины. Площадь около 10 тыс. км², — волнистая равнина в Узбекистане, у западного подножия Зеравшанского и Гиссарского хребтов, покрыта речными отложениями, на западе расположены подвижные пески Сундукли) и другим регионам свидетельствуют, что часто успех освоения зависит не от начальной глубины и степени опреснения корнеобитаемого горизонта, а от режима орошения и агротехники тех культур, которые возделываются вслед за промывками. Поэтому промывку следует рассматривать не как самостоятельное мероприятие, а как элемент комплексного освоения засоленных земель в увязке с принятыми на эксплуатационный период инженерными решениями. Это позволит оценить приемлемость того или иного способа по условиям минимума затрат материальных и людских ресурсов в расчете на единицу получаемой продукции. При этом, следует, по возможности, обходиться при проведении промывок тем парком механизмов, который имеется в хозяйствах, так как это наиболее экономично.

Рассмотренные выше общие закономерности формирования подземных вод аридных территорий характерны главным образом для грунтового водоносного горизонта, залегающего первым от поверхности земли. Более глубоко залегающие подземные воды относительно меньше зависят от комплекса ландшафтно-климатических условий аридных территорий, и в общем случае такая зависимость резко уменьшается с увеличением глубины залегания подземных вод.

Однако для межпластовых водоносных горизонтов первого гидрогеологического этажа артезианских бассейнов платформенного типа, межгорных бассейнов, а также трещинно-жильных и пластово-трещинных вод верхней части разреза складчатых областей аридной зоны с равнинным или низкогорным рельефом, условия формирования и распределения величин современного питания, структура потоков подземных вод, условия их разгрузки, гидрогеохимическая зональность разреза в той или иной мере всегда связаны с рассмотренными выше общими закономерностями формирования грунтовых вод этой зоны.



В пределах аридных территорий подземные воды часто являются единственным источником хозяйственно-питьевого водоснабжения. Однако в пустынных и полупустынных районах относительно повышенная в целом минерализация грунтовых вод делает их непригодными для использования в питьевых и хозяйственных целях. Во многих случаях в аллювиально-озерных и эоловых отложениях этих районов маломинерализованные (до 1 — 2 г/л) грунтовые воды, пригодные для использования, распространены преимущественно в виде линз, залегающих в верхней части водоносного горизонта на соленых водах, или на подстилающих слабопроницаемых породах.

Наиболее широко распространены линзы пресных вод прируслового (долины рек) и приканального типа, формирующиеся за счет питания поверхностными водами. Благоприятные условия формирования "пресных" линз характерны также для участков, прилегающих к сухим руслам, где возможно формирование периодического поверхностного стока в годы (сезоны) повышенной водности; под понижениями, занятыми такырами и др.

Формирование относительно не крупных линз маломинерализованных вод возможно также на локальных участках, где по различным причинам существуют более благоприятные условия инфильтрационного и конденсационного питания (распространение с поверхности высокопроницаемых пород, понижения, в которых в зимний период накапливается более мощный снежный покров и др.). В ряде случаев линзы маломинерализованных вод в эоловых отложениях пустынь рассматриваются как реликтовые образования предыдущих более влажных этапов четвертичного периода.

Размеры линз маломинерализованных вод в плане изменяются от нескольких до 200 — 400 км², в исключительных случаях до 1000 — 2000 км² и более. Площадь Ясханской линзы (Центральные Каракумы) в пределах контура распространения грунтовых вод с минерализацией менее 1,0 г/л составляет 1770 км², площадь Джилликумской линзы — около 3000 км². Мощность слоя "пресных" вод в линзах изменяется от 1 — 2 м у линз ограниченных размеров до 30 — 40 м в центральных частях крупных линз, в исключительных случаях, с учетом подстилающих рыхлых озерно-аллювиальных отложений, до 100 м и более.

Возможности эксплуатации линз пресных вод во многих случаях резко ограничены в связи с относительно малой мощностью слоя пресных вод, незначительными ресурсами и близким залеганием подземных вод с повышенной минерализацией. Однако на крупных линзах со значительной мощностью пресных вод и относительно высокой (до 10 м/сут и более) проницаемостью водовмещающих пород возможна эксплуатация водозаборов с производительностью до 10 тыс. м³/сут и более.

При определенном строении гидрогеологического разреза особенно в краевых частях артезианских бассейнов (Западно-Сибирская область, Сырдарьинский бассейн и др.) маломинерализованные подземные воды могут быть широко распространены в залегающих ниже межпластовых водоносных горизонтах, изолированных от засоленных грунтовых вод выдержанными слоями слабопроницаемых пород.

Транспортировка айсбергов

Колоссальные запасы пресной воды, заключенные в ледниках Арктики и Антарктиды, находятся вдали от мест обитания людей. По современным оценкам, общий ежегодный сток с суши в океан снега и айсбергов определяется в 1100 км³/год («Мировой водный баланс...», 1974).

Американский океанолог Джон Айзекс предложил использовать айсберги для водоснабжения безводных прибрежных районов Америки, Африки и Австралии (Горский, 1962; Burt, 1956). Для их транспортировки он считал возможным воспользоваться попутными морскими течениями. Например, для водоснабжения южной части Калифорнии предполагалось с помощью буксира ввести антарктический айсберг в южную ветвь Перуанского течения. Вдоль всего побережья Америки почти до экватора айсберг пройдет своим ходом по течению, и лишь у экватора, когда начнет отклоняться от берега на запад, буксир должен перевести его в струю противоположного, Северного течения, омывающего берега Калифорнии.



В Арктике ежегодно откалывается около 15 тыс. айсбергов, и большинство их тает в полярных водах. Более крупные выносятся холодным Лабрадорским течением на юг, и в среднем около 400 айсбергов в год достигают острова Ньюфаундленд. Арктические айсберги невелики по размерам, и самые крупные из них имеют объем в несколько десятков миллионов кубометров.

Антарктические айсберги гораздо больше по размерам арктических. Английские моряки в течение 1951—1953 гг. проследили дрейф гигантского айсберга длиной 146 км и шириной 40 км (Назаров, 1962). В 1958 году советская антарктическая экспедиция обнаружила

громадный айсберг площадью 2700 км² и высотой надводной части 40 м (Шильников, 1960). Объем пресного льда в нем превышал 850 км³, т. е. он заключал в себе воды больше годового стока Енисея или трехлетнего стока Волги.

До недавнего времени возможность буксировки айсбергов не имела опытных проверок. Нужные навыки дает практика морских нефтепромыслов у полуострова Лабрадор на востоке Канады. Для морских буровых установок айсберги представляют большую опасность. И специалисты предложили организовать спасательную службу. Как только локаатор на буровой обнаружит идущий на нее айсберг, тотчас высылаются навстречу мощные буксиры, которые толстым нейлоновым тросом охватывают айсберг и отводят его в сторону. Пока что спасателям приходилось иметь дело с айсбергами весом около 1 млн. т. Но для современных технических средств не представляет трудностей буксировка и более крупных.



Французские ученые считают, что транспортировка айсбергов возможна не только к засушливым районам Африки, Австралии и Южной Америки, но и к безводным берегам Аравийского полуострова. Создана франко-аравийская компания «Айсберг транспорт интернэшнл», которая разрабатывает технологию транспортировки ледяных гор. Суть проекта состоит в том, что с помощью искусственных спутников Земли выбирается айсберг подходящего размера с соотношением ширины к длине 1 : 4. Ему придают мореходные качества путем подрезки выступающих углов. В толщу льда вваривают металлические трубы, выполняющие роль кнехтов, к которым крепятся буксирные тросы.

Время транспортирования от Антарктики до Саудовской Аравии составит не менее 7 месяцев. Скорость таяния, особенно в тропических водах, будет сокращать размеры айсберга более чем на 1 м/сут, поэтому без защиты айсберг толщиной 250—300 м почти весь растает. Для предотвращения расплава подводные и надводные части льдины предполагают покрывать листами теплоизолирующего материала. В качестве подъемных кранов будут использовать вертолеты. После окончания подготовительных работ флот мощных буксиров приступит к транспортировке. При подходе к Баб-эль-Мандебскому

проливу айсберг на глубокой воде раскаленной проволокой разрежут по вертикали на пластины толщиной 40 м, затем эти бруски введут в Красное море и по мелководью подтянут к затону или растопительной станции. Предполагают, что за 1 рейс можно доставить более 100 млн. м³ воды, и расходы по транспортировке составят 88 млн.долл., а кубометр талой воды будет стоить 53,7 цента (Faisal, 1977).

Еще многие вопросы технического и экономического характера данного проекта недостаточно изучены и не проверены, вне всякого сомнения, что в недалеком будущем этот проект будет осуществлен. Человечество не может мириться с тем, что ежегодно более тысячи миллиардов тонн чистой воды уходит в океан и теряется, тогда как в досягаемой близости томятся от жажды обширные пространства пустынь.

Опреснение соленых и солоноватых вод

Если в пустынных районах пресной воды на месте нет и получить ее издалека переброской невозможно, то кроме очистки возможен еще один путь — опреснение громадных ресурсов минерализованных вод (морских, подземных и сточных). Минерализованные воды имеются всюду, и необходимы лишь эффективные и экономичные средства их опреснения.

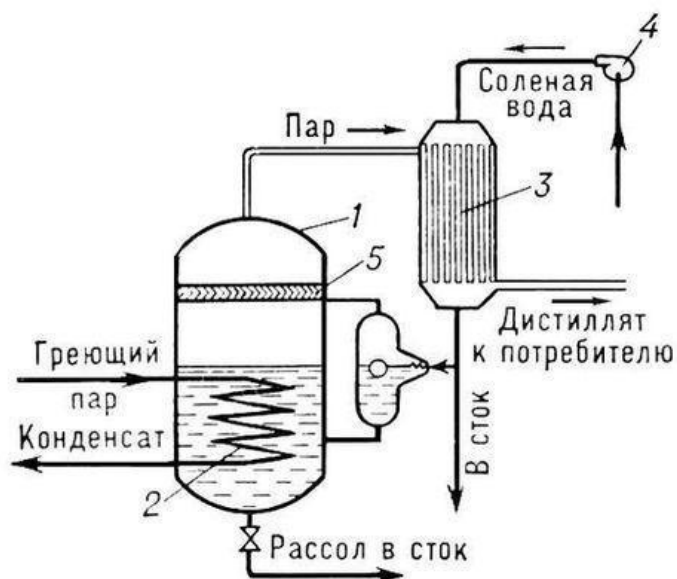


Рисунок – Схема одноступенчатого дистилляционного опреснителя: 1 — корпус испарительной камеры; 2 — нагревательный элемент; 3 — конденсатор; 4 — насос; 5 — сборник дистиллята

Опреснение воды — сложный технологический процесс, настоящее заводское производство с соответствующими капитальными затратами, расходами на обслуживание, материалы и энергию. Разработан ряд технологических схем опреснения. Чтобы опреснение стало массовым средством водоснабжения, необходимо отыскать и разработать высокоэффективные и экономичные методы, пригодные для производства любых количеств воды по цене, сопоставимой со стоимостью природной

В США периодически выходят списки опреснителей по странам мира («Desalting plants...»). Согласно списку («Desalting plants ...», 1977) ¹, число действующих и строящихся опреснителей в мире на начало 1977 г. уже достигло 1598 с суммарной мощностью 3 707,8 тыс. м³/сут.

1. Основные особенности формирования подземных вод аридных территорий.
2. Взаимодействие поверхностных и подземных вод.
3. Причины, определяющие изменение минерализации грунтовых вод в диапазоне от менее 1,0 до 100 г/л и более.
4. Роль процессов испарения в формировании минерализации и химического состава грунтовых вод.
5. Режим грунтовых вод на орошаемых территориях.
6. Линзы "пресных" подземных вод. Условия формирования.

Лекция 9

РАЗДЕЛ: **ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ДНА МОРЕЙ И МИРОВОГО ОКЕАНА**

Гидрогеологические структуры разделяются на:

- Субаэральные,
- Субмаринные (дно морей),
- Субокеанические (дно Мирового океана).

Рассмотрим подробнее две последние.



Субмаринные гидрогеологические структуры. Переход от континента к океану происходит через промежуточную зону, называемую подводной окраиной материка. В ее состав входит **шельф, материковый склон и материковое подножие**. В этой зоне имеют место сложные по строению **субмаринные гидрогеологические структуры** окраинных

морей, кайнозойские складчатые гидрогеологические области островных дуг и островов, широко развитые, в частности в западной части Тихого океана.

Граница между дном океана и подводной окраиной материка проходит по оси субокеанических бассейнов, желобов и прогибов. *Гидрогеологические структуры берега континента частично находятся на суше, частично скрыты под уровнем моря.* Эти структуры называют *прибрежно-шельфовыми гидрогеологическими структурами.*

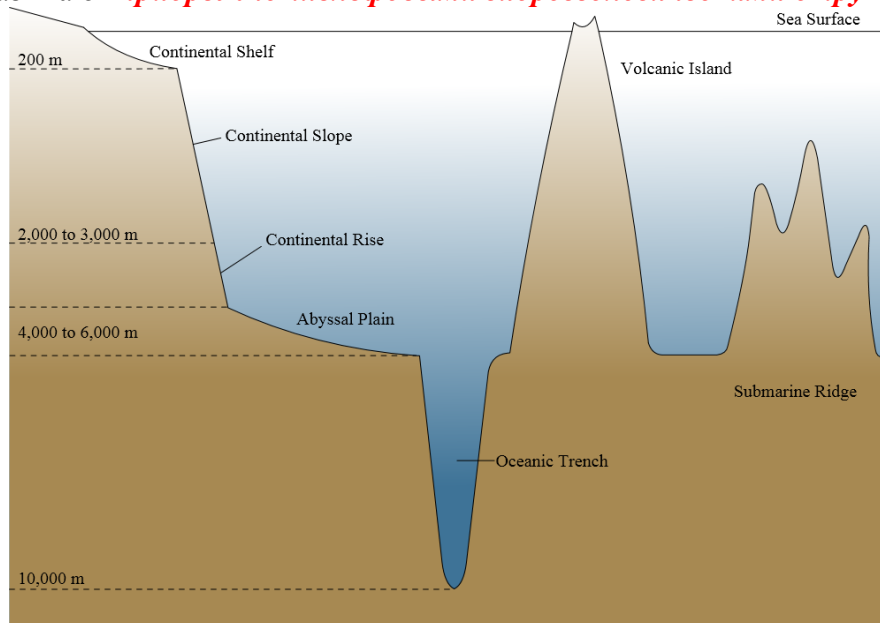


Diagram representing oceanic basin, displaying various features
(http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Oceanic_basin.svg?uselang=ru)

В пределах подводной окраины материка можно выделить субмаринные гидрогеологические массивы, напорные гидрогеологические бассейны и вулканогенные бассейны, скрытые под уровнем моря. Эти структуры находятся на подводном этапе развития и могут быть названы субмаринными. Отличительными особенностями субмаринных гидрогеологических структур являются:

- Отсутствие зоны аэрации,
- Наличие покрова рыхлых отложений с иловыми водами,
- Тесная взаимосвязь иловых вод с водами подстилающих, или коренных пород,
- Элизионная разгрузка иловых вод и линейная разгрузка по разломам глубинных вод,
- Преимущественно морской тип вод по минерализации и составу.

Наряду с субмаринными широко распространены *прибрежно-шельфовые структуры.* Такие структуры, хотя и разделяются берегом на *субмаринную и субаэральную части*, но с гидрогеологических позиций представляют собой единое целое. Их водоносные горизонты уходят от берега под уровень моря, оставаясь едиными, поскольку *воды их субмаринной и субаэральной частей взаимосвязаны.* Все прибрежно-шельфовые структуры начинаются с примыкающей к морю суши, переходят на шельф и завершаются в пределах материкового склона.

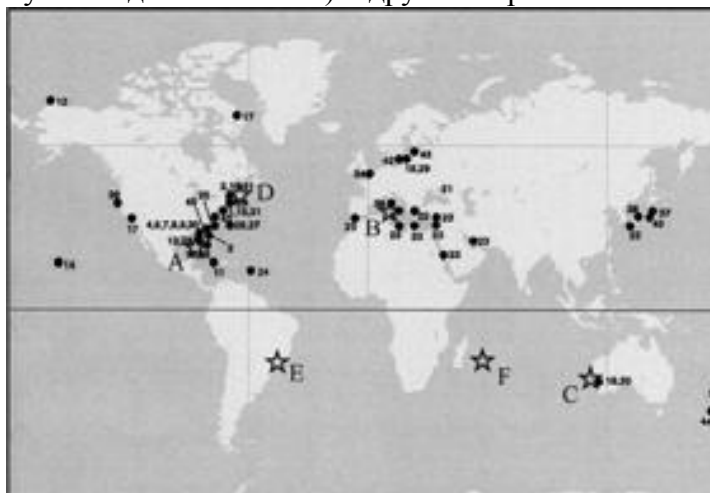


Рисунок – Морские соленые воды и пресные воды суши находятся по соседству (Турция).

Гидрогеология подводной окраины материка достаточно сложна и разнообразна. Здесь развиты гидрогеологические структуры материкового типа, но встречаются и субмаринные бассейны котловин, близкие субокеаническим гидрогеологическим бассейнам вод осадочного чехла.

Особое место занимают гидрогеологические структуры дна **внутренних морей** (Средиземного, Черного, Каспийского, Балтийского и других). Здесь встречаются как структуры, полностью скрытые под уровнем моря, так и частично выходящие на сушу. Последние можно назвать полуморскими (семи-маринными) структурами. Эти структуры, разделяемые берегом моря на субаэральную и субмаринную части, представляют собой единое целое.

Часто встречаются подводные (субмаринные) источники вблизи побережья внутренних морей. Они имеют гидродинамическую связь с субаэральной частью гидрогеологических бассейнов. Так, подводная разгрузка карстовых вод известна в ряде точек дна Средиземного (на глубинах до 120 – 170 м) и других морей.



Географическое положение пунктов, в которых проводились исследования субмаринной разгрузки подземных вод [Tanigushi M. et al., 2002]

http://cretaceous.ru/files/pub/collections/monographs/yurovskii2013_podzemnie_vody_shelfa.pdf.

В последние годы во многих районах земного шара отмечается дефицит водных ресурсов. В приморских районах недостаток в пресной воде хорошего качества в ряде случаев можно значительно уменьшить или даже полностью покрыть за счет использования подземных вод, «бесполезно» стекающих в море. В некоторых странах уже имеется положительный опыт использования вод крупных субмаринных источников, разгружающихся в море недалеко от берега, а также опыт эксплуатации скважин, пробуренных на шельфе и вскрывших пресные подземные воды для снабжения приморских населенных пунктов.



Приведем лишь несколько наиболее известных и, следовательно, наиболее изученных примеров выхода субмаринных вод, с тем, чтобы можно было получить представление о масштабах этого пока слабо изученного явления.

Термин «**субмаринные источники**» используется для описания источников, **разгрузка** которых происходит ниже уровня моря в шельфовой зоне. Обнаружить их можно по характерному вскипанию воды на поверхности моря (рис.1). Роль их бывает настолько велика, что они могут уменьшать соленость морской воды. Как отмечал Р.А. Кохоут, «субмаринные источники, этот чудный феномен природы, является до сих пор мало изученным процессом береговой гидрологии во всем мире».



Рис.1. Пример проявления субмариной разгрузки подземных вод на поверхности моря.



Рис.2. Использование субмаринных источников более 2000 лет назад.

Субмаринные источники привлекали внимание людей с давних времен. Более 2000 лет назад финикийцы построили коллекторную систему от субмаринного источника, который обеспечивал пресной водой г. Амрит (рис.2). Древнеримский философ и поэт Лукреций в I в. до н.э. в работе «О природе вещей» описывал «вскипание» воды на поверхности моря, а Плиний отмечал существование значительного числа субмаринных источников у берегов Турции, Сирии и южного побережья Испании (залив Кадис).

Несмотря на то, что о существовании «подводных» источников было известно давно, их детальное изучение началось только в XX в.

Где и как формируются субмаринные источники? В некоторых районах со сравнительно невысоко поднятыми областями питания на подводных склонах функционирует большое число субмаринных источников, в том числе высокодебитных. К ним относится п-ов Флорида, гипсометрические отметки которого не превышают 100 м. Активная **субмаринная разгрузка** здесь обеспечивается повсеместным развитием закарстованных известняков, большим количеством осадков (1200—1400 мм/год) и равнинным рельефом с обширными заболоченными участками, практически исключая поверхностный сток.

Аналогичные условия разгрузки наблюдаются на п-ове Юкатан, представляющем собой низменную равнину, и только на юго-востоке небольшой участок занимают горы Майя. Площадь распространения известняков составляет около 100 тыс. км² при общей площади полуострова 180 тыс. км² и длине береговой линии 1000 км. На прибрежных песчаных островах пресная вода залегает в виде линз на соленой морской воде.

По данным американских специалистов, практически на всем восточном побережье США происходит подземный сток в Атлантический океан и Мексиканский залив. Только в

одном месте о. Лонг-Айленд (штат Нью-Йорк) подземный сток в океан оценивается в 25 млн. м³/год (немного меньше 1м³/с). В этой части шельфа на расстоянии 37 км от берега (напротив устья р. Делавер) скважиной вскрыты подземные воды, обладающие значительным напором.

В 1966 г. с помощью батискафа на плато Блейк в 200 км от берега на глубине 510 м (южнее Саванны) была обнаружена 50-метровая депрессия на дне моря, заполненная водой с температурой на 2,5°C ниже температуры окружающей морской воды. Эта аномалия связана с разгрузкой подземных вод.

Большое развитие субмаринные источники получили на подводных склонах островных систем с ярко выраженным горным рельефом (Гавайские, Филиппинские, Большие Антильские о-ва, Большой Зондский и Малый Зондский архипелаги). Один из наиболее крупных в мире подобных источников расположен у берегов о. Ямайка на расстоянии 1600 м от берега. Он «пробивается» к поверхности моря с глубины 256 м, (рис.3) и представляет собой целую пресноводную реку с расходом 43 м³/с.

Богато подводными выходами подземных вод Средиземное море, где субмаринные источники связаны с трещинами и карстовыми каналами в горных породах. В Эгейском море вблизи юго-восточного побережья Греции обнаружен источник пресной воды с большим расходом, а у берегов Адриатического моря их насчитывается около 700.

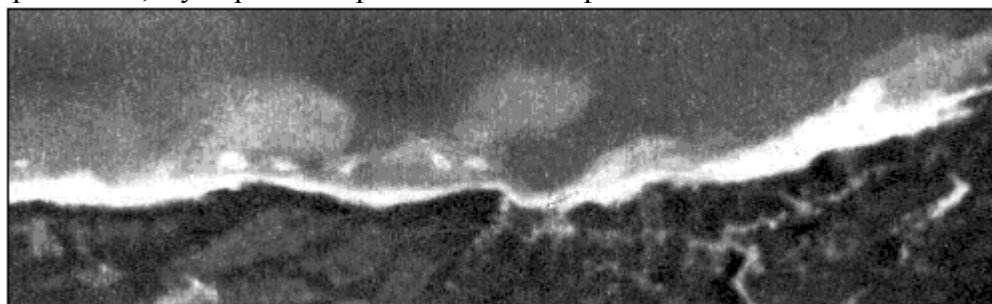


Рис.3. Аэрофотоснимок южного берега о. Ямайки. Светлые участки овальной формы — субмаринные выходы подземных вод.

В Средиземном море известны источники на значительных глубинах: у г. Канны — на глубине 165 м, в Сан-Ремо — 190 м, в заливе Святого Мартина — 700 м. Вблизи северо-западного побережья о. Сицилия установлены источники, связанные с толщей доломитов и доломитизированных известняков. Выходы субмаринных источников нередко столь значительны, что образуют целые пресноводные потоки. Такой поток среди соленых вод обнаружен в устье р. Роны. Подобная пресноводная «река» течет и в Генуэзском заливе.

Наиболее детальные исследования субмаринных источников выполнены у южного побережья Франции, между городами Марсель и Кассис (рис.4,а). Еще в 1964 г. Бюро геологических и горных исследований и Водное общество Марселя создали специальную научно-исследовательскую организацию для изучения наиболее крупных источников Порт-Миу и Бестуан и выяснения возможности их эксплуатации. Эти субмаринные источники приурочены к закарстованным известнякам мелового возраста, которые образуют моноклираль, наклоненную в сторону моря (рис.4,б). Аквалангисты, исследовавшие карстовые галереи Порт-Миу, достигли глубины 45 м и по каналам проникли вглубь материка на расстояние более 1 км.

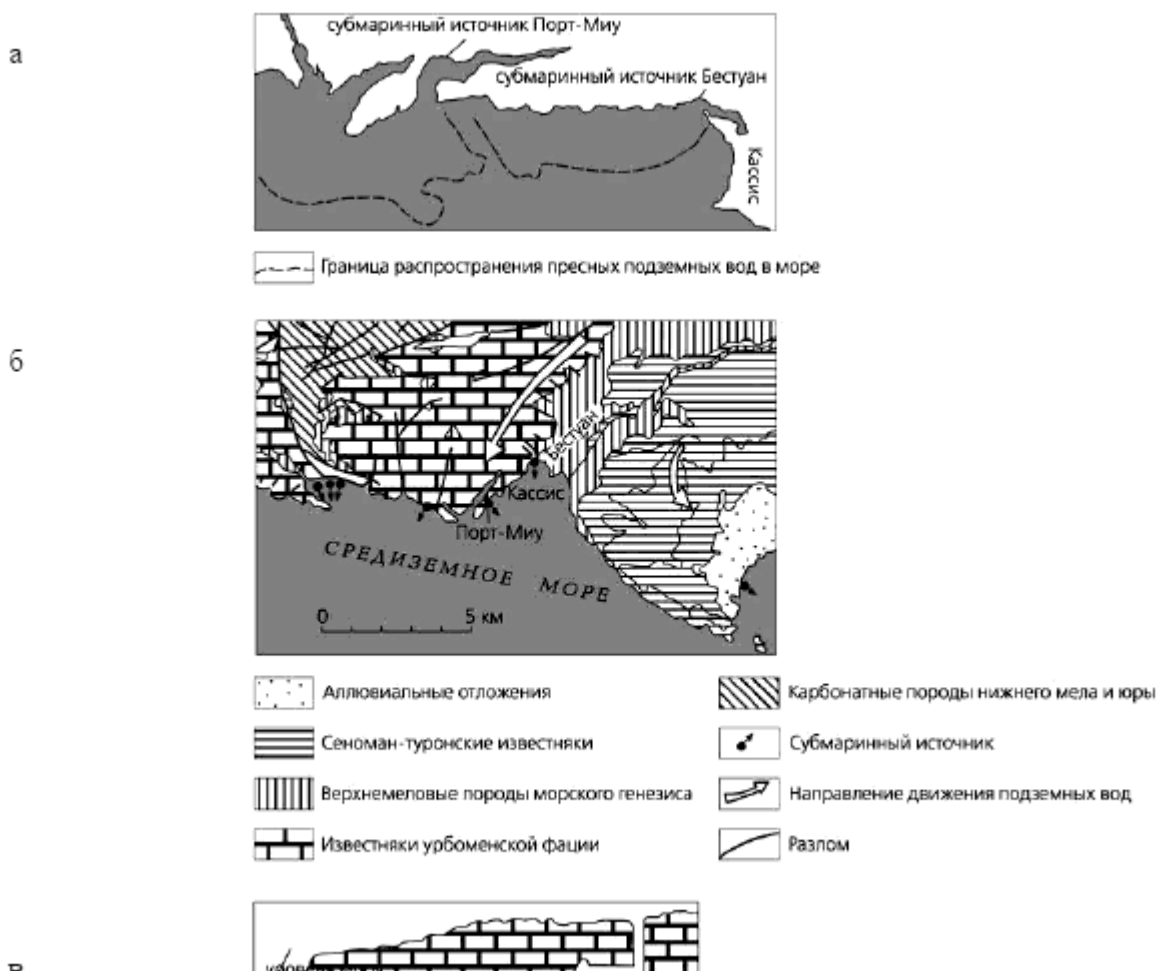


Рис.4. **Разгрузка** подземных вод в Средиземное море вблизи г. Кассис (Франция): а — инфракрасный тепловой снимок района субмаринных источников Порт-Миу и Бестуан; б — схематическая гидрогеологическая карта района;

Здесь были установлены измерительные пункты, оборудованные датчиками скорости течения, манометрами, резистивиметрами, отобраны пробы воды и грунта, проведены опыты с красящим веществом (флуорисценом), позволившие определить направление и скорость движения фильтрационного потока, выполнены геофизические эксперименты. В карстовых полостях происходит расслоение водной массы: на более низких отметках залегает соленая морская вода, сверху — пресная подземная, обладающая меньшим удельным весом. Скорость продвижения соленой морской воды в глубь галереи обратно пропорциональна величине напоров разгружающихся пресных подземных вод. Величина этого напора, в свою очередь, определяет расход потока пресных субмаринных вод, который движется в сторону моря по поверхности более плотных морских вод. На равновесие между пресной и соленой водой влияют напорный градиент пресного потока и колебание уровня моря, соотношение плотностей пресной и соленой воды и разность их температур, способствующие процессам диффузии.

Полученные результаты исследований использовались при проектировании и строительстве бетонной плотины на пути проникновения морской воды вглубь материка через главную карстовую галерею. Плотина, построенная в самой глубокой части карстовой галереи (примерно в 500 м от ее выхода в море), позволила осуществлять постоянные измерения скорости потока разгружающихся подземных вод, следить за потерями напора вдоль карстовой галереи, предотвращать внедрение морских вод и

выявлять оптимальные условия эксплуатации пресных подземных вод для водоснабжения населения (рис.4,в).

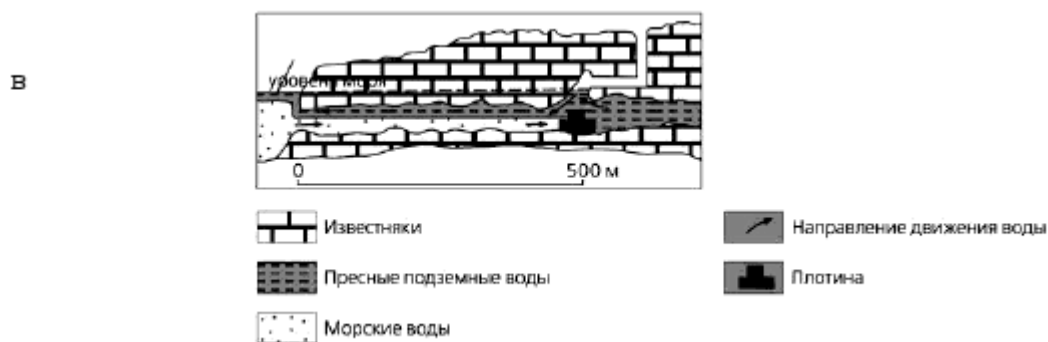


Рис.4. **Разгрузка** подземных вод в Средиземное море вблизи г. Кассис (Франция):
в — схема карстовой галереи на выходе источника Порт-Миу.

В бывшем Советском Союзе субмаринные источники хорошо известны на Кавказском шельфе Черного моря. У пос. Гантиади, на фоне синей морской воды, контрастно выделяется светлое пятно, а многочисленные быстро лопающиеся пузырьки создают обманчивое впечатление кипящей воды. Так проявляется субмаринный источник пресной воды с дебитом около $0,3 \text{ м}^3/\text{с}$. Более крупный участок «кипящей» морской воды хорошо виден с берега при спокойном море в районе Гагры, его дебит — $8 \text{ м}^3/\text{с}$.

Подобные «бугры вскипания» расположены на расстоянии 100—150 м от берега. Это проявления на поверхности моря пресных карстовых источников с местным названием «репруа», расположенных на глубинах 5—10 м.

Источники, вызванные разгрузкой трещинно-жильных вод, приурочены обычно к системам крупных тектонических нарушений в изверженных и метаморфических породах. Они выходят как на суше, так и в прибрежной части моря. В Крыму, на северо-западном склоне горы Аюдаг, обнаружены три источника, расположенные на глубине 6 и 8 м.

А.И. Коротков с соавторами описывают гидрогеологические условия разгрузки подземных вод на островах Бахрейна в Персидском заливе. В прибрежной зоне островов выходит большое количество субмаринных источников с солоноватой водой (общая минерализация около 4 г/л), область питания которых находится на материке в районе Саудовской Аравии. По мнению исследователей, подземные воды проделывают путь более 100 км под морским дном, сохраняя достаточный напор для разгрузки в виде источников.

Несколько лет назад в одной из российских газет были опубликованы путевые заметки о государстве Бахрейн, где, в частности, говорилось и о субмаринных источниках: «Свежая пресная вода на бахрейнских самбуках всегда в изобилии. Подводные ключи, бьющие в районе промыслов, позволяют пополнять ее запасы в любое время. Кое-где даже встречаются «освоенные» источники с выведенными на поверхность залива резиновыми шлангами с поплавками: подплывай и бесплатно заполняй порожние баки! Не случайно возникло и само название архипелага Бахрейн, что в переводе означает «два моря» — соленое море вокруг и море пресной воды, ключами бьющее со дна».

Многочисленные субмаринные источники связаны с подземными каньонами, нередко представляющими собой подводное продолжение устья рек. От устья р. Ганг в Бенгальский залив протянулся подводный каньон длиной более 1600 км, шириной около 700 км и глубиной более 70 м, в котором найдены выходы субмаринных подземных вод. Известны случаи, когда субмаринные воды служили не только источниками

водоснабжения, но и источниками загрязнения. Так, значительно уменьшилась колония кораллов у берегов Австралии. Проведя ряд исследований, австралийские ученые пришли к выводу, что этот феномен был вызван в первую очередь тем, что с пресными водами поступали загрязняющие вещества, пагубно влияющие на жизнедеятельность коралловых рифов.

Эксплуатация субмаринных источников

Использование подземных вод субмаринных источников для водоснабжения известно с глубокой древности. Много веков назад люди с помощью различных приспособлений, в частности длинных бамбуковых трубок, получали пресную питьевую воду из крупных субмаринных источников, а также заправляли ею корабли.

