

Ф. П. САМСОНОВ

## АРТЕЗИАНСКИЕ ВОДЫ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРЫМА

Подземные воды нижнемеловых отложений Крыма пока еще мало изучены. Однако уже в настоящее время возможно выделить артезианский бассейн в отложениях нижнего мела, дать представление о гидродинамических особенностях и гидрогеохимической зональности этого бассейна, обрисовать общие черты его гидрогеологического развития.

Основной водоносный комплекс связан с мазанской песчано-глинистой свитой готеривского яруса, развитой в центральной и западной частях полуострова (рис. 1). Весь остальной разрез нижнего мела не содержит значительных водоносных горизонтов и характеризуется в целом водоупорными свойствами (за исключением некоторых мелких локальных участков).

Породы готерива в предгорном Крыму залегают на размытой поверхности различных горизонтов от валанжина до триаса-лейаса (таврическая формация). Они перекрывают окраинные зоны структур ядра альпийского мегантиклинория Главной гряды Крымских гор и распространяются в пределы степной области Крыма. Последняя является одним из участков Скифской эпигерцинской платформы [5], и готеривский водоносный комплекс здесь нередко залегает на складчатом палеозойском фундаменте под мощным чехлом третичных и меловых отложений. Схема стратоизогипс подошвы мазанской свиты, приведенная на рис. 1, дает представление о геологической структуре крымского участка платформы.

Отложения готерива и связанные с ними подземные воды изучены лишь на территориях платформенных поднятий: Симферопольского, Новоселовского и Сакского. Поэтому на рис. 1 стратоизогипсы и мощности, а на рис. 2 и 4 гидрогеохимические и температурные зоны по Альминской впадине и северному Крыму даны предположительно.

Наиболее значительные площади выходов мазанской свиты на земную поверхность имеются в южной части Симферопольского поднятия в районе пос. Зуя. Южнее этого населенного пункта готеривские отложения перекрывают северную оконечность крупного геоструктурного элемента мегантиклинория Главной гряды Крымских гор — Восточно-Крымского синклинория, сложенного породами верхней юры и валанжина (рис. 2). В направлении с юга на север, т. е. в сторону платформы, валанжинские водоупорные слои быстро выклиниваются, и мазанский комплекс ложится непосредственно на закарстованные известняки верхней юры. В свою очередь, карбонатная толща верхнеюрского отдела в том же направлении сильно сокращается в мощности и фациально замещается красноцветными глинами, развитыми на платформе (разрез I—I на рис. 3).

Принципиально аналогичные взаимоотношения пород мазанской свиты с подстилающими должны иметь место и на юго-западе полуострова, восточнее г. Севастополя, на «стыке» синклиория юго-западного Крыма и платформы (рис. 2).

Юго-западнее пос. Зуя готерив выходит на поверхность узкой прерывистой полосой, залегая на слабо водопроницаемых или водоупор-

