

А. ВЕРТЕ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЭСТОНСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА

В гидрогеологическом отношении рассматриваемая территория (рис. 1) представляет собой артезианский бассейн второго порядка, расположенный в северной части Прибалтийского артезианского бассейна. Он отделяется от Балтийского гидрогеологического массива на севере и северо-западе впадинами Балтийского моря и Финского залива, от Русского артезианского бассейна на северо-востоке — Тойла—Онтикаским поднятием кристаллического фундамента, выявленным К. Стумбуром [11], и на востоке — впадинами Чудского и Псковского озер; от Латвийского артезианского бассейна второго порядка (или Латвийского района Прибалтийского артезианского бассейна) на юго-востоке — Локновским, а на юге — Мынистеским и Икласким поднятиями кристаллического фундамента, расположенными на Эстонско—Латвийском валу [8, 10].

Геологическое строение этого бассейна характеризуется следующими геоструктурными ярусами:

- 1) докембрийским наклоненным на юго-восток кристаллическим фундаментом с проявлениями древней складчатости свекофеннид и карелид;
- 2) нижним палеозойским с моноклинально залегающими и падающими на юг слоями осадочных пород кембрия, ордовика и силура с проявлениями тектоники времен каледонской складчатости и размыва ордовикско-силурийских и местами кембрийских отложений;
- 3) верхним палеозойским, трансгрессивно налегающим на предыдущий ярус с моноклинально залегающими и падающими на юго-восток слоями осадочных пород девона с проявлениями тектоники времени герцинской складчатости;
- 4) четвертичных (плейстоценовых и голоценовых) отложений, неравномерно и неповсеместно покрывающих палеозойские отложения, возникших по меньшей мере в течение двух оледенений и межледникового периода, с проявлениями неотектонических колебаний земной коры [14].

В соответствии с геологическим строением в гидрогеологическом строении Эстонского артезианского бассейна второго порядка (рис. 2) принимают участие два этажа подземных вод: а) кристаллического фундамента и б) палеозойских и перекрывающих их четвертичных отложений.

Воды кристаллического фундамента составляют один ярус — комплекс трещинных вод.

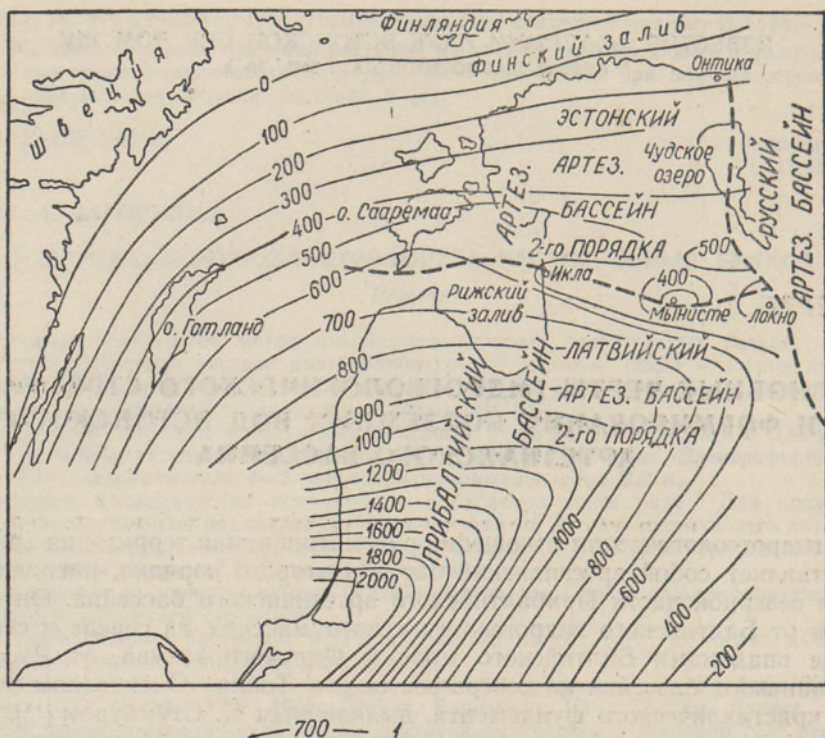


Рис. 1. Геоструктурная схема Прибалтийского артезианского бассейна по кристаллическому фундаменту. По А. И. Гейслеру (1956) и А. Мартинссону (1958) с дополнениями А. Верте. 1 — изогипса кровли кристаллического фундамента, m ниже уровня моря.

Воды палеозойских отложений в соответствии с геоструктурными ярусами подразделяются на два водоносных яруса: нижний палеозойский и верхний палеозойский.

Нижний палеозойский водоносный ярус по характеру циркуляции вод подразделяется на два водоносных комплекса: 1) кембрийский песчаных пород с пластовыми трещинно-поровыми и 2) ордовикско-силурийский карбонатных пород с пластовыми карстово-трещинными водами.

Кембрийский водоносный комплекс подразделяется на три водоносных горизонта: гдовский, ломоносовский и кембро-ордовский [3].

Ордовикско-силурийский водоносный комплекс подразделяется на четыре моноклинально залегающих водоносных горизонта: нижний и верхний ордовикские и нижний и верхний силурийские. В их составе, исключая нижний силурийский горизонт, выделяются водоносные подгоризонты (линзы).

Верхний палеозойский водоносный ярус по характеру циркуляции вод также подразделяется на два водоносных комплекса: 1) девонский песчаных пород с пластовыми трещинно-поровыми и 2) девонский карбонатных пород с пластовыми карстово-трещинными водами.

Девонский водоносный комплекс песчаных пород подразделяется на пять моноклинально залегающих водоносных горизонтов: пярнуско-наровский, нижнетартуский, верхнетартуский, пиузаский и вастселийнаский. Из них первый отделен от второго и четвертый от пятого относительно мощными водоупорами. Все эти горизонты, кроме вастселийнаского, также подразделяются на водоносные подгоризонты (линзы).

Этажи	Ярусы, beds	Комплексы, бод	Литологический разрез	Геолог. индекс	Водонасыщенные горизонты и слои	Средняя мощность, м
II	4 Четвертичные	четвертичные отложения, песчаный		Q_{wt}	болотные воды	3
				Q_{al}	аллювиальные воды	5
3 Верхн. палеозойский	Девонск. карбонатный			Q_{tm}	воды морских песков	3
				Q_{gl}	воды озерно-ледниковых песков	3
				Q_{gl}	воды флювиогляциальных отложений	20
				Q_{gl}	моренные воды	2
				$D_3 sl$	Шелонский водоупор	6
				$D_3 ls-sn$	псковско-чудовский водоупор	25
				$D_3 am$	Вастселийнаский (Аматский) водоупор	10
				$D_3 gl$	Пилзаский (Гауйский) водоупор	65
				$D_2 br$	Верхнетартуский (Салацкий)	120
				$D_2 ar$	Нижнетартуский (Лужский)	53
2 Нижн. палеозойский	Девонский-силурийский карбонатный			$D_2 pr$	Водоупор	
				$D_2 pr$	Пярнуско-наровский	65
				$S_2 oh-pd$	Верхний силурийский	108
				$S_1 jn+ad$	Водоупор	
				$S_1 ad-lm$	Нижний силурийский	60
				$S_1 jr$	Водоупор	
				$O_3 pk-rk$	Верхний ордовикский	65
				$O_2 on$	Водоупор	
				$O_2 kl, O, vl$	Нижний ордовикский	52
				O, rk, O, pr	Кембро-ордовикский	30
1 Крист. фунда-мента	кембрийский песчаный			cm, ln	Водоупор	
				cm, lm	Ломоносовский (надляминаритовый)	30
				cm, kl	Водоупор	
				cm, gd	Гдовский	50
I	Крист. фунда-мента			Pr_2, Ar	Воды кристаллического фундамента	~10

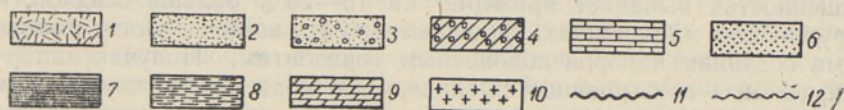


Рис. 2. Гидростратиграфическая схема подразделений подземных вод Эстонской ССР: 1 — торфяники; 2 — пески, преимущественно мелкозернистые; 3 — гравийно-галечно-песчаные отложения; 4 — суглинки и супеси валунные; 5 — известняки и доломиты; 6 — песчаники; 7 — глины и мергели; 8 — глинистые алевролиты, глины и мергели; 9 — мергели (глинистые известняки); 10 — гранито-гнейсы; 11 — большие эрозийные размыты; 12 — малые эрозийные размыты.

Девонский водоносный комплекс карбонатных пород подразделяется на два водоносных горизонта: псковско-чудовский и шелонский.

Из перечисленных водоносных горизонтов гдовский прослеживается к северо-востоку от древнего вала свекофеннид, проходящего примерно по линии Хаапсалу—Отепя—Хаанья, а ломоносовский распространяется по всей территории ЭССР, отсутствуя лишь на поднятиях кристаллического фундамента Мынисте и Отепя. Кембро-ордовикский горизонт, начиная от глинта, прослеживается по всей территории республики, за исключением центральной части поднятия Мынисте. Нижний и верхний ордовикские горизонты хорошо прослеживаются в Северной и Средней Эстонии, а в Южной и Юго-Восточной Эстонии — ввиду перехода известняков в мергели — проявляются слабо. Нижний силурийский водоносный горизонт прослеживается от полосы выхода водовмещающих пород (Северо-Эстонского водораздела) примерно до линии Тырва—Эльва—устье р. Суур-Эмайыги, присутствуя местами также и на поднятиях Отепя и Карула. Верхний силурийский горизонт распространен на островах Сааремаа, Муху и на побережье Пярнуского залива. Девонские водоносные горизонты, исключая нижнетартуский, распространяются от полосы выхода водовмещающих пород до юго-восточной окраины республики. Нижнетартуский водоносный горизонт, ввиду фациальной изменчивости пород (перехода песчаников в песчаные и глинистые алевролиты) и уменьшения мощности пачек водоносных песчаников, на юго-востоке Эстонии практически отсутствует.