Сейчас количественная оценка субмаринного подземного стока позволяет дополнить ресурсы водоснабжения. Пример практического использования субмаринных вод — сооружение плотины в море вблизи юго-восточного побережья Греции. В результате было создано пресноводное озеро внутри моря. Суммарный дебит субмаринных источников здесь превышает 1 млн. м³/сут. Воды этого «озера» используют для орошения земель прибрежных территорий.

Нередко высказываются суждения о высоких возможностях использования субмаринных подземных вод и об их неисчерпаемых ресурсах. Однако использовать такие воды непосредственно в море весьма непросто. Прежде всего, это определяется сложностью каптирования выходов субмаринных источников на дне и экономической целесообразностью сооружения такого каптажа.

В ряде стран разрабатываются современные технические способы и средства для добычи «воды под водой». В Японии получен патент на способ отбора пресной воды из субмаринного источника. Авторы патента предлагают разделять пресную и морскую воду непосредственно на дне моря. Над источником ставится полностью автоматизированная установка с датчиками, непрерывно измеряющими солевой состав воды. Если соленость превышает допустимую величину, подача воды к потребителю автоматически прекращается и вода сбрасывается в море до тех пор, пока ее соленость и состав не нормализуются.

Итальянские специалисты предложили для отбора вод субмаринных источников использовать специальный колокол, который устанавливается на дне моря, накрывая источник. Колокол оборудован предохранительными клапанами, контролирующими расход воды и при необходимости ее состав.

Большие перспективы в области использования субмаринных подземных вод морскими водозаборами открываются в связи со значительным развитием технических средств бурения и опробования скважин на шельфе, материковом склоне и дне морей и океанов. Скважины, пробуренные на шельфе Австралии, вблизи Атлантического побережья США, на континентальном склоне Мексиканского залива и др., вскрыли пресные слабоминерализованные субмаринные воды, обладающие значительным напором. Скважиной, пробуренной с корабля в Атлантическом океане у берегов Флориды, в 43 км к востоку от Джэксонвилла, на глубине 250 м ниже уровня моря вскрыта вода с минерализацией 0,7 г/л. При этом ее напор достигает 9 м над уровнем моря.

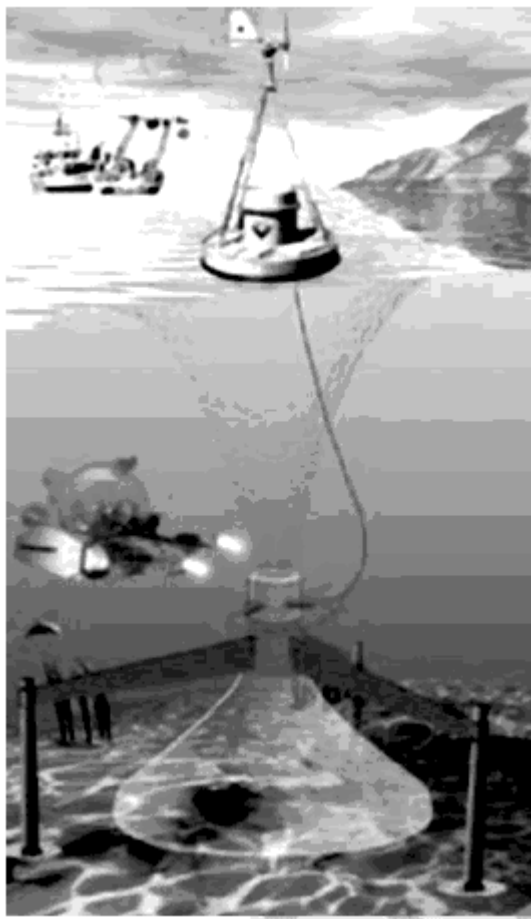


Рис.5. Оборудование для возможного каптирования субмаринных источников.

Уже существуют компании, которые занимаются разработкой оборудования, необходимого для использования пресных вод субмаринных источников. Так, компания «Nymphaea Water» успешно разрабатывает оборудование для каптирования субмаринных источников. Ее представители утверждают, что данные технологии могут применяться для каптирования около четверти существующих субмаринных источников без ущерба для окружающей среды, см. (рис.5).

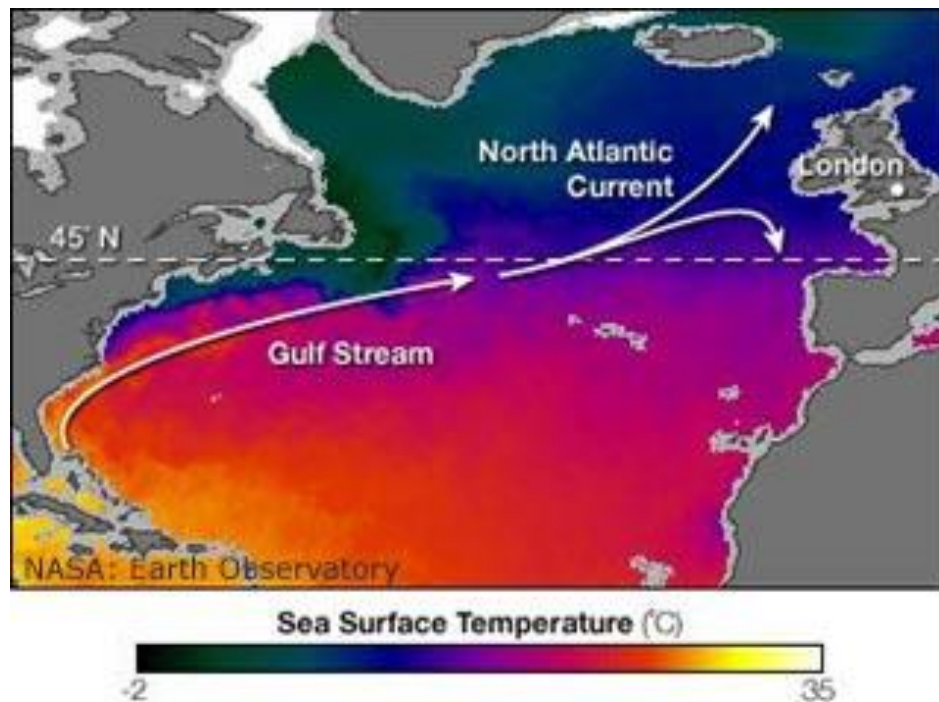
Однако выводы о возможностях практического использования субмаринных вод можно делать только после проведения специальных работ по оценке эксплуатационных запасов вод, включая технико-экономическое обоснование целесообразности их использования.

В заключение отметим, что на данной стадии развития науки с учетом конкретных запросов практики можно сформулировать пять направлений исследований субмаринных вод, в отдельных аспектах достаточно тесно связанных между собой:

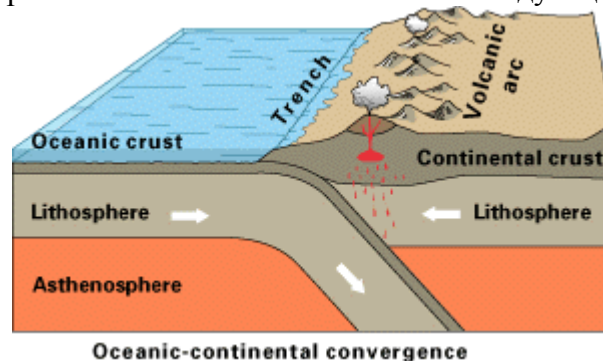
- изучение роли подземного стока в общем водном балансе Земли и глобальном круговороте воды;
- оценка влияния подземных вод на формирование водного и солевого балансов морей и крупных озер;
- изучение взаимодействия морских и подземных вод в прибрежных районах;
- изучение областей разгрузки пресных подземных вод в прибрежных зонах морей с целью их использования для водоснабжения;
- изучение влияния подземных вод на формирование месторождений полезных ископаемых на дне морей и океанов и роли субмаринного подземного стока в геологических процессах.

Минерализация и химический состав вод субмаринных структур весьма различны. Иногда на значительном удалении от берега можно встретить разгрузку в дно пресных инфильтрационных вод атмосферного питания. Широко распространены соленые воды различной минерализации, даже скопления нефти и газа. В водах, например, Черного моря встречены на глубине сероводородные воды, а в отдельных случаях встречены крепкие рассолы и эвапориты (субмаринные бассейны Северного и Средиземного морей).

В Средиземном море встречены многочисленные вулканогенные бассейны, как островные, так и субмаринные. Наличие действующих вулканов и сейсмичности приводит к развитию гидротермальных процессов.



Субокеанические гидрогеологические структуры. Океаны отличаются от континентов строением земной коры, гидрогеологического разреза, условиями водообмена, режимом подземных вод и т.п. Кратко эти отличия заключаются в следующем:



- Если для континентов в строении земной коры характерно присутствие гранитного слоя, то под океанами его нет, есть только базальтовый слой.
- Для континентов типично накопление терригенных, карбонатных, вулканогенных, соленосных и других пород, а для океанических – рыхлых неуплотненных осадков с иловыми водами и базальтовых эфузивов с трещинными водами.
- На континентах имеется зона аэрации, мощность которой может достигать нескольких сотен метров, в океанах зона аэрации отсутствует.
- Пресные подземные воды присущи верхним водоносным горизонтам на континентах и вовсе отсутствуют в океанах.

- На континентах имеет место водообмен подземных вод с атмосферными (метеорными), а на дне океана – с океаническими водами.
- Режим грунтовых вод суши связан с метеорологическими факторами и изменяется во времени и в пространстве. Режим подземных вод океанического дна отличается стабильностью.
- Для динамики подземных вод верхних горизонтов континентов характерен инфильтрационный режим, для нижних – литогенный, а для динамики подземных вод дна Мирового океана характерен только литогенный режим.

Основные субокеанические гидрогеологические структуры. Разрез Мирового океана состоит из трех слоев:

- Нижний (базальтовый) слой образован основными и ультраосновными породами. Его мощность измеряется несколькими километрами.
- Выше залегает второй (надбазальтовый) слой, представленный прослоями базальтовых лав и консолидированными, преимущественно глинистыми, кремнистыми или карбонатными, реже – песчаными отложениями. Мощность второго слоя достигает 1 км (реже до 5 км). Он распространен повсеместно и развит в пределах океанических платформ.
- На втором слое, а иногда – и на поверхности фундамента, располагается третий слой, представленный рыхлыми глинистыми, кремнистыми, карбонатными осадками. Мощность этой толщи составляет в Атлантическом океане – 860 м, в Тихом океане – 280 м, в Мировом океане в целом – 459 м. Мощность рыхлых осадков увеличивается в пределах окраинных желобов и прогибов вследствие сноса осадков из расположенных рядом континентов.

Средний и верхний слои образуют чехол осадочных пород и вулканитов земной коры океанического типа.

Взаимосвязь подземных вод суши и моря. Следует выделить два аспекта:

- Взаимопроникновение подземных вод суши и океана,
- Особенности развития прибрежно-шельфовых и семи-маринных гидрогеологических структур.

Выходы пресных вод на морском дне известны во многих морях – Черное море (вдоль берегов Кавказа и Крыма); Средиземное море (на берегах Франции, Италии и Балканского полуострова); Атлантическом океане; на берегах Флориды и в других местах. Эти подводные источники удалены от берега на сотни, а иногда – и на несколько километров при глубине морского дна до нескольких сотен метров. В этом случае в субмаринных бассейнах водоносные горизонты пресных и слабосоленых вод могут залегать под верхними водоносными горизонтами с солеными водами.

В некоторых случаях морские воды могут проникать вглубь суши на значительное расстояние. Этому способствует интенсивный отбор скважинами и через колодцы пресных подземных вод, расположенных вблизи берегов морей и океанов. Интрузия морских вод приводит к засолению горизонтов пресных вод. На берегах морей можно встретить выходы соленых источников, образовавшихся в результате смешения пресных подземных вод суши с солеными морскими водами. В береговых источниках встречаются как холодные карстовые воды (например – побережье Адриатического моря), так и горячие трещинно-жильные воды (Чукотский полуостров, остров Исландия).

МОРСКИЕ РЕСУРСЫ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ УКРАИНЫ



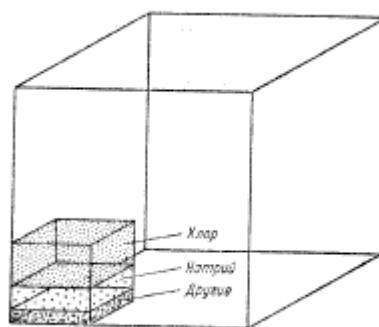
Прибрежная зона Украины подвержена значительному антропогенному воздействию, поскольку интенсивно используются для сброса отходов различных видов человеческой деятельности. В пределах черноморского побережья Украины выделены три типа районов: сельскохозяйственного освоения, промышленно-коммунальные агломерации и районы интенсивного рекреационного освоения. По побережью четко выделяются одиннадцать промышленно-коммунальных агломераций: Татарбунарская, Белгород Днестровская, Одесская, Николаевская, Очаковская, Херсонская, Северо-Крымская, Евпаторийско-Сакская, Севастопольская, Феодосийская и Керченская. Наиболее крупными из них являются Одесская, Северо-Крымская и Севастопольская. Промышленно-коммунальные агломерации являются наиболее мощными потребителями природных ресурсов прибрежных зон. С ними связаны самые мощные выпуски сточных вод.

Характеристика морских ресурсов прибрежных зон черноморского побережья. Морские ресурсы могут быть следующих видов:

- 1) минеральные солевые;
- 2) минеральные твердые;
- 3) энергетические (нетрадиционные (ветер, волны);
- 4) энергетические (традиционные) нефть и природный газ;
- 5) рекреационные ресурсы.

Минеральные солевые. Как природный ресурс можно рассматривать даже морскую воду. В морской воде растворено большое количество различных солей и поэтому часто морскую воду называют «тощая руда», поскольку богатство содержащихся в ней солей растворено в огромном количестве воды (рис.1, табл.1).

Стоимость всех веществ, содержащихся в 1 км³ морской воды, может составить \$ 1 млрд. Часто морскую воду называют «руда будущего», но уже издавна из нее извлекали полезные вещества. Наиболее древняя добыча – поваренная соль, бром.



Р и с .1. Содержание твердых веществ в морской воде. по Е.Е.Совга, 2008

На Азово-Черноморском побережье Украины находится более 50 крупных и мелких лиманов и соленых озер. Добыча соли в Крыму насчитывает 2,5 – 3 тыс. лет. Потенциально важный источник соли и ряда химических элементов является Сиваш. Воды Сиваша представляют собой ценнейшее комплексное сырье. Сивашская рапа – фактически концентрат азовской воды, проникающей через пролив Тонкий. Общие запасы рапы в Сиваше оцениваются в 2 млрд. м³. Кроме поваренной соли, рапа содержит многие химические элементы, в первую очередь бром и магний. За границей (США, Англия, Италия) для производства брома используется вода с концентрацией брома 70 г/м³, в Сивашской рапе после естественной упарки 150 г/м³, в рапе западного Сиваша 400 г/м³. Из Сивашской рапы добывается также магний, где его концентрация в три раза выше, чем в воде океана.

Лечебные грязи Причерноморья относятся к группе иловых, типа сероводородных или сульфидных. Содержание брома в морской воде 0,008 %, в земной коре 0,0014 %. Йод из морской воды добывают путем переработки водорослей.

Ценнейший природный ресурс шельфовых зон – пресная вода. Пресные воды на Земном шаре составляют только 35 млн. км³, из них 24,3 млн. км³ – в виде льда, 10,5 млн. км³ расположены под Землей. Остается 134 тыс. км³ (0,4 %) мировых ресурсов пресных вод, приходящихся на озера, болота, русла рек, почву и атмосферу, это воды, находящиеся в зоне активного водообмена, которые и являются основным источником для человека и которые постоянно возобновляются, благодаря круговороту воды.

Опреснение морской воды в настоящее время имеет тенденцию к увеличению из-за роста производительности опреснительных установок (в 2000 г. 1290 млн. м³/сут). Большие запасы пресной воды находятся в плавучих шельфовых ледниках. Объем пресной воды, заключенной в ледниках шельфа, составляет всего 2 % от объема воды, заключенной в ледниках Земли, но это почти в 300 раз больше, чем содержится воды во всех руслах рек мира.

элемент	кол-во, т
NaCl	19,8 млн.
магний	9,5 млн.
сера	6,3 млн.
бром	31,0 тыс.
алюминий	3,9 тыс.
марганец	79,3
медь	79,3
уран	11,1
молибден	3,8
серебро	2,5
золото	0,05

Еще один источник пресной воды – это подземный сток в море, получивший название **субмаринной разгрузки**. Оценки подземного стока в Черное море различны: от 0,5 – 3,3 до 130 км³/год по разным данным. Такие субмаринные источники выявлены на побережье от Балаклавы до Феодосии. Несколько субмаринных источников известны на мысе Айя и в скалах Батилимана в Крыму.

Т а б л и ц а 1 . Количественное содержание некоторых элементов в 1 км³ морской воды.

Субмаринная разгрузка подруслового стока имеет место и в Азовском море, особенно в таких реках как Дон и Кубань. Суммарный объем подруслового стока в Азовское море вместе с русловым стоком Дона (27,4 км³) и Кубани составляет довольно значительные цифры. Произведена оценка роли источников субмариной разгрузки подземных вод Крымского п-ова в формировании водного и солевого режима береговых зон, выполнено обоснование возможности их практического использования в народном хозяйстве в условиях вероятных изменений климата в Крыму и интенсификации хозяйственной деятельности.

Твердые минеральные ресурсы шельфа пока играют значительно меньшую роль в мировой экономике, чем нефть и газ. Однако в последние годы наблюдается другая тенденция. Мотивацией для освоения подводных минеральных залежей выступают различные факторы. Дефицит тех или иных материалов в данной стране побуждает искать их в прибрежной зоне. Этому способствуют более низкие затраты на добычу и транспортировку. Зачастую подводная добыча экономически более выгодна, чем добыча на суше. Важной особенностью морских россыпей является их подвижность под влиянием смены режима течений, ветров и штормовых волн. Разрушение, как и восстановление россыпей может обуславливаться как вмешательством человека, самой разработкой россыпи, строительством сооружений, приводящих к изменению динамического режима. В ряде случаев разрабатываемые на побережье россыпи полностью восстанавливаются.

Ведутся теоретические работы по использованию методов математического моделирования для изучения транспорта мелкодисперсных донных осадков на северо-западном шельфе Черного моря при различных синоптических ситуациях, связанных с прохождением циклонов при наличии нестационарных течений, генерируемых совместным эффектом сезонного ветра и перемещающимися циклоническими образованиями. Распределение взвешенного вещества в поверхностном слое отражает положение областей взмучивания с запаздыванием по времени от десятков до сотен часов. В центрах областей эрозии запас донных отложений существенно истощается. Его наибольшее накопление после ухода циклонов происходит на участках границ областей эрозии, через которые осуществлялся перенос взвеси нестационарными течениями.

Энергетические (нетрадиционные) ресурсы (ветер, волны). Как ни велико значение нефти и газа для всех приморских государств, их источники постепенно иссякают, а мировое энергопотребление неизменно растет. Поэтому все больше внимания уделяется энергосистемам, основанным на непрерывных или возобновляемых источниках. Подавляющая часть энергии, которой располагают шельфовые зоны, не управляема человеком. Ураганные ветры приносят огромные бедствия жителям побережья. Источник энергии – сила ветра. Потенциальная энергия ветров оценивается в 56,3 млрд. т условного топлива в год.

Энергетические ресурсы северо-западной части Черноморской экономической зоны Украины. Проведено сравнение полей приповерхностного ветра в Черноморском регионе с марта по сентябрь 2007 г. с пространственным разрешением 9 км, полученных с использованием мезо-масштабной модели MM5, и данных измерений на метеостанциях, входящих в международный обмен. Неисчерпаемым энергоресурсом является кинетическая энергия волн. По подсчетам американских ученых, общая мощность волн Мирового океана 90000 млрд. кВт.

Проводятся работы, связанные с использованием нетрадиционных источников энергии в акватории о. Змеиный. В условиях о. Змеиный в основу решения проблемы

энергообеспечения как измерительных устройств и приборов наблюдательных постов на острове, так и гражданских объектов предлагается использование альтернативных источников энергии - энергии ветра и морских волн.

Как известно из многолетних наблюдений, район о. Змеиный является наиболее штормовым в Черном море. С повторением один раз в 50 лет в этом районе возникают волны с максимальным значением средней высоты 6,8 м и среднего периода 12 с. Особый интерес представляют волновые преобразователи малой мощности, которые можно использовать в качестве мобильных источников энергии для питания малотоннажных морских автономных плавсредств. Был предложен один из вариантов технического решения волновой электростанции (ВЭС) ватного класса с номинальной мощностью 200 Вт. Такие устройства могут быть использованы как источник электрической энергии для питания:

- аппаратуры морских навигационных буйев, бакенов, поплавков, маяков;
- аппаратуры автономных буйковых станций;
- радиорелейных и спутниковых линий и систем связи;
- систем мониторинга экологической обстановки вдоль побережья, шельфовых зон и устьев рек;
- жилых домов прибрежных поселков и санаториев.

Кроме чисто гидрогеологических аспектов в Черном море выявлены и залежи углеводородов (Голицынское поднятие). Через дно наблюдаются выходы метана, а на морском дне обнаружены гидраты метана.

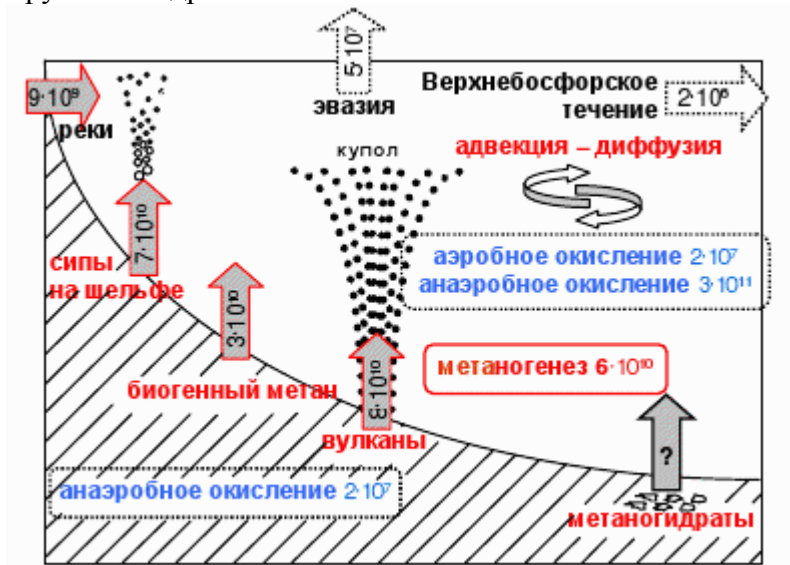


Рисунок – Схема бюджета метана в Черном море. Поток приведен в Моль/год.

Наконец, важной проблемой Черного моря является растворенный в воде сероводород начиная с глубины около 200 м.

Занятие 12

ГЕОТЕРМОМЕТРИЯ, ИЗОТОПНЫЕ МЕТОДЫ, ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Геотермометрия. Химический и изотопный состав термальных флюидов, проявляющихся на поверхности земли, может дать сведения о таких важных параметрах геотермальных систем, как температура подземного

резервуара, тип потока, характер пород и др. Концентрации компонентов или их соотношения, которые можно сопоставить с подземными температурами, носят название геотермометров. Они используются как для качественной характеристики подземных резервуаров, когда требуется получить предварительную оценку температур, заключенных в них вод, так и для количественной, позволяющей вычислить таковые. Ниже приводятся основные геохимические индикаторы для определения температур в высокотемпературных гидротермальных системах, разработанные Д. Уайтом.

1. SiO_2 — лучший из индикаторов; предполагается равновесное состояние кварца при высоких температурах, после охлаждения не наблюдается растворения или выпадения в осадок.

2. Na/K — особенно характерен при значениях от 20:1 до 8:1, а для некоторых систем и при большем интервале.

3. Ca и HCO_3 — качественно применим для вод с околонейтральной реакцией; растворимость CaCO_3 в обратной зависимости от подземной температуры.

4. Mg , Mg/Ca — низкие величины указывают на высокие значения подземных температур, и наоборот.

5. Процессы разбавления Cl — предполагается разбавление в источниках с низким содержанием Cl за счет холодной воды, позволяющее высчитывать подземную температуру с помощью предложенных отношений смешения с водами, обогащенными Cl .

6. Na/Ca — высокие значения могут указывать на высокую температуру; неприменим для Ca -рассолов; менее прямой индикатор, чем Ca и HCO_3 .

7. $\text{Cl/HCO}_3 + \text{CO}_3$ — высокие значения в водах указывают на столь же высокие температуры, и наоборот.

8. Cl/F — высокие значения могут указывать на высокие температуры, но содержание Ca , контролируемое pH и содержанием CO_3^{2-} , препятствует качественным расчетам.

9. H_2 /другие газы — высокие значения указывают на высокую температуру.

10. Отложения кремнистых туфов — надежный индикатор температур (современных или прежних) выше 180°C .

11. Травертины — яркий индикатор невысоких температур, если гидрокарбонатные воды не контактировали с известняками после охлаждения.

К сожалению, для парогазовых систем подходящие индикаторы отсутствуют из-за низкой подвижности участвующих в реакциях элементов. Наиболее приемлемым для последних, как считает Д. Уайт, является метод изотопного фракционирования между газами, причем вычисленные подземные температуры по ^{13}C для реакции взаимодействия между CH_4 и CO_2 обычно близки или выше наблюдаемых в резервуаре. Этот метод заслуживает дальнейшей разработки.

Получили широкое распространение эмпирические геотермометры, предложенные Р. Фурнье и У. Роу, Д. Уайтом, Р. Фурнье и А. Трусделлом, основанные на зависимости концентраций в воде кремнезема, Na , K , Ca от температур.

Кремнезем (в мг) находится с помощью кривой, строящейся по уравнению

$$T(^{\circ}\text{C}) = [1000/(4,424 - 0,905 \log \text{SiO}_2)] - 273,16. \quad (190)$$

Второй геотермометр выражается уравнением

$$T(^{\circ}\text{C}) = [1640/(2,21 + \log K)] - 273,16, \quad (191)$$

где $\log K = \log (\text{Na/K}) + \beta \log (\sqrt{\text{Ca/Mg}})$; β — эмпирическая константа, равная $1/3$, если порода находится в равновесии с водой при температуре более 100°C , и $4/3$, если последняя менее 100°C .

Содержание Na, K и Ca выражены в молях. Допускается, что их концентрации находятся в химическом равновесии с соответствующими минералами водовмещающих пород, а кремнезема — с осаждающимся кремнеземом на глубине.

Однако, как считает чешский исследователь Т. Пачес, если химическое равновесие системы «вода — порода» не достигнуто, результат химического взаимодействия Q будет отличаться от константы равновесия K , причем разность может быть выражена индексом неустойчивости $I = \log Q/K^*$. Он предлагает в определенных случаях производить замену равновесного геотермометра Фурнье — Трусделла неравновесным

$$T(^{\circ}\text{C}) = [1640/(2,21 + \log Q - I)] - 273,16, \quad (192)$$

где Q рассчитывается по уравнению для вод K^* . В водах, имеющих температуру ниже 75°C , как это отмечается для многих термоминеральных источников Европы, индекс неравновесия I линейно коррелируется с $\log PCO_2$, где P парциальное давление газа. В таком случае $I = -1,36 - 0,253 \log PCO_2$.

Расчеты температур подземных вод в пределах Богемского массива показали, что равновесное состояние между растворенными элементами и минералами не достигнуто, что позволило оценивать температуры на нижней границе циркуляции термальных вод менее 100°C .

М. Шоллер, оценивая геотермальные ресурсы главных термоминеральных зон Франции (Пиренеи, Центральный массив, Вогеzy), основывался на геохимической и статистической обработке данных по 277 источникам. Эта обработка для всех трех зон базировалась на уравнениях $SiO_2 = f(t)$; $SiO_2 = f(Na + K)$ и $SiO_2 = f(Na + K, t)$.

В результате выполненных исследований установлено: 1) наилучшую корреляционную связь для многих источников показывают первое и третье уравнения; 2) связь, устанавливаемая между растворимостью кремнезема (кварц, аморфный кремнезем) и температурой, выражается в действительности не прямой линией, а кривыми; 3) при температуре источников менее 100°C в расчетах по SiO_2 температуры и глубины, с которой поднимается вода, следует учитывать влияние содержания щелочей; 4) большое значение при расчетах имеет степень раскрытости трещин (зон нарушения), по которым происходит подъем термальных вод к участкам разгрузки.

Охлаждение воды при подъеме нарушает равновесие «кремнезем — температура» и приводит к неправильным решениям. Последнее подтверждено на примере источников в Ардеш, где в условиях пониженных температур и малых дебитов связи между содержанием SiO_2 и температурой не было установлено.

Исходя из этого, М. Шоллер предложил новый геотермометр, который учитывает комплексное взаимодействие SiO_2 , Na, K, Ca и Mg не только в термоминеральной воде, но и в минералах пород (силикаты, монтмориллонит, каолинит и др.). Выполненные расчеты с помощью введенных дополнительных коэффициентов показывают более высокие значения температур воды, чем таковые по классическим геотермометрам.

Ш. Фуийяк, П. Кейо, Л. Мерлива и др. на основании экспериментальных работ, проведенных во Франции, считают, что в условиях нормального распределения геотемператур, характерных для большинства стран Европы, прямой корреляции между подземными температурами и содержанием в термальной воде SiO_2 и щелочей не может быть. Химический состав термоминеральных вод в месте их выхода в большинстве случаев является результатом химических модификаций, происходящих в процессе охлаждения на той или иной глубине. В этих случаях происходит смешение с приповерхностными водами, возникновение нового химического равновесия при температурах, близких к таковым на выходе, и растворение минеральных компонентов вблизи поверхности вследствие повышенной агрессивности вод, обусловленной их охлаждением.

Измерение температуры термальных вод с помощью геотермометров получило широкое распространение в Исландии. Исследования, проводившиеся на низкотемпературных площадях юго-западной ее части, включали определения температур с помощью Na-K-Ca- и SiO₂-геотермометров. Последний, соответствующий равновесному состоянию между ионом кремния в термальной воде и халцедоном или кварцем, применялся для большинства термальных источников и скважин. Рассчитанные таким образом температуры до 40° С превышали наблюдаемые, в некоторых пробах: перенасыщение оказалось более предполагаемого при 100° С. В этих случаях, в частности и для неглубоких скважин, такое перенасыщение рассматривается как результат охлаждения воды в верхней зоне из-за подмешивания холодных грунтовых вод или явления «всплеска» (flashing). Здесь значения по SiO₂-геотермометру более сложно соотносятся с подземными температурами, так как смешение двух типов вод приводит к изменению pH и перенасыщению воды халцедоном или кварцем при температуре смешения. Другими словами, эти факторы нарушают равновесное содержание ионного кремнезема в воде, что не имеет места при кондуктивном охлаждении.

Измерения с помощью Na-K-Ca-геотермометра показали большие отклонения от истинных температур, чем SiO₂-геотермометром. Это несоответствие также объясняется явлениями разбавления термальных вод холодными.

В Исландии предложен новый геотермометр, основанный на измерениях концентрации дейтерия в глубоких подземных водах и геотермальных газах. Предполагая, что равновесное состояние этого изотопа водорода в системе «вода — растворенный газообразный водород», установившееся в процессе циркуляции, остается неизменным при их движении к поверхности и охлаждении, данный метод позволяет вычислить константу равновесия и соответствующую начальную температуру. Сравнение данных, полученных замерами в скважинах и по SiO₂-геотермометру дали обнадеживающие результаты. Преимуществом этого метода, хотя и требующего дальнейших проверок в различных районах, является гораздо меньшая скорость изотопного обмена по сравнению с реакциями в других, указанных выше, химических геотермометрах и, следовательно, более точные расчетные данные о начальных температурах соответствующих геотермальных систем.

Изучение термоминеральных вод в северо-западной Тоскане, Италии, к северу от р. Арно, с помощью геотермометрии показало, что температура воды в подземных резервуарах для разных групп источников (Монтекатини, Сен-Дулиано, Аньяно и др.) не превышает 100° С. Последнее, как считают авторы, свидетельствует об отсутствии в этом районе геотермальной аномалии и о наличии глубокой (до 3500 м) циркуляции воды при обычном геотермальном градиенте. Последнее вполне реально, если учесть, что глубины складчатого фундамента в этом районе достигают 2000 м, а отметки гористого рельефа имеют превышение до 1500 м.

Теоретические основы использования геотермометров были опубликованы в работе Р. Фурнье, хотя практическое применение их началось еще до 1970 г. На Международном симпозиуме в Пизе Р. Фурнье названные индикаторы объединил в четыре группы (табл. 5).

Таблица 5

Индикатор	Доминирующий процесс
SiO ₂ -геотермометр	Растворение — осаждение

Соотношения между щелочными элементами (катионные геотермометры)	Ионный обмен
Cl/(HCO ₃ +CO ₃)	Изменение пород под воздействием растворенного CO ₂
Относительная концентрация летучих веществ в водах источников	Разделение (фракционирование) благодаря подземному кипению

Все индикаторы имеют определенные пределы использования. Так, первый из них, не зависящий от данной (локальной) минеральной среды и давления газа, весьма легко реагирует на явления разбавления подземных вод. На щелочные геотермометры оказывают влияние окружающая минеральная среда и реакции комплексообразования в водах. На карбонатно-хлоридный коэффициент интенсивно влияет наличие CO₂, и, наконец, относительные концентрации летучих компонентов в термальных водах могут быть затуханы в пределах высоконапорных гидросистем.

Детальные геохимические исследования, проведенные в Йеллоустонском национальном парке США, показали, что особенности геологического строения и геотермальных условий его очень благоприятны для оценки температур с помощью указанных индикаторов, среди которых наиболее эффективным оказался SiO₂ геотермометр.

Значение Cl/(HCO₃ + CO₃) оказалось перспективным для выявления связи термального источника с питающим или питающими его водоносными горизонтами, а также для определения наличия смешения глубоких и приповерхностных вод. Применение величины Na/K для данного района оказалось недостаточно успешным в связи с интенсивно протекающими ионообменными реакциями в системе «вода — порода», включая цеолитообразование.