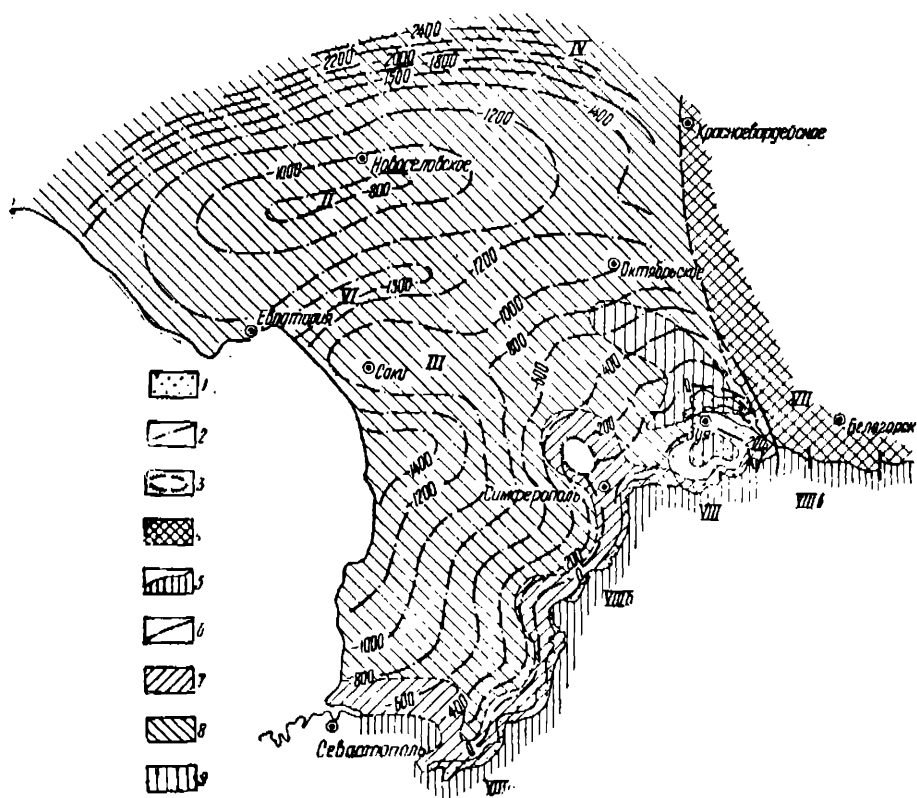


Рис. 1. Схема строгаизогипс подошвы и мощности мазанской водоносной свиты готеривского яруса в Крыму:

1 — выходы мазанской водоносной свиты готерива на дневную поверхность; 2 — строгаизогипс подошвы мазанской свиты; 3 Белоглинское поднятие второго порядка — отложения готерива отсутствуют; 4 — область распространения слабо водопроницаемых и водоупорных отложений готерива; 5 — южная граница распространения отложений готерива; 6 — линии тектонических разрывов. Мощности мазанской свиты: 7 — от 0 до 50 м; 8 — от 50 до 150 м; 9 — от 150 до 300 м. Основные геоструктурные элементы: I — Симферопольское поднятие; II — Новоселовское поднятие; III — Сакская приподнятая зона; IV — Сивашская впадина; V — Альминская впадина; VI — Калиновский прогиб; VII — Белогорский прогиб; VIII — мегантиклинорий Главной гряды Крымских гор (VIIa — синклиорий юго-западного Крыма, VIIб — Качинский антиклинорий, VIIв — Восточно-Крымский синклиорий)

ных отложениях доггера и лейаса-триаса и покрывая периферию Качипского антиклинория.

Описанные особенности залегания рассматриваемого водоносного комплекса играют большую гидрогеологическую роль.

Мазанская свита весьма неоднородна по литологическому составу и в основном представлена сложным чередованием глин (преобладают), песков, песчано-галечных образований, конгломератов и песчаников. Слои не выдержаны по мощности и имеют по простираию неодинаковое количество глинистого или грубообломочного материала. Поэтому, фильтрационные свойства толщи изменчивы в разрезе и по площади.

Водоносные горизонты приурочены к слоям песчаных и песчано-галечных отложений, залегающих среди глин. Мощности водоносных пород варьируют от 15 до 60 м, что составляет в разных местах от 10 до 50% полной мощности мазанской свиты.