Ярус вод четвертичных отложений, состоящий из одного комплекса поровых вод, подразделяется по генетическим типам водовмещающих пород на воды болотных, аллювиальных, морских, озерно-ледниковых, флювиогляциальных и моренных отложений. Эти воды залегают спорадически, местами в два слоя.

Водоносные горизонты палеозойских водоносных комплексов, за исключением гдовского и ломоносовского горизонтов, питаются преимущественно водами перекрывающих их четвертичных отложений и только на альварах — непосредственно атмосферными осадками. Воды гдовского и ломоносовского, а также других водоносных горизонтов при погружении под вышележащие водоносные слои получают питание из последних через тектонические трещины, древние погребенные долины или путем инфильтрации через отделяющие их маломощные водоупорные слои.

Главнейшими областями питания водоносных горизонтов являются местные плоские водораздельные возвышенности, большинство которых, за исключением Пандивереской, покрыто мощными четвертичными отложениями, аккумулирующими выпадающие атмосферные осадки. Пандивереская же возвышенность сильно закарстована. Кроме того, на этих возвышенностях выпадает примерно на 15—20% больше осадков, чем на окружающих их равнинах. Одновременно эти возвышенности являются местами создания напоров водоносным горизонтам. Получая напор на водораздельных возвышенностях, подземные воды текут отсюда в различных направлениях, разгружаясь из верхних водоносных горизонтов в речную сеть, а из нижних горизонтов частично во впадинах озер Чудского, Псковского и Вуртсъярв, но в основном во впадинах Балтийского моря, Финского и Рижского заливов и соединяющих их проливов. Планы гидропьезоизогипс подтверждают высказанное Б. Архангельским [1] мнение, что во впадине Чудского озера происходит разгрузка вод (повидимому путем высачивания) даже самых нижних, наиболее изолированных мощными водоупорами водоносных горизонтов, как, например, гдовского и ломоносовского.

Дренирующее влияние впадины Финского залива сказывается на снижении уровня вод гдовского водоносного горизонта до абс. отм. $+1$ м (Эллавере) на расстоянии в 63 км от берега Кундаской бухты названного залива. Эта депрессия в пьезометрической поверхности описываемого водоносного горизонта возникла в течение нескольких веков голоценовой эпохи.

Наиболее водообильными являются водоносные горизонты ордовикско-силурийского и девонского карбонатных комплексов и гдовского горизонта кембрийского и верхнетартуского горизонта девонского песчаных комплексов, а также воды флювиогляциальных отложений четвертичного водоносного комплекса. Однако запасы вод первых, а также вод водоносных комплексов девонских карбонатных и песчаных пород и четвертичных отложений легко восполняются, в то время как запасы кембрийского комплекса, покрытого мощными водоупорами, восполняются труднее. По водообильности им уступают остальные водоносные горизонты кембрийского и девонского песчаного комплексов, хотя запасы вод их, кроме ломоносовского горизонта, также легко восполняются. Наименьшей водообильностью отличаются остальные водоносные слои четвертичного водоносного комплекса. Морена лишь в выветрелой своей части содержит верховодку и только в спорадически встречающихся в ней песчаных линзах — более постоянную воду.

Дебит скважин, получающих воду из водоносного комплекса карбонатных пород, зависит от попадания их в зону трещиноватости, которая в общем хорошо проявляется до глубины 80—100 м, а местами, на возвышенностях, и глубже. Дебит скважин, получающих воду из водоносных горизонтов песчаных комплексов, ввиду пористого характера скважности пород, более постоянен и при одинаковых диаметрах скважин и понижениях уровня при откачке зависит от фациального изменения состава пород. Последнее влияет и на величину дебита скважин, получающих воду из карбонатного комплекса, хотя главным фактором здесь является трещиноватость пород.

Формирование подземных вод Эстонской ССР, как и повсюду, зависит от ее географического положения, геологического, геоструктурного и геоморфологического строения и отчасти от палеогидрогеологических условий, а также и от физико-химических и биологических процессов, происходящих в литосфере.

Влажный и умеренно прохладный климат Эстонии (осадки почти в два раза превышают испарение) в течение большей части года вызывает нисходящие инфильтрационные токи, способствующие выщелачиванию горных пород.

В результате сильной выщелоченности пород в четвертичных отложениях формируются (за исключением побережья моря) гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды* с общей минерализацией от 0,02 до 0,40 г/л в зависимости от карбонатности различных генетических типов отложений и состава выпадающих атмосферных осадков. Атмосферные осадки Эстонии, за исключением сланцевого бассейна и промышленных городов, по своему химическому составу хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые с минерализацией от 16 до 40 мг/л и рН, равной 5,6—6,2 [13]. В сланцевом бассейне, ввиду большого количества аэрозольных примесей, атмосферные осадки, по данным гидрогеолога Я. Кельпмана, сульфатно-гидрокарбонатные кальцевые с минерализацией до 87 мг/л и рН, равной около 7.

* Тип воды называется в увеличивающемся порядке анионов и катионов в мг экв л, начиная с 20‰ экв.

В карбонатных породах верхнего девона, за исключением нижнешелонских гипсоносных слоев, на альварах формируются слабоминерализованные (0,2—0,25 г/л), а под четвертичными отложениями — более минерализованные (0,25—0,32 г/л) гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды. В нижнешелонских слоях, залегающих непосредственно под водообильными четвертичными отложениями, формируются гидрокарбонатные магниево-кальциевые, а в залегающих под водоупорами — сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые слабо газифицирующие сероводородом воды.

В белых и светло-серых прибрежно-дельтовых песчаниках при их неглубоком залегании в верхней части девонского песчаного водоносного комплекса (верхнетартуский и пиузаский водоносные горизонты) формируются маломинерализованные (0,2—0,3 г/л) гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды, общая минерализованность которых растет с погружением слоев. Исключение составляет вастселийнаский (аматский) водоносный горизонт. Минерализация его вод, которые из-за отсутствия сплошной водоупорной кровли непосредственно связаны с водами карбонатного комплекса девона, с глубиной погружения слоев уменьшается (как и в последних). В красных озерно-аллювиально-дельтовых континентальных песчаниках средней части упомянутого водоносного комплекса (нижнетартуский горизонт) формируются более минерализованные (0,3—0,45 г/л) гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды, общая минерализация которых с глубиной погружения слоев уменьшается. В нижнем водоносном подгоризонте его, заключающем прослой и линзы доломита, под несколькими относительными водоупорами в условиях затрудненного доступа атмосферной углекислоты на глубине около 170 м (Валга) формируются гидрокарбонатные кальциево-магниевые, а на контакте с гипсоносными наровскими слоями в юго-восточной части артезианского бассейна (Выру) — гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые солоноватые воды.

В нижней части девонского песчаного водоносного комплекса, представленного лагунными отложениями (пяруско-наровский горизонт), в северной краевой части девонского поля, ввиду выщелоченности пород и усиленного поступления из нижележащих и вышележащих водоносных горизонтов гидрокарбонатных магниево-кальциевых вод, формируются гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды, переходящие с погружением слоев к югу в гидрокарбонатные кальциево-магнневые и далее в гидрокарбонатные кальциево-натриевые воды. В Юго-Восточной Эстонии, где отложения названных горизонтов покрыты мощным водоупором и содержат гипсоносные прослои, в результате выщелачивания пород формируются гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые пресные или сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые солоноватые воды.

В верхних водоносных горизонтах ордовикско-силурийского карбонатного комплекса, в зоне интенсивного воздействия атмосферной и почвенной углекислоты, как в известняках, так и в доломитах [2], за исключением побережья моря, формируются гидрокарбонатные и местами (сланцевый бассейн ЭССР) сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды с минерализацией около 0,3—0,4 г/л (рис. 3). Под водоупорами, куда доступ атмосферной углекислоты затруднен, в результате выщелачивания из пород большего количества магния, чем кальция, формируются гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды. Еще ниже, под следующими водоупорами, где в породе присутствуют соли натрия, в результате катионного обмена, образуются гидрокарбонатные кальциево-натриевые (щелочные) воды. При этом общая минерализация их в связи с умень-

пением содержания угольной кислоты и двуокиси углерода и падением потенциальной способности к карбонатному насыщению уменьшается.

Ниже, где в породах сохранились остатки солей хлористого натрия, формируются хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые, затем сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные магниевые-натриевые или кальциево-натриевые воды, затем образуются хлоридные натриевые, сначала пресные, а ниже, по-видимому в результате гравитационной концентрации, — солоноватые хлоридные натриевые воды. Ввиду отсутствия в разрезе пород ордовика и силура гипсоносных пород, сульфатная фаза проявляется лишь в виде указанного выше типа сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатных вод. При этом общая минерализация воды увеличивается.