Графическая форма расчета температур по кремниевым и щелочным геотермометрам, предложенная Д. Уайтом и позднее усовершенствованная Р. Фурнье и А. Трусделлом, является одной из наиболее приемлемых.

Следует отметить, что расчеты по Na/K- и Na-K-Ca-геотермометрам неприемлемы для субмаринных геотермальных систем, как это было убедительно показано на примере Гавайских островов, что объясняется воздействием интрузий морской воды. Даже небольшой привнос последней приводит к изменению количества катионов Na, K, Ca в термальной воде и, следовательно, является препятствием для точных расчетов.

Уравнение для расчета подземных температур (в °C) с помощью основных геотермометров, по Р. Фурнье и А. Трусделлу, приведены ниже.

1. Si-геотермометр (SiO₂, мг):

а) кварц, адиабатическое охлаждение (± 2 °C при 125—275 °C):

$$t = \frac{1533,5}{5,769 - \log \text{SiO}_2} - 273,15;$$

б) кварц, кондуктивное охлаждение ($\pm 0,5$ °C при 125—250 °C):

$$t = \frac{1315}{5,205 - \log \text{SiO}_2} - 273,15;$$

в) **халцедон, кондуктивное охлаждение:**

$$t = \frac{1015,1}{4,655 - \log \text{SiO}_2} - 273,15;$$

2. Na/K-геотермометр (Na, K, мг)

$$t = \frac{855,6}{\log \frac{Na}{K} + 0,8573} - 273,15 \dots (\pm 2^{\circ}C \dots \text{при} \dots 100 - 275^{\circ}C)$$

$$t = \frac{777}{\log(Na + K) + 0,7} - 273,15.$$

3. Na-K-Ca-геотермометр (Na, K, Ca, моль/л)

$$t = \frac{1647}{\log(Na + K) + \beta \log \sqrt{Ca / Na} + 2,24} - 273,15;$$

$\beta = 4/3$ для $\sqrt{Ca / Na} > 1$ и $t < 100^{\circ}C$

$\beta = 1/3$ для $\sqrt{Ca / Na} < 1$ и $t > 100^{\circ}C$;

Кроме описанных, в практике нашли применение и другие, в частности, качественные геотермометры, к которым относятся газовый, летучие компоненты и др. Наиболее эффективны эти геотермометры при предварительных изысканиях на крупных геотермальных площадях, особенно не имеющих значительных поверхностных проявлений. Так, исследование площадной разгрузки газов применялось для установления зон подъема гидротермальных растворов в Кении, где проявлений разгрузки термальных вод мало. Новейшие исследования с помощью чувствительных аналитических методов показали, что в геотермальных районах происходит накопление некоторых летучих компонентов (ртути, гелия, мышьяка, бора, лития) в почвенных газах и измененных породах. Эти подвижные компоненты, отделяясь от потоков геотермальных флюидов и накапливаясь в почвах и поверхностных породах, указывают на наличие на глубине гидротермальных систем. Например, для Центральной Италии такими качественными индикаторами считаются литий и бор; для районов Уайракей — мышьяк.

Косвенными геотермометрами служат редкие газы: He, Ne, Ar, Kr, Xe, которые могут помочь в определении источника питания геотермальной системы и в какой-то мере определить механизм потери пара. Все они, за исключением гелия, не встречаются в породах и имеют атмосферное происхождение. Однако распределение их между жидкой и газовой фазами зависит от температуры в резервуаре, в связи с этим наличие их в термальных водах, не нагревавшихся выше $100^{\circ}C$, позволяет определять температуру их последнего равновесного с атмосферным состоянием. В системах, где имеет место кипение термальных вод, водная фаза обеднена редкими газами.

Такие изотопы газов, как ^4He и ^{40}Ar , возникающие при радиоактивном распаде пород, позволяют судить о скорости движения воды через систему, хотя в целом происхождение и поведение ^{40}Ar в геотермальных системах требует детального изучения. Что касается ^3He , то обогащенность им вод и пород, как это было установлено вблизи зон раздвигов, указывает на привнос его из мантии (учитывая, что ^3He теряется из земной коры и атмосферы быстрее, чем ^4He). Однако присутствие ^3He в геотермальных флюидах не дает однозначного подтверждения соответствующего генезиса других компонентов.

Следует упомянуть, наконец, о предложении использовать в качестве геотермометра соотношение «альбит — анортит» для геотермальных площадей в зонах развития гранитов. Разработка методики его применения пока находится на начальной стадии.

Кроме описанных методов геотермометрии, в ряде стран используют и другие, позволяющие решать более частные вопросы. Например, в целях более полной характеристики азотных терм, широко развитых на территории Болгарии, проводились широкие геохимические исследования, с помощью таких редких микрокомпонентов, как

ванадий, бериллий и гелий. В отличие от других типов минеральных вод, для азотных терм рекомендуется использовать новые генетические коэффициенты: Li/Ga , Mo/Li , W/Mo , Mo/V , W/V .

Методика определения CO_2 в почвенном воздухе как поискового критерия на углекислые минеральные воды уже в течение многих лет применяется в Польше, где она оказалась весьма эффективной, так как удалось установить факторы, влияющие на образование аномалий CO_2 : направления движения вод и эффект экранирования углекислого газа водонепроницаемыми глинами.

В Чехии и Словакии этот метод использовался при разведке углекислых минеральных вод на шести месторождениях. Почвенный воздух отбирался с глубины 0,5—1,0 м. Аномальные содержания CO_2 в воздухе или подземных водах возникают там, где имеет место подъем углекислых минеральных вод или струй газа. Площади таких аномалий обычно невелики (несколько квадратных метров). Аналогичные газометрические методы (совместно с геохимическими и термометрическими) использовались для поисков скрытых минеральных вод в районе курорта Бардейон (Словакия).

Изотопные методы. Эти методы получили широкое распространение во многих странах, но особенно в технически высокоразвитых и обладающих значительными ресурсами минеральных и термальных вод.

Природные изотопы используются главным образом для определения генезиса и возраста подземных вод, направления их движения, для установления соотношения «термальная вода — пар», пористости и трещиноватости водоносного горизонта и т. д.

Наиболее широко изотопные методы исследований используются для определения возраста и генезиса минеральных и термальных вод. Так, в районе Бадгаштейн (Австрия), по содержанию трития и углерода-14 установлено, что термальные воды имеют смешанное происхождение — частично инфильтрационное, частично ювенильное. В Южной Словакии и Северной Венгрии для установления генезиса углекислых минеральных вод применялся радиоуглеродный метод. Проведенные исследования показали, что углекислый газ в этих водах имеет глубинное происхождение и связан с термометаморфизмом карбонатных пород, происходящим под воздействием пронизывающих их интрузий.

В северной части Польши изотопы кислорода, водорода и серы использовались для изучения генезиса хлоридных натриевых рассолов, широко распространенных в этом, регионе. Удалось установить, что рассолы сформировались в результате седиментационных и инфильтрационных вод, которые при просачивании растворяли водовмещающие породы.

Анализ изотопного состава серы в подземных водах мезозойских отложений Куявско-Поморского вала позволил установить их генезис. Минеральные воды верхнего мела Меховской мульды содержат сульфаты, обогащенные ^{34}S . Одновременно отмечаются повышенные значения этого изотопа в малосульфатных водах верхней юры, что указывает на связь вод верхнего мела с реликтовыми водами юры или, возможно, с более древними, сульфаты которых подверглись восстановлению на ранних этапах диагенеза.

Изотопные исследования, проведенные в Судетах, показали, что термальные воды источника Цеплице и других содержат примесь молодых метеорных вод в количестве до 10 % и более.

Минеральные воды в Лардерелло (Италия) по изотопам водорода и кислорода определяются как генетически связанные с метеорными водами, циркулирующими на значительных глубинах, где происходит изотопный обмен кислорода воды с кислородом пород и CO_2 . Более поздними исследованиями изотопного состава воды установлено, что источником поступления сульфатов является комплекс эвапоритовых отложений

верхнего триаса, откуда они выносятся циркулирующими по трещинам: восходящими потоками нагретых на глубине вод. Таким образом, применение изотопных методов способствовало установлению-взаимосвязи пара в подземном резервуаре с термальными водами: и позволило проследить эволюцию геотермального поля.

Методы изотопного анализа широко распространены в Японии. Они применяются для изучения процессов рудообразования, прогнозирования режима минеральных источников и гейзеров и, конечно, как и в других странах, для изучения генезиса подземных вод. Такие исследования были проведены, в частности, на месторождении Иобан (префектура Фукусима). Они заключались в установлении распределения в водоносных горизонтах радиоактивного углерода. В результате выполненных исследований удалось показать, что распространенные здесь высокоминерализованные воды являются производными морских, а предполагавшаяся, ранее связь их с вулканической деятельностью не подтвердилась. Исследования, проведенные тем же методом на минеральных водах и газах источника Беппу (о. Кюсю), позволили установить генезис минеральных вод и пути их движения.

Х. Крейг с помощью стабильных изотопов водорода и кислорода изучал генезис минеральных и термальных вод ряда геотермальных систем и пришел к заключению, что воды их имеют атмосферное происхождение, но, проникая по разломам на большие глубины, нагреваются. Для большинства геотермальных систем содержание дейтерия почти равно содержанию его в поверхностной воде данного района. Более высокое содержание в них кислорода-18 является результатом реакций обмена в системе «вода — порода» при высоких температурах.

Исследования перегретого пара в геотермальных системах с помощью изотопов и их соотношений — D/H и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, содержащихся в воде и паре различных площадей, подтверждают его атмосферное происхождение. Все остальные гипотезы, относительно его генезиса, а именно магматическая, сверхзвуковые скорости отделения пара от жидкой фазы и другие являются, по мнению Х. Крейга, несостоятельными. Как показали исследования по тритию и радиоактивному углероду, различное соотношение пара и воды в геотермальных областях, характеризующихся к тому же неодинаковым химическим обликом, отражается в разных циркуляционных скоростях флюидов.

В более поздней работе, касающейся генезиса высококонцентрированных термальных рассолов Солтон-Си (Калифорния), Х. Крейг с помощью изотопного анализа подземных вод с минерализацией от 0,5 до 100 г/л, установил, что основным источником этих рассолов, минерализация которых на глубине достигает 250 г/л, являются атмосферные осадки и воды р. Колорадо, которые, проникая на большие глубины, интенсивно выщелачивают соленосные породы.

Аналогичные работы с помощью стабильных изотопов проводились на многих других геотермальных площадях США. Так, например, изучение термальных источников в Лонг-Вэлли (Калифорния) позволило установить, что часть источников является смесью глубинных термальных вод с поверхностными, а часть — смесью охлажденных пресных и термальных вод, состав которых изменился в процессе выщелачивания пород.

Широкий комплекс работ с применением радиоактивных методов проведен при изучении геотермальной площади Эль-Татио (Чили). Она приурочена к кайнозойским вулканогенным породам, и издавна известные проявления активности ее представлены гейзерами, фумаролами, грязевыми котлами и вулканами и др. Воды хлоридные натриевые с минерализацией 7,9 — 14,2 г/кг, из микрокомпонентов в них установлены (мг/кг): цезий 15; мышьяк 40 — 50; литий 45; рубидий 10. На площади скважиной вскрыты кислые рассолы с содержанием Cl 180—190 г/кг, pH = 2 и t 180—200°C.

Содержание дейтерия и кислорода-18 в воде источников, а также геолого-гидрогеологические и геофизические данные указывают на тесную связь термальных вод с местными метеорными водами. Последние, выпадая на склонах гор в 15—20 км от месторождения, по тектоническим нарушениям опускаются на глубину, где под влиянием

местного магматического очага нагреваются. Анализ данных по тритию позволил определить цикл водообмена, который составляет всего 15—17 лет при скорости движения вод в трещиноватых породах около 1 км/год.

Возраст термоминеральных вод с применением изотопных методов определялся в двух случаях — в районе курорта Бадгаштейн (Австрия) и в Судетах. В первом случае использовали содержание в воде трития и углерода-14. Возраст ее оказался равным 3,8—4,7 тыс. лет. В Судетах определения производились лишь по углероду-14. В одном из источников (Цеплице) возраст воды составил 21—28 тыс. лет (верхний плейстоцен), в другом (Лендек) около 10—12 тыс. лет (голоцен).

При изучении радиоактивных источников округа Кинки (Япония), выходящих в зоне дробления гранитов на контакте с метаморфическими породами, с помощью изотопов свинца и висмута-214 была установлена глубина обогащения подземных вод радоном, что позволило составить расчетную формулу для определения скорости их движения через радийсодержащие пески.

Радон в настоящее время считается одним из перспективных индикаторов при изучении геотермальных площадей. Концентрация радона в геотермальных флюидах, как известно, зависит от степени эманирования пород, объема водопроницающих пор или трещин, а также из-за короткого периода полураспада (3,8 дня), от времени движения флюида от радиоактивной породы к земной поверхности. Она варьирует не только в зависимости от типа резервуара, но и по отдельным скважинам в пределах геотермальной площади. Наблюдения за изменением содержания радона позволяют установить изменение естественной пористости или трещиноватости пород при проведении долговременных откачек из скважин.

Наконец, в Японии изотопные методы широко применяются при исследованиях геотермальных площадей для определения в резервуаре отношения «термальная вода — пар» в зависимости от температуры, а также для установления подземных температур. Для решения первой задачи используется отношение $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ в метане и углекислом газе, а для второй — изотопы серы.

6 Геофизические методы. Среди вошедших в практику геофизических методов разведки, широко применяющихся при исследованиях термоминеральных вод и геотермальных ресурсов, следует отметить грави- и магнитометрическую съемки, магнитотеллурическое зондирование, в том числе в диапазоне звуковых частот, метод сейсмических шумов, микросейсмическую съемку, дистанционные методы — аэро- и космическую инфракрасную съемку и др. Каждый из методов, как показывает обширная информация, дает определенные сведения о геотермальной площади, комплекс же методов вместе с геологическими, геохимическими и буровыми данными позволяет нам более полно судить о ее параметрах и ресурсах.

В ФРГ уже достаточно давно пропагандируется применение геофизических методов при поисках месторождений минеральных вод. По данным К. Зауэра использование сейсморазведки в окрестностях городов Беллинген, Герренальб и Фрайберг позволило удачно осуществить буровые работы на минеральные воды. Перспективна термосъемка, применяемая для локализации аномальных участков нагретых пород. Она с большим успехом применялась в окрестностях городов Либенцелле, Вильдбад и Баденвейлер, где сопровождалась одновременным измерением содержания в почвенном воздухе свободного углекислого газа для обнаружения следов наличия на глубине углекислоты или магматической деятельности.

В Греции наряду с изотопными исследованиями применялись такие новые методы поисков термальных вод как термо-инфракрасная аэросъемка и экспресс-съемка грунтов портативным инфракрасным радиометром, позволяющим надежно оконтурить тепловые аномалии.

При геотермальных исследованиях хорошо зарекомендовал себя магнитно-теллурический метод с разрешающей способностью по экспоненте (МТ—5—ЕХ), применявшийся в Италии, США, Гваделупе и др. По сравнению с классическими методами электрозондирования, он имеет следующие преимущества: большую глубину, точность при определении контура термической аномалии, более простые полевые исследования. Кроме того, с его помощью определяется генезис развитых на участке аномалии пород (вулканогенные или осадочные) и характер самой геотермальной аномалии (термальные воды или пар).

В Исландии магнитно-теллурический метод позволил решить некоторые вопросы широкого плана, в частности, связанные с расширением морского дна, и обусловленные этими процессами особенности распределения тепла. Серия проведенных магнитно-теллурических зондирований помогла сделать важные выводы о наличии в этом регионе общего повышения температуры в пределах верхней мантии и о развитии широких зон, где в основание коры активно внедряется расплавленная магма. Обнаружены резко выраженные аномалии шириной в несколько километров, где породы отличаются высокой теплопроводностью, обусловленной интенсивной гидротермальной активностью. Названные условия способствуют постоянному во времени формированию геотермальных ресурсов. Результаты исследований оказались весьма обнадеживающими и позволяют применять этот метод в других районах, где расширение земной коры является доминирующим региональным тектоническим процессом (Восточная Африка, Северная Америка).

В Италии при исследованиях термальных вод использовали космические снимки, сделанные с американских спутников типа ERTS. С помощью снимков была установлена и уточнена связь между поверхностными проявлениями термальных вод и тектоникой региона в целом. Было доказано, что свыше 80% всех термальных источников расположены в зонах нарушений, причем установлено существование специфических «горячих» линейных зон (Hot lineations), в которых особенно велико число геотермальных проявлений. Составленная на базе анализа космических снимков карта отражает связь тектонических линейных структур с геотермальными проявлениями и плиоцен-четвертичными вулканическими центрами. При общем количестве термальных источников в Италии (около 700) и большом их разбросе они встречаются наиболее часто в западной половине Аппенин и: на островах в «горячих» зонах, протягивающихся в Западной Италии вплоть до Сицилии. Здесь расположены Лардерелло, Монте-Амиата, Травале. Именно вдоль Западной Италии имеет место субдукция Африканской плиты под Тирренское море.

Проведенными на территории Японии в последние годы гравиметрическими исследованиями выявлено 30 перспективных геотермальных площадей, заслуживающих проведения более детальных работ. Выполнявшиеся параллельно с этими исследованиями измерения теплового потока, который можно в первом приближении рассматривать как величину геотермического потенциала, позволили более детально оценить геотермальные ресурсы многих геотермальных площадей. Указанный потенциал для района Курикома, состоящий из тепла термальных источников, скважин, вскрывших пар и «парящих» площадей, оценивается в 78,2 МВт.

Для наблюдений за геотермальными проявлениями специфического характера (извержения вулканов, гейзеры) в тех случаях, когда невозможно приблизиться к объекту или контакт с ними опасен и т. д., японскими учеными создана новая аппаратура — инфракрасный термометр ER-2002 и инфракрасная термокамера Сапон СТ-4В. К достоинствам этой аппаратуры относится возможность быстрого измерения температуры геотермальных проявлений на поверхности без непосредственного контакта с ними. В геотермальных районах объектами таких измерений являются активные фумаролы, грязевые вулканы, горячие озера, гейзеры, высокотемпературные источники, кратеры вулканов, тепловые аномалии вдоль измененных зон (hot ground) и т. д. Пределы

определения температуры различными приборами колеблются от 0 до +75° С и от 20 до 185° С, чувствительность названных приборов соответственно 0,1—0,2 и 0,12—2,0° С.

Исследования, связанные с изучением и применением геотермальной энергии в ряде стран Африки, в первую очередь сводились к выявлению перспективных на получение этой энергии площадей. Дальнейшие работы велись более целенаправленно, с применением геофизических и геохимических методов. Так, в Кении комплекс работ по программе ООН на трех геотермальных площадях в Рифт-Валли — Олкариа около оз. Наиваша, Эбурру около оз. Элементейта и оз. Ханнингтон включал аэросъемку, гравиразведку, инфракрасную съемку, термосъемку грунтов на глубину 1 м и гидрохимическую съемку. По данным щелочного и кремниевого геотермометров, глубинные температуры в Олкариа могут достигать 270° С.

Детальные работы в пределах геотермальной площади Семпая около оз. Китагата (Уганда) включали электрозондирование и метод MEQ (микросейс); последний, применявшийся ранее в Исландии, Сальвадоре и США, дал хорошие результаты. Считается, что данный метод хорошо помогает установить региональные и локальные тектонические подвижки вдоль зон нарушений, приводящие к возникновению новых путей для циркуляции геотермальных флюидов.

С помощью геофизических методов была сделана первая попытка оценить геотермальный потенциал осадочного бассейна Южной Нигерии. Построенная для этого района карта геоизотерм и проведенные расчеты градиентов показали бесперспективность поисков указанных ресурсов в дельте р. Нигера при одновременной возможности их вскрытия в меловых отложениях грабена Нижнего Нигера. Работы по геотермальной площади Семпая позволили уточнить распространение подземных резервуаров, пути движения геотермальных флюидов и условия их разгрузки. Этими исследованиями установлено, что наибольшие значения сопротивлений характерны для участков смешения холодных и термальных вод, в результате чего происходит выпадение известкового туфа и кремнезема и цементация пород. Этот процесс может служить причиной смещения выходов термальных источников Мумбуга к западу от эскарпа Бвамби и зоны разлома. Слой с наименьшим сопротивлением может заключать в себе небольшой вторичный резервуар термальных вод.

Обзор состояния разработки проблемы минеральных и термальных вод за рубежом показывает, что изучению их за последние 10—15 лет стало уделяться значительно больше внимания. Достигнутые в этом отношении успехи нашли отражение в многочисленных статьях, обзорах, картах. Результаты исследований докладывались на международных и региональных конгрессах и симпозиумах (Пиза, 1970; Бухарест, 1974; Сан-Франциско, 1975; Афины, 1976; Цеплице, 1978, наконец — на Бали, Индонезия в 2010 г.). Разработаны геохимические, геофизические и изотопные методы изучения минеральных и термальных вод, широко применяется аэро- и космическая съемка, в совокупности позволившие решать вопросы генезиса и возраста этих вод, особенностей формирования месторождений. Несомненные успехи достигнуты в оценке ресурсов термальных вод, пригодных для использования в различных отраслях хозяйства.

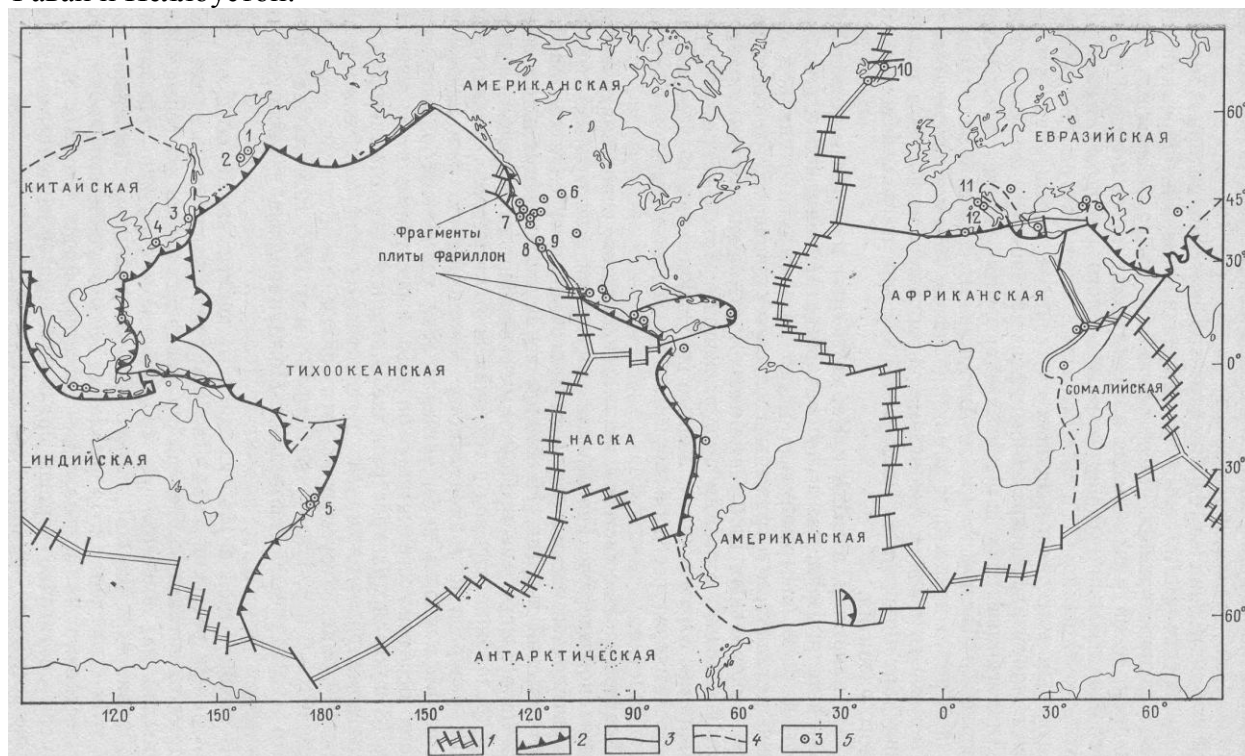
Региональные закономерности распространения минеральных и термальных вод изучаются с помощью составления различных по содержанию и масштабам карт, предпринятого многими странами в индивидуальном порядке и в содружестве друг с другом. Удачным примером сотрудничества в этой области является карта минеральных и термальных вод Европы, в составлении которой участвовали все страны этого региона, а также Геотермальный Атлас Европы.

В оценке ресурсов термальных вод за рубежом наметился качественно новый подход, вытекающий из представлений глобальной тектоники. В соответствии с этими представлениями П. Маффлер разделил источники возможного получения ресурсов геотермальной энергии земного шара на два класса: связанные с молодыми интрузиями в верхней части земной коры и не связанные с ними. В первом классе в свою очередь

выделяются три типа таких ресурсов — магма, нагретые сухие породы и конвективные гидротермальные системы. Во втором классе намечается четыре типа: в породах с низкой пористостью и теплопроводностью; то же, но с наличием циркуляции метеорных вод; в породах с высокой пористостью при гидростатическом давлении; то же, но при давлении, превышающем гидростатическое.

Руководствуясь гипотезой тектоники плит П. Маффлер пришел к заключению, что наиболее значительные геотермальные ресурсы, связанные с интрузиями магмы, можно встретить в зонах раздвигающихся плит, субдукции и в аномальных участках плавления внутри плит. Геотермальные ресурсы, обусловленные кондуктивным режимом тепла в земной коре, можно ожидать повсюду.

Размещение основных высокотемпературных конвективных гидротермальных систем показано на рис. 18. Примером формирования ресурсов термальных вод, связанных со срединноокеаническими хребтами, служит Исландия, с зонами субдукции — Гималаи и западное побережье Южной Америки, с зонами аномального плавления — Гавайи и Йеллоустон.



Повтор рисунка 18

Наиболее изучены и рентабельны для использования в практических целях гидротермальные системы глубоких артезианских бассейнов (Паннонского) и такие же структуры с давлением, превышающим гидростатическое (побережье Мексиканского залива, дельта р. Нигера). Возникновение таких давлений обусловлено не только тектоническими особенностями строения бассейнов (быстрым опусканием и соответственно большей мощностью осадочных пород), но и наличием в них мощных глинистых перекрытий, действующих как термоизоляторы. Удаление из глин в процессе диагенетической консолидации дегидратационной воды в песчаные коллекторы способствует интенсивному росту давления в последних.

В настоящее время в связи с перспективой расширения энергетического кризиса многие страны уделяют большое внимание использованию гидротермальных ресурсов для получения электроэнергии, в коммунальном и сельском хозяйстве.

Зарубежные исследователи считают, что в дальнейшем получение электроэнергии возможно за счет освоения тепла нагретых пород, горячих геотермальных растворов и

магматических систем. В Лос-Аламосе (США) проводятся экспериментальные исследования по созданию искусственного геотермального месторождения и работающей на его базе ГеоТЭС. Ведутся исследовательские работы по извлечению тепла из магматических систем на Гавайских островах.

Большое внимание в зарубежных странах, получающих геотермальную энергию, уделяется вопросам влияния теплоэнергосистем на окружающую среду. Возникающие при этом отрицательные явления: шум, запах, наличие значительных количеств солей и микрокомпонентов в отработанных водах и, следовательно, опасность загрязнения ими поверхностных и подземных вод, а также опасность проседания грунтов, как правило, устраняются. В частности, во избежание загрязнения водотоков отработанные воды закачиваются в глубокие водоносные горизонты, как это, например, имеет место в Италии, Сальвадоре, США, Японии.

Вместе с тем нельзя не отметить, что некоторые вопросы рассмотренной проблемы минеральных и термальных вод в зарубежных странах или совсем не решены или решены не полностью. Так, например, до сих пор нет единого мнения о понятии «минеральная вода», отсутствуют научно обоснованные классификации минеральных и термальных вод, большинство стран не имеют карт этих вод, мало также региональных исследований, посвященных характеристике общих закономерностей их распространения и формирования.

Занятие 13

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРАТИФИКАЦИЯ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА БЕЛАРУСИ

По существу этот раздел частично повторяет информацию рассмотренную в одной из лекций, прочтенных в курсе «Гидрогеология».

В основу гидрогеологического районирования территории Беларуси положено сочетание структурно-геологических и гидрогеологических особенностей страны. В качестве основных единиц районирования выделяются:

- Гидрогеологический бассейн,
- Гидрогеологический массив,
- Гидрогеологический район.



Well flowing under artesian pressure

В вертикальном разрезе гидрогеологических структур выделяют гидродинамические системы:

- Грунтовых вод,

- Артезианские,
- Элизионные,
- Термогидродинамические

и, вероятно, переходного и промежуточного типов. Условия и механизмы формирования пластовой энергии в разных гидродинамических системах различны.

Гидрогеологическое районирование территории Беларуси

В пределах территории страны выделены:

- Белорусский, Воронежский и Украинский гидрогеологические массивы,
- Припятский, Брестский, Днепровско-Донецкий, Волынский и Балтийский гидрогеологические бассейны,
- Городокско-Хатецкий, Бобруйский, Микашевичско-Житковичский, Луковско-Ратновский, Латвийский, Жлобинский, Полесский и Брагинско-Лоевский гидрогеологические районы.

Основные водоносные горизонты и комплексы в пределах территории Беларуси

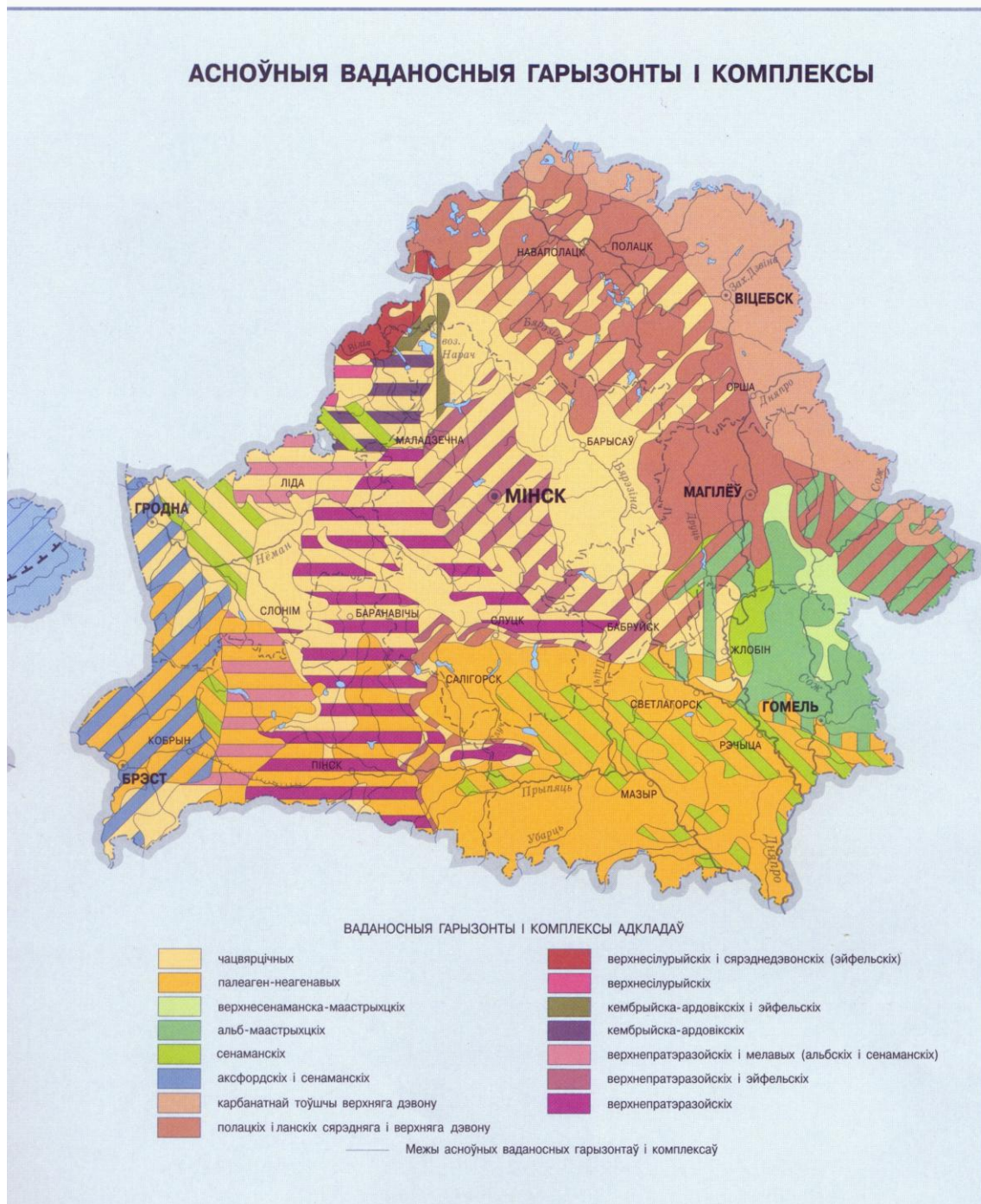


Рисунок - Карта основных водоносных горизонтов и комплексов.

В пределах территории страны выделены:

Подземные воды антропогенных отложений. Выделяются горизонты и комплексы в надморенных, межморенных и подморенных отложениях и разделяющие их слабопроницаемые толщи моренных отложений.

Водоносный горизонт грунтовых вод приурочен к разновозрастным отложениям антропогена. Водовмещающими являются флювиогляциальные отложения позерского, сожского и днепровского оледенений, верхнечетвертичные и современные аллювиальные

Березинско-днепровский водоносный комплекс распространен почти повсеместно. Он отсутствует лишь на севере Беларуси. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах от 2.5 до 78 м. Гидростатический напор изменяется от 1 до 134 м. Коэффициент фильтрации изменяется от 0.2 до 26 м/сут, а удельный дебит скважин – от тысячных долей до 4.3 л/с.