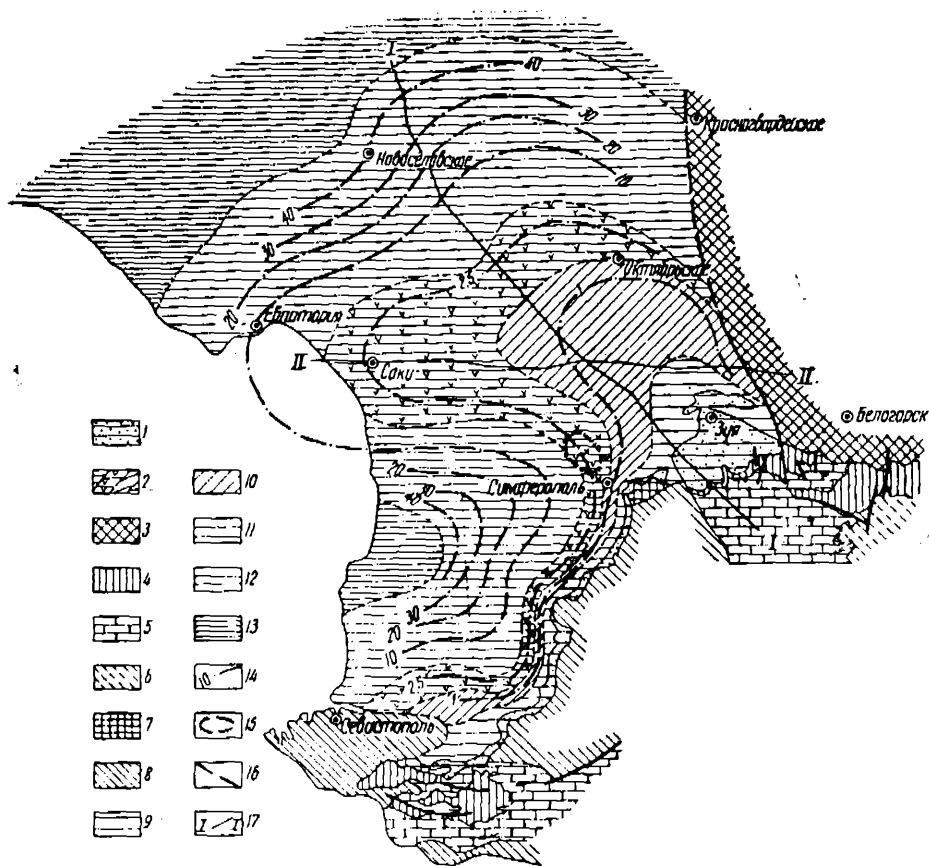


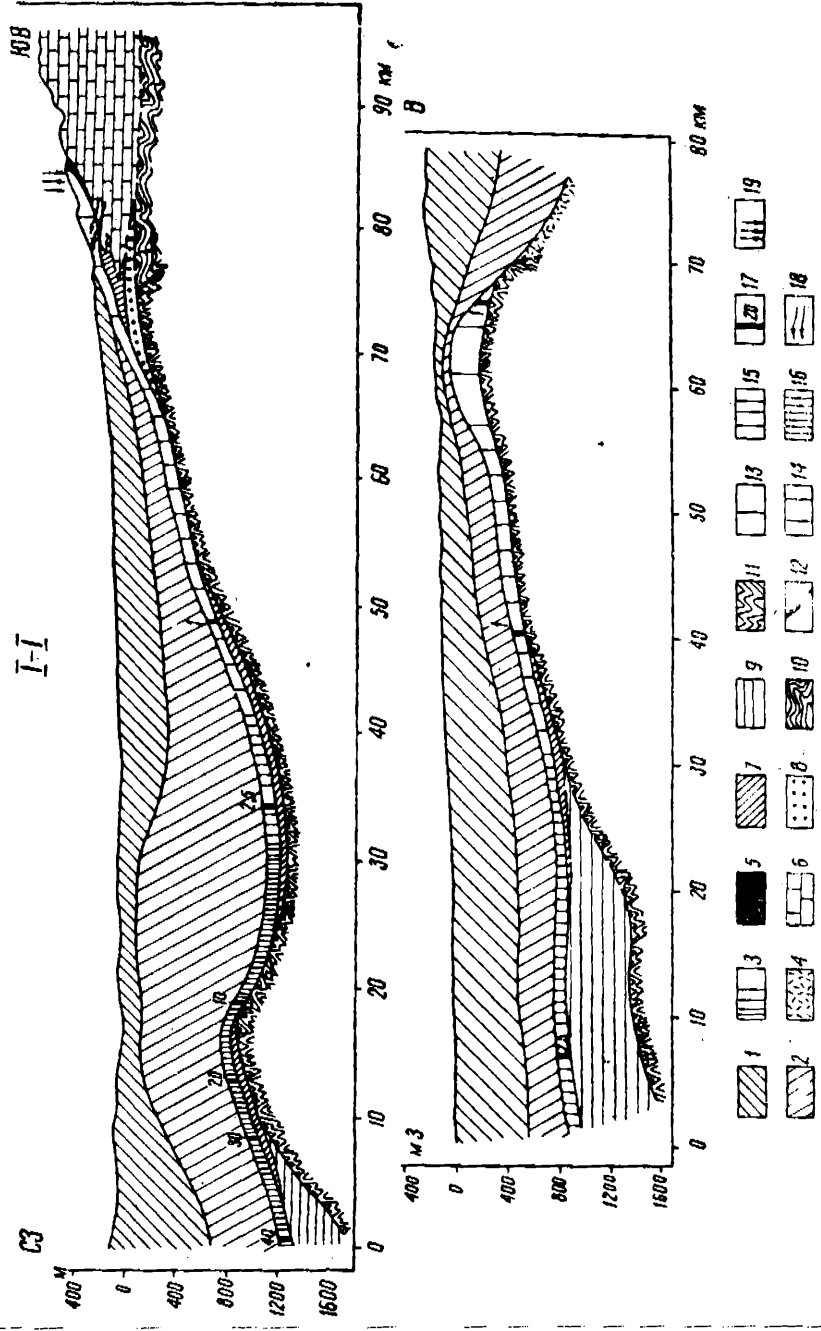
Рис. 2. Гидрогеохимическая схема подземных вод отложений мазанской свиты готеривского яруса в Крыму:

1 — выходы мазанской свиты; 2 — область погружения мазанской свиты; 3 — слабо водопроницаемые и водоупорные отложения; 4 — валанжин, водоупорные отложения; 5 — водоносные известняки верхней юры (А — бассейн трещинно-карстовых вод Долгоруковской Яйлы и Караби-Яйлы, Б — бассейн трещинно-карстовых вод юго-западных Яйл); 6 — слабо водопроницаемые и водоупорные верхнеюрские флишевые отложения; 7 — доггер, слабо водопроницаемые и водоупорные конгломераты; 8 — лейас и триас (таврическая формация) — водоупорные отложения; 9 — гидрокربонатно-кальциевый и сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый; 10 — сульфатно-гидрокарбонатный натриевый; 11 — хлоридно-гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-хлоридный натриевый; 12 — хлоридно-натриевый; 13 — хлоридно-кальциево-натриевый (предположительно); 14 — изолинии общей минерализации (г/л); 15 — контур Белоглинского поднятия II порядка; 16 — линии тектонических разрывов; 17 — линии разрезов

Несмотря на пестроту литологического состава водоносных горизонтов в целом прослеживается закономерное уменьшение содержания крупнозернистого материала, по мере удаления от Главной гряды Крымских гор, а следовательно, и общее уменьшение водопроницаемости в этом направлении. Если на Симферопольском поднятии коэффициенты фильтрации составляют по большей части от 2 до 6 м/сут., то в районах г. Саки и пос. Новоселовское они падают до 0,5—1 м/сут. Соответственно убывают и удельные дебиты скважин: от 0,4—0,7 л/сек. до 0,05—0,25 л/сек.

Рис. 3. Схематические геолого-гидрогеоморфические разрезы:

- 1 — неоген, палеоген и верхний мез; 2 — альб, апт и баррем; 3 — мазацкая водовосная свита; 4 — глинистые водоупорные отложения (о-терива; 5 — валанжин; 6 — верхняя юра, водоносные известняки; 7 — верхняя юра, красноцветы; 8 — доггер; 9 — юра нерасчлененная; 10 — лейас и траас (таврацкая формация); 11 — линии тектонических разрывов. Химический тип подземных вод: 13 — гидрокарбонатно-кальциевый; 14 — сульфатно-гидрокарбонатный натриевый; 15 — хлоридно-гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-хлоридный натриевый; 16 — хлоридно-натриевый; 17 — общая минерализация воды (г/л); 18 — участки гидравлической связи водоносных горизонтов мазацкой свиты и верхней юры; 19 — участки возможного инфильтрационного питания водоносного комплекса мазацкой свиты



Можно предполагать, что в присевых частях отрицательных тектонических форм крымского участка платформы водопроницаемость мазанской свиты еще более уменьшается в связи с замещением песков глинами.

Особое место занимает Белоглинское поднятие II порядка в окрестностях г. Симферополя. Здесь готерив отсутствует (выклинивается), и глинистая толща апта—альба залегает на водоупорных породах средней юры. В весьма маломощной древней коре выветривания последних встречаются напорные воды, проникающие из мазанской свиты при ее выклинивании.

Водоносные горизонты заключены в толще глин мазанской свиты. Поэтому, подземные воды повсеместно являются напорными, не исключая и площадей выходов водоносного комплекса на дневную поверхность. Залегание самой свиты среди водоупорных толщ создает условие надежной изоляции водоносного комплекса от вышележащих водоносных горизонтов третичных отложений.

В пределах выходов мазанских пород на поверхность в районе пос. Зуя напорные воды в осадках готерива вскрыты скважинами и проявляются восходящими источниками, связанными с местными тектоническими нарушениями. Это означает, что площадь выходов является областью частичной разгрузки артезианского бассейна. Инфильтрационное питание подземных вод здесь весьма ограничено ввиду слабой водопроницаемости мазанской свиты и не имеет в балансе артезианского бассейна большого значения. Так, по подсчетам Е. А. Зубровой (1959 г.) суммарный годовой дебит только одних источников в окрестностях пос. Зуя намного превышает все годовое количество осадков, выпадающих на площадь выходов.