Соленые и рассольные хлоридные натриевые воды кембрийского песчаного водоносного комплекса, притекающие с юга и юго-востока со стороны Латвийского района Прибалтийского и Русского артезианских бассейнов, опресняются и изменяются в своем составе на территории Эстонской ССР за счет пресных вод, поступающих через разные «гидрогеологические окна» из вышележащих водоносных горизонтов (см. рис. 3). Так, солоноватые хлоридные натриевые воды его верхнего — кембро-ордовикского водоносного горизонта опресняются с 4,3 г/л у г. Печоры до 0,69 г/л в Тарту и 0,29 г/л в Паламузе, а на возвышенности Пандивере переходят в хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатные с повышением минерализации до 0,39 г/л. Соленые хлоридные натриевые воды гдовского водоносного горизонта опресняются с 13,5 г/л у г. Печоры до 1,36 г/л в Паламузе и на Пандивереской возвышенности, как и воды ломоносовского водоносного горизонта, которые переходят в гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые, с понижением общей минерализации до 0,5 г/л, а местами, ввиду усиленного поступления сверху через зоны тектонических разломов гидрокарбонатных вод, становятся хлоридно-гидрокарбонатными кальциево-натриевыми.

Описанная выше общая вертикальная последовательность смены состава подземных вод местами нарушается геоморфологическими, геолого-литологическими, геоструктурными и палеогеографическими условиями. Глубокие древние погребенные долины, обнаруженные в разных частях Эстонской ССР, способствуя интенсивному водообмену, меняют обычный состав вод нижних водоносных горизонтов. Так, в пос. Мягисте (возвышенность Отепя) на глубине 275 м, где в пярнуско-наровском водоносном горизонте, судя по скважине в Пыльва, должны залегать сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриево-магниевые воды, под древней погребенной долиной залегают гидрокарбонатные магниевые-кальциевые воды. В г. Тырва на глубине 245 м, где в нижнем силурийском водоносном горизонте, судя по скважине в пос. Абья, должны находиться гидрокарбонатные кальциево-натриевые воды, под древней погребенной долиной залегают гидрокарбонатные магниевые-кальциевые воды. В Таллине на глубине 130 м, где в гдовском водоносном горизонте должны в нормальных геологических условиях залегать гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые воды с общей минерализацией 0,38—0,5 г/л, под древней долиной в западной части города находятся гидрокарбонатные натриево-магниевые-кальциевые воды с общей минерализацией 0,18 г/л. Подобных примеров можно было бы привести много и по другим местам Эстонской ССР.

На возвышенностях Пандивере, Отепя, Сакала и Хаанья гидрокарбонатные магниевые-кальциевые воды прослеживаются на большую глубину, чем на равнинах и низменностях, за исключением побережья моря[5].

На побережье моря на формирование состава подземных вод оказы-

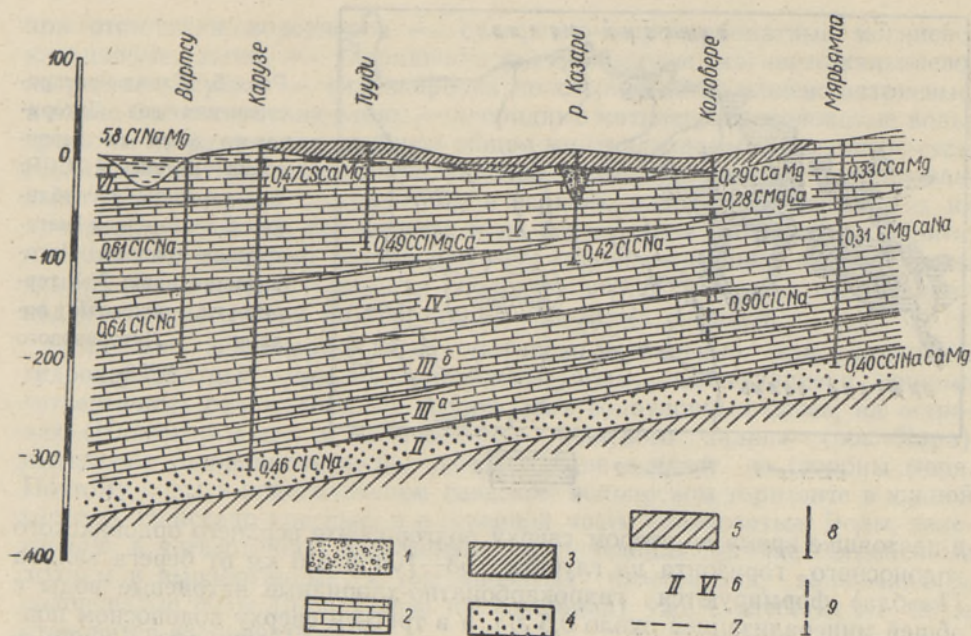


Рис. 4. Схематический гидрогеохимический разрез по линии Мярьямаа—Виртсу: 1 — флювиогляциальные пески; 2 — известняки и доломиты; 3 — глины четвертичные; 4 — песчаники; 5 — глины кембрийские; 6 — водоносные горизонты; 7 — уровень моря; 8 — скважины на линии профиля; 9 — скважины, перенесенные на линию профиля.

Примечание. Содержание ионов показано в убывающем порядке в мг/экв. Буква С обозначает HCO_3 , буква S — SO_4 , а цифра перед ионами — общую минерализацию воды в г/л.

вают влияние солоноватые морские воды, а на побережье больших озер — воды последних. Например, в верхних (безнапорных) водоносных горизонтах гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды, движущиеся с материка на сторону моря и содержащие некоторое количество сульфата, встречаясь с водами, находящимися под влиянием морских вод, также содержащими сульфаты в зоне подпора последних, сначала переходят в сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые, а затем, неподалеку от берега моря, вследствие усиленного поступления путем диффузии хлористого натрия из морских вод, — в хлоридно-гидрокарбонатные магниево-натриевые, еще ближе к берегу — в гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые, а на самом берегу моря, ввиду смешения с водами последнего*, становятся нередко солоноватыми хлоридными натриевыми с последовательно увеличивающейся общей минерализацией. Диффузия солей морских вод, как показывают наблюдения, достигает в безнапорных водах четвертичных песков примерно 0,3—0,5 км, а в водах трещиноватых известняков — до 2—3 км от берегов заливов (рис. 4).

В нижних водоносных горизонтах ордовикско-силурийского карбонатного комплекса на полосе распространения Литоринового моря (рис. 5), в результате опреснения осолоненных названным морем подземных вод

* Воды Рижского и Финского заливов по своему химическому составу хлоридные магниево-натриевые с минерализацией в первом около 4,5, а во втором около 6,1 г/л; содержание сульфата от 6,6 до 9,2‰ экв.

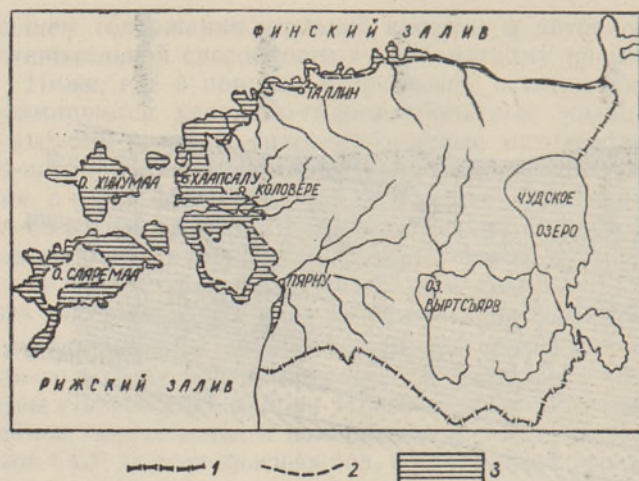


Рис. 5. Схема распространения вод Литоринового моря на территории Эстонской ССР: 1 — граница республики; 2 — высшая метакхронная граница Литоринового моря; 3 — территории, покрытые водами Литоринового моря.

в настоящее время во втором сверху подгоризонте верхнего ордовикского водоносного горизонта на глубине 63—100 м в 6 км от берега залива (Таэбла) формируются гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды с общей минерализацией около 0,6 г/л, а в третьем сверху водоносном подгоризонте того же водоносного горизонта на глубине 150—170 м, в 23 км от берега залива (Коловере) того же гидрохимического типа — воды с общей минерализацией 0,9 г/л. Гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды примерно такой же степени минерализации образуются в нижних водоносных горизонтах ордовикско-силурийского карбонатного комплекса на берегу заливов и на меньших глубинах, однако на их формирование, помимо палеогидрогеологических факторов, оказывают влияние морские воды.

В кембро-ордовикском водоносном горизонте кембрийского песчаного водоносного комплекса на побережье, как и вдали от моря, гидрокарбонатные магниево-кальциево-натриевые воды с общей минерализацией около 0,30 г/л на берегу Хаапсалу (Хаапсалу) на глубине 150—200 м переходят в хлоридно-гидрокарбонатные натриевые с понижением общей минерализации до 0,26 г/л. Дальше к югу с углублением водоносного горизонта до 300 м (пос. Карузе, вблизи порта Виртсу) воды переходят в гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, а на глубине 400—460 м (в г. Пярну) — в солоноватые хлоридные натриевые с повышением общей минерализации в Карузе до 0,46, а в Пярну — до 1,60 г/л. Отметим, что в Пярну воды в подстилающем (ломоновском) водоносном горизонте при этом гидрокарбонатно-хлоридные натриевые с общей минерализацией 0,98 г/л.

Общая минерализация вод гдовского водоносного горизонта на берегу Финского залива (Пуртсе, Кунда, Мууга, Пальдиски) под влиянием морских вод также несколько повышается.

В девонском песчаном водоносном комплексе гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды, залегающие в пярнуско-наровском водоносном горизонте на побережье моря, в пределах полосы трансгрессии Литоринового моря сначала становятся хлоридно-гидрокарбонатными натриево-кальциевыми, затем ближе к берегу моря гидрокарбонатно-хлоридными кальциево-натриевыми, также с увеличением общей минерализации.