Моренные отложения, разделяющие водоносные комплексы антропогена, отличаются невыдержанностью по мощности и по литологическому составу и представлены суглинками, супесями, часто с валунами, линзами и прослоями песков. Мощность морен составляет обычно 10 – 30 м, а в доледниковых долинах и экзарационных депрессиях увеличивается до 5- 60 и даже 100 – 120 м. В долинах рек моренные отложения часто размыты и на участках фациального замещения суглинков и супесей песками образуются «гидрогеологические окна». При этом появляется гидравлическая связь межморенных водоносных комплексов между собой, а также – с грунтовыми водами.

Водоносный комплекс неоген-палеогеновых отложений распространен в южной части Беларуси (Брестский и Припятский бассейны и на Полесской седловине). Водовмещающие породы – обычно пески разного состава. Глубина до кровли комплекса изменяется от 1.6 до 50 м (на юге страны) и до 70 – 200 м (в центральной части). Напоры над кровлей вмещающих отложений изменяются от 15 до 80 – 142 м. Есть единичные случаи самоизлива из скважин в долинах рек (2 – 4.3 м выше земной поверхности). Удельные расходы комплекса изменяются от 0.006 – 0.02 до 2.0 – 0.7 л/с. Коэффициент фильтрации колеблется от 0.08 – 0.7 до 3.2 – 30 м/сут.

Водоносный комплекс верхнемеловых отложений развит почти на всей территории страны и отсутствует лишь на участках глубоких врезов древних долин крупных рек, а также – в белорусском Поозерье. Водовмещающие породы – трещиноватые и закарстованные мела, мергели, известняки. Глубина до кровли комплекса изменяется от 0 – 60 м на востоке до 110 – 240 м на западе и юго-западе Беларуси. Мощность водообильной части разреза не превышает 30 – 50 м. Пьезометрические уровни устанавливаются от земной поверхности 1 – 5 м в долинах рек до 10 – 15 м на остальной территории.

Водоносный горизонт альб-сеноманских отложений имеется везде на территории южной Беларуси. Водовмещающие породы – кварцево-глауконитовые пески. Пьезометрические уровни устанавливаются на отметках от 37 ниже земной поверхности до 18.8 м выше ее. Удельные расходы – 0.001 – 8 л/с. Коэффициенты фильтрации изменяются от 0.02 до 62 м/сут (чаще 1 – 20 м/сут). Воды пресные с минерализацией до 0.5 г/дм³.

Водоносный комплекс нижнемеловых (валанжин-аптских) отложений распространен преимущественно на юго-востоке страны. Водовмещающие породы – преимущественно разноразмерные пески. Глубина залегания кровли комплекса изменяется от 100 до 420 м. Мощность отложений колеблется от 2 до 40 – 70 м в Припятском бассейне. Воды – напорные, пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах от 5 до 10 м, в отдельных случаях наблюдается самоизлив.

Водоносный комплекс верхнеюрских отложений широко развит в пределах Беларуси. Водовмещающие породы – известняки, мергели, песчаники, пески. Глубина до кровли комплекса изменяется от 140 м (на востоке Беларуси) до 450 м (на Жлобинской седловине и в Припятском бассейне). Мощность водоносных пород достигает 104 м. Удельные

дебиты скважин в восточной части комплекса не более 0.2 – 0.3 л/с, а на западе – 0.3 – 3.3 л/с и более. Коэффициент фильтрации достигает 0.07 – 7.2 м/сут. Подземные воды пресные с минерализацией до 0.5 – 0.9 г/дм³.

Водоносный комплекс средне-верхнеюрских отложений развит в Брестском и Припятском гидрогеологических бассейнах, западной части Белорусского массива в Оршанском бассейне и Жлобинской седловине. Представлен двумя водоносными толщами: верхней известняково-мергелистой и нижней – песчано-глинистой. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 4 – 22 м, напоры изменяются от 80 до 240 м, а удельные расходы скважин небольшие (до 0.25 л/с).

Перед тем как перейти к характеристике отложений, содержащих минеральные воды и рассолы, имеет смысл остановиться на карте мощности зоны пресных вод (фактически – глубины залегания подошвы пресных вод) в пределах Беларуси, изображенной ниже.

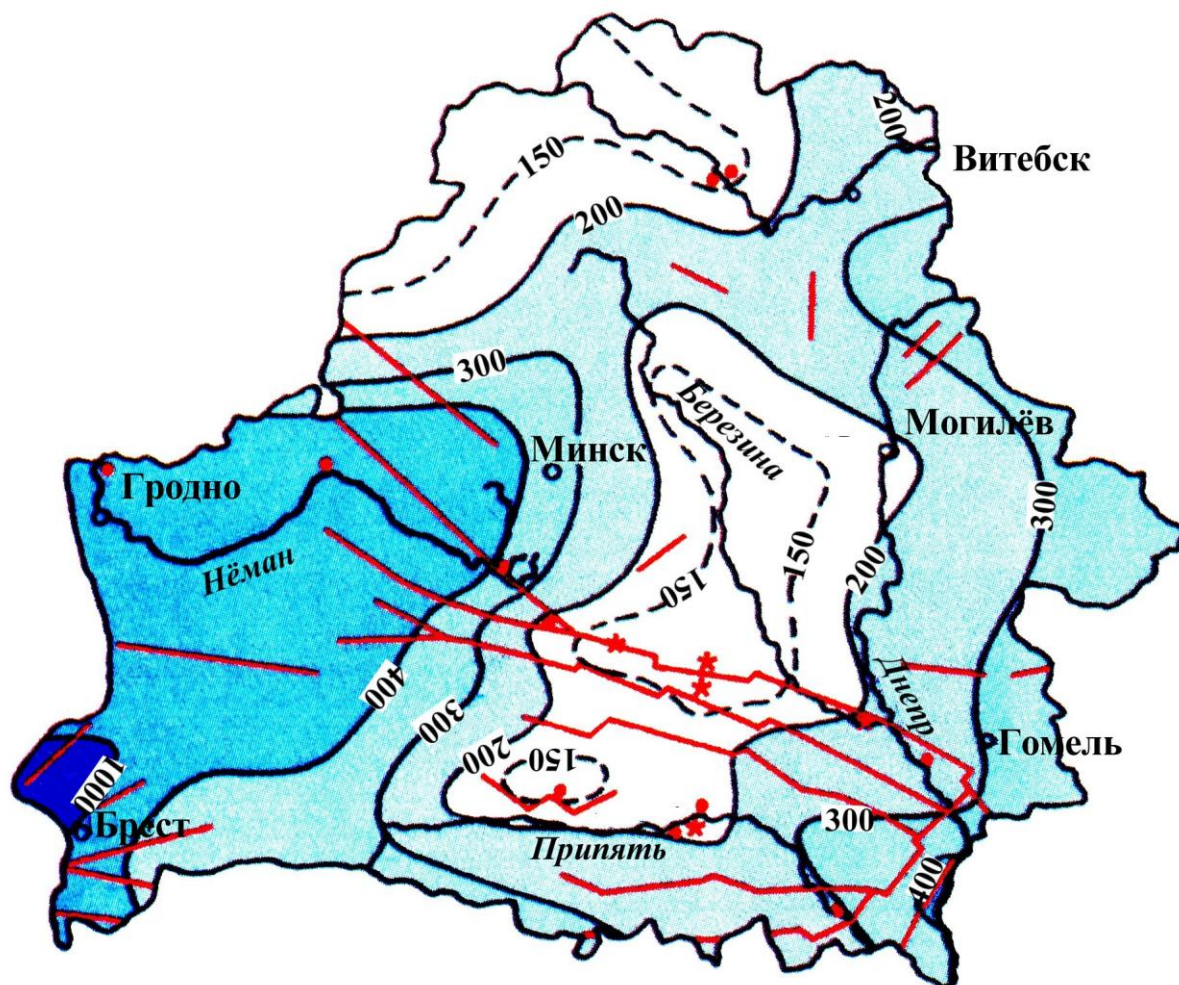


Рисунок – Схема мощности (подошвы залегания) зоны пресных вод Беларуси (м).

Мощность зоны пресных вод в пределах Беларуси изменяется менее чем от 150 до более чем 400 м. На карте выделяются две области ее пониженной мощности. Первая расположена в северной части Беларуси в пределах Латвийской седловины и сочленяющихся с ней северных частей Белорусской антеклизы и Оршанской впадины. В первом приближении она простирается вдоль зоны дренирования реки Западная Двина. Она недостаточно изучена. Вторая зона простирается от восточного склона Белорусской антеклизы в пределы Оршанской впадины до долины Днепра. Ее северное окончание достигает линии Могилев – Бегомль, южнее которой она охватывает практически все междуречье рек Березины и Днепра. На юге эта зона простирается в пределы Припятского прогиба до среднего течения реки

Припять. В пределах Припятского прогиба зона пониженной мощности слоя пресных вод простирается еще западнее - почти до долготы г. Туров.

Зона повышенной мощности слоя пресных подземных вод более 400 м выделена в западной части Беларуси в треугольнике городов Брест – Молодечно – Гродно. Севернее Бреста вдоль границы с Польшей она уже достигает 1000 – 1100 м, например, в скважине Вычулковская 201 в районе Бреста, на глубине 900 м минерализация пресных подземных вод по данным РУП «Белгеология» составляет около 400 мг/л.

Водо- и рассолоносный комплекс пермских и триасовых отложений развит преимущественно на территории Припятского и фрагментарно – Брестского гидрогеологических бассейнов. Кровля водоносных триасовых песчаных пород в Припятском бассейне вскрыта на глубине от 120 до 700 м, перекрывающие их породы представляют региональный водоупор. Воды напорные, статические уровни устанавливаются на глубинах 15 – 100 м ниже земной поверхности. Водообильность отложений 10 – 45 м³/сут при понижении уровня воды в скважинах на 35 – 200 м при минерализации 10 – 78 г/дм³.

Пермские отложения Припятского бассейна представлены преимущественно глинами. Подземные воды напорные с водообильностью 30 – 150 м³/сут. Минерализация вод и рассолов увеличивается с глубиной от 25 до 285 г/дм³.

Водо- и рассолоносный комплекс каменноугольных отложений развит в основном в Припятском гидрогеологическом бассейне. Подземные воды напорные. Притоки в скважинах колеблются от 50 до 450 м³/сут при понижениях 36 – 400 м. Минерализация колеблется от 12 до 281 г/дм³.

Надсолевой девонский водо- и рассолоносный комплекс связан с верхней частью стрешинского и практически всем объемом полесского горизонта. Глубина до кровли водовмещающих пород изменяется от 70 до 2000 м. Общая мощность девонских надсолевых пород может достигать 1000 м и более. Воды и рассолы высоконапорные с возрастанием напоров с запада на юг и юго-восток. Удельные дебиты изменяются от 0.006 до 3 – 5 м/сут. Минерализация изменяется от 0.3 – 2.0 г/дм³ (глубина 300 – 400 м) на северо-западе до 132 – 367 г/дм³ на юго-востоке бассейна.

Межсолевой водо- и рассолоносный комплекс соответствует задонскому, елецкому и петриковскому литолого-стратиграфическим горизонтам. Кровля пород комплекса залегает на глубинах 236 – 3870 м, общая мощность колеблется от 300 до 950 м. Рассолы – высоконапорные с минерализацией от 115 до 390 г/дм³. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах от 9 до 720 м.

Водоносный комплекс франских отложений северо-восточных районов Беларуси. Глубина залегания кровли отложений варьирует от 5 до 180 м. Водовмещающие породы – известняки, доломиты, песчаники и алевролиты общей мощностью от 15 до 137 м. Напоры над кровлей водовмещающих пород достигают 120 м. Дебиты отдельных скважин – (47 – 125 л/с) при понижении 1.5 – 35 м.

Водо- рассолоносный комплекс франских отложений юго-восточной части Беларуси. Водоносными отложениями подсолевой рассоловмещающей толщи относятся в основном карбонатные породы франского яруса общей мощностью 60 – 250 м. Притоки к скважинам колеблются от 0 до 900 – 1200 м³/сут. Глубина установившихся статических уровней достигает 900 м.

Водо- и рассолоносный комплекс старооскольских и ланских отложений вскрыт в Припятском и Оршанском гидрогеологических бассейнах. Водовмещающими являются преимущественно пески, песчаники, мощностью до 200 м. Воды напорные. В Оршанском бассейне пьезометрические уровни достигают 35 м, удельные расходы скважин 0.001 – 3.6 л/с. В западной части Оршанского бассейна воды небольшой минерализации (0.4 – 0.5 г/дм³). С погружением вмещающих пород в северо-восточном направлении минерализация достигает 3 г/дм³ на глубине 200 – 300 м. В Припятском бассейне эти отложения входят в состав подсолевого рассолоносного комплекса, содержащего высококонцентрированные хлоридные натриевые и кальциевые рассолы.

Водо- и рассолоносный комплекс витебских, пярнусских и наровских отложений эйфельского яруса распространен в пределах Белорусского гидрогеологического массива, в Припятском и Оршанском бассейнах. Кровля водовмещающих отложений, представленных преимущественно песчаниками, а также доломитами и известняками, залегает на глубине от 70 м на Белорусском массиве до 3500 м в Припятском бассейне при общей их мощности 7 – 200 м. Воды напорные, удельные расходы скважин колеблются от 0.003 до 0.7 л/с (Белорусский массив, Оршанский бассейн) и в интервале 0,0007 – 0.04 л/с (Припятский бассейн). Минерализация изменяется в широких пределах.

Водоносный комплекс ордовикских и силурийских отложений развит в северо-западном и юго-западном районах Беларуси. Водовмещающие отложения – трещиноватые известняки и доломиты. Глубина залегания кровли отложений 70 м на северо-западе и 450 м на юго-западе страны, мощность изменяется от 5 до 630 м. Этот комплекс содержит напорные воды (напор над кровлей комплекса 150 – 240 м). Удельные расходы скважин 0.01 – 4.9 л/с (чаще 0.05 – 0.3 л/с). Минерализация – от 0.2 – 0.6 до 43.3 г/дм³.

Водоносный комплекс нижнее-среднекембрийских отложений существует на северо-западе и юго-западе страны. Водовмещающие породы – песчаники и реже – пески, их кровля залегает на глубине от 160 – 190 до 620 – 730 м и более, а мощность составляет от 3 до 130 м. Воды напорные, расходы скважин составляют 0.4 – 13.3 л/с при понижениях 22 – 33 м, минерализация колеблется от ультрапресных гидрокарбонатных кальциевых (0.15 г/дм³) до хлоридных натриевых (6.3 г/дм³ и более).

Водо- и рассолоносный комплекс верхнепротерозойских отложений широко развит на территории Беларуси. Глубина до кровли водовмещающих пород изменяется от 10 м (Микашевичско-Житковичский выступ) до 4300 м в Припятском бассейне. Мощность водо- и рассолоносных отложений изменяется от 10 до 1000 м.

В пределах Белорусского гидрогеологического массива – воды пресные и ультрапресные. Мощность зоны пресных напорных вод осадочного чехла достигает 200 – 450 м. Минерализация изменяется от 0.2 до 1.0 г/дм³. Дебиты скважин достигают 90 – 170 м³/сут. В Оршанском бассейне выделяются рифейский и вендский водоносные комплексы

Рифейский водо- и рассолоносный подкомплекс развит почти повсеместно в Оршанском бассейне при глубине залегания кровли водовмещающих отложений (преимущественно – песчаники) от 200 до 1100 – 1300 м. Мощность достигает 1000 м. Удельные дебиты скважин изменяются от 5 до 50 м³/сут. Воды в основном минерализованные при содержании солей 35 – 50 г/дм³ в центральной и юго-западной частях бассейна и до 170 г/дм³ на северо-востоке.

Вендский водо- и рассолоносный подкомплекс распространен на всей территории бассейна. Глубина до его кровли – от 120 м на западе до 800 м на северо-востоке.

Удельные дебиты скважин колеблются от 5 – 9 до 90 – 172 м³/сут. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах от 1.3 до 130 – 140 м.

В Брестском гидрогеологическом бассейне верхнепротерозойские отложения подразделяют на образования валдайской и волынской серий. Глубина до кровли водовмещающих пород изменяется от 150 до 630 м. Мощность достигает 220 м. Подземные воды преимущественно пресные и слабоминерализованные (до 1 – 3 г/дм³), только в погруженных частях комплекса минерализация увеличивается до 15 – 20 г/дм³. Воды в основном напорные, пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 0 – 45 м.

В Припятском гидрогеологическом бассейне водовмещающими являются разнородные песчаники рифея, гляциогенные песчано-глинистые породы, туфы, песчаники и алевролиты венда. Общая мощность отложений достигает 800 м, они насыщены высоконапорными (от 170 до 1375 м) рассолами с минерализацией 200 – 465 г/дм³. Водообильность верхнепротерозойского комплекса изменяется от нуля до 660 м³/сут при понижении уровня 30 – 700 м.

Подземные воды архей-нижнепротерозойских образований. Глубина до кровли фундамента изменяется от 80 м в сводовой части Белорусской антеклизы до 6200 м в Припятском прогибе. Водовмещающие породы – трещиноватые и выветрелые разности гнейсов, сланцев, сиенитов, габбро. Воды напорные, дебиты скважин колеблются от 0.03 до 8.3 л/с при понижениях 14 – 54 м. При мелком залегании фундамента воды – пресные (0.1 – 0.4 г/дм³), с глубиной они сменяются на минерализованные и рассолы (14 – 51 г/дм³) в Брестском и Оршанском бассейнах, а в Припятском – крепкими рассолами (до 400 – 450 г/дм³).

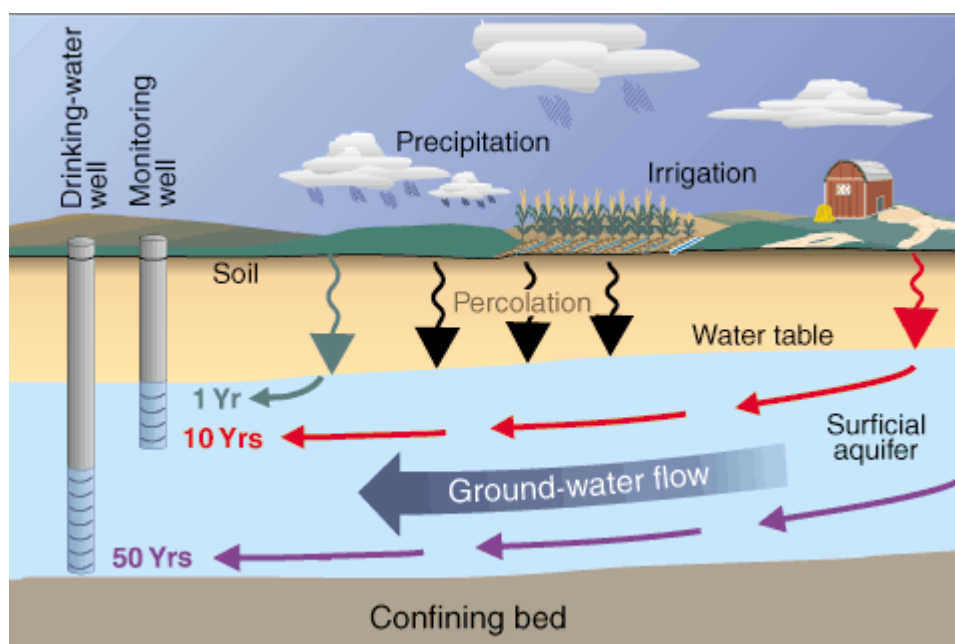
Гидродинамическая и гидрогеохимическая зональность.

Гидродинамическая зональность. В разрезе платформенного чехла территории Беларуси выделяются гидродинамические системы: грунтовых вод, артезианская, элизионная (седиментационная), а также – деградированная элизионно-термогидродинамическая. Они представлены в таблице.

Гидрогеологическая зональность осадочного чехла территории Беларуси

Гидродинамическая система	Гидрогеологическая структура			
	Белорусский ГТМ	Брестский ГТБ	Оршанский ГТБ	Припятский ГТБ
Грунтовых вод	Глубина залегания до 45 м, мощность до 30 м, обычно не более 5–10 м. Верхняя часть зоны активного водообмена, интенсивное латеральное движение пресных подземных вод, напор отсутствует. $P_{пл} = P_{гидр} = \gamma h$			
Артезианская	Нижняя часть зоны активного водообмена, пластовое давление гидростатической природы, скорость латерального перемещения пресных подземных вод существенно снижена. $P = (h + \Delta h) \gamma$			
	Глубина залегания от 20 до 400 м, мощность 350–450 м	Глубина залегания от 10 до 500 м, мощность до 490 м	Глубина залегания от 10 до 300–350 м, мощность около 300 м	Глубина залегания от 10 до 200–250 м, мощность около 200 м
	Приурочена к периферии структуры, глубины залегания более 500 м, мощность 700–800 м	Замедленное и весьма замедленное движение минерализованных вод и рассолов. Элизионный водообмен. $P_{пл} = (h + \Delta h) \gamma + P_{изб}$		
Деградирующая элизионно-термогидродинамическая	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует	Глубина залегания 200–2500 м, мощность более 1500–2000 м
				Глубина залегания 2500 м и более, мощность 2000–2500 м. Зона прекращения регионального движения подземных вод. Гидростатически уравновешенные пластовые системы

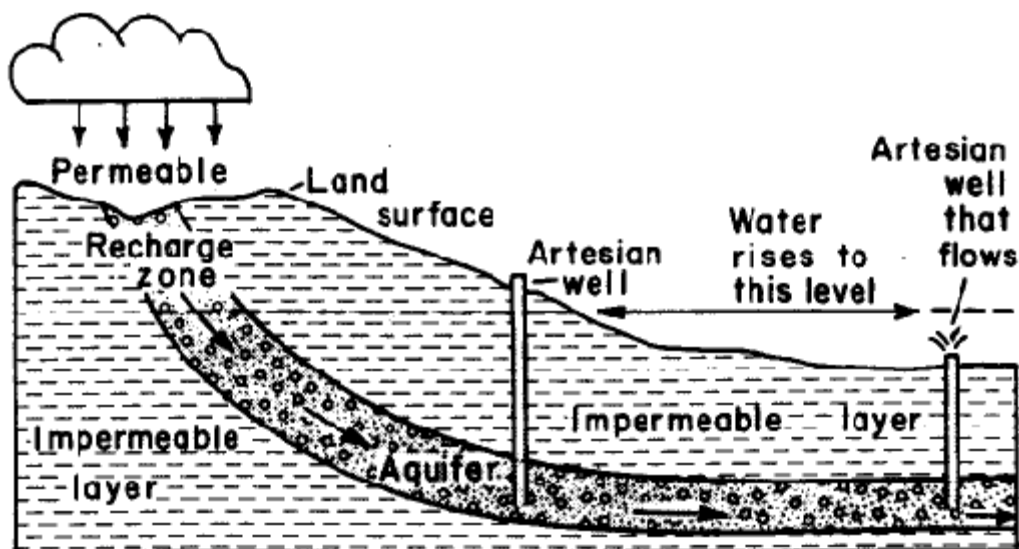
Гидродинамическая система грунтовых вод приурочена к верхней части гидрогеологического разреза. Латеральное движение подземных вод определяется разностью потенциала силы гравитации, при этом напор подземных вод отсутствует.



Пластовое давление равно гидростатическому давлению и определяется высотой и плотностью столба воды:

$$P_{пл} = P_{гидр} = \gamma \cdot h$$

Где $P_{пл}$ – пластовое давление; $P_{гидр}$ – гидростатическое давление; γ – плотность воды; h – высота столба воды.



Артезианская гидродинамическая система включает остальную часть водоносного разреза зоны пресных вод.

Потенциал движения подземных вод определяется гидростатическим напором, который зависит от превышения отметок области питания водоносного горизонта над областью разгрузки. Пластовое давление в гидродинамической системе имеет гидростатическую природу и описывается формулой

$$P_{пл} = P_{гидр} = \gamma(h + \Delta h) = \gamma \cdot h^*,$$

Где Δh – гипсометрическое превышение области питания над областью разгрузки; $h^* = h$, остальные обозначения прежние.

Формирование массы подземных вод двух верхних гидродинамических систем связано преимущественно с общим круговоротом воды на поверхности земли и в зоне активного водообмена (инфильтрация, подземное перемещение и разгрузка с переводом подземного стока в поверхностный), а также в меньшей мере – с конвективно-диффузионным перемещением вещества из элизионной и термогидродинамической систем.

Элизионная (седиментационная) гидродинамическая система развита в Припятском и Оршанском бассейнах. В Припятском бассейне мощность системы достигает 2000 м, а в Оршанском – около 1000 м. Пластовое давление в разрезе системы определяется:

$$P_{пл} = \gamma(h + \Delta h) + P_{изб} = P_{гидр} + P_{изб},$$

где $P_{изб}$ – избыточное давление, обусловленное сокращением порового пространства вмещающих пород под действием геостатических нагрузок.

Потенциал движения подземных вод определяется перепадами гидростатических давлений и зависит от сокращения объема порового пространства глинистых пород. Скорости движения подземных вод под воздействием перепадов гидростатических давлений весьма малы по сравнению со скоростями для гидродинамических систем грунтовых вод и артезианской.

Деградирующая элизионно-термогидродинамическая система развита в Припятском бассейне, образована девонскими рассолоносными комплексами, а также – водоупорными

соленосными толщами. Согласно представлениям А.В. Кудельского для рассматриваемой системы характерно отсутствие современного латерального перемещения рассолов, а пластовая энергия в значительной степени зависит от давления столба рассолов переменной плотности. Современное состояние гидродинамической системы подсолевых и межсолевых девонских комплексов Припятского бассейна можно определить как гравитационно (гидростатически) уравновешенное, исключая трансформные и трансбассейновые (латеральные) перемещения массы подземных вод и рассолов.

Гидрогеохимическая зональность

Эта зональность обусловлена степенью гидродинамической изолированности структур и литологическими особенностями водовмещающих пород и зависит от разнонаправленных процессов взаимодействия в системе вода – порода, смешения вод различного генезиса и состава. В гидрогеологическом разрезе Беларуси выделяют несколько гидрогеохимических зон, представленных в таблице.

Гидрогеохимическая зональность осадочного чехла территории Беларуси				
Гидрогеохимическая зона	Гидрогеологическая структура			
	Белорусский ГТМ	Брестский ГТБ	Оршанский ГТБ	Припятский ГТБ
Пресных вод, минерализация < 1 г/дм ³	Солесодержание менее 1 г/дм ³ совпадает с зоной активного водообмена; в верхней части зоны вода гидрокарбонатного кальциевого и гидрокарбонатного натриевого состава, в нижней части – гидрокарбонатного натриевого, сульфатно-гидрокарбонатного и хлоридно-гидрокарбонатного состава			
	Глубина залегания 0–400 м, мощность до 400 м	Глубина залегания до 500 м, мощность до 500 м	Глубина залегания до 150–300 м, мощность до 300 м	Глубина залегания до 200–350 м, мощность до 350 м
Солоноватых и соленых вод, 1–35 г/дм ³	Сульфатный, хлоридно-сульфатный и сульфатно-хлоридный состав вод			
	Распространена на периферии структуры, глубина залегания 400–700 м, мощность 100–300 м	Составляет большую часть разреза структуры, глубина залегания 500–1000 м, мощность до 500 м	Глубина залегания 300–500 м, мощность до 200 м	Глубина залегания 200–500 м, мощность до 300 м
Слабых рассолов, 35–150 г/дм ³	Отсутствует	Отсутствует	Хлоридный натриевый состав	
			Глубина залегания 400–1500 м, мощность до 1000 м	Глубина залегания 500–1100 м и более, мощность более 1000 м
Крепких рассолов, 150–320 г/дм ³	Отсутствует	Отсутствует	Хлоридный натриевый, хлоридный магниевый-кальциевый, хлоридный кальциевый-магниевый состав	
			Приурочена к крайнему северо-востоку структуры (глубина более 1500 м)	Глубина залегания 1100–3000 м и более, мощность до 2000–3000 м
Весьма крепких рассолов, более 320 г/дм ³	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует	Хлоридный натриево-кальциевый, хлоридный кальциевый состав; глубина залегания 2500–4300 м, мощность до 800 м

Гидрогеохимическая зона пресных вод распространена повсеместно на территории страны, в большинстве случаев совпадает с зоной активного водообмена. Состав

подземных вод верхней гидрогеохимической зоны преимущественно гидрокарбонатный кальциевый.

На северо-востоке Оршанского бассейна наблюдается инверсия гидрохимического разреза, заключающаяся в распространении пресных вод под минерализованными. Похожая гидрохимическая инверсия наблюдается на соседних территориях – в Псковской области России, Литве и Латвии.

Гидрогеохимическая зона солоноватых и соленых вод ($1 - 35 \text{ г/дм}^3$) широко распространена на территории Беларуси. Мощность этой зоны изменяется в широких пределах. В Брестском бассейне мощность зоны солоноватых вод может достигать около 500 м, в Припятском и Оршанском бассейнах она значительно меньше. В Припятском бассейне эта зона отсутствует лишь на тех участках, где глубина залегания подошвы водоупора, отделяющего зону пресных вод от соленых, превышает 500 м. Химический состав подземных вод преимущественно сульфатный, хлоридно-сульфатный и сульфатно-хлоридный.

Гидрогеохимическая зона слабых рассолов ($35 - 150 \text{ г/дм}^3$) распространена в Оршанском и Припятском гидрогеологических бассейнах. Преобладающий микрокомпонентный состав рассолов – хлоридный натриевый. Мощность этой зоны увеличивается с погружением кровли верхней соленосной толщи с запада на восток бассейна от 70 – 100 до 600 – 900 м.

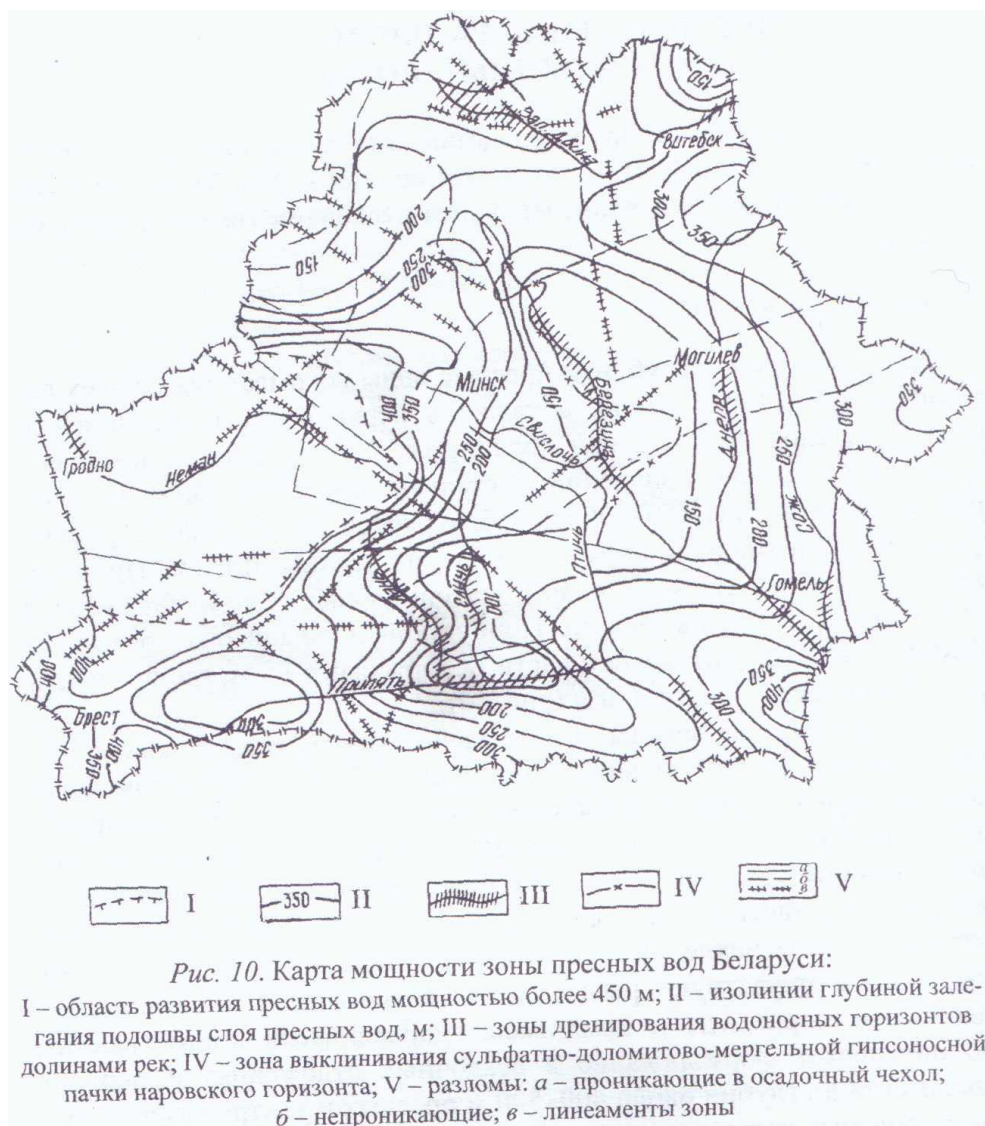
Гидрогеохимическая зона крепких и весьма крепких рассолов ($150 - 320 \text{ г/дм}^3$) развита в Припятском бассейне. Она охватывает большую часть разреза девонских и верхнепротерозойских отложений. Мощность зоны иногда достигает 2 – 3 км. В ее составе принято выделять подзоны крепких ($150 - 320 \text{ г/дм}^3$) и весьма крепких (более 320 г/дм^3) рассолов. В большинстве случаев весьма крепкие рассолы имеют хлоридный натриевый состав. При общем содержании солей более 410 г/дм^3 состав рассолов становится хлоридным кальциевым.

В целом для гидрогеохимического разреза подземной гидросферы территории Беларуси имеет место *закономерная смена гидрогеохимических зон: минерализация подземных вод увеличивается с глубиной от пресных к минерализованным и соленым водам, затем – к рассолам*. Анионный состав подземных вод изменяется от гидрокарбонатного к гидрокарбонатно-сульфатному и сульфатно-гидрокарбонатному, затем – к хлоридно-сульфатному и сульфатно-хлоридному, наконец – приобретает чисто хлоридный облик. Изменчивость катионного состава имеет более простой характер. С тенденцией к преобладанию с глубиной натриево-кальциевой и кальциевой составляющей.