Из изложенного следует, что водоносный комплекс нижнего мела должен иметь гидравлическую связь с другими водоносными горизонтами. Питание может осуществляться только за счет трещинно-карстовых вод Восточно-Крымского синклиория горного Крыма и только на одном участке — на «стыке» синклиория и Симферопольского поднятия южнее пос. Зуя. На этом участке, вследствие непосредственного налегания пород мазанской свиты на верхнеюрские водоносные известняки и быстрого выклинивания известняков, происходит напорная фильтрация подземных вод (рис. 3).

Карбонатный массив Восточно-Крымского синклиория (Караби Яйла и Долгоруковская Яйла) содержит бассейн трещинно-карстовых вод (Е. А. Зуброва, 1959) и представляет собой крупную самостоятельную гидрогеологическую единицу горного Крыма. Благодаря особенностям геологического строения массива подземный сток направлен в сторону северных склонов Главной гряды Крымских гор, где воды частично разгружаются в виде источников, а частично проникают в нижнемеловые отложения. Исходя из приближенных балансовых расчетов Е. А. Зубровой (1959) и некоторых других исследователей, пополнение мазанского водоносного комплекса трещинно-карстовыми водами Караби Яйлы и Долгоруковской Яйлы оценивается ориентировочно в 500 л/сек. или 15,5 млн. м<sup>3</sup> в год, что составляет около 15% общих водных запасов Яйл.

Иные гидрогеологические условия свойственны участку сочленения артезианского бассейна нижнего мела с бассейном Юго-Западных Яйл, восточнее Севастополя.

Как показали исследования М. В. Чуринова (1956), юрские известняки Яйлы образуют здесь обширную синклиналь с осью, наклоненной на запад. Трещинно-карстовые воды движутся в основном в западном направлении, разгружаясь в Черное море и, возможно, в третичные отложения района Севастополя. Поэтому, проникновение трещинно-карстовых вод в нижнемеловые осадки, покрывающие север-

ное крыло синклинали, не может играть существенной роли в питании рассматриваемого артезианского бассейна.

Таким образом Симферопольское поднятие является своеобразным мостом, соединяющим две совершенно разнородных гидрогеологических области — артезианский бассейн элигерцинской платформы и гидрогеологический массив альпийского горно-складчатого сооружения.

Рельеф пьезометрической поверхности указывает на радиальное растекание артезианских вод от участка питания южнее пос. Зуя.

В пределах приподнятой в тектоническом отношении зоны, объединяющей Симферопольское, Сакское и Новоселовское поднятия, величины пьезометрических уклонов падают от предгорий в сторону степного Крыма (от 0,009 до 0,0005). Учитывая общую тенденцию к выполаживанию пьезометрической поверхности, можно утверждать, что в северном Крыму и центральных частях Альминской впадины значения уклонов будут менее 0,0005 и, возможно, даже менее 0,0001. Поэтому, в указанных областях Крымского полуострова скорости фильтрации весьма малы, и в основном осуществляется очень медленное, всконое движение подземной воды в направлении глубоких депрессий Черного моря. Так, при уклоне 0,0005, коэффициенте фильтрации 1 м/сут. и пористости 30% скорость движения воды составит лишь 0,0017 м/сут. (62 м за 100 лет).

Наиболее интенсивное движение и концентрированный сток происходят вдоль Симферопольского и Сакского поднятий, совпадающих с площадями наибольших мощностей и коэффициентов фильтрации водоносного комплекса. Максимальные пьезометрические уклоны наблюдаются в южной части Симферопольского поднятия, где ширина артезианского потока минимальна, а существование восходящих источников в районе пос. Зуя оказывает дополнительное влияние на увеличение уклонов.

Вследствие высокого гипсометрического положения области создания напора в горном Крыму, пьезометрические уровни обычно устанавливаются выше поверхности земли, и скважины являются самоизливающимися. Особенно велико превышение уровней над земной поверхностью в степном Крыму (30—120 м), и поэтому, несмотря на малые удельные дебиты, расход скважин самоизливом может достигать 15—30 л/сек.

Условия разгрузки напорных вод мазанской свиты пока еще не совсем ясны. За исключением упомянутых выше источников в районе пос. Зуя открытых очагов разгрузки не имеется. В то же время нет никаких геологических предпосылок о существовании «фациальных окон» в водоупорной кровле или тектонических разрывов, по которым могла бы осуществляться гидравлическая связь с верхними водоносными горизонтами. Гидрогеологически разгрузка через «фациальные окна» или по разломам должна проявляться аномальными нарушениями рельефа пьезометрической поверхности, гидрогеохимической и температурной зональности вышележащих водопосных горизонтов, чего на самом деле не наблюдается.