На Западно-Эстонских островах: Сааремаа, Муху, Хийумаа и др. в верхних слоях карбонатных пород, за исключением узкой полосы берега, формируются гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды, а ниже, даже

при отсутствии водоупоров — сульфатно-гидрокарбонатные магниевые-кальциевые, затем — хлоридно-гидрокарбонатные магниевые-кальциевые-натриевые, глубже — гидрокарбонатно-хлоридные кальциевые-натриевые, а в еще более глубоких слоях — хлоридные натриевые соленые воды, при этом по мере роста глубины общая минерализация их увеличивается. Гидрокарбонатные магниевые-кальциевые воды, движущиеся от центральных частей острова к периферии, в верхних водоносных горизонтах на побережье меняются так же, как и на берегу моря на материке. Притекающие под мощными водоупорами со стороны материка пресные воды кембрийско-ордовикского горизонта осолоняются под влиянием соленых вод Балтийского моря на территории названных островов.

Пресные гидрокарбонатные магниевые-кальциевые или хлоридно-гидрокарбонатные кальциевые-натриевые воды, залегающие в мощных четвертичных отложениях, не содержащих водоупорных слоев, на островах (Найссаар и др.) и на побережье Финского залива (пос. Хара) вытесняют соленые воды, поступающие в пласт со стороны моря. Поэтому воды в подстилающем гдовском водоносном горизонте в южной части о. Найссаар пресные, а в северной части соленые. Воды, залегающие в четвертичных отложениях, заполняющих древние погребенные долины и выработанные в трещиноватых известняках, заключающих соленые воды (п-ов Сырве на Сааремаа) уже с глубины 15—20 м становятся солеными.

Во впадинах больших озер (Чудское, Псковское) вместе с водообменом в верхних и частично в нижних водоносных горизонтах под влиянием озерных вод происходит изменение их состава и опреснение. Так, вода гдовского водоносного горизонта в г. Сланцы (25 км от северо-восточного берега Чудского озера) при залегании на глубине около 350 м соленая хлоридная натриевая с общей минерализацией 2,91 г/л, а в пос. Раннапунгерь на северном берегу того же озера на глубине 280—310 м становится пресной гидрокарбонатно-хлоридной натривой с общей минерализацией 0,44 г/л. В пос. Васькнарва, благодаря влиянию вод Чудского озера, гидрокарбонатная магниевые-кальциевые состава вода в верхнем ордовикском водоносном горизонте на расстоянии около 300 м от берега на глубине 10—20 м вместо обычной общей минерализации около 0,3—0,35 г/л имеет общую минерализацию около 0,16—0,2 г/л*.

Большое содействие водообмену различных водоносных горизонтов между собой оказывают раскрытые тектонические структуры [4]. Например, вследствие перелива из кембрийского песчаного водоносного комплекса соленых хлоридных натриевых вод на раскрытой Мынистеской структуре воды пярнуско-наровского водоносного горизонта, вмещающиеся в гипсоносных песчаниках, в ряде мест Юго-Восточной Эстонии не хлоридно-сульфатные или сульфатно-хлоридные натриевые, а хлоридные натриевые. Наряду с тем, местами в Юго-Восточной Эстонии пресные гидрокарбонатные воды верхних горизонтов через «гидрогеологические окна» проникают в нижние водоносные горизонты и опресняют их. Вследствие этого воды кембрийского водоносного комплекса на северном склоне раскрытых Локновской и Мынистеской структур из рассолов превратились в соленые и соленые, а воды пярнуско-наровского горизонта местами стали пресными сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатными магниевыми-натриевыми или сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатными натриевыми, с понижением общей минерализации до 0,5—0,6 г/л.

* Вода Чудского озера по своему химическому составу гидрокарбонатная магниевые-кальциевые с общей минерализацией, колеблющейся в пределах 0,16—0,18 г/л.

Подобное содействие опреснению нижних водоносных горизонтов с солоноватой водой оказывают и зоны разломов тектонических трещин^[4]. Так, западные зоны тектонического разлома, проходящей через Йыхви, воды гдовского водоносного горизонта, получая приток из вышележащих горизонтов, пресные гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, а к востоку — солоноватые хлоридные натриевые. Вследствие водообмена, совершающегося по тектоническим разломам, воды гдовского водоносного горизонта в районе Таллина местами из гидрокарбонатно-хлоридных натриевых становятся хлоридно-гидрокарбонатными натриево-кальциевыми.

Существенное влияние на изменение состава подземных вод^[2, 7] оказывали палеогидрогеологические условия. Так, захоронившиеся в осадках докембрийского эпиконтинентального и кембрийского морей соленые воды, осолонявшие также и пресные воды подстилавшего их кристаллического фундамента, можно полагать, опреснялись во время поднятия земной коры в средне- и верхнекембрийскую эпоху. Соленые воды, захоронившиеся в ордовикских и силурийских осадках при их седиментации, наверное, вытеснялись инфильтрационными водами и опреснялись при поднятии земной коры в конце силура и в течение нижнего девона. Соленые воды, захоронившиеся в среднедевонских лагунных отложениях пярнуского и наровского времен и в подстилающих их карбонатных породах ордовика и силура, опреснялись в тартуское время среднего девона и швентойское время верхнего девона. Соленые воды, захоронившиеся в осадках Верхнедевонского моря и осолонявшие подстилающие их отложения, опреснялись при поднятии земной коры в конце верхнего девона и последовавшей затем континентальной эре доледниковой и послеледниковой эпох. На побережье Балтийского моря и его Финского и Рижского заливов и соединяющих их проливов подземные воды осолонялись водами Литоринового моря. С регрессией Литориновой и Лимниевой стадий Балтийского моря солоноватые воды ордовика и силура стали опресняться. Опреснение их в нижних слоях происходит и в настоящее время.

С образованием тектонических структур во время герцинской складчатости на территории Юго-Восточной Эстонии и пограничных с нею областях: Псковской области РСФСР и Латвийской ССР, в Латвийской впадине в кембрийских, ордовикских, силурийских и в нижней части среднедевонских отложений стали концентрироваться соленые воды. На Локновской и Мынистеской раскрытых структурах эти воды, как упоминалось выше, вступили во взаимодействие с водами вышележащих водоносных горизонтов. Соленые воды переливались из кембрийских горизонтов в вышележащие девонские, а пресные воды из верхних проникали в нижние девонские и кембрийские водоносные горизонты.

На территории Эстонской ССР выделяются два довольно четко отличающихся друг от друга типа естественного режима подземных вод: материковый и приморский.

Материковый тип режима, обусловленный климатическими факторами, характеризуется двумя годовыми минимумами и максимумами стояния уровней, а следовательно, убыванием и восполнением запасов вод. Первый наиболее низкий годовой минимум наблюдается в конце зимнего периода (в конце марта), а второй — в летнее, а иногда в засушливые годы в осеннее время. Первый наиболее высокий максимум уровней наблюдается после весеннего снеготаяния, при этом в верхних горизонтах он наступает раньше, чем в нижних. Второй максимум уровней наблюдается обычно во время затяжных осенних дождей и редко летом во время очень интенсивных дождей. Температура подземной воды в период весен-

него снеготаяния, вследствие перелива талых вод в верхних горизонтах, понижается местами до нуля, летом повышается, достигая своего максимума к началу осени, а зимой относительно постоянна.

Наряду с колебаниями уровней воды меняется и содержание отдельных компонентов химического состава, особенно в верхних водоносных горизонтах, но по своему гидрохимическому типу воды их остаются гидрокарбонатными магниевыми-кальциевыми.

В нижних (напорных) водоносных горизонтах также наблюдается изменение содержания отдельных компонентов в химическом составе воды по времени. При этом в зависимости от раскрытости водоносного горизонта и величины притока вод сверху или снизу воды его приобретают гидрохимический тип, соответствующий поступающим водам. Так, гидрокарбонатные магниевые воды кембро-ордовикского водоносного горизонта на глинте при неглубоком залегании иногда становятся гидрокарбонатными кальциевыми (Маарду), как в вышележащем нижнем ордовикском водоносном горизонте, а в Ыйзу гидрокарбонатные магниевые воды пярнуско-наровского горизонта иногда в сухое время года становятся гидрокарбонатными натриевыми, как в нижележащем нижнем силурийском водоносном горизонте. Подобных примеров много и в других местах.

Материковый тип режима в зависимости от геоморфологических, геологических и гидрологических условий подразделяется на разные виды режима. Так, на известняковом ордовикско-силурийском плато могут быть выделены виды: карстовый (центральной возвышенной части плато), склоновый, равнинной части плато, приглинтовый, приозерный, приречный, флювиогляциальных дельт, зандровых полей, древних погребенных долин и т. д. На девонском песчаном плато могут быть выделены следующие виды режима: возвышенностей, равнинной части плато, межвозвышенных понижений, а также приозерный, приречный, древних погребенных долин и т. д.

Каждый из перечисленных видов режима отличается от других или соотношениями глубин уровней между верхними и нижними горизонтами, или характером хода во времени, или величиной амплитуды колебания уровней. Например, карстовый вид режима на закарстованной Пандиверской возвышенности отличается резкими колебаниями уровней с большими амплитудами у второго, чем у первого сверху горизонта ввиду того, что он интенсивнее дренируется глубокими карстовыми ложбинами. Вид режима возвышенностей на девонском песчаном плато, ввиду циркуляции вод главным образом в порах, отличается более плавными колебаниями уровней с меньшими амплитудами у второго и нижележащих горизонтов, чем в первом. Режим вод флювиогляциальных дельт, ввиду пористости водоносного слоя, отличается плавными колебаниями уровней не только в водах флювиогляциальных отложений, но и в питаемых ими водах подстилающих коренных пород.