ПРЕСНЫЕ, МИНЕРАЛЬНЫЕ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ВОДЫ

Пресные воды

На территории Беларуси пресные воды вскрыты во всех горизонтах платформенного чехла и в верхней части фундамента. Мощность слоя этих вод изменяется в значительных пределах от приблизительно 200 до 300 м. Малые мощности (50 – 100 м) наблюдаются на участках глубоких эрозионных врезов долин Зап. Двины, Днепра, Припяти, Вилии, Немана, Березины и др. Максимальная мощность до $\approx 1000 \text{ м}$ – в Брестском бассейне и центральной части Белорусского гидрогеологического массива (иногда более 450 м.)



Глубина раздела пресных и минерализованных вод и их солесодержание зависят от литологических особенностей водовмещающих пород и степени подвижности подземных вод. Преобладающая мощность слоя пресных вод **в границах Белорусского гидрогеологического массива** – 350 – 400 м, а в своде Центрально-Белорусского массива – более 450 м. В платформенном чехле практически отсутствуют региональные водоупоры и водоносные горизонты и комплексы взаимосвязаны. Это способствует формированию в чехле пресных и ультрапресных вод с минерализацией от 150 – 200 до 350 – 400 мг/дм³.

В Оршанском гидрогеологическом бассейне основной водоупор – породы глинисто-доломитово-мергелистой пачки наровского горизонта среднего девона (мощность 20 – 40 м), которая разделяет зоны активного и замедленного водообмена, содержащих пресные и минерализованные воды. Воды антропогена в зоне активного водообмена (верхнего девона и старооскольского горизонта среднего девона), что обеспечивает мощность слоя пресных вод 200 – 300 м и более. В северо-восточной части бассейна граница пресных и минерализованных вод сдвигается в старооскольско-ланские и фаменские отложения, залегающие под четвертичными осадками, а мощность пресных вод уменьшается до 150 м, а в долинах рек – до 50 – 100 м.

В Припятском гидрогеологическом бассейне граница пресных и минерализованных вод определяется наличием в разрезе глин позднюрского возраста. Вместе с триасовыми

отложениями они являются выдержанным региональным водоупором. Мощность зоны пресных вод здесь – 200 – 300 м. В северо-западной части бассейна в зону активного водообмена входят и франские, преимущественно – карбонатные отложения.

На пересечении долин рек с северным бортовым разломом Припятского прогиба **известны очаги разгрузки минеральных вод**, которая происходит по тектоническим нарушениям. Минимальная мощность зоны пресных вод (около 100 м) отмечена в районе Микашевичско-Житковичского выступа. **В сторону Полесской седловины** зона пресных вод увеличивается до 300 – 350 м из-за выклинивания водоупоров юры и триаса, а также смещения границы пресных и минеральных вод в отложения пинской свиты позднего протерозоя. Здесь горизонты верхнего протерозоя и перекрывающих пород образуют единый водоносный комплекс. Положение раздела вод зависит от наличия в разрезе юры и триаса глин или плотных мергелей верхнего силура. На крайнем западе Беларуси мощность зоны пресных вод превышает 1000 м.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ РАССОЛЫ

В пределах Беларуси выделены следующие главные бальнеологические типы минеральных вод и лечебных рассолов, которые уже выявлены, либо могут быть выявлены:

- Без специфических компонентов и свойств;
- Бромный воды и йодо-бромные рассолы;
- Сульфидные и сероводородные воды и рассолы;
- Железистые воды;
- Радоновые воды;
- Борные воды;
- Фторсодержащие воды;
- Селенсодержащие воды.

Внутри бальнеологического типа в зависимости от соотношения основных микрокомпонентов химического состава, наличия специфических компонентов, степени минерализации выделяются группы и минеральных и лечебных вод, показанные ниже на рисунке. Они отвечают требованиям стандартов (ГОСТ 13273-88 и СТБ 880-95, и аналогичных стандартов России, Украины, Польши).

Воды и лечебные рассолы без специфических компонентов состава и свойств.

Выделено несколько групп:

Сульфатные воды по катионному составу делятся на: кальциевую, магниевую-кальциевую и натриево-магниевую-кальциевую группы, распространенные на территории Беларуси. Сульфатные воды встречаются повсеместно в Оршанском ГГБ. Эти воды разного катионного состава связаны с карбонатными гипсосодержащими отложениями фаменского яруса верхнего девона. Их минерализация не превышает 5 г/дм³.

Хлоридно-сульфатные воды распространены на значительной территории северо-восточнее Белорусского массива и в Припятском ГГБ. Они приурочены к различным по возрасту горизонтам и залегают на глубинах 200 – 500 м. Минерализация изменяется от 1.5 до 20 – 25 г/дм³ с преобладанием 6 – 12 г/дм³. В Припятском ГГБ вскрыты хлоридно-сульфатные воды с минерализацией 1 – 5 г/дм³. В Оршанском ГГБ их минерализация тоже не превышает 5 г/дм³.

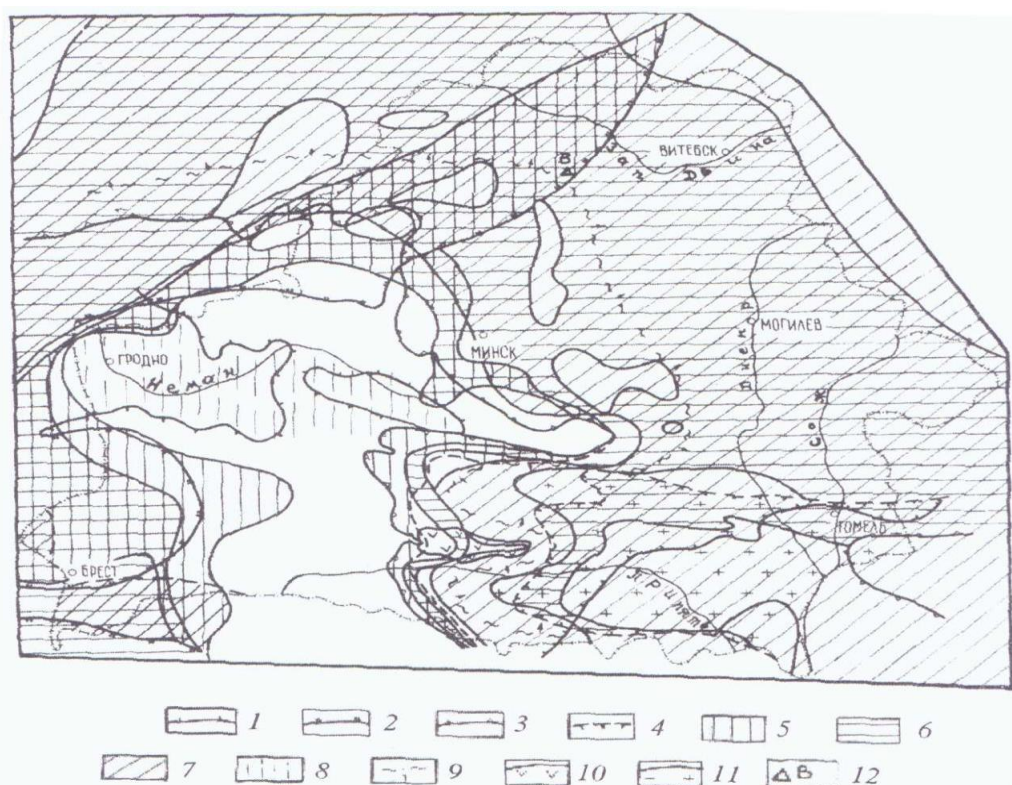


Рис. 11. Обзорная карта-схема минеральных вод и лечебных рассолов Беларуси.

Контурные распространения вмещающих осадочных образований:
1 – верхнепротерозойских; 2 – кембрийско-ордовикско-силурийских; 3 – девонских;
4 – пермских и триасовых.

Области распространения минеральных вод и лечебных рассолов:
5 – гидрокарбонатно-хлоридных; 6 – сульфатных и хлоридно-сульфатных;
7 – хлоридных натриевых; 8 – радоновых; 9 – бромных.

Границы и участки предполагаемого развития минеральных вод и рассолов:
10 – железистых; 11 – сероводородных; 12 – проявления борных вод

Хлоридные натриевые и хлоридные натриево-кальциевые воды и рассолы распространены на всей территории Беларуси кроме центральной части Белорусского ГГМ и в Полесской седловине. Воды с низкой минерализацией вскрыты на окраинах Белорусского массива на глубинах 200 – 450 м.

В Оршанском ГГБ и в пределах значительной части Белорусского ГГМ хлоридные воды распространены почти повсеместно.

Хлоридные натриевые воды с минерализацией 15 – 35 г/дм³ занимают значительную территорию страны, их мощность в среднем составляет 100 – 150 м. В Припятском бассейне они обнаружены практически во всех водоносных комплексах, включая зону пресных вод. В Оршанском бассейне такие воды можно встретить почти повсеместно. На северо-востоке Беларуси эти воды приурочены к карбонатным гипсоносным витебско-наровским отложениям среднего девона.

Хлоридные натриевые и хлоридные натриево-кальциевые рассолы (минерализация более 35 г/дм³) развиты в глубоких частях ГГБ. В Прибалтийском и Оршанском ГГБ их минерализация достигает 150 – 170 г/дм³, рассолы с большей минерализацией – до 460 г/дм³ встречены в глубоких комплексах Припятского ГГБ.

Сульфатно-хлоридные воды широко распространены на территории Беларуси и связаны с гипсоносными витебско-наровскими отложениями среднего отдела и мергельно-доломитовой толщей фаменского яруса верхнего отдела девона.

Гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды с минерализацией 1 – 2,5 г/дм³ распространены отдельными участками в Припятском, а также обнаружены в Оршанском и Брестском ГГБ.

Бромные и йодо-бромные воды и лечебные рассолы. Выделено несколько групп среди минеральных вод и лечебных рассолов: хлоридная натриевая бромная, хлоридная кальциевая бромная, а также – бромные и йодо-бромные рассолы. Сюда относят воды и рассолы при содержании брома свыше 25 мг/дм^3 , а для йода – более 5 мг/дм^3 или же концентрации обоих компонентов, превышающих нижнюю границу лечебного применения.

Сероводородные воды и рассолы. К ним относят воды, содержащие сероводород (H_2S) или сульфид-ион (HS^-). Концентрация общего сероводорода по лечебным требованиям должна быть не менее 10 мг/дм^3 .

Железистые воды. Этот бальнеологический тип вод выделен сравнительно недавно. По химсоставу они представляют собой хлоридные магниевые-кальциевые-натриевые воды низкой минерализации (4.5 г/дм^3), они были выделены в зоне сочленения Припятского прогиба и Микашевичско-Житковичского выступа. Нижний предел содержания железа ($\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$) равен 20 мг/дм^3 (СТБ880-95). Содержание двухвалентного железа достигает 86 мг/дм^3 , что можно отнести к крепким железистым водам.

Радоновые воды. Известны 2 месторождения радоновых вод: вблизи г. Несвижа в Минской области и г.п. Дятлово в Гродненской области. Зона потенциально возможного обнаружения радоновых вод территориально совпадает со сводом Центрально-Белорусского массива. Воды пресные ($0.4 - 0.6 \text{ г/дм}^3$) гидрокарбонатного кальциевого состава с концентрацией радона от 5 до 60 нКи/л.

Борные воды. Минеральные воды, содержащие ортоборную кислоту (H_3BO_3), впервые в Беларуси обнаружены в Ушачском районе Витебской области, где из девонских отложений получена сульфатно-хлоридная натриево-кальциевая минеральная вода (3.4 г/дм^3) с концентрацией ортоборной кислоты 40 мг/дм^3 . В породах венда вскрыта минеральная вода (25.3 г/дм^3) с таким же содержанием борного компонента. Нижний лечебный предел содержания ортоборной кислоты – 35 мг/дм^3 .

ПРОМЫШЛЕННЫЕ ВОДЫ

Рассолы представляют собой ценное полезное ископаемое. Рассолы Припятского прогиба являются природными водными концентратами с содержанием растворенных солей до $400 - 485 \text{ г/дм}^3$. В их составе содержатся в ионной форме десятки макро- и микрокомпонентов: хлориды кальция, магния, натрия, калия, такие элементы как бром, йод, бор, стронций, литий, рубидий, цезий, железо, кобальт, медь, молибден, никель и др.

Подсолевой терригенный комплекс приурочен к верхнепротерозойским отложениям, эйфельским, живетским и франским образованиям девонской системы.

Мощность продуктивного комплекса изменяется от нескольких метров до 800 м на северо-западе бассейна. Минерализация – соответственно от 288 до 455 г/дм^3 . В рассолах содержится в мг/дм^3 : йод (от 13 до 84.8); бром (до 6639); бор (до 445); рубидий ($0.41 - 0.62$); цезий ($0.2 - 2.12$); стронций ($114 - 3320$).

В этом комплексе выделены промышленные воды: бромные, бромно-стронциеносные, йодо-бромно-стронциеносные, йодо-бромно-стронциеносно-редкощелочнометалльные, йодо-бромно-стронциеносно-редкощелочнометалльные-бороносные.

Подсолевой карбонатный продуктивный комплекс совпадает с рассолоносным надкомплексом франских отложений. Рассоловмещающими являются карбонатные породы. Их глубина кровли максимальная на северо-востоке – 3560 м и минимальная – на юге и востоке – 750 м. Фильтрационные свойства комплекса улучшаются с востока на запад и с юга на север, а притоки в скважины – от 0 до $900 - 1200 \text{ м}^3/\text{сут}$ при понижении до 1000 м.

Минерализация рассолов комплекса достигает 453 г/дм^3 при их плотности 1.312 г/см^3 . В них содержание йода – до 63.4; брома – до 6052 мг/дм^3 . Макрокомпонентный состав хлоридный натриево-кальциевый и кальциево-натриевый при небольшом содержании гидрокарбонатов и сульфатов.

Межсолевой терригено-карбонатный продуктивный комплекс совпадает с межсолевыми отложениями и приурочен к породам задонского, елецкого и петриковского горизонтов. Минерализация рассолов изменяется от 236 до 416 г/дм^3 (средняя- 336.2 ± 2.3) при плотности до 1.273 г/см^3 и высоких концентрациях: йода (до 108); брома (до 5418); бора (до 460); стронция (до 3928); рубидия (до 24.6); цезия – до 1.58 мг/дм^3 .

Максимальное содержание брома и стронция приурочены к натриево-кальциевым и магниевым-кальциевым хлоридным рассолам. В северной части бассейна выявлены высокие концентрации йода – более 50 мг/дм^3 . В комплексе выделены 3 типа промышленных вод: бромные, йодо-бромно-стронциеносные и йодо-бромно-стронциеносно-редкощелочнометалльные.

Технико-экономическая оценка промышленного значения выполняется с учетом:

- Стоимости добычи и промышленной переработки рассолов (извлечения полезных компонентов);
- Затрат на бурение скважин и строительство рассолозабора;
- Капитальные вложения на строительство установок по извлечению ценных компонентов. Обычно около 50% всех затрат приходится на бурение скважин.
- Затраты по захоронению отходов рассолоперерабатывающего предприятия.

Рассолы межсолевого и подсолевого терригенного продуктивных комплексов отнесены к месторождениям промышленных вод. Коэффициент извлечения йода и брома из рассолов зависит от принятой технологической схемы установки.

Месторождение промышленных вод межсолевого продуктивного комплекса.

Общая площадь месторождения около $15\,400 \text{ км}^2$, балансовая часть составляет около 7200 км^2 . Суммарные эксплуатационные запасы промышленных вод составляют 9.13 тыс. $\text{м}^3/\text{сут}$ при понижении уровня до 1000 м. Извлечение рубидия может составить 23.1, стронция – 3649, брома - 8707, йода – 120.6 т/год. При снижении уровня подземных вод до полной сработки упругих запасов, величину эксплуатационных запасов а, следовательно, и количество добываемых ценных компонентов можно увеличить в 3 раза.

Месторождение промышленных вод подсолевого терригенного комплекса имеет площадь около $16\,500 \text{ км}^2$. Прогнозные эксплуатационные запасы этого комплекса составляют 25.8 тыс. $\text{м}^3/\text{сут}$, извлечение рубидия составит 36.4, стронция – 6274, брома – 32.343, йода – 83.1 т/год. Сработкой упругих запасов показатели увеличиваются в 3 раза.

Области практического и перспективного применения. Отдельные области возможного применения рассмотренных промышленных вод:

Горнохимическое сырьё. Представляет интерес извлечение в промышленных масштабах магния, кальция, лития, хлорида натрия, борной кислоты, бромистого натрия, йода и рубидия, аммонийных продуктов, углекислого газа, некоторых редких и рассеянных металлов. Эти компоненты важны для химической промышленности. В ряде стран (США, Япония, Германия, Италия и др.) есть практика извлечения этих компонентов из рассолов. В бывшем СССР из рассолов извлекали йод и бром.

Медицина и бальнеология. Лечебный эффект рассолов связан с их особым природным составом и имеет противовоспалительное, рассасывающее и противоболевое действие. Они применяются для лечения опорно-двигательного аппарата.

Сельскохозяйственное производство. Рассолы представляют интерес как богатое компонентами удобрение.

Строительство и технология. Рассолы применяют для противопожарной и противогнилостной пропитки древесины, в качестве компонента для получения низкотемпературного клинкера и т.п.

ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ И ГЕОТЕРМАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ БЕЛАРУСИ

Концепцией энергетической безопасности и повышения энергетической независимости Республики Беларусь предусматривается увеличение в ближайшие годы до 25 % объема производства электрической и тепловой энергии в стране за счет использования местных видов топлива, вторичных энергетических ресурсов и альтернативных источников энергии.

В условиях Республики Беларусь кроме традиционных импортируемых видов топлива – нефти и природного газа, имеются возобновляемые энергетические ресурсы: ресурсы ветра, солнца, гидроэнергия, биомасса, а также – геотермальная энергия. Обычно энергия волн водоемов не рассматривается.

Использование ресурсов гидроэнергии в республике ограничено. В условиях слаборасчлененного рельефа и преобладания равнинной местности это приводит в республике к затоплению водохранилищами ГЭС значительных территорий и выводу из сельскохозяйственного оборота площадей плодородных земель или лесных массивов.

Освоение солнечной энергии в республике, по существу не вышло за пределы отдельных небольших экспериментальных установок и еще не получило массового распространения. Этот вид энергии используется наиболее эффективно в странах с тропическим и субтропическим климатом, в частности в Евразии – это страны Средиземноморья, ряд стран Западной Европы, Ближнего востока. Однако и здесь существенным ограничением служит тот факт, что в ночное время выработка электроэнергии практически падает до нуля, она снижается и при густой облачности в дневное время. Другими словами – стабильность работы таких установок зависит в значительной степени от времени суток и погодных условий. На широте Беларуси и, особенно в осенне-зимний период, когда световой день значительно сокращается, эффективность их использования значительно снижается.

Еще одним возобновляемым энергоресурсом, является биомасса (растительность, древесина и древесная щепа, отходы сельскохозяйственного производства и т.п.). Выработка энергии здесь также происходит за счет сжигания биомассы, либо продуктов ее переработки, например – биогаза. В результате в атмосферу выбрасывается парниковый углекислый газ. Естественное разложение биомассы (процессы гниения) приводит к выделению в атмосферу метана, усугубляющего еще в большей степени парниковый эффект по сравнению с углекислым газом.

Геотермальная энергия представляет собой тепло горных пород и насыщающих их флюидов. В отличие от энергии ветра и солнца, зависящих от погодных условий, сезона года и времени суток, ресурсы геотермальной энергии не зависят ни от времени суток (день, ночь), ни от сезона года (лето, осень, зима, либо весна). Более того их использование не загрязняет окружающую среду и не приводит к выбросу в атмосферу парниковых газов, что имеет место при сжигании традиционных видов топлива.



Рисунок – Геотермальное поле Лордерелло, Италия.



В стране нет пригодных для разработки месторождений природного пара.

В связи с развитием глобального парникового эффекта в мировой практике и в частности в Европейских странах в последние годы активизировались работы по использованию возобновляемых источников энергии вместо традиционных, связанных со сжиганием нефти и природного газа в топках котельных и электростанций.

Активно ведутся и исследования по использованию нетрадиционных энергоресурсов (Hohmayer O., Trittin T., 2008), в том числе – геотермальной энергии. Геотермальные ресурсы выявлены и оценены уже к 2005 году более чем в 90 странах мира в том числе в 24 странах высокоэнтальпийные геотермальные ресурсы с температурой, как правило, 150 – 180 °C используются для выработки электроэнергии (Fridleifsson et al., 2008). В пяти из них (Коста Рика, Сальвадор, Исландия, Кения и Филиппины) они покрывают от 15 до 22%

потребности в электроэнергии. К настоящему времени использование геотермальных ресурсов в мире обеспечивает производство более 60 ТВт/год электроэнергии. Низкоэнтальпийные геотермальные энергоресурсы (с температурой до 100 °С) обеспечивают выработку тепловой энергии более 80 ТВт/год – прямое использование (отопление, горячее водоснабжение, сушка и т.п.).

В последние годы в мире ведутся работы и по использованию геотермальных ресурсов с температурой ниже 100 °С для выработки электроэнергии. Построены небольшие экспериментальные установки на базе использования низкокипящих органических веществ, дающих возможность получить пар органического вещества при температуре ниже 100 °С, использовать его для привода паровых турбин и в итоге – для выработки электрической энергии. Такими примерами могут служить экспериментальные геотермальные электростанции, построенные и введенные в эксплуатацию в г. Нойштадт-Глеве – 230 кВт (Sanner, 2007), использующий водный раствор аммиака – КАЛИНА-цикл, Германия; в Bad Blumau – 250 кВт в Австрии (Sanner, 2007), в Svartsengi, Исландии (Ivarsson, 2007) и в США (Lund, 2009). В Беларуси эти установки отсутствуют, однако термальные рассолы с температурой до 100 – 115 °С выявлены в процессе нефтепоискового бурения и принципиальная возможность создания таких установок должна быть профинансирована и изучена в предстоящие годы.

Ресурсы низкоэнтальпийной энергии подземного тепла даже со сравнительно низкой температурой (5 – 20 °С) успешно применяют с помощью тепловых насосов для теплоснабжения объектов различного назначения. При отсутствии ограничений по ресурсам, энергетическая эффективность применения тепловых насосов зависит от температуры подземного источника, темпа отбора подземного тепла, а также и от температуры теплоносителя в подающем трубопроводе тепловой сети.

Другим направлением прямого использования геотермальной энергии земных недр является извлечение из глубоких скважин первичного теплоносителя (горячие воды и рассолы с температурой 25 – 90 °С, а в ряде случаев – и более 100 °С), его подачи в первичный контур абсорбционных тепловых насосов, на выходе которых развиваемая температура может достигать 70 – 80 °С. Примером такого использования является, например, Клайпедская геотермальная станция (Литва) тепловой мощностью 35 МВт (Radeckas and Lukosevicius, 2000), которая была введена в постоянную эксплуатацию более 5 лет тому назад.

На рисунке 1 показан один из четырех тепловых насосов абсорбционного типа тепловой мощностью около 10 МВт, смонтированный на Клайпедской геотермальной

станции. На вход тепловых насосов подают термальный рассол с содержанием растворенных солей около 70 г/л при температуре 38 °С. На выходе получают тепловую энергию для горячего водоснабжения г. Клайпеда. В Беларуси к настоящему времени геотермальные станции с такой мощностью не создавались. Однако основные параметры геотермальных горизонтов Припятского прогиба (Гомельская область) и Балтийской синеклизы (западная Литва) сопоставимы.

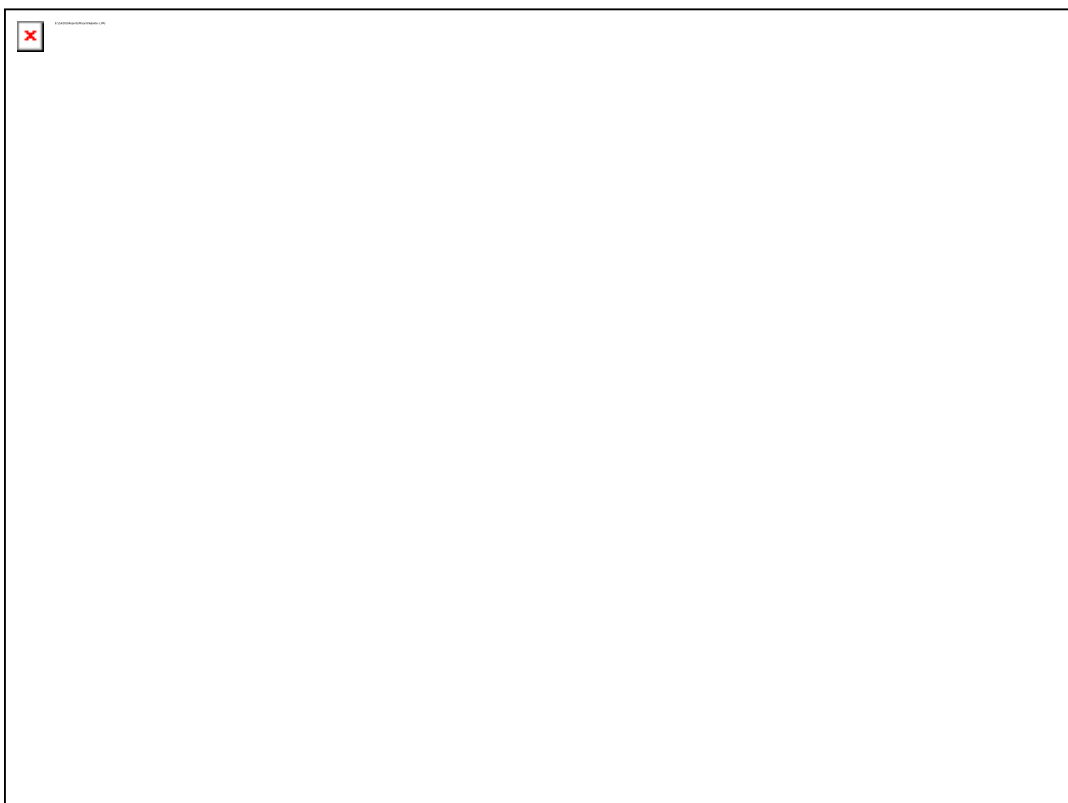


Рисунок 1 Участники конференции 25-26/11/2004 по поводу ввода в постоянную эксплуатацию Клайпедской геотермальной станции мощностью 35 МВт. Справа – один из 4-х тепловых насосов абсорбционного типа.

В последние годы в недрах республики выявлены значительные ресурсы подземного тепла. Их величина в существенной степени зависит от географического положения каждого конкретного региона. Этот ресурс является возобновляемым и имеется практически на всей территории страны (Zhidovich et al., 2008; Зуй, 2009), однако плотность этих ресурсов изменяется в широком диапазоне в зависимости от особенностей геологического строения отдельных блоков земной коры.

В Беларуси отсутствует широкий опыт использования геотермальной энергии для потребности народного хозяйства республики. Об этом сказано Президентом Республики Беларусь А.Г. Лукашенко на Первом съезде ученых Беларуси 1 ноября 2007 года. «...недостаточно разработок по использованию геотермальной энергии. Например, в Припятском прогибе зарегистрирована температура подземных вод около 100⁰ по

Цельсию. Но до сих пор мы её не используем. Почему?!...». А не используется это природный вид энергии глубоких горизонтов Припятского прогиба потому, что не отработана технология и практика отбора геотермального тепла.

Температурное поле платформенного чехла Беларуси

Извлекаемые ресурсы геотермальной энергии определяются главным образом температурой геотермального горизонта, мощность этих горизонтов, тепловыми свойствами горных пород и насыщающих их флюидов – главным образом объемной теплоемкостью, а также используемой технологией и практика отбора геотермального тепла. Рассмотрим кратко распределение температуры в платформенном чехле страны. Современные тепловые насосы могут эффективно работать при температуре теплоносителя первичного контура 5 – 10 °С, поэтому имеет смысл рассмотреть тепловое поле подземных горизонтов для малых глубин.

Распределение температуры на глубине 100 м в пределах Беларуси

Чтобы показать основные особенности геотемпературного поля региона и оконтурить основные аномалии, построена карта распределения температуры для глубины 100 м, рисунок 2. Для построения карты использованы результаты собственных измерений в скважинах, достигших теплового равновесия после завершения бурения. Только единичные наиболее надежные производственные термограммы для районов, где отсутствуют другие измерения, дополнили использованный массив данных. Это скважины Крапивенская, расположенная в Смоленской области, Россия, Лаздияй, Литва, Дуниловичи, северная часть Белорусской антеклизы.

Для проведения изотерм был использован интервал 0.5°С. Его величина обоснована тем, что абсолютная погрешность использованных скважинных электротермометров составляла порядка ± 0.03 °С. Положение изученных скважин на карте показано кружками. Слабо изученными остаются прилегающие районы с Литвой, Латвией и Российской Федерации. После Чернобыльской аварии бурение скважин в загрязненной зоне, а, следовательно и термограммы в пограничной с Украиной полосе немногочисленны. Изотермы в этих районах следует считать предварительными, в том числе и на прилегающих территориях за границами Беларуси. Лишь несколько термограмм имелись

в нашем распоряжении по приграничным районам на территории Литвы, Латвии и Российской Федерации.

Изотермы на карте в пределах Беларуси проведены путем интерполяции, а за ее границами – путем экстраполяции, где их конфигурация требует уточнения. Температурное поле на глубине 100 м имеет контрастный вид. Здесь отчетливо прослеживаются региональные и локальные аномалии, температура в пределах которых изменяется в диапазоне от 7 до 11.5 °С, разница между крайними значениями достигает 4.5 °С. Значения более 8 °С характерны для северной зоны Припятского прогиба и Подляско-Брестской впадины, где существуют положительные геотермические аномалии, а также – западного склона Воронежской антеклизы в пределах Беларуси. На конфигурацию изотерм, зарегистрированных в северной зоне Припятского прогиба, накладывает отпечаток малое количество надежных термограмм, в верхних частях которых имелись бы достоверные данные по температуре на рассматриваемой глубине. Можно лишь отметить, что главная ось этой аномалии ориентирована параллельно Северо-Припятскому краевому разлому.

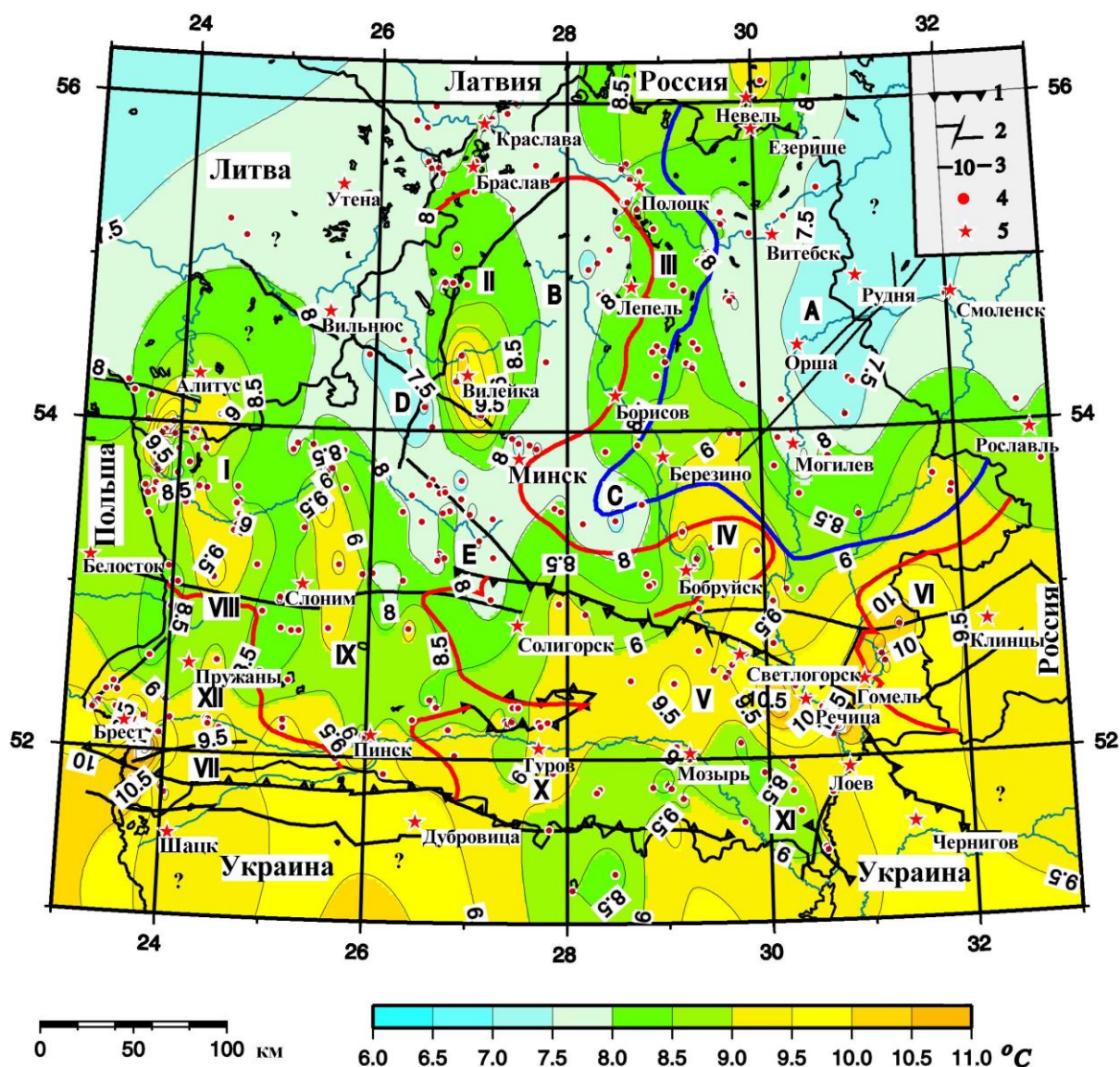


Рисунок 2 – Карта распределения температуры в пределах Беларуси и прилегающих структур на глубине 100 м.