По нашему мнению, можно говорить лишь о медленной распыленной разгрузке в вышележащие водоносные комплексы через покрывающие относительно водоупорные отложения. Ее возможность определяется разностью гидростатических напоров нижнего и верхнего водоносных горизонтов. Верхним в данном случае следует считать выдержанный артезианский горизонт среднего миоцена, с пьезометрическим уровнем повсюду на 90—140 м ниже уровней вод нижнего мела. Следовательно, на всей рассматриваемой территории имеется возможность медленной разгрузки напорных вод мазанской свиты в водоносный горизонт среднемиоценовых отложений.

Скорость фильтрации и фальтрационный расход на единицу пло-

щади будут различны на разных участках артезианского бассейна в зависимости от величин коэффициентов фильтрации «водоупорных» слоев и отношения разности напоров к пути фильтрации (т. е. мощности «водоупора»). Наиболее интенсивно вертикальная разгрузка должна идти в пределах Симферопольского и Сакского поднятий, где наблюдаются самые короткие пути фильтрации, значительные разности напоров и относительно высокая фильтрационная способность «водоупоров».

Дать количественные подсчеты распыленной разгрузки на представляется возможным, т. к. нет никаких данных о коэффициентах фильтрации «водоупорных» толщ.

Водоносный комплекс мазанской свиты содержит разнообразные по степени минерализации и химическому составу воды, закономерно распределенные по площади и образующие четко выраженную гидрогеохимическую зональность (см. рис. 2).

Таблица 1

Гидрогеохимическая зона	Химический состав подземных вод	Типичная формула соленого состава (по М. Г. Курлову)
1	Гидрокарбонатно-кальциевый и сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый	$M_{0,4} \frac{HCO_{65}^3 SO_{21}^4 Cl_{15}}{Ca_{65} Na_{19} Mg_{16}}$ $M_{0,5} \frac{HCO_{61}^3 SO_{26}^4 Cl_{13}}{Ca_{55} Na_{27} Mg_{18}}$
2	Сульфатно-гидрокарбонатный натриевый	$M_{0,9} \frac{HCO_{56}^3 SO_{27}^4 Cl_{17}}{Na_{98} Ca_1 Mg_1}$
3	Хлоридно-гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-хлоридный натриевый	$M_{1,9} \frac{HCO_{56}^3 Cl_{30} SO_{14}^4}{Na_{98} Ca_1 Mg_1}$ $M_{2,6} \frac{Cl_{49} HCO_{41}^3 SO_{10}^4}{Na_{98} Ca_1 Mg_1}$
4	Хлоридно-натриевый	$I_{0,004} Br_{0,018} M_{9,5} \frac{Cl_{93} HCO_6^3 SO_1^4}{Na_{95} Ca_4 Mg_1} \frac{rNa}{rCl} = 1,02$ $I_{0,011} Br_{0,079} M_{38} \frac{Cl_{98} HCO_1^3 SO_1^4}{Na_{88} Ca_{10} Mg_2} \frac{rNa}{rCl} = 0,90$
5	Хлоридно-кальциево-натриевые рассолы (предположительно)	

Примечание: наименование химического состава принимается по содержанию ионов свыше 25 % экв.

В первой гидрогеохимической зоне распространены пресные гидрокарбонатно-кальциевые воды, часто обогащенные натрием (до 30% экв.) и сульфатами (до 28% экв.). При переходе от первой зоны ко

второй происходит быстрое количественное и процентное нарастание  $\text{Na}^+$  и убывание  $\text{Ca}^{++}$  и  $\text{Mg}^{++}$  при медленном увеличении общей минерализации воды (до 1—1,5 г/л). Химический состав воды преобразуется в сульфатно-гидрокарбонатный натриевый (сульфатов 25—28% экв., натрия 95—99% экв.). Далее повышается содержание хлор-иона, воды становятся хлоридно-гидрокарбонатными, а во второй зоне гидрокарбонатно-хлоридными и хлоридно-натриевыми. Степень минерализации постепенно увеличивается до 3—4 г/л.