Приморский тип режима, обусловленный помимо климатических факторов в береговой полосе связью водоносных горизонтов с водами моря, также характеризуется наличием двух минимумов и двух максимумов уровней и убыванием и восполнением запасов вод, но ввиду господства зимой на побережье западных ветров и связанных с ними оттепелей и нагонов воды в море зимние уровни в общем выше летних. В связи с этим наиболее низкие уровни вод в приморье наблюдаются летом (в июле—августе), а наиболее высокие уровни, ввиду позднего промерзания почвы и большой длительности периода осенней инфильтрации осадков — в конце осени или в начале зимы.

Приморский тип режима также подразделяется на несколько видов: прибрежный материковый, прибрежный островной, срединно-островной и т. д.

В наиболее крупных городах Эстонии (Таллин, Нарва, Пярну, Тарту, Кохтла-Ярве и др.) естественный режим подземных вод нарушен усиленным водоотбором. В связи с этим в названных городах создан искусственный вид режима подземных вод, зависящий, кроме естественных факторов, главным образом от характера водоотбора.

В подземных водах на территории Эстонской ССР наблюдаются лишь две гидродинамические зоны: свободного и затрудненного водообмена. Зоны весьма затрудненного водообмена, ввиду неглубокого залегания кристаллического фундамента, здесь нет.

По скорости движения подземных вод, в зависимости от скважности и глубины залегания пород, зона свободного водообмена на Северо-Эстонском известняковом плато может быть подразделена на три подзоны: сильной, усиленной и замедленной циркуляции подземных вод. Подзона сильной циркуляции с безнапорными водами, залегающая на глубине до 30 м и приуроченная к поясу развития современного карста, характеризуется скоростью движения подземных вод от 0,08 до 3 м/сутки и редко больше* и выходом из тектонических трещин мощных (с дебитом до 750 л/сек) карстовых родников. К этой подзоне можно причислить и воды некоторых участков, сложенных гравелисто-галечными песками (озовая гряда Куртна, флювиогляциальная дельта Нымме—Мянику и др.). Подзона усиленной циркуляции с напорными водами, залегающими на глубине от 30 до 50 м в поясе развития древнего карста, характеризуется скоростью подземного потока от 0,025 до 0,08 и редко до 0,13 м/сутки. Подзона замедленной циркуляции с напорными водами, залегающими на глубине от 50 до 80 м на равнинах и до 100—125 м на возвышенностях в поясе редкого развития карста, характеризуется скоростью движения подземного потока от 0,0025 до 0,025 и редко 0,03 м/сутки.

На девонском песчаном плато зона свободного водообмена подразделяется в общем на две подзоны: усиленной и замедленной циркуляции. Подзона усиленной циркуляции с безнапорными водами, залегающими примерно до вреза современной речной сети в среднем до глубины 30 м от поверхности коренных пород, характеризуется скоростью движения подземных вод от 0,02 до 0,05 м/сутки и развитием вдоль тектонических трещин суффозионных пещер. Подзона замедленной циркуляции с напорными водами располагается в девонских песчаниках ниже вреза современной речной и овражной эрозии примерно до глубины залегания мергелей наровского горизонта. К этой подзоне относятся и воды, залегающие под девоном в известняках и доломитах ордовикско-силурийского карбонатного комплекса. Эта подзона характеризуется скоростью движения вод от 0,002 до 0,02 м/сутки.

Зона затрудненного водообмена на континенте зависит от глубины залегания водоносных горизонтов, от мощности перекрывающих их водупоров, а на побережье — от подпора потока подземных вод морскими водами. В названной зоне находятся воды кристаллического фундамента с малыми (до 0,0001 м/сутки) скоростями движения, воды гдовского и ломоносовского горизонтов со скоростью движения в естественных условиях в южной части республики от 0,0002 до 0,0003 м/сутки, а в северной части Эстонии, где их гидравлический уклон больше, — от 0,0004 до

* Скорость движения подземного потока определена по закону Дарси $v = KI$.

0,005 м/сутки. В настоящее время, ввиду образовавшихся в результате усиленного водоотбора глубоких депрессионных воронок в пьезометрической поверхности гдовского и ломоносовского водоносных горизонтов, гидравлический уклон на северном побережье Эстонии увеличился и скорость движения подземного потока местами в несколько раз больше.

В зоне затрудненного водообмена находятся и воды кембро-ордовикского водоносного горизонта при глубине залегания свыше 150 м, обладающие скоростью движения от 0,007 до 0,0008 м/сутки к югу от Северо-Эстонского водораздела и от 0,009 до 0,0015 м/сутки к северу от последнего, а также воды пярнуско-наровского водоносного горизонта девона, которые с расстояния в 30—50 км к югу от северной границы его распространения текут со скоростью от 0,0001 до 0,006 м/сутки, и воды ордовикско-силурийского карбонатного комплекса, залегающие на равнине глубже 100 м, а на Пандивереской возвышенности глубже 200 м, и, кроме того, воды, находящиеся в условиях подпора на побережье моря и на меньших глубинах.

С указанными гидродинамическими зонами и подзонами в общем довольно хорошо, но не повсеместно увязывается вертикальная гидрохимическая зональность подземных вод.

По схеме Н. Толстихина [12], на северном крыле Прибалтийского артезианского бассейна, где расположен Эстонский артезианский бассейн, наблюдаются два гидрогеохимических пояса: I — пояс с однозональным и II — пояс с двухзональным строением [12].

Гидрохимический пояс I, занимающий северную, краевую часть артезианского бассейна, характеризуется, по Н. Толстихину, наличием в осадочной толще палеозоя только одной зоны пресных вод, а пояс II — наличием сверху зоны пресных вод и под нею зоны солоноватых вод. Эта схема в общем верна. На гидрохимической карте СССР масштаба 1:5 000 000, составленной под редакцией И. Зайцева [6], в палеозое на территории Эстонской ССР обозначены пояса однозональных (А) — пресных, двухзональных (АБ) — пресных и под ними солоноватых и трехзональных (АБВ) — пресных, солоноватых и под ними соленых с различной степенью минерализации вод. Распространение этих поясов в пределах Эстонского артезианского бассейна нуждается в уточнении.

В вертикальном гидрохимическом разрезе наблюдаются в основном две гидрохимические зоны: А — зона пресных и Б — зона солоноватых вод. Соленые воды с минерализацией 13—29 г/л, не имея сплошного распространения, обнаружены только в нижних горизонтах палеозоя в юго-восточной части Эстонии и в кристаллическом фундаменте на юго-западном побережье Эстонии (Пярну).

Зона пресных вод по своим химическим типам подразделяется в вертикальном разрезе на две подзоны: А₁ — гидрокарбонатных и А₂ — смешанных по анионному составу вод.

Подзона гидрокарбонатных вод в материковой части территории Эстонской ССР, за исключением побережья моря, подразделяется сверху вниз на магниевые-кальциевые, кальциевые-магниевые и кальциевые-натриевые воды [2].

Глубина залегания подзоны гидрокарбонатных вод в зависимости от литологического состава пород, геоморфологических условий и раскрытости водоносных горизонтов достигает на предглинтовой низменности 10—30, на ордовикско-силурийском плато — 100—200, на девонском плато — 100—275 м.

Подзона смешанных вод в материковой части, за исключением побережья моря, на ордовикско-силурийском плато подразделяется на хло-

ридно-гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные, на девонском плато — на хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные или гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатные пресные воды с увеличением общей минерализации с глубиной. Мощность подзоны смешанных вод у водоносных горизонтов и комплексов различна; она зависит от глубины залегания и толщи водовмещающих и перекрывающих их водоупорных пород, достигая у девонского песчаного комплекса 50—100, ордовикско-силурийского карбонатного комплекса — 100—200, кембрийского песчаного комплекса — 100—150 м. В этой подзоне на большей части территории республики находятся воды гдовского и ломоносовского горизонтов.

Мощность зоны пресных вод, за исключением берега моря, где места, она сходит на нет, колеблется в пределах 150—400 м, увеличиваясь на возвышенностях Хаанья до 500, а Отепя — примерно до 650 м.

На побережье Финского и Рижского заливов и соединяющих их проливов, а также на островах Балтийского моря, кроме вертикальной зональности, наблюдается горизонтальная гидрохимическая зональность^[2], выражающаяся в том, что в верхних водоносных горизонтах поле гидрокарбонатных вод по мере приближения к берегу моря сменяется полосой сульфато-гидрокарбонатных или хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатных, эта — хлоридно-гидрокарбонатных, она — гидрокарбонатно-хлоридных пресных, а последняя, в свою очередь, — полосой солоноватых хлоридных вод, увеличивающихся в своей общей минерализации. В нижних водоносных горизонтах, в связи с приближением к берегу моря, полоса гидрокарбонатных вод сменяется полосой хлоридно-гидрокарбонатных, а эта — полосой гидрокарбонатно-хлоридных и хлоридных вод, увеличивающихся в своей общей минерализации.

На островах Балтийского моря Сааремаа, Муху, Хийумаа и др. в ордовикско-силурийском карбонатном водоносном комплексе как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях наблюдается такое же чередование типов и полос вод, как на побережье, причем пресные воды смешанного анионного состава подстилаются солоноватыми хлоридными натриевыми водами. В кембро-ордовикском и ломоносовском водоносных горизонтах, за исключением южной части о. Сааремаа, залегают пресные гидрокарбонатно-хлоридные воды. Таким образом, зоны пресных вод чередуются с зонами солоноватых вод.