Обозначения: 1, 2 – суперрегиональные и региональные разломы на поверхности фундамента, 3 – изотермы, °С, 4 – изученные скважины, 5 – населенные пункты. Вопросительным знаком обозначены зарубежные территории, прилегающие к границам Беларуси, где отсутствовали термограммы. Красными линиями изображены границы положительных структур – Белорусской и Воронежской антеклиз по изогипсе –500 м. Синей линией – границы Оршанской впадины по изогипсе –700 м, соответственно.

В Оршанской впадине выделена Восточно-Оршанская аномалия низких значений температуры 6.5 – 7.5°C (Зуй, 2005) в треугольнике между гг. Орша – Смоленск – Чериков. Она включает почти всю Могилевскую мульду, а ее продолжение в России проведено неуверенно из-за нехватки геотермических данных и требует последующего уточнения.

Западно-Оршанская аномалия повышенных значений температуры (от 8 °С в центральной части до 10.0 – 11.5 °С в южной части), ориентированная в меридиональном направлении, прослеживается от северной зоны Припятского прогиба через западную часть Оршанской впадины и восточный склон Белорусской антеклизы. Она трассируется по линии гг. Речица – Светлогорск – Березино – Борисов – Лепель – Невель. В северной части аномалия разветвляется от г. Езерище через Витебск и достигает широты Орши. Ее северное окончание в районе Езерище и Невеля выделяется неуверенно, поскольку на российской стороне изучена лишь одна скважина санатория «Голубые озера». Аналогичная ситуация имеет место и в приграничной полосе на белорусской стороне.

В южной части этой полосы можно проследить локальную Бельничско-Чечевичско-Речицкую аномалию повышенной температуры более 8.5 °С, вытянутую в меридиональном направлении. Она выделяется по 8 скважинам и на севере по изолинии 8 °С достигает широты г. Борисова. Эта аномалия отделяет восточный склон Белорусской антеклизы и Червенский структурный залив от основной части Оршанской впадины.

Западная часть Чашникско-Полоцкой аномалии пониженных значений температуры на долготе г. Полоцк соединяется с единой аномалией пониженной температуры восточного склона Белорусской антеклизы и Червенского структурного залива Оршанской впадины. В северном направлении она продолжается в пределы Латвийской седловины.

Изотерма 9.5°С, окаймляющая восточную часть Подляско-Брестской впадины, прослеживается через Полесскую седловину на территории Украины. Брестская аномалия изолинией 9 °С соединяется через эту седловину с аномалией повышенной температуры Припятского прогиба, далее – с Бельничско-Речицкой аномалией и охватывает западный склон Воронежской антеклизы. За пределами Беларуси она продолжается в Россию. Еще одна – Гродненская аномалия повышенной температуры более 9 °С вытянута в меридиональном направлении и достигает на севере белорусско-литовской границы.

Молодечненско-Нарочанская аномалия температуры более 8 °С ориентирована в меридиональном направлении. Она достигает на севере сочленения границ Беларуси, Литвы и Латвии и разделяет аномалию пониженных значений температуры Белорусской антеклизы на две части – аномалию восточного склона антеклизы и аномалию центральной части антеклизы. Наконец, Ляховичско-Ельненская аномалия повышенных значений более 8 °С также имеет меридиональное простирание.

Глубина 100 м целиком относится к зоне распространения пресных вод (зоне активного водообмена). В ней влияние инфильтрации подземных вод отражается на

форме термограмм. Другими словами, здесь присутствует не только кондуктивный перенос тепла, но и его конвективная компонента.

Распределение температуры на глубине 300 м

Температура в скважинах повсеместно возрастает с увеличением глубины. В итоге более глубокие горизонты платформенного чехла прогреты лучше по сравнению с неглубоко залегающими толщами горных пород. Кратко рассмотрим распределение температуры на глубине 300 м, рисунок 3.

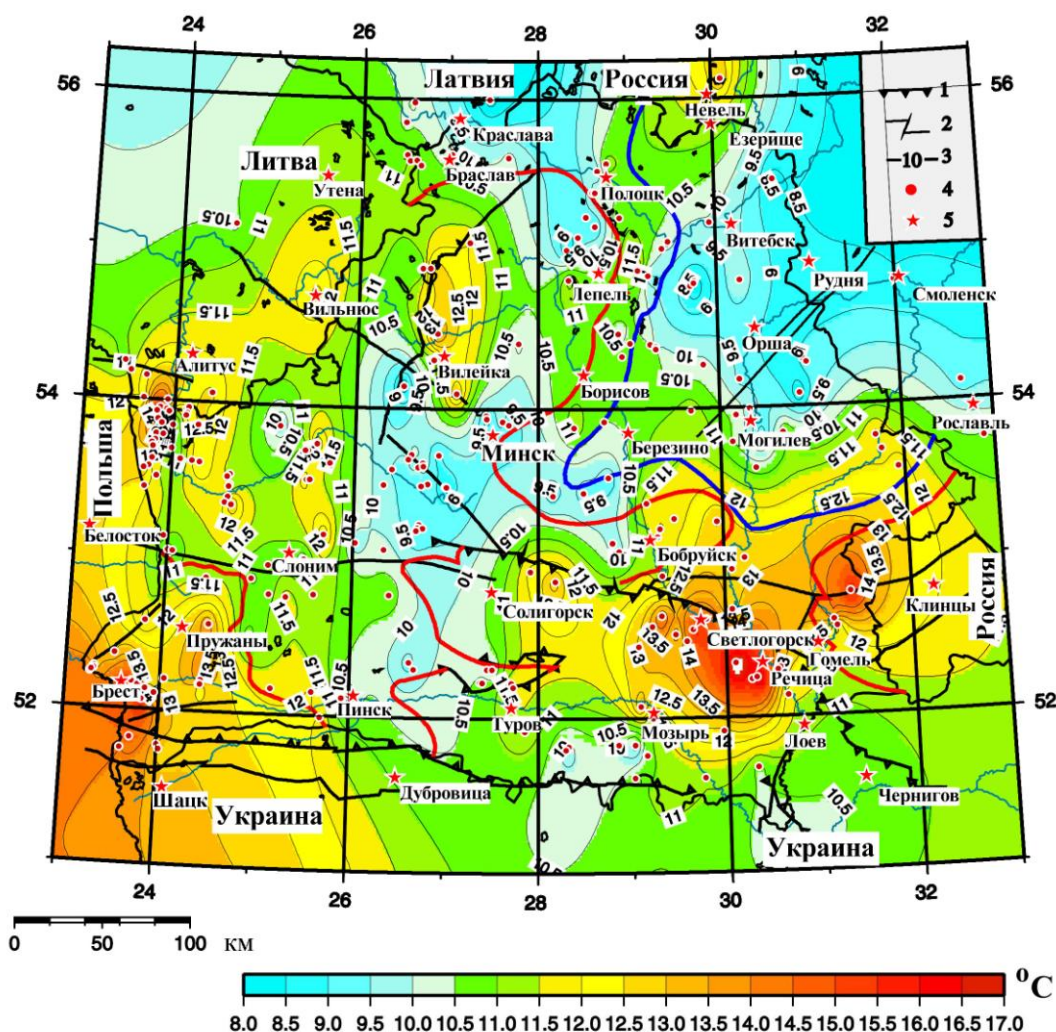


Рисунок 3 – Распределение температуры в пределах Беларуси на глубине 300 м. Обозначения см. на рисунке 2.

С увеличением глубины продолжает увеличиваться контраст температурного поля при сохранении его общих черт, наблюдаемых на карте распределения температуры на

глубине 100 м, более отчетливо прослеживаются региональные и локальные аномалии. Температура изменяется от 8 до 18 °С. В южной части региона значения температуры более 12 °С типичны для северной зоны Припятского прогиба.

Западно-Оршанская аномалия повышенных значений температуры в западной части Оршанской впадины и восточном склоне Белорусской антеклизы трассируется, как и ранее, по линии гг. Речица – Светлогорск – Борисов – Невель. Значения температуры в ее пределах изменяются от 10 °С в центральной части до 18 °С в северной зоне Припятского прогиба.

Белыническо–Чечевичско–Речицкая аномалия повышенной температуры, оконтуренная изотермой 11.0 °С, прослеживается в северном направлении до широты г. Борисов, а на юге – уходит в пределы Припятского прогиба. В этой зоне оказывается территория к югу от линии гг. Белыничи – Чериков – Хотимск. Эта изотерма простирается в Жлобинскую седловину и имеет продолжение в западном склоне Воронежской антеклизы. Две аномалии пониженных значений (9.5 – 10.5 °С) на территории Червенского структурного залива Оршанской впадины и аномалия восточной части Белорусской антеклизы отчетливо выделяются на карте.

В восточной части Оршанской впадины сохраняется Восточно-Оршанская аномалия пониженных значений температуры 8.5 – 10.0 °С, имеющая продолжение в России. Территория, занимаемая аномалией пониженных значений температуры в центральной части Белорусской антеклизы (9 – 10 °С), сужается.

Изотерма 11 °С, окаймляющая восточную часть Подляско-Брестской впадины (Зуй, Лукашов, 2007) Гродненскую и Ляховичско-Ельненскую аномалии, прослеживается от Балтийской синеклизы на территории Литвы до Львовского палеозойского прогиба на территории Украины. В центральных частях Гродненской аномалии и аномалии Подляско-Брестской впадины максимальные значения температуры превышают 13 °С. Последняя оказывается обособленной от положительной аномалии Припятского прогиба более холодным языком, направленным от центральной части Белорусской антеклизы через Полесскую седловину в пределы Украинского щита. Аномалия Припятского прогиба выходит за его пределы, а изотерма 11 °С огибает Белыническо-Речицкую аномалию, западный склон Воронежской антеклизы и продолжается в пределы России. Площадь Гродненской аномалии повышенной температуры более 12 °С уменьшается и заходит в пределы Литвы.

Молодечненско-Нарочанская аномалия повышенных значений температуры более 12 °С, сохраняя форму изотерм, изображенных на карте для глубины 100 м, несколько

уменьшается по площади. Она достигает района сочленения белорусско-литовско-латвийской границы. Аномалия восточного склона Белорусской антеклизы обособляется и также уменьшается по площади. Ляховичско-Ельненская аномалия повышенных значений температуры более 11.5 °С также сохраняется на глубине 300 м. Изотерма 11 °С объединяет ее с Гродненской аномалией и аномалией Подляско-Брестской впадины.

Распределение температуры в глубоких горизонтах платформенного чехла

Из трех глубоких осадочных бассейнов Беларуси (Припятский прогиб, Подляско-Брестская и Оршанская впадины) представляется возможным построить кондиционные карты распределения температуры для глубины 1000 и более метров только для территории Припятского прогиба – наиболее изученного в геотермическом отношении. В Оршанской и Подляско-Брестской впадинах лишь в единичных скважинах выполнена регистрация термограмм до глубины 1 км (исключение составляет локальная Прибугская структура, занимающая небольшую площадь в Подляско-Брестской впадине), и вовсе отсутствуют измерения на глубинах 2 и более км.

В глубоких горизонтах Припятского прогиба надежность построения карт также снижается с увеличением глубины, например, для глубины 4 км скважины, где выполнены геотермические измерения, имеют незначительный вес в общей базе имеющихся термограмм по прогибу.

Припятский прогиб является наиболее изученной структурой Беларуси в геотермическом плане. Здесь термограммы зарегистрированы во многих нефтепоисковых скважинах, за его же пределами они имеются только в немногих мелких скважинах (обычно до 500 м), рис. 1. Вертикальными линиями изображено местоположение изученных скважин, их длины отражают глубины, до которых имеются термограммы.

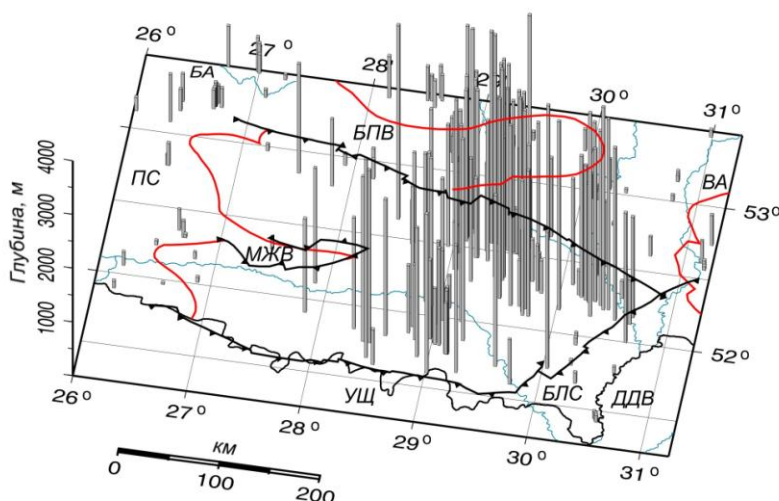


Рисунок 1. Геотермическая изученность Припятского прогиба: БА, ВА – Белорусская и Воронежская антеклизы; БЛС, ПС – Брагинско-Лоевская и Полесская седловины; БПВ, МЖВ – Бобрыйский погребенный и Микашевичско-Житковичский выступы; ДДВ – Днепровско-Донецкая впадина; УЩ – Украинский щит.

Распределение температуры на глубине 2 км. В Припятском прогибе преобладают термограммы скважин производственного каротажа, полученные в условиях нарушенного бурением теплового режима. При этом отклонение зарегистрированной температуры от ее равновесных значений уменьшается с глубиной. Доступные термограммы использованы для построения соответствующих карт распределения температуры на глубинах от 1 до 4 км. Карта для глубины 2 км построена по термограммам около 250 скважин, из них 35 кривых экстраполированных на глубину 2 км. На карте наблюдается контрастность поля с двукратным превышением температуры в северной зоне прогиба по сравнению с более холодной юго-западной, оконтуренной изотермой 30 °С, рис. 2. Аномалия северной зоны прогиба выделена изолинией 45 °С с тремя локальными участками 55 и 60 °С.

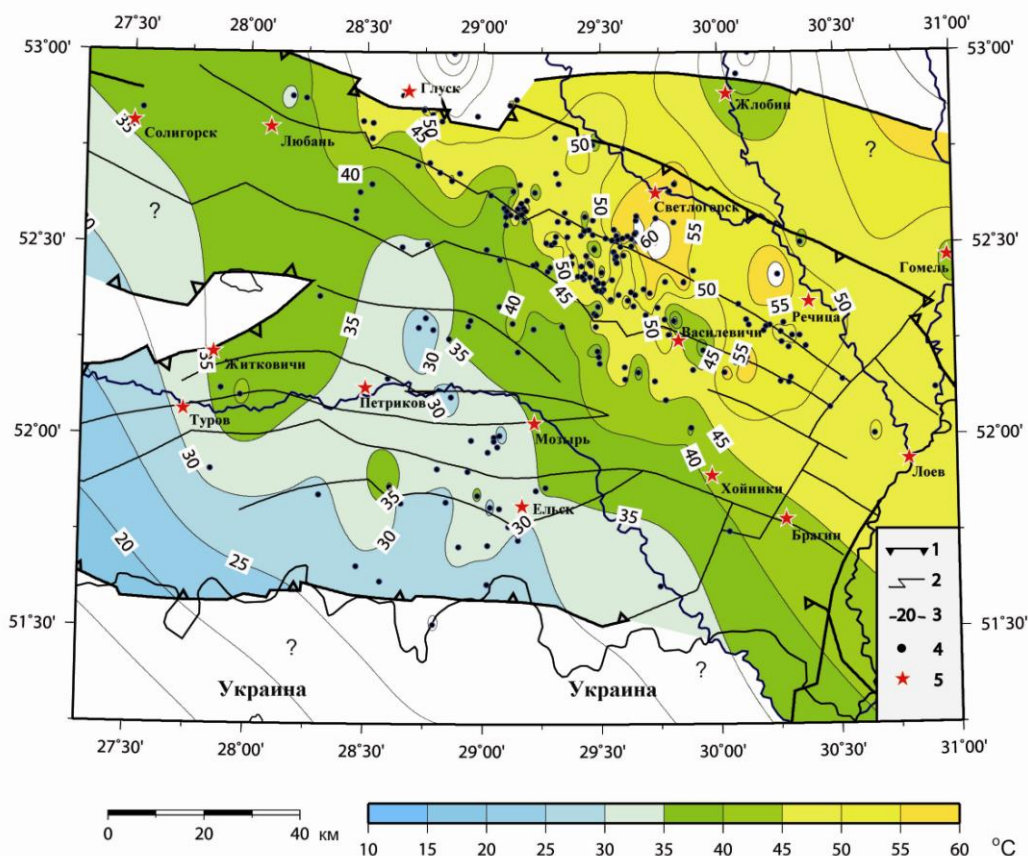


Рисунок 2. Карта распределения температуры на глубине 2 км (Зуй, 2013). Обозначения: 1, 2 – суперрегиональные и региональные разломы; 3 – изотермы; 4 – изученные скважины; 5 – населенные пункты; “?” – данные отсутствуют.

Увеличение температуры с 20 до 40 °С происходит в направлении с запада и юго-запада на северо-восток. Ее фоновые значения заключены в интервале 35–40 °С. Зона повышенных значений на западе простирается до г. Любань, где изотермы проведены неуверенно из-за нехватки данных, и уходит в пределы Днепровско-Донецкой впадины на юго-востоке. Она частично охватывает Северо-Припятское плечо и прослеживается в западной части Гремячского погребенного выступа за пределами страны. Аномалия в северной части Туровской депрессии выделяется повышенными значениями со значениями температуры 30–35 °С по трем скважинам, ее границы требуют уточнения. Локальная аномалия восточной части Ельского грабена и Выступовичской ступени выделена изолиниями 30–35 °С по немногочисленным термограммам скважин.

Положительная аномалия более 45 °С, ориентирована вдоль Северо-Припятского разлома и располагается в северной и частично центральной зонах прогиба. Здесь имеется плотная сеть скважин с регистрацией термограмм. На юго-востоке аномалия

продолжается через Брагинско-Лоевскую седловину в Украину. Южнее и западнее Туровской депрессии выделяется зона низких значений температуры, простирающаяся в пределы Полесской седловины, Украинского щита и Луковско-Ратновского горста.

Распределение температуры на глубине 4 километра. В Припятском прогибе количество термограмм уменьшается с увеличением глубины и надежность построения карт снижается. Схема распределения температуры на глубине 4 км представлена на рис. 3. Она основана на термограммах менее 225 скважин, из них в ≈ 200 случаях температура была экстраполирована и только в двух скважинах (Осташковичи-123 и Валавская-2) измерения до 4 км проведены при достаточной выстойке скважин после завершения бурения.

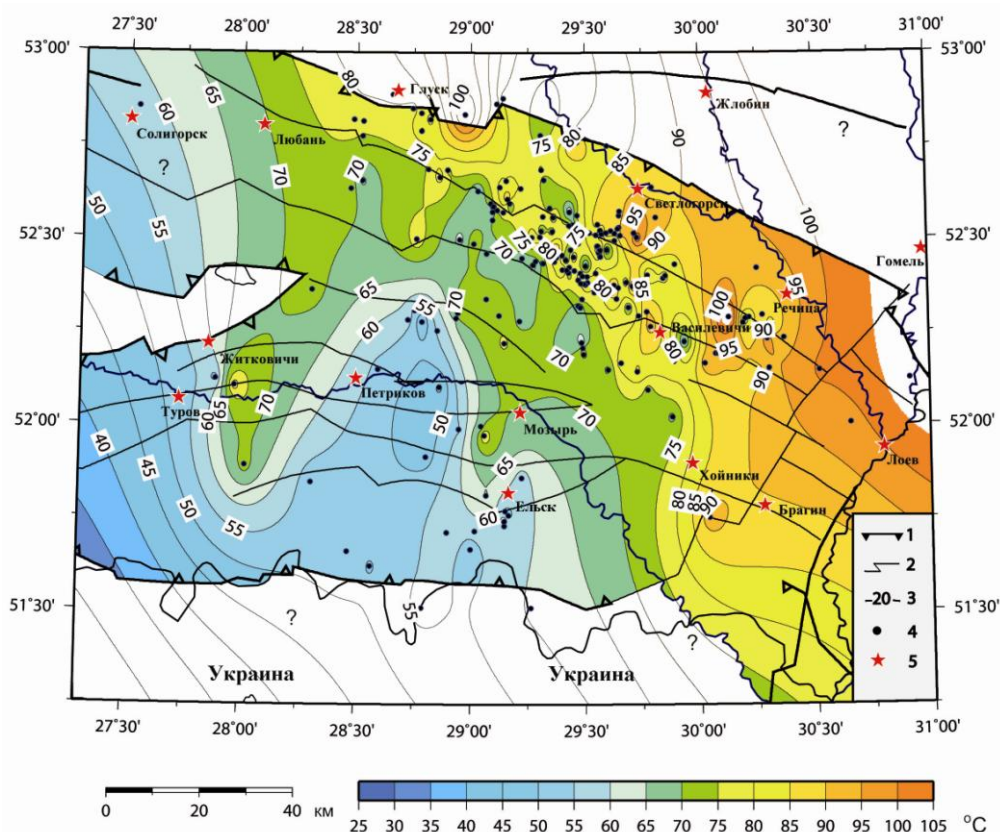


Рисунок 3. Схема распределения температуры на глубине 4 км. Обозначения см. на рис. 2.

Тепловая аномалия северной зоны прогиба оконтурена изолинией 80 °C внутри которой отдельные значения превышают 90–100 °C. Полоса с температурами более 70 °C продолжается в Днепроовско-Донецкую впадину и Гремячский погребенный выступ. За пределами Северо-Припятского разлома измерения на глубине 4 км отсутствуют и изотермы проведены путем экстраполяции. Глубина скважин в северной части Туровской депрессии не позволяет уверенно подтвердить аномалию даже по расчетным данным. Фоновые значения температуры представлены полосой 60–70 °C. Южнее и западнее ее простирается более холодная зона, ее границы требуют уточнения. На всех картах с ростом глубины температурное поле имеет общие черты при росте температуры с глубиной.

Тепловой поток. Сложное распределение плотности теплового потока в пределах Припятского прогиба представлено на рис. 4, изменяющегося в широких пределах от менее 40 мВт/м² до 100 и более в ядрах соляных куполов. Многире исследователи (Атрощенко П.П., Жук М.С., Зуй В.И., Левашкевич В.Г., Пархомов М.Д., Ходырева Э.Я., Цыбуля Л.А. и др.) отмечали увеличение с глубиной его интервальных значения из-за влияния: контраста теплопроводности горных пород, тектонических условий; фильтрации подземных вод и рассолов, радиогенной теплогенерации и др.

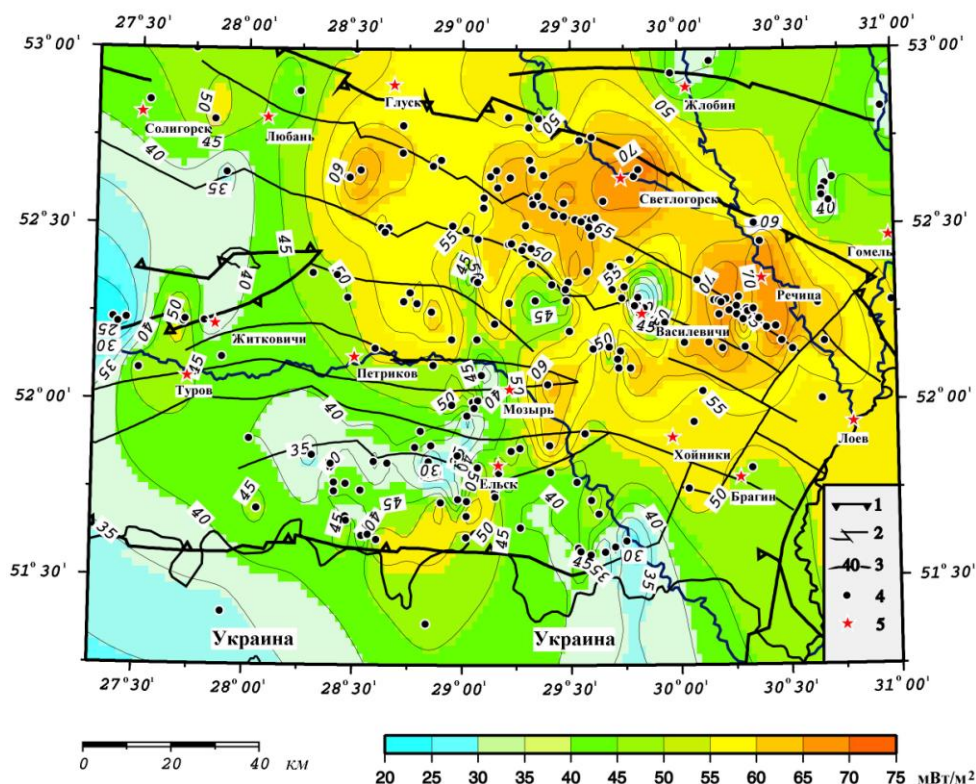


Рисунок 5. Плотность теплового потока Припятского прогиба. Обозначения: см. на рис. 2.

Для оценки роли радиогенной теплогенерации изучена концентрация изотопов урана тория и калия по отдельным образцам фундамента прогиба. При этом не выявлено ее однозначного соответствия с тепловым потоком. В некоторых случаях она согласуется с потоком, однако по ряду скважин северной зоны прогиба с потоком до 60–70 мВт/м² теплогенерация по изученным образцам оказалась низкой. Ее повышенные значения в северной зоне прогиба отмечены в скв. Барсуки 60 (2,15 мкВт/м³) и Судовица 7 (5,5 мкВт/м³). Для других изученных по малому количеству образцов скважин она снижается от 0,56–1 мкВт/м³. Видимо здесь поступление тепла в подошву чехла по сети глубинных разломов влияет на тепловой поток, это согласуется с повышенным содержанием гелия в подземных водах (Поляк, 1988).

Существенное влияние на величину потока оказывает соляной тектогенез. Перераспределение теплового потока рассмотрим на примере Тишковского соляного купола. Для этого определены его интервальные значения в скважинах вдоль профиля. Затем построены изолинии потока с использованием программного пакета GMT, рис. 6. В верхней части разреза до юрских отложений поток изменяется от 20 до 40–50 мВт/м². На глубине более 1200 м он возрастает до 60–70 мВт/м². Наибольшие изменения происходят в теле соляного купола. К ядру криптодирапы плотность потока может превышать 100 мВт/м². Это вызвано контрастом теплопроводности каменной соли и терригенных пород. По мере удаления от купола тепловой поток снижается, приближаясь к фоновым значениям.

В южной и западной зонах прогиба происходит снижение потока. В окрестности же н.п. Василевичи он определен лишь для надсолевых отложений, где ощущается влияние приповерхностных факторов, что нашло отражение в пониженной плотности потока.

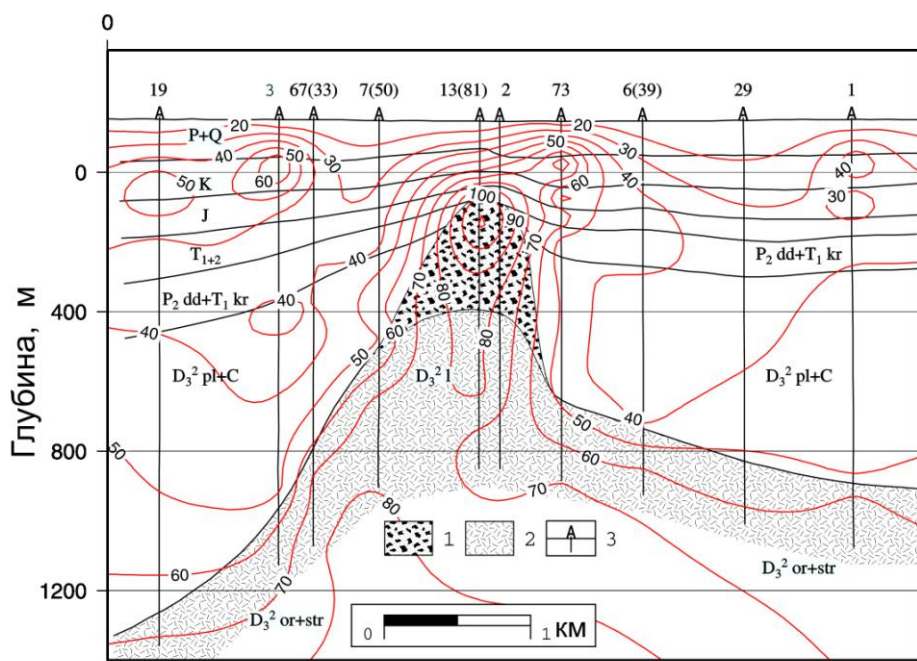


Рисунок 5. Геолого-геотермический разрез через Тишковский соляной купол и характер изменения плотности теплового потока в его окрестности. Форма купола – по П.Б. Цалко, изолинии потока – В.И. Зуй по интервальным значениям М.С. Жука: 1 – породы кепрока; 2 – отложения каменной соли; 3 – буровые скважины.

Особенностью Припятского прогиба является высокая минерализация глубоких горизонтов, где выявлены горячие рассолы с содержанием растворенных солей до 350 – 400 г/л. В мире известна одна геотермальная установка Neustadt-Glewe (Sanner, 2007), расположенная между Берлином и Гамбургом, эксплуатирующая термальные рассолы с минерализацией 200 – 220 г/л. Исследования по использованию рассолов с более высокой минерализацией не проводились.

Методика определения плотности геотермальных ресурсов

Геотермальные ресурсы – это та часть геотермальной энергии, которая может быть экономически рентабельно извлечена в настоящее время или в ближайшем будущем. Геотермальные резервы – это часть ресурсов, которая может эксплуатироваться в настоящее время и подтверждается данными бурения, геологическими, геофизическими и геохимическими исследованиями. Существует ряд методик определения плотности распределения геотермальных ресурсов (Дядькин и др., 1991; Franko, Kral, 1994; Hurter, Haenel, 2002; Sliapura et al., 2000; Вайнблат и др., 1982; Богуславский, 1984; Дядькин, 1985). Для количественной оценки извлекаемых ресурсов подземного тепла используют плотность ресурсов геотермальной энергии, отнесенной к 1 м² земной поверхности и измеряемый в Дж/м² либо кг.у.т./м².

В зависимости от принятой методики определения плотности геотермальных ресурсов, температуры геотермального горизонта, мощности и глубины залегания продуктивного пласта, тепловых параметров горных пород, прежде всего – объемной теплоемкости, значения плотности могут несколько отличаться. Нами принята методика расчета плотности геотермальных ресурсов, описанная в (Hurter, Haenel, 2002). Весьма важным условием при этом является наличие термограмм скважин. Рассмотрим кратко плотность извлекаемых ресурсов подземного тепла на примере западной части Беларуси.

Картосхема геотермической изученности в пределах западной части Беларуси (территории Гродненской и Брестской областей) представлена в обобщенном виде на рисунке 6.

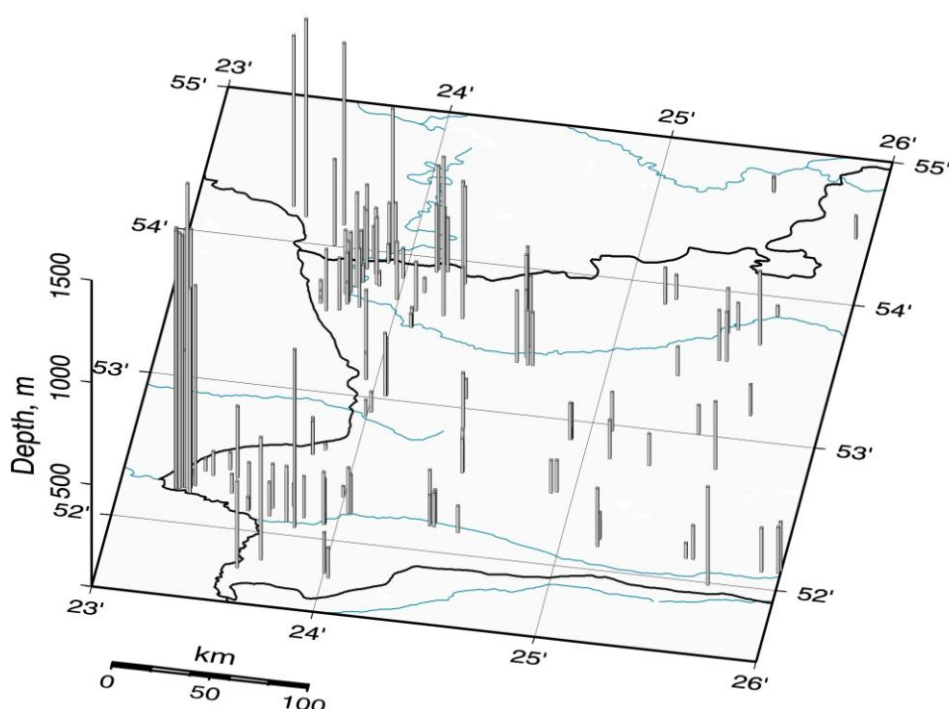


Рисунок 6 – Картосхема геотермической изученности западной части Беларуси.

Расположение скважин в пределах региона неравномерное. Наибольшее их количество находится в западной части Гродненской и Брестской областей. Изученные в геотермическом отношении глубокие скважины Подляско-Брестской впадины вытянуты вдоль государственной границы Беларуси с Польшей. Наибольшее количество термограмм здесь имеется в пределах Прибугской локальной структуры площадью около 4 x 9 км, где находится одноименное газовое хранилище. В восточной части картосхемы количество изученных скважин уменьшается. Их глубина, как правило, не превышает первых сотен метров (обычно 100 – 300 м). К наиболее изученным в геотермическом отношении следует отнести территорию Брестского и Каменецкого районов Брестской области, а также территорию Гродненского района Гродненской области. В юго-западной

части Беларуси имеется больше геотермических измерений по сравнению с остальной рассматриваемой территорией.

Важным аспектом, влияющим на построение кондиционных карт распределения температуры, является качество исходных термограмм скважин. На рисунке 3 приведен ряд термограмм, зарегистрированных в скважинах западной части Брестской области.