Следует отметить, что, несмотря на снижение % экв. сульфат-иона в хлоридно-гидрокарбонатных и гидрокарбонатных водах по сравнению с сульфатно-гидрокарбонатными, абсолютное содержание  $\text{SO}_4$  остается постоянным как в тех, так и в других 150—170 мг/л.

На границе гидрокарбонатно-хлоридной и хлоридной зон наблюдается резкое возрастание общей минерализации хлоридно-натриевых вод с одновременным быстрым повышением содержания кальция и уменьшением сульфатов. Вместе с тем, в воде появляются J и Br, концентрация которых также растет вместе с ростом общей минерализации. Так, в районе пос. Новоселовское на протяжении около 17 км плотный остаток увеличивается от 9,5 до 37,5 г/л; содержание кальция, иода и брома — соответственно от 119,8 мг/л до 1283,4 мг/л, от 4 до 11 мг/л, от 18 до 79 мг/л.

Газовый состав хлоридно-натриевых вод углекисло-азотно-метановый. В качестве примера приведем результаты анализа растворенных газов в одной из скважин Новоселовского района (в %):  $\text{CO}_2$  — 18,6;  $\text{CH}_4$  — 51,4;  $\text{N}_2$  — 24,1;  $\text{C}_2\text{H}_6$  — 5,6;  $\text{C}_3\text{H}_8$  — 0,3.

Несмотря на преобладание в хлоридных водах хлористого натрия, их солевой состав не является однородным. Как установлено для территории Новоселовского поднятия, при общей минерализации воды от 12 г/л до 38 г/л всегда соблюдается ионное соотношение  $\text{Cl}^- > \text{Na}^+ + \text{Mg}^{++}$  (г Na/г Cl меньше единицы и падает с увеличением минерализации от 0,97 до 0,90). Это означает, что в воде не содержится иных солей натрия, кроме NaCl, и характерно наличие хлористого кальция («хлор-кальциевые» воды по В. А. Сулину [8] или «хлорид-кальциево-натриевые» по Г. Н. Каменскому [3]).

В направлении к центру бассейна степень минерализации хлоридно-натриевых вод должна еще более возрастать (вместе с содержанием  $\text{CaCl}_2$ ), и нужно ожидать появления иодо-бромных хлоридно-кальциево-натриевых рассолов ( $\text{Ca}^{++} > 25\%$  экв.). Воды такого типа пока неизвестны, и пятая гидрогеохимическая зона на схеме выделяется предположительно.

Иные соотношения анионов и катионов имеют хлоридные воды при плотном остатке менее 10 г/л:  $\text{Na}^+ > \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{--}$  (г Na/г Cl несколько более единицы). Здесь, ближе к границе гидрокарбонатно-хлоридных вод, в воде исчезает  $\text{CaCl}_2$ , и появляется гидрокарбонат натрия —  $\text{NaHCO}_3$  («гидрокарбонатно-натриевые» воды по В. А. Сулину или «хлоридно-гидрокарбонат-натриевые» по Г. Н. Каменскому). В направлении к области питания с уменьшением минерализации воды увеличивается содержание  $\text{NaHCO}_3$ .

Отмеченные особенности солевого состава хлоридно-натриевых вод играют важную роль для понимания путей формирования гидрогеохимической зональности артезианского бассейна нижнемеловых отложений Крыма.

Минерализованные хлоркальциевые воды, обогащенные иодом, бромом и некоторыми другими микроэлементами с растворенными биогенными газами восстановительной обстановки, располагаются в гидрогеологически закрытых областях рассматриваемого артезианского бассейна, в зонах замедленного и весьма замедленного водообмена. Как известно, воды такого типа широко развиты в пределах соответ-



ствующих зон артезианских бассейнов, связанных с геологическими структурами различного размера, строения и возраста.

Сложная проблема формирования хлоркальциевых вод пока еще не является решенной. По представлениям большинства исследователей, эти воды являются метаморфизованными водами древних морских бассейнов.

При объяснении формирования гидрогеохимической зональности подземных вод мазанской свиты мы исходим из наличия и взаимодействия двух генетических типов подземных вод — молодых инфильтрационных и древних вод морского генезиса.

Инфильтрационные воды внедрялись (и внедряются) в водоносный комплекс со стороны высоко приподнятого горного Крыма, постепенно оттесняя древнюю воду все дальше в сторону степного Крыма. Фронт соприкосновения проявляется резким нарастанием минерализации хлоридно-натриевых вод параллельно с изменением их солевого состава и быстрым ростом содержания типичных «седиментационных» компонентов — иода и брома.