Зона солоноватых вод в осадочной толще палеозоя характеризуется наличием преимущественно хлоридных натриевых вод и только местами (в Юго-Восточной Эстонии) в гипсоносных отложениях наровского и пярнуского горизонтов девона сульфатно-хлоридными кальциево-натриевыми водами. В кристаллическом фундаменте зона солоноватых вод представлена в основном хлоридными кальциево-натриевыми водами.

На предглинтовой низменности солоноватые воды залегают в кристаллическом фундаменте с глубины 150—200 м, на ордовикско-силурийском плато в Северной и Средней Эстонии, за исключением побережья моря и островов, — с глубины 200—400 м, а в северной части девонского песчаникового плато в гдовском горизонте и в подстилающем его кристаллическом фундаменте в Южной Эстонии — с глубины около 450—650 м. В Юго-Восточной Эстонии солоноватые воды залегают в пярнуско-наровском горизонте девонского песчаного водоносного комплекса с глубины 225 м на равнине и 480 м на возвышенности Хаанья, подстилаясь местами (Карула, Выру и др.) зоной пресных вод, залегающей в ордовикско-силурийском карбонатном комплексе.

На побережье моря зона солоноватых вод, за исключением узкой

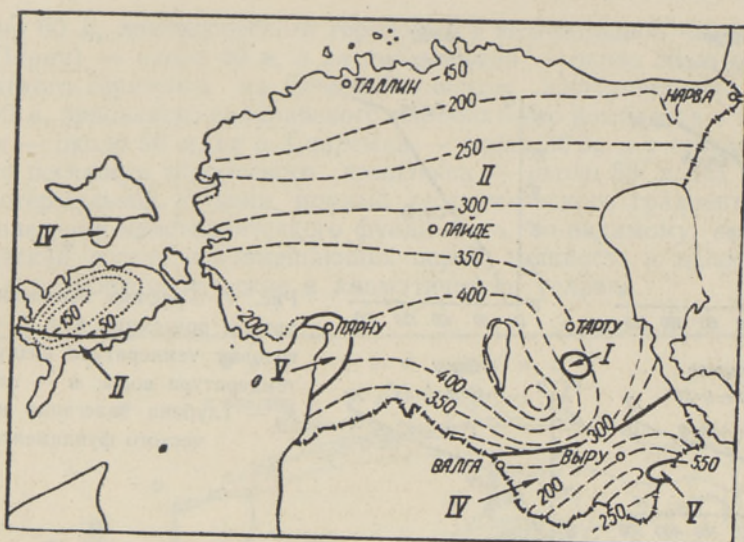


Рис. 6. Гидрохимические пояса Эстонского артезианского бассейна: I — участок однозональных вод (А); II — пояс двухзональных вод (АБ); IV — участок четырехзональных вод (АБАБ); V — участок пятизональных вод (АБАБВ); — — — — — изогипсы глубин залегания солоноватых вод материкового происхождения; — гидроизогипсы глубин залегания солоноватых вод морского происхождения.

полосы берега, на которой она наблюдается в верхних слоях карбонатного комплекса почти во всех горизонтах, обнаружена в порту Рохукюла на глубине 80 м, в Пярну в низах ордовика — на глубине 395 м и т. д., а в кембро-ордовикском водоносном горизонте в Пярну — на глубине от 400 до 470 м. На островах Хийумаа, Муху, Сааремаа и др. зона солоноватых вод в ордовикско-силурийском карбонатном комплексе залегает вблизи берега местами с глубины 3 м, местами больше (до 40 м), углубляясь к центральной части островов.

Следуя схеме И. Зайцева [6], в Эстонском артезианском бассейне с учетом состава вод кристаллического фундамента и палеозойских отложений (рис. 6) выделяется небольшой однозональный участок пресных вод (А) в центральной части возвышенности Отепя, широкий пояс двухзональных вод (АБ), занимающий северную и южную части Эстонии, за исключением южной части о. Хийумаа и северной части о. Сааремаа, участки четырехзональных вод (АБАБ) в северной части о. Сааремаа, на о. Муху и в южной части о. Хийумаа, а также в юго-восточной части республики к югу от линии Валга—Выру и небольшие участки пятизональных вод (АБАБВ) в районе Пярну и на юго-восточной границе ЭССР вблизи Печоры.

Подземные воды Эстонской ССР по своей температуре (до 15°C) относятся к холодным водам. Температура вод в различных литологических толщах пород (рис. 7) в вертикальном разрезе и с глубиной погружения водоносных горизонтов меняется неодинаково. Так, в водоносных горизонтах девонского песчаного комплекса в вертикальном разрезе в Валга она меняется от 6° при глубине 20 м до 7,2° на глубине 80—105 м, 8,5° на глубине 120—150 м и до 10,5° на глубине 259 м. Температура воды в водоносных горизонтах ордовикско-силурийского карбонатного комплекса

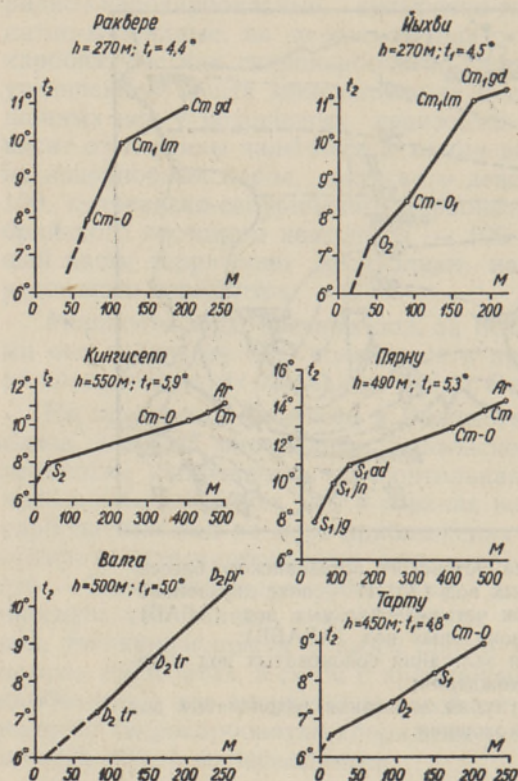


Рис. 7. Графики изменения температуры подземных вод: t_1 — среднегодовая температура воздуха; t_2 — температура воды; m — глубина, м; h — глубина залегания кристаллического фундамента.

в Пярну меняется от 6° на глубине 20 м до $7,5^\circ$ на глубине 75 м, 8° на глубине 90 м и до 9° на глубине 125 м, в г. Кингисепп — от $7,5^\circ$ на глубине 17,5 м до 8° на глубине 32 м, в Йыхви от $7,5^\circ$ на глубине 44 м до 9° на глубине 75 м. При трансгрессивном перекрытии его девоном температура воды меняется от $8,2^\circ$ на глубине 140 м (Тарту) до 10° на глубине 352 м (Карула).

Температура вод ломоносовского водоносного горизонта кембрийского песчаного комплекса при погружении его на юг меняется от $8,4^\circ$ на глубине 70—90 м (Таллин) до 14° на глубине 480—490 м (Пярну) и $14,5^\circ$ на глубине 500 м в долине р. Пиуза у г. Печоры, а гдовского горизонта того же комплекса при погружении его на восток от $9,5^\circ$ на глубине 100—140 м в Таллине, до $11,3^\circ$ на глубине 210—270 м в Йыхви. Таким образом, температура воды в гдовском водоносном горизонте, контактирующем с кристаллическим фундаментом (рис. 6), с глубиной меняется значительно медленнее, чем в водах вышележащих палеозойских водоносных горизонтов.*

Величина гидрогеотермальной ступени** вод гдовского водоносного горизонта, контактирующего с водами кристаллического фундамента, в Северной Эстонии при залегании последнего на глубине 140—270 м равна

* При этом необходимо отметить, что ввиду замера температуры воды обычными ленивыми термометрами в глубине скважин, а у самоизливающихся скважин в устье, показатели ее могут быть несколько заниженными, а величина гидрогеотермальной ступени завышенной.

** Гидрогеотермальной ступенью здесь называется величина интервала в вертикальном геологическом разрезе, при котором температура подземной воды изменяется на 1° .

примерно 60 м, ломоносовского горизонта в юго-западной части республики (Пярну) — около 40 м, а на о. Сааремаа — около 80 м; у кембрийского горизонта на Северо-Эстонском известняковом плато — около 40 м, ордовикско-силурийского карбонатного комплекса в Северной Эстонии — около 50 м, на о. Сааремаа — около 30 м, а у горизонтов девонского песчаного водоносного комплекса — около 55 м. На величину гидрогеотермальной ступени, помимо геотермического градиента и глубины залегания кристаллического фундамента, по-видимому, влияют литологический состав водовмещающих пород, мощность и целостность водопоров и геоморфологические и климатические условия.