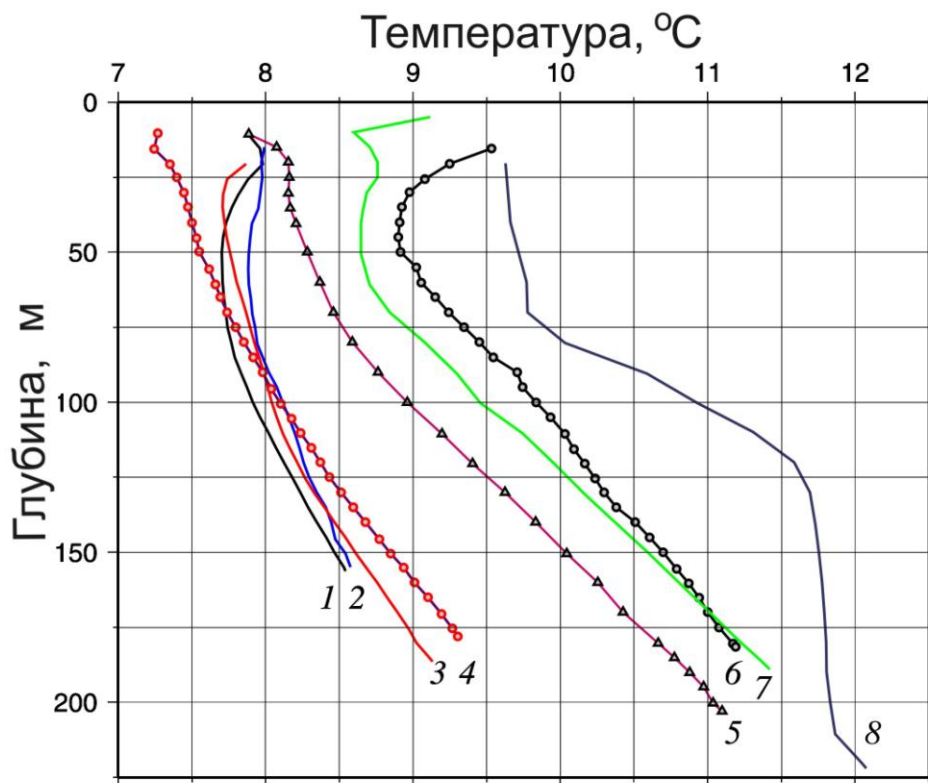


Рисунок 7 – Пример термограмм скважин Подляско-Брестской впадины.

Обозначения термограмм скважин: 1 – Береза 17, 2 – Береза 2, 3 – Косово, 4 – Каменюки 1, 5 – Кошелево 24, 6 – Черни 2, 7 – Жабинка 7, 8 – Жабинка 1.

Все термограммы, за исключением термограммы скважины Жабинка 1, зарегистрированы, когда в скважинах не отмечены заметные искажения теплового поля массива горных пород. В скважине же Жабинка 1 тепловое поле было нарушено длительной откачкой подземных вод. Термограммы скважины Вычулковская 201, расположенной на территории Тепличного комбината «Берестье» на восточной окраине г.

Брест, приведена на рисунке 8. Одна термограмма до глубины 900 м зарегистрирована по истечении 3-х месяцев после остановки бурения. Вторая термограмма до глубины 1510 м – при выстойке скважины 19 сут.

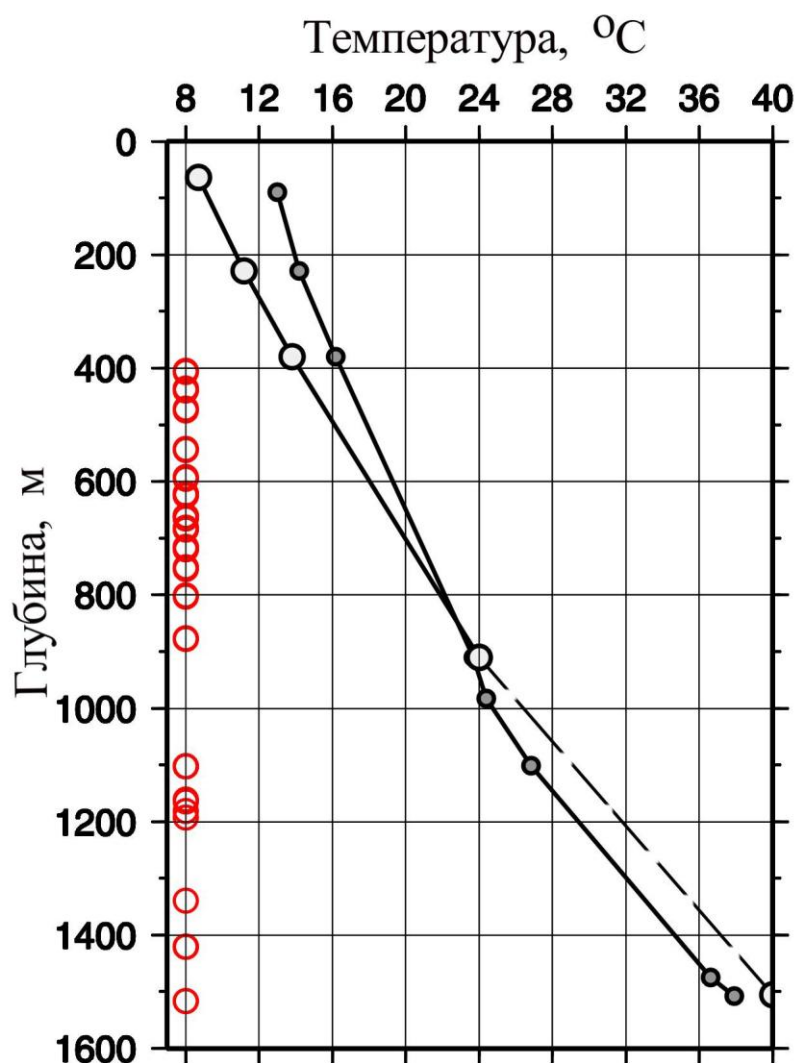


Рисунок 8 – Термограмма скважины Вычулковская 201, зарегистрированная при положении промежуточного забоя 913 м после нахождения скважины в покое около 3 месяцев (штриховой линией показана прогнозная часть термограммы) и после достижения проектного забоя 1520 м (сплошная линия с серыми точками).

В верхней части разреза разница в значениях температуры на двух термограммах достигает 5 °C. Температура на забое скважины на глубине 1520 м приближается к 40 °C, однако горные породы здесь имеют низкую пористость. В результате использован интервал 630 – 1003 м для получения пресной теплой воды с температурой 24 – 25 C на устье скважины с дебитом до 42 м³/час. На базе этой скважины построена геотермальная станция тепловой мощностью около 1 МВт.

Плотность ресурсов геотермальной энергии

Для небольших потребителей тепла в случае децентрализованного геотермального теплоснабжения на практике используют неглубокие скважины (вертикальные схемы отбора тепла), либо горизонтальные циркуляционные системы. С этой точки зрения

представляет интерес рассмотреть плотность ресурсов подземного тепла для небольших глубин. На приведенной ниже схеме распределения плотности ресурсов геотермальной энергии для западной части Беларуси использовано распределение температуры на глубине 100 м, мощность продуктивной толщи пород принята равной также 100 м. Полученные результаты представлены на рисунке 9.

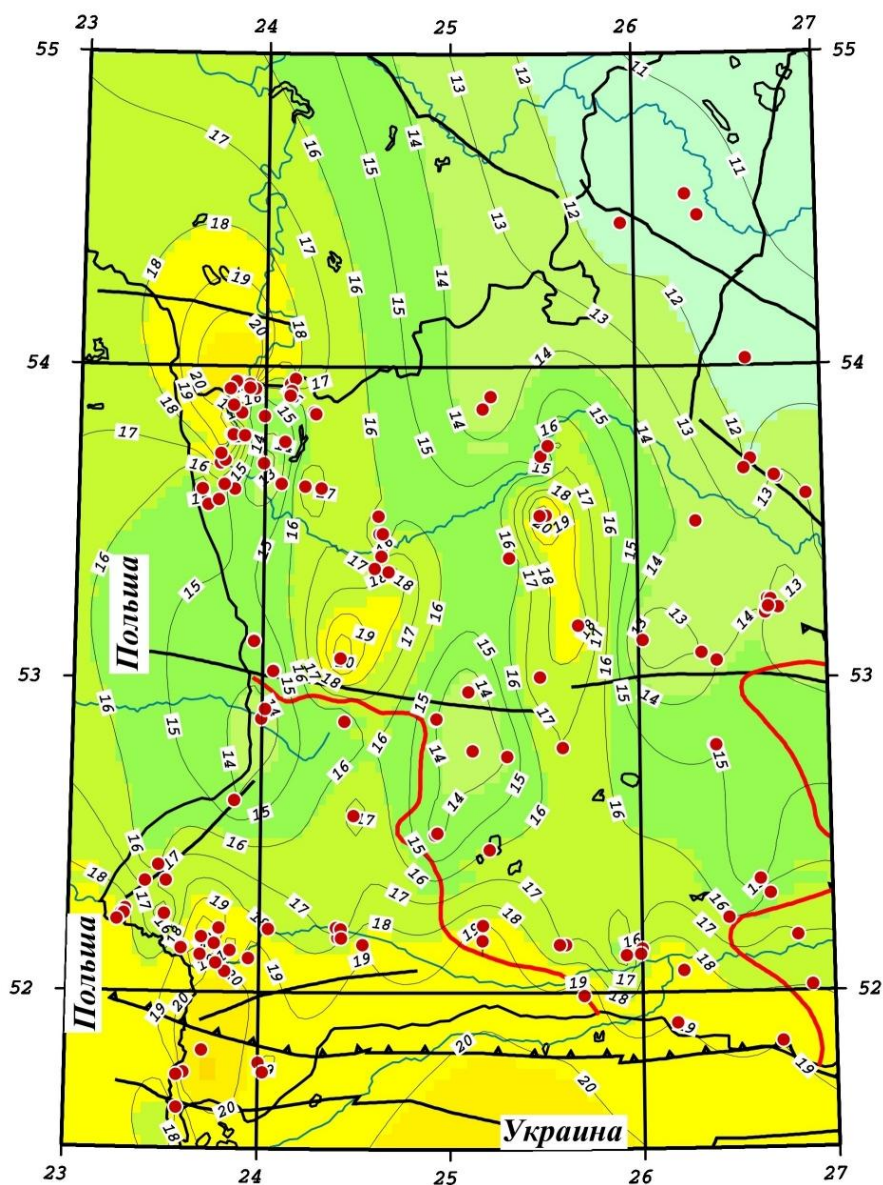


Рисунок 9 – Распределение плотности геотермальных ресурсов в западной части Беларуси в интервале глубины 100 – 200 м.

Обозначения: Красными линиями обозначены границы Белорусской антеклизы с тонким платформенным чехлом (до 500 м), черными – основные разломы в земной коре. Красными точками обозначены положения скважин, изученных в геотермическом плане. Изолинии оцифрованы в кг.у.т./м².

Плотность ресурсов подземного тепла на схеме изменяется менее чем от 12 кг.у.т./м² приблизительно до 25 – 26 кг.у.т./м². Значения более 17 кг.у.т./м² характерны для юго-западной части страны. В геологическом отношении – это территория Подляско-Брестской впадины и Полесской седловины. Узкая полоса повышенных значений

плотности геотермальных ресурсов вытянута в направлении населенных пунктов Кобрин – Пружаны, а также выделена в районе г. Гродно.

Результаты изучения распределения температуры на глубинах 100 и 200 м, а также на кровле более глубоких горизонтов – кембрийского и протерозойского геотермальных горизонтов показывают, что в регионе имеются ресурсы низкоэнталийного подземного тепла.

Плотность ресурсов геотермальной энергии кембрийского геотермального горизонта, глубины от первых сотен метров на востоке до 1000 - 1100 вблизи белорусско-польской границы представлена на рисунке 10.

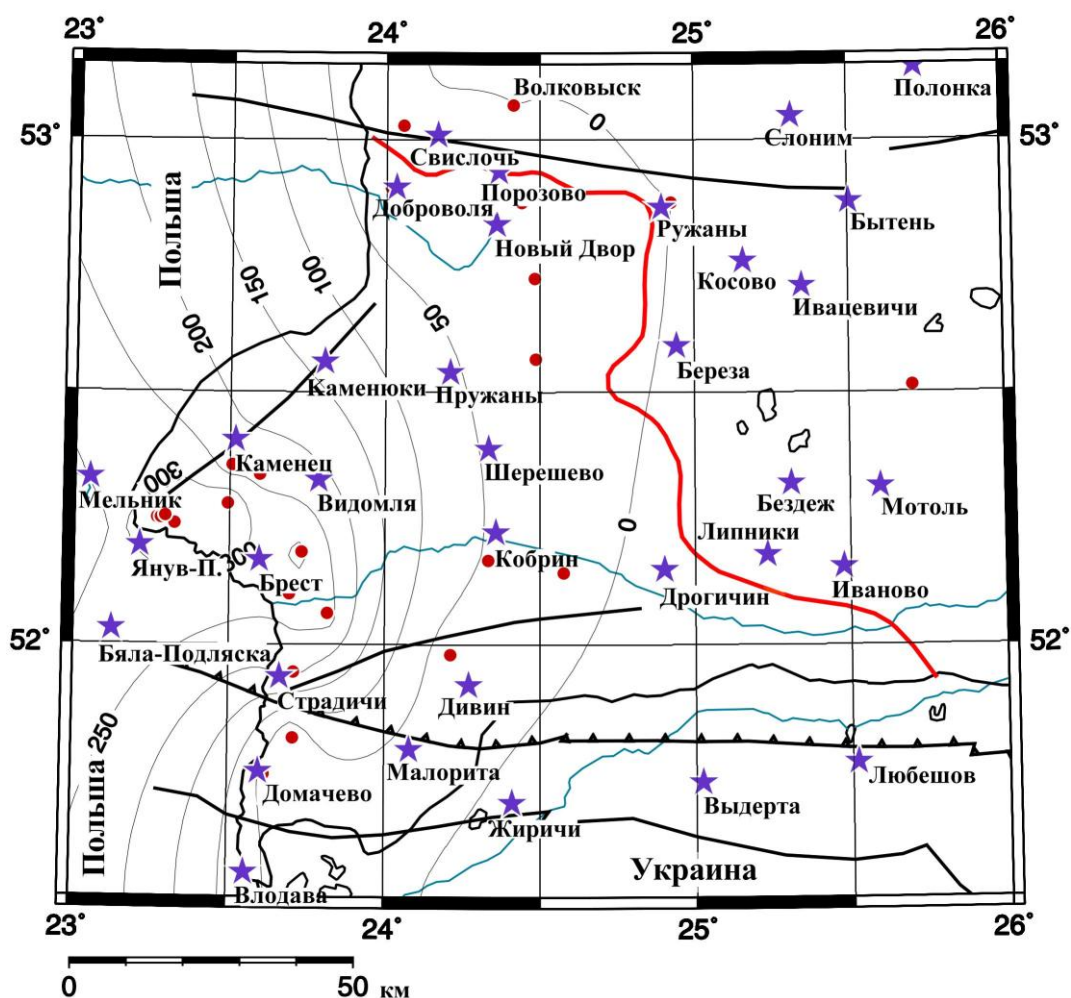


Рисунок 10 – Распределение плотности геотермальных ресурсов, заключенных в кембрийских отложениях Подляско-Брестской впадины, кг.у.т./м².

Обозначения: красной линией изображена граница ПБВ; черными линиями показаны основные разломы. Изолинии плотности ресурсов оцифрованы в кг.у.т./м².

Плотность ресурсов геотермальной энергии в кембрийских отложениях региона изменяется в широких пределах достигая максимальных значений 350 кг.у.т./м² (Зуй, 2007) северо-западнее Бреста на участке, прилегающем к белорусско-польской границе, в частности, в пределах хорошо изученной в геотермическом отношении Прибугской

структуры. По направлению к внешним границам впадины происходит снижение плотности ресурсов подземного тепла. Оно обусловлено как уменьшением глубины залегания кембрийских отложений а, следовательно, и температуры на их кровле и подошве, так и снижением их мощности. Нулевые значения наблюдаются в полосе вдоль границы Подляско-Брестской впадины с Белорусской антеклизой, Полесской седловиной и Луковско-Ратновским горстом, где кембрийские отложения выклиниваются. В районе крупного промышленного центра – г.Бреста плотность ресурсов подземного тепла заключена в интервале 250 - 300 кг.у.т./м². В южном направлении происходит их снижение до значений менее 50 кг.у.т./м², В треугольнике населенных пунктов Каменец – Доброволья – Шерешево отсутствуют изученные в геотермическом отношении скважины. Севернее линии, проходящей через населенные пункты Каменец, Каменюки, Пружаны, Косово, изолинии плотности ресурсов экстраполированы, они лишь приближенно отображают ситуацию, эта территория находится на границе распространения отложений кембрийского возраста.

В нижележащей толще осадочных отложений породы венда и рифея имеют меньшую проницаемость по сравнению с песчаниками кембрия, однако значения температуры здесь увеличиваются по наиболее глубоким скважинам до 38–41 °С. С ростом глубины залегания этого геотермального комплекса ухудшается его геотермическая изученность, лишь единичные термограммы, за исключением Прибугской структуры и скважины Вычулковская 201, имелись для выполнения расчетов плотности геотермальных ресурсов. Из-за меньшей мощности толщи протерозойских отложений плотность геотермальных ресурсов сопоставима с данными, полученными для кембрийского горизонта (Зуй, 2007).

По результатам изучения плотности ресурсов геотермальной энергии в качестве первоочередных участков для практического использования подземного тепла в западной части страны можно рекомендовать центральную и северную части Брестского района в частности – территорию, заключенную в промежутке между населенными пунктами Знаменка – Брест Лыщицы. Здесь установлены максимальные значения температуры на подошве платформенного чехла 37 –40 °С, а плотность ресурсов геотермальной энергии достигает 220 – 300 кг.у.т./м², а также территорию Каменецкого района, заключенную к югу от линии, проходящей через населенные пункты Высокое – Каменец – Видомля. Здесь максимальные значения температуры на подошве платформенного чехла достигают 38 – 41 °С, а плотность ресурсов геотермальной энергии достигает 250 – 320 кг.у.т./м².

Использование подземного тепла возможно на всей остальной территории западной части Беларуси, где значения температуры на глубине 100 м не превышают 8 – 9 °С. Однако тепловая мощность геотермальных установок здесь будет ниже 50 – 100 кВт.

Не останавливаясь отдельно на территории Гомельской области, в геологическом отношении основную часть которой занимает Припятский прогиб, лишь отметим, что толщина платформенного чехла здесь достигает 4 – 5,5 км а значения температуры в отдельных скважинах увеличивается до 80 – 115 °С. В результате плотность ресурсов подземного тепла повышается до значений более 1000 кг.у.т./м² (Zui, 2004; Zui, Mikulchik, 2005; Zui et al., 2008).

Основные технологические схемы извлечения подземного тепла

В большинстве случаев извлечение геотермальной энергии из наиболее прогретых глубоких горизонтов осуществляется в мировой практике путем откачки пластовых флюидов из подземных горизонтов. После отбора тепла из минеральных вод и рассолов они подлежат возврату в те же отложения. Существует ряд схем отбора тепла с использованием скважинных теплообменников. Технология скважинных теплообменников не требуют откачки подземных вод, либо рассолов, при этом отсутствует гидравлическая связь скважины с массивом горных пород. Еще одним способом отбора тепла являются грунтовые теплообменники, передача тепла грунтового контура, в котором циркулирует низкотемпературная жидкость, например этиленгликоль, рисунок 11.

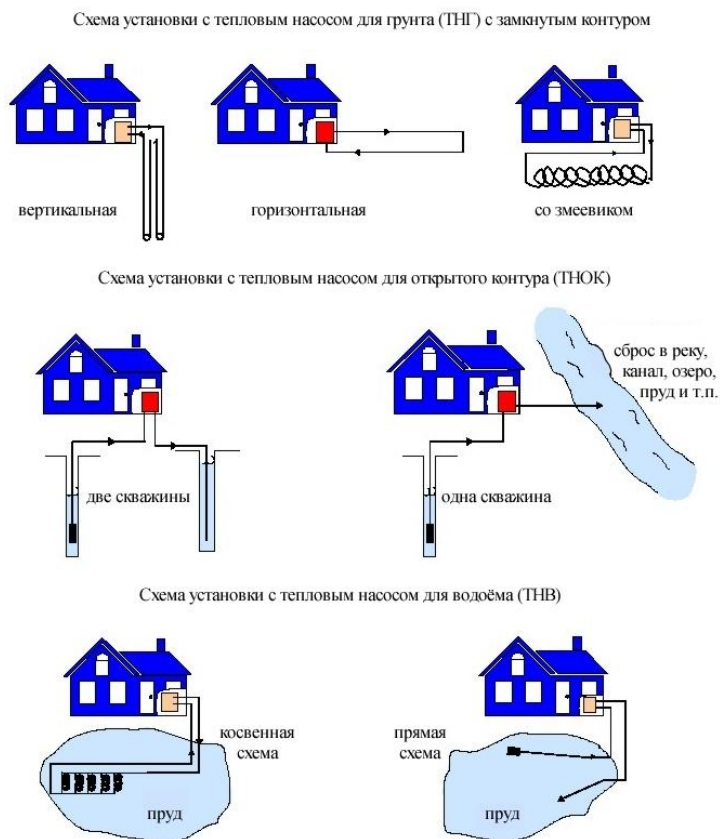


Рисунок 11 - Основные схемы извлечения тепла из скважин, грунта, подпочвенных, либо поверхностных источников (Kevin Raffery, 2001).

Еще один тип открытого циркуляционного контура, показанный на рисунке 11, – это использование воды из реки, либо озера. После прохождения ее через тепловой насос вода сбрасывается в пруд, озеро, либо реку.

Схемы с закрытым вертикальным контуром могут использовать скважины (вертикальная схема), когда тепло отбирается либо через замкнутый U-образный контур, опущенный в пробуренную скважину, либо с горизонтальным циркуляционным контуром. Первые из них требуют только небольшого земельного участка для размещения скважин.

Модификацией схемы с горизонтальным контуром является горизонтальный спиралевидный контур. Эта схема распространена большей частью на Северо-Американском континенте. Здесь в узкую траншею, выфрезированную смонтированным на тракторе устройством, опускается спиралевидный контур, который засыпается грунтом.

Обоснование и выбор геотермальных горизонтов необходим, прежде всего, для вертикальных схем, использующих буровые скважины. При этом, чем выше температура насыщающего поровое пространство флюида (пресная, либо минеральная вода, а также горячие высокоминерализованные рассолы), тем большую температуру теплоносителя можно поднять на земную поверхность и подать ее на вход теплового насоса. С этой точки зрения для создания геотермальной установки большей мощности интерес представляют не столько приповерхностные водоносные горизонты, сколько глубокозалегающие.

Геотермальные установки Беларуси

В настоящее время в Беларуси с учетом объектов коттеджного строительства количество действующих геотермальных установок на базе тепловых насосов приближается к 100. Около 10 теплонасосных установок в целом небольшой мощности, работают на базе водозаборных скважин глубиной до 100м, они обеспечивают сезонное отопление зданий. В ноябре 2009 года введена в работу геотермальная установка на Гребном канале в Гомеле, ее тепловая мощность – 86 кВт. Общая тепловая мощность всех работающих тепловых насосов в Беларуси около 5,5 МВт, тогда как, например, в Швеции их порядка 270 000, в Швейцарии эксплуатируется около 40 000 таких установок. Даже в

Эстонии их количество достигает 5 000. Схема расположения ряда действующих и проектируемых геотермальных установок приведена на рисунке 12.

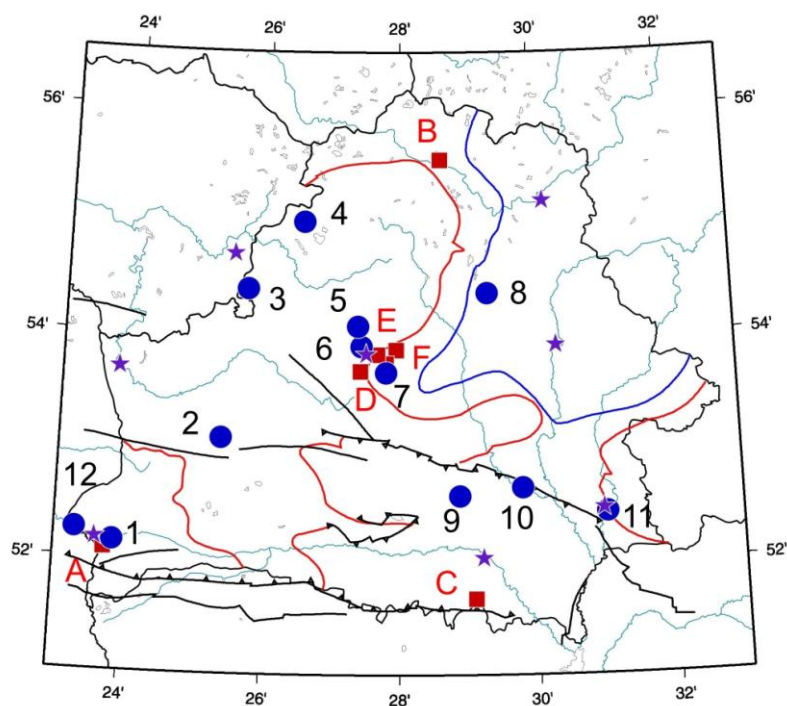


Рисунок 12 – Расположение отдельных геотермальных установок Беларуси, действующих (красные квадратики), строящихся и проектируемых (голубые кружки).

Обозначения: **A** – Водозабор Мухавецкий, **B** – Речной водозабор в Новополоцке, **C** – пограничный переход Новая Рудня, **D** – водозабор Вицковщина, **E** – канализационные станции №2, 6, 19, 24 в Минске, **F** – водозабор Фелицианово, **G** – жилой дом в д. Ровенская Слобода, 1 – геотермальная станция «Берестье», 2 – предприятие в г. Слониме, 3 – погранпереход Каменный Лог, 4 – база отдыха на оз. Малые Швакшты, 5 – жилой дом в д. Карнютки, Воложинский район, 6 – спорткомплекс юношеского олимпийского резерва, г. Минск, 7 – банно-прачечный комбинат в д. Заозерье возле Руденска, 8 – кафе, гостиница в д. Плиса Крупского р-на, 9 – создание теплообменника в скв. Борисовская 504 (опытные работы), 10 – создание теплообменника в скв. Березинская 1 (опытные работы), 11 – гребной канал в г. Гомеле, 12 – здание вахтового городка геологов, д. Орля Каменецкого р-на.

В Беларуси в январе 2010 г. завершено строительство пилотной геотермальной станции проектная тепловая мощность – 1 МВт на восточной окраине г. Бреста в КСУП «Тепличный комбинат «Берестье» на базе скважины Вычулковская 201. Ее ввод в опытную эксплуатацию планируется в первом квартале 2010 года. Тогда тепловая мощность геотермальных установок Беларуси возрастет до 5,5 МВт.

На рисунке 13 слева приведена в качестве примера теплонасосная установка, созданная на базе двухступенчатого компрессионного теплового насоса фирмы Carrier,

США (Жидович, Белый, 2003), смонтированная на канализационно-насосной станции 19 в дер. Новый Двор Минского района.



Рисунок 12 – Теплонасосная установка, смонтированная на канализационной станции 19 возле Минска, использующая в качестве источника тепла температуру подземной воды из мелкой скважины, и здание, отапливаемое этой установкой.

На рисунке справа показано здание с пристройками, отапливаемое теплонасосной установкой. В качестве теплоносителя в первичном контуре теплового насоса используется подземная вода, отбираемая из мелкой скважины с температурой менее 10 °С и использовавшаяся ранее для технологических нужд. Ранее на объекте была построена газовая отопительная котельная. Ее дымовая труба видна на заднем плане справа. Газовая котельная используется для покрытия пиковой нагрузки в наиболее холодные дни года. Ее включают в работу лишь в отдельные годы на несколько дней. В настоящее время эта котельная в режиме отопления практически не используется.

Первые геотермальные установки в Беларуси были введены в работу на водозаборах, в основном в Минске и Минском районе начиная с середины 90-х годов прошлого столетия. По состоянию на 2011 год в эксплуатации находилось около 100 геотермальных установок из них около 30 – производственного назначения, использующие низкоэнтальпийную геотермальную энергию. Отбор подземного тепла осуществляется разными методами: откачкой подземных вод с последующим отбором тепловой энергии тепловыми насосами, из грунта с помощью горизонтальных, либо вертикальных (скважинные теплообменники) циркуляционных систем. Обычно температура подземного источника, изменялась от 7 до 10°С.

Исключение составляет геотермальная станция Тепличного комбината «Берестье», расположенного на восточной окраине Бреста. Здесь глубокая скважина Вычулковская 201, обеспечивает отбор теплой пресной воды из кембрийских отложений, распространенных здесь до глубины около 1000 м.

Ее дебит достигает 42 м³/час, температура воды на устье 24 – 25°C, рис.1. На станции установлены 2 тепловые насосы Daikin типа EWWD 440MBYN, мощностью по 505 кВт, рис. 2. Система теплоснабжения обеспечивает в осеннее-весенний период отопление площади ≈ 1,5 га, а в зимнее межсезонье – до 2 га теплиц. Температура на выходе тепловых насосов может достигать 50 – 55°C. Коэффициент преобразования насоса изменяется от 2,7 до 3,0.



Рисунок 1 – Устье скважины Вычулковская 201 для получения теплой воды.



Рисунок 2 – Тепловые насосы фирмы Daikin, геотермальной станции «Берестье».

Геотермальная установка на пограничном и таможенном переходе Новая Рудня в Ельском районе потребляет грунтовую воду, действует. Здесь пробурены 3 скважины глубиной по 20 м, извлекающие воду с температурой около 9°C, для питания первичного контура теплового насоса типа Carrier тепловой мощностью 273 кВт. Он обеспечивает отопление четырех зданий. Развиваемая температура - до 63°C в зависимости от температуры наружного воздуха. Переход расположен в лесном массиве в стороне от крупных населенных пунктов, где нет действующих источников теплоснабжения.

Геотермальная установка устойчиво работала в течение в течение нескольких отопительных сезонов с октября по апрель (около 7 месяцев в году). В летнее время она выводится из работы и в этот период выполняются необходимые работы по ее техническому обслуживанию.



Рисунок 3 – Тепловой насос Carrier Global Chiller 30HXC 080-375 на пограничном переходе «Новая Рудня» в Ельском районе, Гомельской обл.



Рисунок 4 – Комплекс из 4-х зданий, отапливаемых теплонасосной геотермальной установкой на пограничном и таможенном переходе «Новая Рудня». Установка смонтирована в одном из помещений в одноэтажном сооружении, изображенном справа вверху на ближнем плане.

Занятие 14

Охрана подземных вод

Вопросу охраны подземных вод придается всё возрастающее значение по мере развития промышленного и сельскохозяйственного производства, а также роста населения планеты.

Интенсивное развитие промышленного производства во второй половине XX в. поставило перед человечеством трудноразрешаемые проблемы, связанные с истощением природных ресурсов планеты и необходимостью утилизации стремительно возрастающих в объемах отходов промышленного производства. Так, по оценкам Е.В. Пиннекера (1984), за последние 30 лет было использовано втрое больше сырья и в связи с этим получено втрое больше отходов производства, чем за всю предыдущую историю человеческого общества. Это в свою очередь определило появление двух наиболее актуальных проблем современности: проблемы *охраны и рационального использования природных ресурсов* Земли и проблемы *охраны среды обитания* человека (и не только человека) — охраны так называемой природной среды. Различные аспекты этих проблем в настоящее время широко освещаются в российской и зарубежной прессе.

Названные выше проблемы полностью относятся и к гидросфере планеты, в том числе к подземной части гидросферы. Применительно к подземным водам эти общие задачи формулируются как проблема *охраны и защиты* подземных вод от истощения и загрязнения, являющаяся новым направлением гидрогеологии, значение которого в последнее время стремительно возрастает. Актуальность этой проблемы, ее научное и практическое значение становятся особенно очевидными, если вспомнить о том, что подземные воды, с одной стороны, являются важнейшим компонентом *природных ресурсов* планеты, использование которого растет чрезвычайно быстрыми темпами (см. гл. 14, 15), а с другой — компонентом *природной среды*, антропогенные изменения которого (истощение, загрязнение) оказывают определенное (часто негативное) воздействие на ряд других компонентов природной среды, таких, как поверхностные воды, почва, верхняя часть разреза горных пород и через них — на растительность, животный мир и человека (Белоусова и др., 2006).

Наличие таких связей определяет необходимость рассматривать подземные воды в качестве одного из важнейших элементов природных экосистем, антропогенные нарушения которого могут иметь далеко идущие последствия.

16.1. Охрана подземных вод от истощения

Трактовка и содержание проблемы *охраны и рационального использования природных ресурсов* существенно различны в зависимости от вида ресурсов. Само понятие “охрана от истощения” неприменимо к месторождениям минерального сырья (железа, нефти и др.). Объемы этих минеральных ресурсов неизбежно являются *конечными* и речь может идти только об их экономии и рациональном использовании. Термин “охрана от истощения” используется только применительно к *возобновляемым* природным ресурсам, в качестве которого в экономическом и экологическом аспектах обычно рассматриваются природные ресурсы *растительного и животного* мира планеты. Как мы видели раньше, запасы подземных вод также обладают этим уникальным свойством — возобновляемостью (см. гл. 14). Однако сейчас мы достаточно четко представляем, что они, как и другие возобновляемые природные ресурсы планеты, не являются *неисчерпаемыми*. Во всех случаях *использование* (эксплуатация) запасов подземных вод должно соотноситься с величинами их *возобновления* в естественных и нарушенных условиях. При отборе воды в объеме, превышающем величины возобновления, происходит невозполнимая сработка запасов подземных вод, что с течением времени неизбежно приводит к их *истощению*.

В результате истощения запасов подземных вод происходит снижение их уровней до глубин, превышающих расчетные значения “допустимых понижений” (в случае глубоких напорных горизонтов — до глубин, при которых современная эксплуатация становится экономически невыгодной). С “истощением” может быть связано осушение грунтового водоносного горизонта, а относительно реже — и верхних горизонтов напорных подземных вод. Это в определенных случаях приводит к сокращению поверхностного (речного) стока, изменению водного режима и баланса природных ландшафтов и, как следствие, к изменению водного режима почвенного слоя, гибели или угнетению растительности и т.д.

Истощение запасов подземных вод со снижением их уровней и осушением водоносных горизонтов может быть связано с эксплуатацией различных видов подземных вод; с осушением верхней части разреза в районах горнодобывающей промышленности (шахтный или карьерный водоотлив); с изменением естественных условий питания и разгрузки подземных вод в результате крупного городского или промышленного строительства, вырубки леса, снижения уровня поверхностных вод в реках или озерах и т.д.

Как было указано в гл. 14, при оценке запасов месторождений подземных вод рассчитываются и обосновываются величины так называемых “допустимых понижений уровня”. Формирование этих понижений на крупных водозаборах, конечно, может привести к негативным последствиям (см. ниже), однако, исходя из современных требований эти последствия должны оцениваться при прогнозе водоотбора. Само понятие “эксплуатационные запасы подземных вод” исключает опасность истощения месторождения в течение всего расчетного срока его эксплуатации (см. гл. 14). Однако в реальных условиях опасность истощения запасов подземных вод при их интенсивной эксплуатации все-таки существует. Она может быть связана с увеличением водоотбора сверх утвержденного объема эксплуатационных запасов без доразведки месторождения и переутверждения запасов; с наличием неучтенных потребителей, эксплуатирующих подземные воды без специальной разведки и утверждения запасов; с ошибками в оценке эксплуатационных запасов и прогнозе водоотбора, которые, к сожалению, еще нередки при разведке месторождений подземных вод в сложных гидрогеологических условиях, особенно при оценках взаимодействия системы крупных водозаборных сооружений, эксплуатирующих один и тот же водоносный горизонт.

В настоящее время в России, США, Японии, ФРГ, Мексике и других странах в результате интенсивной эксплуатации запасов пресных вод в районах крупных городов (Москвы, С.-Петербурга и др.) сформированы обширные области понижений уровней (депрессионные воронки), площади которых составляют десятки

тысяч квадратных километров (рис. 16.1). Величины понижений уровней в центральных частях таких региональных воронок достигают 50—80 м и более и в ряде случаев уже превышают величины допустимых понижений. Дальнейшая интенсификация водоотбора в этих условиях неизбежно приведет к истощению запасов подземных вод эксплуатируемых водоносных горизонтов.

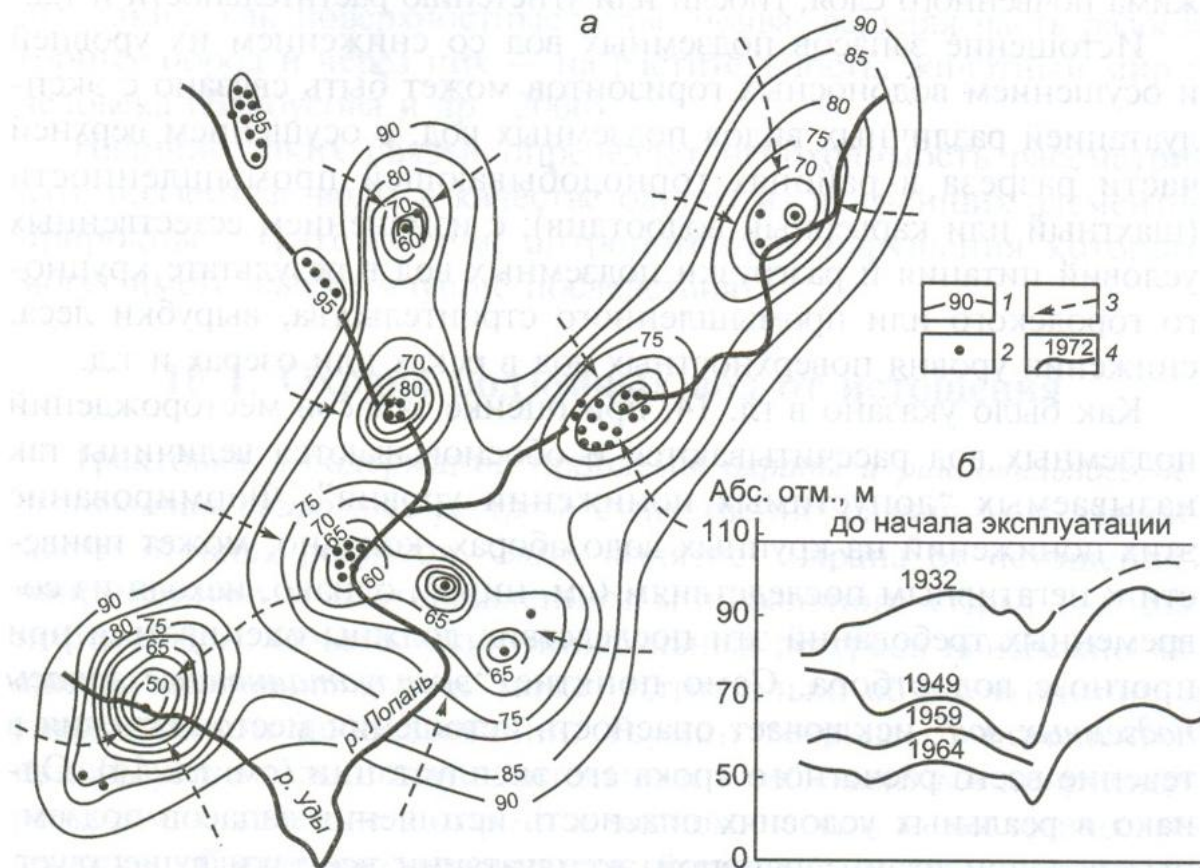


Рис. 16.1. Формирование депрессионной воронки в водоносном горизонте мергельно-меловой толщи в районе Харькова (Гидрогеология СССР. Т. V. 1971): а — карта гидроизопьез водоносного горизонта мергельно-меловой толщи на май 1965 г.; б — развитие депрессионной воронки во времени; 1 — гидроизопьезы мергельно-мелового водоносного горизонта, цифры — абсолютные отметки уровней подземных вод; 2 — водозаборные скважины; 3 — направления движения подземных вод; 4 — положение уровня подземных вод на различные моменты времени

В качестве основных мер, призванных в этом случае решать вопросы “охраны подземных вод от истощения”, обычно рекомендуются: организация строгого контроля за использованием подземных вод, сокращение отбора воды на участках с перепонижением уровня относительно расчетных значений, переоценка запасов подземных вод с учетом опыта эксплуатации и др. В качестве специальных мер, направленных на решение вопросов защиты от истощения и увеличения запасов подземных вод, главным

образом грунтовых водоносных горизонтов (месторождения речных долин и др.), в последние годы в России и особенно за рубежом широко используются специальные инженерные мероприятия по созданию источников дополнительного искусственного восполнения запасов подземных вод (искусственные ресурсы). Это в определенном смысле является мероприятиями по защите подземных вод от истощения. Если вспомнить, что “запасы подземных вод являются неисчерпаемыми *в пределах их возобновления*”, то сразу станет понятна роль создаваемых инженерным путем дополнительных искусственных источников восполнения (питания) запасов подземных вод при решении вопросов их охраны и защиты от истощения.

Осушение верхних водоносных горизонтов и региональное снижение уровней подземных вод могут быть связаны не только с их интенсивной эксплуатацией, но и с глубоким осушением горных выработок (шахты, карьеры) при эксплуатации месторождений полезных ископаемых. В крупных горнодобывающих районах (Курская магнитная аномалия, Северо-Уральский бокситовый район, ряд месторождений в США, ФРГ и в других странах) объемы подземных вод, откачиваемых при осушении горных выработок, составляют десятки кубометров в секунду, а величины понижения уровня по сравнению с их естественным залеганием достигают 200—300 м и более (рис. 16.2)¹. Образующиеся при этом региональные депрессионные воронки также распространяются на площади в десятки тысяч квадратных километров.

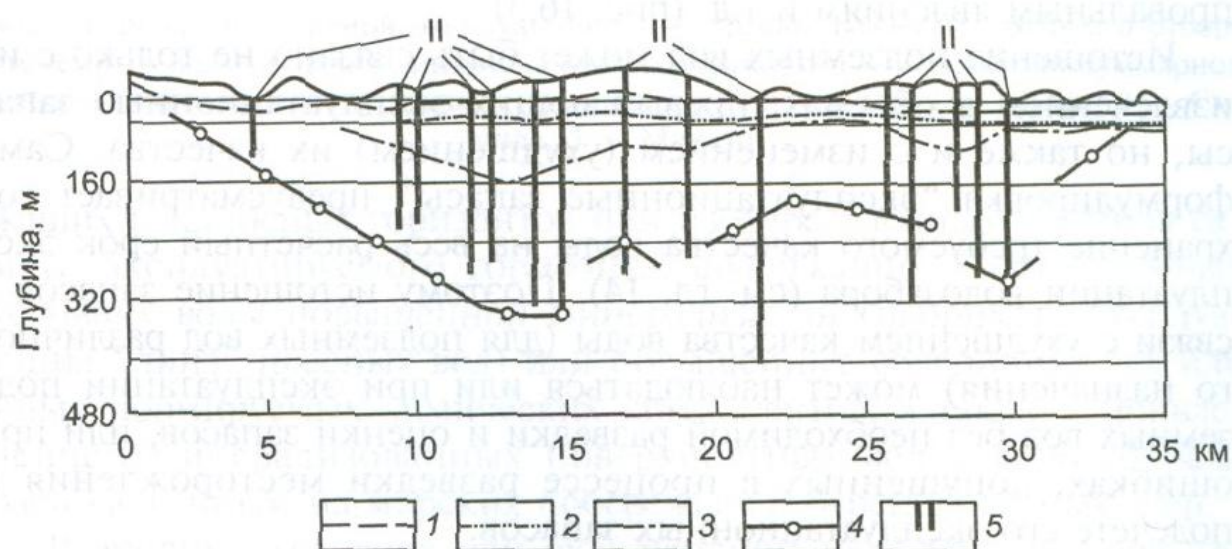


Рис. 16.2. Развитие воронки осушения в Северо-Уральском бокситовом районе (по Е.В. Пиннекеру, 1984): уровень подземных вод: 1 — до начала эксплуатации; 2 — на 1.01.1948; 3 — на 1.01.1965; 4 — на 1.01.1974; 5 — шахты

¹ Следует отметить, что при соответствующем качестве подземные воды, откачиваемые при осушении горных выработок, и в ряде случаев могут использоваться при организации технического и даже питьевого водоснабжения.

Как было указано выше, формирование депрессионных воронок при эксплуатации подземных вод или осушении горных выработок приводит не только к истощению запасов подземных вод. В связи со снижением уровня грунтовых вод с частичным или полным осушением водоносного горизонта, снижением пьезометрических уровней напорных вод происходят существенные изменения условий (и величин) питания и разгрузки подземных вод, сокращение подземного питания рек и озер и, следовательно, уменьшение величин поверхностного стока, а также изменения водного баланса ландшафтов, с чем могут быть связаны серьезные экологические последствия (осушение болот и верховьев гидрографической сети, изменение водного режима почвенного слоя, гибель растительности и др.).

Ниже поверхности земли в связи со снижением уровня грунтовых вод происходит не просто увеличение мощности зоны аэрации, но и более или менее резко выраженные изменения гидродинамических условий, гидрогеологического и термодинамического режима верхней части геологического разреза, что может в свою очередь привести к усилению процессов карстообразования и суффозии, а также к уплотнению осушаемых пород и связанным с этим процессами оседанием поверхности земли, провальным явлениям и т.д. (рис. 16.3).

Истощение подземных вод может быть связано не только с их извлечением в объемах, превышающих эксплуатационные запасы, но также и с изменением (ухудшением) их качества. Сама формулировка “эксплуатационные запасы” предусматривает сохранение требуемого качества воды на весь расчетный срок эксплуатации водозабора (см. гл. 14). Поэтому истощение запасов в связи с ухудшением качества воды (для подземных вод различного назначения) может наблюдаться или при эксплуатации подземных вод без необходимой разведки и оценки запасов, или при ошибках, допущенных в процессе разведки месторождения и подсчете его эксплуатационных запасов.

В случае эксплуатации подземных вод хозяйственно-питьевого назначения “истощение” запасов этого рода, как правило, бывает связано с увеличением общей минерализации или содержания одного (или нескольких) компонента химического состава в количествах, превышающих нормы, определенные ГОСТами или действующими нормативами (см. табл. 14.1). Чаще всего это связано с притоком в процессе эксплуатации подземных вод из нижележащих водоносных горизонтов или из определенных участков самого эксплуатируемого горизонта, содержащих в естественных условиях воды повышенной минерализации (например, эксплуатация “линз” пресных вод) или повышенные содержания тех или иных нормируемых химических компонентов, а также с привлечением минерализованных поверхностных вод к водозаборам, расположенным на морских побережьях и берегах соленых озер.

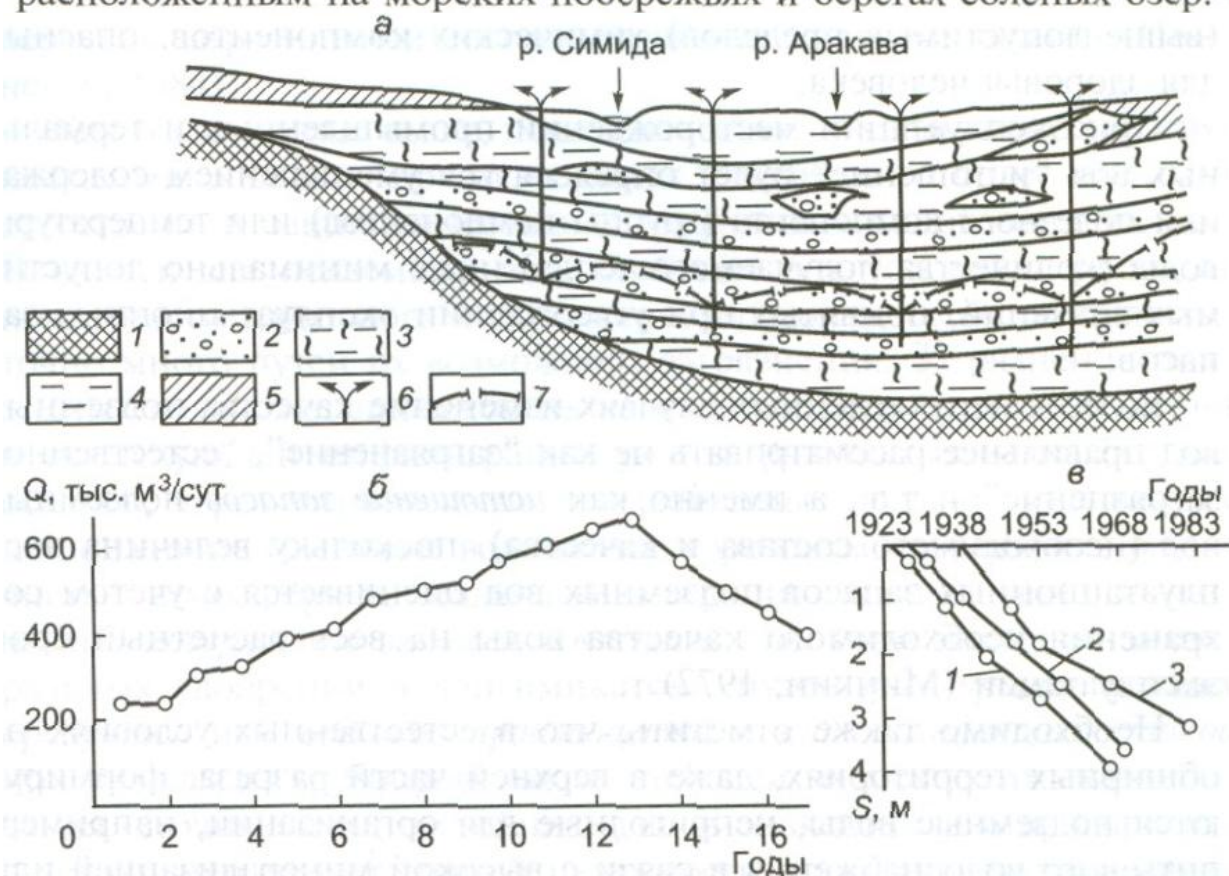


Рис. 16.3. Деформация поверхности земли в районе Токио в связи с интенсивной эксплуатацией подземных вод (по Н.И. Плотникову, 1989): а — гидрогеологический разрез: 1 — коренные породы; 2 — пески, гравий — водоносные горизонты; 3 — глины, суглинки; 4 — глины; 5 — суглинки; 6 — скважины, фонтанировавшие до начала эксплуатации подземных вод; 7 — положение уровня подземных вод в период интенсивной эксплуатации; б — график режима суммарного отбора подземных вод (от начала интенсивной эксплуатации); в — графики суммарной деформации поверхности земли в различных районах Токио (1 — Кото, 2 — Симида, 3 — Микато)

В аридных условиях при эксплуатации межпластовых вод это может быть связано также с притоком минерализованных грунтовых (выщележащих) вод на участках, где в естественных условиях осуществлялась интенсивная разгрузка путем испарения.

При эксплуатации месторождений лечебных минеральных вод истощение запасов за счет изменения качества может быть связано с уменьшением (ниже допустимых пределов) содержания основных “бальнеологических” компонентов состава или увеличением (выше допустимых пределов) химических компонентов, опасных для здоровья человека.

16.2 Охрана и защита подземных вод от загрязнения

Распространение загрязняющих веществ от участков (очагов) загрязнения в самом водоносном горизонте определяется направлением и скоростью движения потока подземных вод (рис. 16.4).

Конвективный перенос загрязняющих веществ потоком подземных вод практически всегда сопровождается проявлением ряда химических (выщелачивание, выпадение в осадок, комплексообразование и др.) физико-химических (сорбция, диффузия, дисперсия) и микробиологических процессов существенно влияющих на состав и содержание тех или иных компонентов (Бочев, 1974). При этом наиболее существенными являются процессы химической и физической сорбции загрязняющих веществ, активно протекающие в почвенном слое, породах зоны аэрации, в самих водоносных горизонтах и разделяющих слабопроницаемых слоях. Наибольшей сорбционной емкостью обычно характеризуются почвы и рыхлые тонкодисперсные, в том числе и слабопроницаемые породы (супеси, суглинки, глины и др.), наименьшей – трещиноватые и карстованные породы, в которых практически все виды загрязнения распространяются сравнительно быстро и на значительные расстояния.

Основными видами загрязнения подземных вод являются *бактериальное, химическое* и так называемое *тепловое* загрязнение.

Бактериальное загрязнение связано с появлением в подземных водах болезнетворных бактерий, что может являться причиной массовых случаев главным образом кишечных заболеваний при использовании загрязненных вод в хозяйственно-питьевых целях. Большинство болезнетворных (патогенных) бактерий, по имеющимся оценкам, в условиях водоносных пластов сохраняют свою жизнедеятельность относительно короткое время (максимально до 1000 сут), поэтому бактериальное загрязнение, как правило, не распространяется на значительные расстояния и носит временный характер.

К сожалению, в настоящее время существуют ограниченные данные о выживаемости и распространении болезнетворных бактерий и вирусов в условиях водоносных горизонтов (см. гл. 4).

Бактериальное загрязнение, как правило, наиболее интенсивно проявляется в первом от поверхности (грунтовом) водоносном горизонте. Очаги загрязнения чаще всего связаны с полями ассенизации и фильтрации, скотными дворами, выгребными ямами, неисправностями канализационных сетей, участками сброса канализационных стоков в поверхностные воды или закачки их в поглощающие колодцы и скважины и т.д.

Оценка бактериального загрязнения воды проводится путем определения содержания наиболее жизнестойких бактерий вида *coli* (кишечная палочка). Вода считается чистой, если в 1 л содержится не более трех кишечных палочек. Для бактериальной характеристики подземных вод чаще используется обратная величина колититр, определяемая количеством кубических сантиметров воды, приходящихся на одну кишечную палочку. Для чистой воды колититр должен быть больше 333 (см. гл. 4).

Кроме содержания кишечной палочки производится оценка общего количества бактерий в 1 мл воды, а в случае подозрения на бактериальное загрязнение воды — определение содержания болезнетворных бактерий, кишечных вирусов и яиц гельминтов (Бочеве́р и др., 1979).

Химическое загрязнение подземных вод является наиболее распространенным и трудноустраняемым. Оно проявляется в наличии (появлении) в подземных водах минеральных и органических веществ, отсутствующих в естественных условиях, или в увеличении концентрации ранее имевшихся компонентов химического состава до значений, резко превышающих их содержание в естественных условиях.

Оценки степени загрязнения подземных вод в настоящее время выполняются главным образом для пресных подземных вод, используемых для хозяйственно-питьевого водоснабжения (Минкин, 1972; Бочеве́р и др., 1979; Плотников, 1989; и др.). При этом к собственно загрязненным водам обычно относят подземные воды, в которых содержание тех или иных нормируемых химических веществ превышает ПДК, что делает их непригодными для использования или даже опасными для здоровья человека. Однако в общем случае на начальной стадии загрязнения содержание тех или иных компонентов может и не достигать значений ПДК, а загрязнение в этом случае будет фиксироваться по появлению в подземных водах химических веществ, отсутствующих в естественных условиях, или по повышению концентраций “естественных” компонентов выше максимальных (фоновых для данного района, водоносного горизонта и т.д.) значений, наблюдаемых в естественных условиях.

Формирование химического загрязнения подземных вод связано в основном с газообразными, жидкими и твердыми отходами промышленного производства, сельскохозяйственной деятельностью, канализационно-бытовыми отходами городов и населенных пунктов.

В зависимости от вида хозяйственной деятельности и состава отходов набор загрязняющих химических веществ может быть чрезвычайно широким. С промышленными отходами в зависимости от характера производства в водоносные горизонты могут поступать железо, цинк, хром, тяжелые металлы, сульфаты, хлориды, цианиды, роданиды; на нефтеперерабатывающих и химических предприятиях — фенолы, альдегиды, жирные кислоты, соединения азота, поверхностно-активные вещества и др. С внесением минеральных удобрений связано поступление в подземные воды аммиака, фосфора, марганца, сульфатов, хлоридов и др.; при применении химических средств защиты растений — мышьяка, фтора, меди, цинка и др.; с хозяйственно-бытовыми отходами кроме бактериального загрязнения — соединений азота, хлоридов, поверхностно-активных веществ и др. (Бочеввер и др., 1979).

Тепловое (термальное) загрязнение проявляется обычно в повышении температуры подземных вод в сравнении с ее значениями в естественных условиях. Подобные нарушения естественного температурного режима подземных вод характерны главным образом для городских территорий, крупных промышленных предприятий, а также для участков “захоронения” высокотемпературных жидких отходов промышленного производства (Гольдберг, 1979). В ряде случаев повышения температуры грунтовых вод могут быть связаны также с самовозгоранием или химическим разложением твердых промышленных и бытовых отходов в местах их складирования. В свою очередь тепловое загрязнение подземных вод определяет изменения их химического и газового состава, микробиологической деятельности, деградацию многолетнемерзлых пород и др.

Охрана подземных вод как комплексная проблема имеет два основных направления: охрану подземных вод как *полезного ископаемого* на эксплуатирующихся или разведываемых месторождениях подземных вод и охрану подземных вод как *одного из основных компонентов природной (окружающей) среды*.

Охрана и защита запасов подземных вод от загрязнения наиболее актуальна для месторождений пресных подземных вод, используемых для хозяйственно-питьевого (в ряде случаев и технического) водоснабжения, и месторождений лечебных минеральных вод.

На месторождениях этого типа необходимость оценки качества подземных вод и “охраны” этого качества в течение всего срока эксплуатации водозабора определена действующими инструкциями по оценке эксплуатационных запасов. При наличии в пределах расчетной области влияния эксплуатации существующих или потенциальных источников загрязнения подземных вод прогноз изменения качества подземных вод в обязательном порядке должен учитывать их возможное влияние при эксплуатации.

Проблема *охраны* и *защиты* от загрязнения подземных вод эксплуатирующегося или подготавливаемого к эксплуатации месторождения решается проведением комплекса специальных меро-

приятий, реализуемых путем создания так называемых зон “санитарной охраны” водозаборов. При обосновании зон (поясов) санитарной охраны учитывается необходимость осуществления комплекса *охранно-защитных* мероприятий, как в пределах участка собственно водозаборного сооружения, так и в пределах территории, с которой будет происходить поступление (приток) подземных вод к водозабору в течение расчетного срока его эксплуатации.

В соответствии с этим, согласно нормативно-методическим требованиям, при разведке месторождения пресных питьевых или минеральных лечебных подземных вод обосновывается выделение *трех* зон (поясов) санитарной охраны. Первая зона *строгого санитарного режима* охватывает собственно водозаборный участок (само водозаборное сооружение, насосные станции, резервные емкости для воды и т.д.). Этот относительно ограниченный участок представляет собой территорию, на которую *запрещен* доступ посторонних лиц. Вторая зона — *санитарного контроля* охватывает территорию, из пределов которой *возможно* (при его наличии) поступление бактериального загрязнения к водозабору. Положение “внешней” границы второй зоны определяется исходя из скорости фильтрации подземных вод, поступающих к водозабору, и времени, в течение которого болезнетворные микроорганизмы сохраняются в жизнедеятельном состоянии в пластовых условиях. В зависимости от типа месторождения это время принимается равным 500—1000 сут, что и *определяет* размеры второй санитарной зоны. В качестве *защитных мер*, которые должны предохранить подземные воды от бактериального загрязнения, в пределах второй зоны предусматривается ликвидация и устранение потенциальных источников такого загрязнения (животноводческие комплексы, скотомогильники, жилые строения без стационарной канализации, свалки бытовых отходов и др.). *Охрана* подземных вод от возможного бактериального загрязнения предусматривает осуществление в пределах второй зоны *постоянного санитарного контроля* за всеми видами хозяйственной деятельности. По результатам такого контроля должны немедленно устраняться или ликвидироваться все вновь возникающие очаги возможного бактериального загрязнения; создание новых предприятий, строительство жилых комплексов может осуществляться только при наличии соответствующего заключения санитарно-эпидемиологической службы.

Третья зона санитарной охраны включает всю территорию, из пределов которой (в течение расчетного срока эксплуатации) будет осуществляться приток подземных вод к водозаборному сооружению. В связи с этим она охватывает всю площадь месторождения до естественных границ или до расчетных границ, до которых будет

распространяться влияние водоотбора. В пределах третьей зоны санитарной охраны (естественно также и во второй) опасность представляет наличие *химического* загрязнения подземных вод. Комплекс *защитных* мер в этом случае предусматривает ликвидацию очагов химического загрязнения, которые могут быть связаны с местами складирования производственных и коммунальных отходов, с фильтрацией из хранилищ жидких производственных отходов и шламонакопителей, с утечками из технологических сетей химических, металлургических, нефтеперерабатывающих и других предприятий, с площадями сельскохозяйственного производства с интенсивным использованием минеральных удобрений, пестицидов и ядохимикатов и др. *Охранные* мероприятия осуществляются путем проведения систематических режимных наблюдений за составом и качеством подземных вод на объектах хозяйственной деятельности, которые могут быть потенциальными источниками химического загрязнения подземных вод.

Более сложными являются случаи, когда в пределах самого продуктивного горизонта в зоне влияния водозабора или в смежных горизонтах, имеющих с ним гидравлическую связь, уже существуют участки с загрязненными подземными водами, или водами, естественный химический состав которых не соответствует ГОСТу. В этом случае на основе миграционных расчетов (моделей) оценивается возможность и сроки “подтягивания” к водозабору некондиционных подземных вод. Если существует реальная опасность, предотвращение распространения загрязнения и *защита* водозабора может быть обеспечена только проведением специальных мероприятий по локализации участка загрязнения (устройство противofiltrационных экранов и завес, перехват загрязненных вод с помощью различного рода дренажных устройств и т.д.). При относительно локальном участке загрязнения возможна его ликвидация путем извлечения всего объема загрязненной воды или промывкой пласта водой или специальными растворами через систему нагнетательных и откачных скважин (Бочевер и др., 1979).

Специальные мероприятия по локализации или устранению загрязнения подземных вод сложны и дорогостоящи (в сравнении с профилактическими мерами), кроме того, в случае больших площадей загрязнения и значительной мощности водоносных пород их применение, как правило, не дает удовлетворительных результатов. Комплекс защитных и охранных мероприятий должен обеспечить соответствие состава и качества подземных вод ниже значений ПДК, определенных ГОСТом или принятым нормативом на весь расчетный срок эксплуатации месторождения.

Проблема охраны подземных вод как *компонента природной среды* вне связи с существующей или проектируемой на ближайшее время эксплуатацией решается в настоящее время значительно менее удовлетворительно по двум причинам. Во-первых, загрязнение подземных вод в этом случае непосредственно (“сиюминутно”) не угрожает здоровью человека, что определяет недостаточность существующих мер контроля, отсутствие необходимых ограничений и т.д. Во-вторых, при такой постановке проблемы те или иные меры по охране и защите подземных вод должны проводиться в пределах обширных территорий (регионально), на площади естественно-исторических или административных районов, областей и т.д. При этом постановка исследований и разработка мер по охране подземных вод могут выполняться применительно к конкретно существующим или потенциальным участкам загрязнения (места складирования отходов, промышленные предприятия, населенные пункты и др.) или в пределах определенной, как правило значительной, территории, на которой загрязнение подземных вод может осуществляться различными путями.

В первом случае основными задачами при решении вопросов охраны подземных вод являются оценка существующего загрязнения (состав загрязняющих веществ, их концентрации и т.д.), определение основных путей миграции загрязняющих веществ, прогнозные оценки распространения загрязнения в грунтовом водоносном горизонте, а при необходимости и в нижележащих горизонтах, разработка конкретных рекомендаций по предотвращению или уменьшению загрязнения подземных вод, включая производственно-технологические мероприятия (переход на безотходное производство или замкнутые системы водоснабжения и канализации, создание совершенных очистных сооружений и т.д.) и специальные, главным образом противофильтрационные мероприятия, ограничивающие поступление загрязняющих веществ и их распространение в самих водоносных горизонтах.

Во втором случае основные задачи связаны с проведением специальных наблюдений (контроля) за качеством подземных, главным образом грунтовых, вод, выявлением участков, в пределах которых состав подземных вод свидетельствует об их возможном загрязнении. Необходимо отметить, что при оценках регионального загрязнения подземных вод как компонента природной среды ориентировка на значения ПДК тех или иных компонентов состава подземных вод (как в случае с водозаборами) является недостаточно информативной, поскольку на территориях с различными гидрогеологическими условиями их содержание может меняться в широких пределах. Наличие загрязнения подземных

вод (даже если оно и не представляет в настоящее время конкретной опасности) должно устанавливаться по двум основным показателям:

- появлению в подземных водах (прежде всего в грунтовом водоносном горизонте) компонентов химического состава, наличие которых в естественных условиях *нехарактерно* для подземных вод рассматриваемого района;
- наличие участков, в пределах которых содержание “обычных” компонентов химического состава подземных вод, характерных и для естественных условий, резко превышает *фоновые значения*, установленные для данного района.

В этом случае основными задачами исследований являются выявление конкретных очагов (источников) загрязнения, определение состава загрязняющих веществ, оценка скоростей и путей их миграции с последующей организацией на таких объектах систематических наблюдений за изменением состава и качества подземных вод и применением комплекса специальных мер, рассмотренных выше.

В настоящее время проблема охраны подземных вод от загрязнения является прежде всего проблемой *социально-экономической*. Отсутствие “видимых” проявлений загрязнения на поверхности земли, гидрогеоэкологическая “неграмотность” работников местных и хозяйственных органов и связанные с этим представления о высокой степени защищенности подземных вод (в сравнении с поверхностными), отсутствие независимых вневедомственных экспертиз, значительная стоимость мероприятий по созданию безотходных технологий, очистке сточных вод и утилизации твердых отходов приводят к тому, что во многих случаях практически не принимаются меры по охране подземных вод от загрязнения или принимаемые меры являются в значительной мере “облегченными” и не дают должного эффекта.

В то же время наиболее распространенные химические загрязнения подземных вод во многих случаях делают их *непригодными* для последующего использования. Кроме того, распространение загрязнения в подземных (грунтовых) водах в большинстве случаев определяет *последующее негативное влияние* их на поверхностные воды, почвы, растительность и др. Как указывалось выше, “очистка” водоносных горизонтов от загрязнения сложна и дорогостояща, а в некоторых случаях вообще не дает необходимого эффекта, в связи с чем образовавшееся загрязнение водоносного горизонта может сохраняться на неопределенно долгое время (Бочеве́р и др., 1979).

Исследования, связанные с охраной подземных вод от загрязнения, оценками условий формирования загрязнения, его распространения в подземной гидросфере, всегда являются *прогнозными*. При обосновании таких прогнозов учитываются не только гидродинамика потоков подземных вод как фактор миграции загрязняющих веществ, но также сложная совокупность химических и физико-химических процессов, протекающих при взаимодействии загрязненных вод с “чистыми” подземными водами, почвенным слоем, породами зоны аэрации и другими, а в ряде случаев также микробиологические процессы, активно протекающие в верхней части гидрогеологического разреза. В связи с этим организация подобных работ требует, как правило, совместного участия высококвалифицированных специалистов, владеющих методами гидрогеологических (миграционных) расчетов, гидрогеохимией (физической химией), а также методами почвенных и микробиологических исследований.

Контрольные вопросы к главе 16

1. Современная трактовка понятий “охрана” и “защита” подземных вод.
2. “Истощение” запасов подземных вод: причины, последствия, меры предотвращения.
3. Основные виды загрязнения подземных вод.
4. Причины и источники загрязнения подземных вод.
5. Охрана эксплуатирующихся месторождений подземных вод. Принципы организации зон (поясов) санитарной охраны водозаборов. Защитные мероприятия.
6. Охрана подземных вод как компонента природной среды. Экологически негативные последствия истощения и загрязнения подземных вод.
7. Способы защиты подземных вод от формирования и распространения загрязнения. Возможности и способы устранения загрязнения подземных вод.