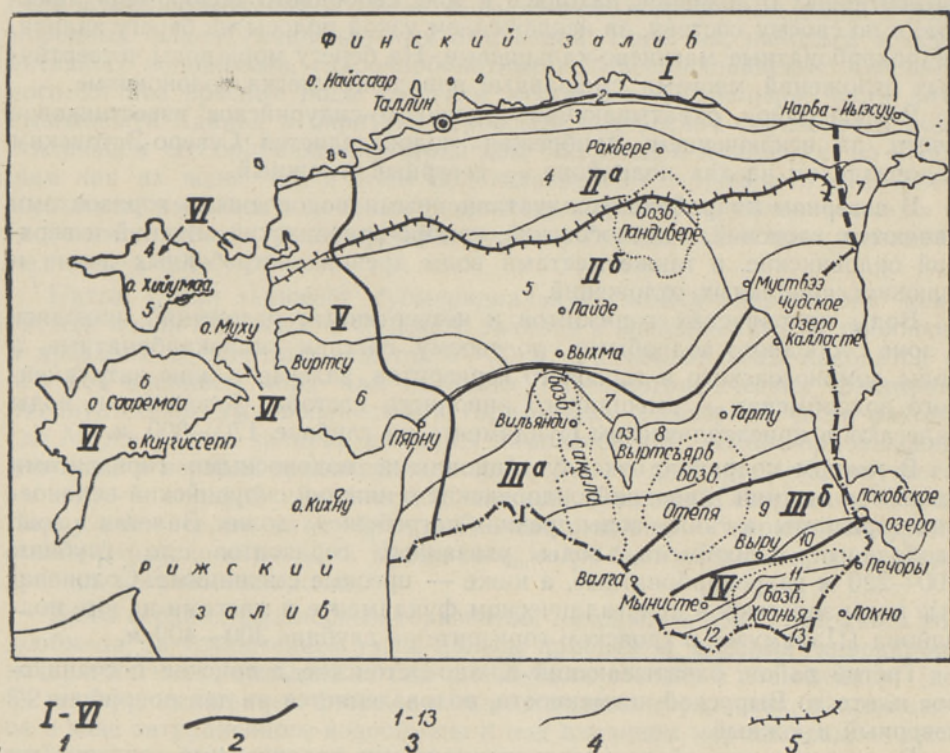


Рис. 8. Схема гидрогеологического районирования Эстонского артезианского бассейна: 1 — гидрогеологические районы; 2 — границы районов и подрайонов; 3 — полосы выхода водоносных горизонтов; 4 — границы между выходящими водоносными горизонтами; 5 — северо-эстонский водораздел.

В соответствии с геоморфологическими, геологическими, геоструктурными условиями и с учетом основных эксплуатационных водоносных горизонтов в Эстонском артезианском бассейне можно выделить следующие шесть малых гидрогеологических районов (рис. 8):

1. Предглинтовая низменность побережья Финского залива;
2. Северо-Эстонское ордовикско-силурийское известняковое плато;
3. Девонское песчаниковое плато Южной Эстонии;
4. Хааньяская возвышенность Юго-Восточной Эстонии;
5. Западное побережье Эстонии;
6. Западно-Эстонские острова Балтийского моря.

Первый район расположен между глинтом и Финским заливом и включает его небольшие острова: Прангли, Аэгна и Найссаар. Эксплуатиру-

емыми водоносными горизонтами являются гдовский, ломоносовский и местами кембро-ордовикский кембрийского песчаного и флювиогляциальных четвертичных водоносных комплексов. Воды гдовского и ломоносовского горизонта, залегающая под мощной водоупорной толщей синих глин и находясь в зоне затрудненного водообмена, пресные и по своему составу, за исключением вод гдовского горизонта на о. Прангли и в северной части островов Найссаар и Аэгна, гидрокарбонатно-хлоридные натриевые или хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые, а на о. Прангли, как и в северной части островов Найссаар и Аэгна — солоноватые, хлоридные натриевые. Воды кембро-ордовикского горизонта и четвертичных отложений, находясь в зоне свободного водообмена, пресные и по своему составу, за исключением узкой полосы на берегу залива, гидрокарбонатные магниевые-кальциевые. На берегу моря воды четвертичных отложений местами смешанные или даже слегка солоноватые.

Второй район, охватывающий ордовикско-силурийское известняковое плато, за исключением побережья подразделяется Северо-Эстонским водоразделом на два подрайона — северный и южный.

В северном подрайоне эксплуатационными водоносными горизонтами являются: гдовский, ломоносовский, кембро-ордовикский, нижний и верхний ордовикские, а также воды древних погребенных долин и флювиогляциальных отложений.

Воды ордовикских горизонтов и четвертичных отложений, находясь в зоне свободного водообмена, по своему составу гидрокарбонатные, а воды ломоносовского и гдовского горизонтов, залегающая в зоне затрудненного водообмена, — смешанного анионного состава. Солоноватые воды залегают в кристаллическом фундаменте на глубине 170—300 м.

В южном подрайоне эксплуатационными водоносными горизонтами являются нижний и верхний ордовикские и нижний силурийский водоносные горизонты, а также воды древних погребенных долин. Залегающая в зоне свободного водообмена, воды указанных горизонтов до глубины 200—220 м гидрокарбонатные, а ниже — пресные смешанные. Солоноватые воды залегают в кристаллическом фундаменте и местами на юге подрайона (Паламузе) в гдовском горизонте на глубине 300—400 м.

Третий район, охватывающий Южно-Эстонское девонское песчаниковое плато до Вырусской низменности, подразделяется на два подрайона — северный и южный.

В северном подрайоне эксплуатационными водоносными горизонтами являются нижний силурийский, пярнуско-наровский и нижнетартуский и, кроме того, воды флювиогляциальных межморенных и подморенных отложений древних погребенных долин. Находясь в зоне свободного водообмена, воды перечисленных водоносных горизонтов гидрокарбонатные, вверху магниевые-кальциевые, а ниже кальциево-магниевые или кальциево-натриевые. В нижезалегающих водоносных горизонтах ордовикско-силурийского карбонатного и в кембро-ордовикском горизонте кембрийского песчаного комплексов, находящихся в зоне затрудненного водообмена, воды по своему анионному составу смешанные. Солоноватые воды на равнине залегают в гдовском горизонте примерно с глубины 400—500 м, а в центральной части возвышенности Отепя — в кристаллическом фундаменте на глубине свыше 650 м.

В южном подрайоне эксплуатационными водоносными горизонтами являются нижне- и верхнетартуские и местами воды древних погребенных долин. Находясь в зоне свободного водообмена, воды названных горизонтов гидрокарбонатные магниевые-кальциевые с повышенным содержанием железа.

Смешанные пресные и солоноватые воды залегают в пярнуско-наровском горизонте и в водоносных горизонтах кембрийского песчаного комплекса. Между ними в ордовикском водоносном комплексе залегают пресные воды смешанного анионного состава.

Четвертый район охватывает Хааньяскую возвышенность и прилегающие к ней участки девонского песчаникового и карбонатного плато к югу от Выруской низменности.

Эксплуатационными водоносными горизонтами в западной части района являются верхнетартуский, пиузаский и вастселийнаский; в центральной части — псковско-чудовский и пиузаский, в восточной части — пиузаский и верхнетартуский, а также воды древних погребенных долин и подморенных флювиогляциальных отложений. Воды их, находясь в зоне активного водообмена, гидрокарбонатные магниево-кальциевые. Смешанного состава пресные воды залегают местами в центральной части возвышенности Хаанья в пярнуско-наровском водоносном горизонте и подстилающем его ордовикско-силурийском водоносном комплексе, но в общем как их воды, так и воды подстилающего кембрийского песчаного комплекса, находясь в зоне затрудненного водообмена, солоноватые, а в гдовском горизонте местами даже соленые. Глубина залегания солоноватых вод — 300—450 м.

Пятый район занимает субмеридиальную полосу низменного побережья вдоль Рижского и Финского заливов и соединяющих их проливов в пределах абсолютных отметок 0—30 м. Подземные воды находятся в нем под влиянием моря или недавних палеогеографических факторов. Эксплуатационными водоносными горизонтами в северной части района (до Матсалуского залива) являются ломоносовский, кембро-ордовикский и нижний и верхний ордовикские, в средней части района (до Пярнуского залива) — верхний ордовикский, нижний и верхний силурийские, а в Пярну и южнее его на побережье Рижского залива — верхний силурийский и пярнуско-наровский. Кроме того, могут быть эксплуатируемы воды древних погребенных долин.

Воды верхних водоносных горизонтов, находясь в зоне свободного водообмена, за исключением узкой полосы побережья, пресные гидрокарбонатные магниево-кальциевые или смешанного состава с повышенным (до 5,2 мг/л) содержанием фтора, а в самых нижних горизонтах, находящихся в зоне затрудненного водообмена и под влиянием морских вод, — местами солоноватые, хлоридные натриевые и также содержат повышенное количество фтора. На узкой полосе вдоль берега воды верхних горизонтов местами солоноватые. Соленые воды бальнеологического значения залегают в кристаллическом фундаменте (Пярну).

Шестой район охватывает острова Балтийского моря — Хийумаа, Вормси, Муху, Сааремаа и др., а также о. Кихну Рижского залива. От пятого района он отличается тем, что подземные воды его кругом находятся под влиянием моря.

Эксплуатационными водоносными горизонтами на островах Хийумаа и Вормси являются кембро-ордовикский, нижний и верхний ордовикские и отчасти верхний силурийский, на островах Муху, Сааремаа и Кихну — верхний силурийский и в северной части о. Сааремаа — кембро-ордовикский.

Воды верхних водоносных слоев на берегу, находясь под влиянием морских вод, часто солоноватые, а в средней части островов, где они находятся под воздействием атмосферных осадков, — пресные гидрокарбонатные или смешанные, и лишь в нижних слоях карбонатного комплекса — солоноватые. На островах Хийумаа, Вормси и Муху и в северной

части о. Сааремаа под солоноватыми водами ордовикско-силурийского карбонатного комплекса в кембро-ордовикском водоносном горизонте залегают притекающие с материка пресные гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды с повышенным (до 5 мг/л) содержанием фтора.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский Б. Н., Приозерные депрессии северо-западного района как очаги дренажа подземных вод, Тр. 3-го Всесоюз. гидролог. съезда, т. 9, ГИМИЗ, 1959.
2. Верте А. И., Особенности формирования подземных вод в условиях Эстонской ССР, Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, сб. II, 1958.
3. Верте А. И., Подземные воды, Геология СССР, т. XXVIII, Эстонская ССР.
4. Верте А. И., Влияние тектонических структур на пьезометрию и состав подземных вод Эстонии, Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, сб. X, 1962.
5. Гатальский М. А., Подземные воды и газы палеозоя северной половины Русской платформы, Тр. ВНИГРИ, спец. серия, вып. 9, 1954.
6. Зайцев И. К., Объяснительная записка к гидрохимической карте СССР. Масштаб 1:5 000 000, Госгеолтехиздат, 1958.
7. Силин-Бекчурин А. И., Гидродинамические и гидрохимические закономерности на территории Прибалтики, Тр. Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 20, 1958.
8. Кудрявцев Н. А., Тектоника, Геология СССР, т. XXVIII, Эстонская ССР, Госгеолиздат, 1960.
9. Объяснительная записка к гидрохимической карте СССР в масштабе 1:5 000 000 под ред. И. К. Зайцева, Госгеолтехиздат, 1958.
10. Побул Э. А., О рельефе кристаллического фундамента территории Эстонской ССР, Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, сб. VI, 1961.
11. Стумбур К. А., О новых данных по тектоническим нарушениям, Инф. бюлл. Упр. геол. и охр. недр при СМ ЭССР, № 1, 1959.
12. Толстухин Н. И., Гидрохимическая зональность артезианских бассейнов, Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. XXXII, вып. 2, 1955.
13. Karise V., Mida sisaldavad vihm ja lumi. «Eesti Loodus» nr. 4, 1965.
14. Orviku K., Neotektoonika osast Eesti geoloogilises arengus antropogeeniajastul. ENSV TA Geol. Instituudi uurimused VII, 1961.

Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР

Поступила в редакцию
1/VII 1965

A. VERTE

EESTI ARTEESIA BASSEINI HÜDROGEOLOOGILISE EHITUSE JA PÕHJAVETE KUJUNEMISE PÕHIJONED

Resüme

Eesti NSV territooriumi Balti arteesia basseini põhjaosas kujutab endast teisejärgulist arteesia basseini.

Vastavalt geoloogilisele ehitusele eristatakse arteesia basseinis kristalse aluskorra põhjaveekord ja kvaternaarse setetega kaetud paleosoikumi põhjaveekorrad. Paleosoikumi setetes esinevad põhjaveed jagunevad alumiseks ja ülemiseks (devoni) põhjavee ladejärguks, mida katab ebaühtlaselt kvaternaarse setete põhjavee ladejärg.

Paleosoikumi põhjavee ladejärgu veed jagunevad vee liikumise iseloomu poolest liivakivides lõhede ja pooride ning karbonaatsetes kivimites lõhede ja karsti põhjavee kompleksideks. Nendes kompleksides esinevad savikad vett pidavad kihid jaotavad paleosoikumi veed 14 veehorisondiks (joon. 2). Kvaternaarse setete poorides esinev põhjavee kompleks jaguneb veekihtideks vastavalt setete geneetilistele tüüpidele.

Peamisteks põhjavete toite ja surve tekkimise aladeks on kohalikud Pandivere, Sakala, Otepää, Haanja jt. kõrgustikud.

Põhjavete äravool toimub ülemistest veehorisontidest ja -kihtidest jõgedesse ja kohalikesse nõgudesse, alumistest — osalt Peipsi, Pihkva ja Võrtsjärve nõgudesse, peamiselt Balti merre, Soome ja Riia lahte.

Eesti arteesia basseinis esineb mandriline ja mereäärne põhjavee režiim.

Pidevalt ülalt alla suunatud veetsirkulatsiooni tagajärjel kujunevad Eesti NSV mandriosas (välja arvatud rannik) ülemistes veehorisontides vesinikkarbonaatsed veed. Alumistes veehorisontides, kus kergesti lahustuvad ained pole veel täielikult kivimeist teostunud, kujunevad segatüüpi magedad veed. Kagu-Eestis kujunevad paksude nardoova lademe merglite all pärnu lademe liivakivides sulfaat-kloriidsed kaltsium-naatriumilised veed.

Läti nõost voolavad soolased alamkambriumi põhjaveed magestuvad esialgu Lokno ja Mõniste kristalse aluskorra kerkeala piirkonnas, kus puuduvad ülemised vett pidavad kihid, ja lõplikult Kesk- ja Põhja-Eestis nn. hüdrogeoloogiliste akende kaudu.

Merevee mõjul kujunevad rannikul ja saartel mere ääres ülemistes veekihtides soolased kloriid-naatriumilised, veidi kaugemal merest — segatüüpi magedad ja veelgi kaugemal, mandri poolt voolavate vesinikkarbonaatsete põhjavete piiril sulfaat-vesinikkarbonaatsed veed. Alumistes veehorisontides kujunevad paleogeograafiliste tingimuste tagajärjel (Litoriinamere alal) segatüüpi ja kohati mere ääres merevee mõjul soolased kloriid-naatriumilised veed.

Vastavalt põhjavete liikumise kiirusele Eesti arteesia basseinis on siin ainult kaks hüdrodünaamilist tsooni: vaba veevahetuse tsoon, mis omakorda jaguneb kiire, kiirenenud ja aeglustunud liikumisega alatooniks, ning raskendatud veevahetuse tsoon.

Põjavete mineralisatsiooni ja keemilise koostise alusel võib neid vertikaalsuunas jaotada A — magedate vete ja B — soolake vete hüdrokeemiliseks tsooniks. Soolaseid põhjavete on avastatud ainult Kagu-Eestis (Petseri lähedal) paleosoikumi alumistes kihtides ja Pärnus kristalses aluskorras.

Peale vertikaalse hüdrokeemilise tsonaalsuse esineb rannikul ja saartel veel horisontaalne hüdrokeemiline tsonaalsus.

Temperatuuri poolest (6—15°) kuuluvad Eesti arteesia basseini veed külmade hulka.

Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut

Saabus toimetusse
1. VII 1965

A. VERTE

THE FORMATION OF THE HYDROGEOLOGICAL STRUCTURE AND SUBTERRANEAN WATER REGIME OF THE ESTONIAN ARTESIAN BASIN

Summary

The territory of the Estonian S.S.R., as situated in the northern part of the Baltic artesian basin, represents a secondary artesian basin.

According to geological structure, we differentiate in the artesian basin the subterranean water-bearing horizons of the crystalline basement and those of the Palaeozoic deposits covered by Quaternary sediments. The subterranean waters in the Palaeozoic sediments, in their turn, are divided into upper and lower (Devonian) subterranean aquifers, which are irregularly covered by the water-bearing horizons of Quaternary sediments.

The Palaeozoic subterranean aquifers are further divided, in respect to the character of the movement of water, in sandstones — fissure- and pore-water complexes, and cracks in limestones — crack- and pore-water complexes. In those complexes, the clayey water-resisting strata divide the Palaeozoic aquifers into 4 water-bearing horizons (fig. 2). The subterranean aquifers occurring in Quaternary sediments are divided into water horizons according to the genetic types of the deposits.

The main alimentation areas as well as the sites of the formation of pressure are the local elevations: Pandivere, Sakala, Otepää, Haanja, etc. heights.

The drainage of the subterranean aquifers is effected from the upper water-bearing horizons and strata into rivers and local depressions, and from the lower aquifers — partly into depressions of the Peipsi, Pihkva and Võrtsjärv lakes, and mainly into the Baltic Sea: into the gulfs of Finland and Riga.

In the artesian basin of Estonia, a continental and littoral subterranean water regime occurs.

Owing to the constantly downwards directed water circulation, in the continental part of Soviet Estonia (the coastal zone excluded) hydrogen-carbonaceous waters are formed in the uppermost water-bearing horizons. In the lower horizons, where the easily soluble matters have not yet been completely leached out of the rocks, fresh water of a

mixed type is formed. In SE Estonia, under the thick layer of marl of the Narova stage in the sandstones of the Pärnu stage sulphate chloride calcium-sodium waters occur.

The saline Lower Cambrian subterranean waters moving from the Latvian depression are first desalinified in the region of the elevation of the crystalline basement of Lokno and Mõniste, where upper water-resisting strata are missing, and, finally, in central and North Estonia, by the so-called hydrogeological windows.

On account of the influence of the sea-water in the uppermost water-bearing horizons on coasts and islands, brackish chloride and sodium waters occur; a little farther from the sea, fresh waters of a mixed type, and still farther, on the border of the hydrogen carbonaceous subterranean aquifers flowing from the continent — sulphate hydrogen carbonate waters. As a result of palaeogeographical conditions, in the lowermost aquifers (in the region of the Littorina Sea) waters of a mixed type occur, and in some places on the coast, owing to the influence of the seawater — saline and brackish chloride sodium waters.

In accordance with the velocity of the movement of the subterranean waters in the basin under discussion, only two hydrodynamic zones are to be observed: the zone of free water exchange divided into subzones of rapid, accelerated and slow movement, and the zone of arrested water exchange.

According to the degree of mineralization as well as to the chemical composition of subterranean waters, they can be divided, in the vertical direction, into *A* — fresh-water and *B* — saline water hydrochemical zones. Saline groundwaters have been discovered only in SE Estonia (in the vicinity of Petseri), in the lower Palaeozoic strata, and in the crystalline basement of Pärnu district.

Besides the above-mentioned vertical hydrochemical zonality, on the coast and on the islands, a horizontal hydrochemical zonality occurs.

In respect to the temperature (6–15° C) of the subterranean waters, those of the artesian basin belong to the group of cold waters.

*Academy of Sciences of the Estonian S.S.R.,
Institute of Geology*

Received
July 1st, 1965