Инфильтрационные воды в освобожденных от древних вод частях артезианского бассейна попадают в чуждую им физико-химическую обстановку и изменяют свой химический состав в результате взаимодействия с оставшимся морским ионно-солевым комплексом пород, образуя несколько гидрогеохимических зон.

Гидрогеологические трещинно-карстовые бассейны крымских яйл, гипсометрически высоко поднятые, характеризуются активным водообменом и содержат пресные гидрокарбонатно-кальциевые воды ( $M_{0,35} \frac{HCO_3^-}{Ca_{35}}$ ). Проникая в песчано-глинистую толщу мазанской свиты, воды яйлы несколько обогащаются сульфатами и натрием, оставаясь весьма низкоминерализованными (первая гидрогеохимическая зона). Напорные источники района пос. Зуя способствуют водообмену и опреснению.

По мере удаления от области питания и погружения водоносных пластов подземная вода попадает во все более закрытые части артезианского бассейна; степень водообмена постепенно уменьшается; растет минерализация воды, сначала медленно, а затем все интенсивнее (вторая и третья гидрогеохимические зоны). Здесь активность водообмена целиком определяется условиями распыленной разгрузки артезианского бассейна через покрывающие относительно водоупорные слои, и минерализация воды меньше там, где разгрузка интенсивнее. Именно поэтому на значительных площадях Симферопольского и Сакского поднятий общая минерализация остается невысокой, несмотря на большие качественные изменения состава воды.

В формировании сульфатно-гидрокарбонатных натриевых вод второй гидрогеохимической зоны основная роль принадлежит несомненно реакциям катионного обмена  $Ca^{++}$  и  $Mg^{++}$  воды на  $Na^+$  породы, причем натрий почти целиком замещает в воде кальций и магний.

Формирование хлоридно-гидрокарбонатных и гидрокарбонатно-хлоридных натриевых вод в третьей зоне происходит путем обогащения сульфатно-гидрокарбонатной натриевой воды ионами натрия и хлора за счет остаточных хлоридно-натриевых растворов как самих водоносных пород (пленочная вода минеральных зерен), так и прилегающих глинистых водоупоров (диффузия из растворов капиллярных пор). Результаты первого процесса все более заметно проявляются при приближении к фронту, где воды приобретают хлоридно-натриевый состав.

Для описанных инфильтрационных, континентальных гидрокарбонатно-кальциевых вод, преобразованных в результате их проникновения в нижнемеловые отложения и движения в водоносных пластах,

весьма характерной частью солевого состава является гидрокарбонат натрия. Понятно, что гидрокарбонатно-натриевый облик воды получается за счет реакций катионного обмена  $\text{Ca}^{++}$  (и  $\text{Mg}^{++}$ ) воды на  $\text{Na}^+$  породы в достаточно промытых частях артезианского бассейна. Чем слабее водообмен, тем больше проявляется влияние остаточного морского ионно-солевого комплекса и тем меньшую роль в солевом составе воды играет гидрокарбонат натрия. Хлоридно-натриевые воды с минерализацией до 10—11 г/л, содержащие  $\text{NaHCO}_3$ , представляют собой конечный продукт преобразования инфильтрационных вод. На этом основании границу фронта соприкосновения подземных вод молодых, континентального происхождения, и древних, морского генезиса, следует провести примерно по изогипсе 10 г/л (см. рис. 2).

Физико-химические реакции катионного обмена могут протекать только в среде с высокой адсорбционной способностью, которой в данном случае являются морские глины нижнего мела, содержащие в поглощенном комплексе ион натрия. Слабая водопроницаемость глин делает возможным обмен кальция подземной воды на натрий глин лишь путем диффузии в приконтактных зонах водоносных и водоупорных отложений.

Благоприятные условия для катионного обмена и выхода  $\text{Na}^+$  в подземную воду должны существовать в том случае, когда весьма малоподвижные хлоридно-натриевые растворы глин в приконтактных зонах, находившиеся первоначально в физико-химическом равновесии с глинисто-коллоидными частицами, значительно изменили свою концентрацию и солевой состав в результате взаимодействия с инфильтрационными водами. Это взаимодействие, появившееся на самых ранних стадиях промывания артезианского бассейна, выражается в диффузионном выравнивании концентраций. Минерализация подземных вод в проницаемых пластах при этом увеличивается, воды обогащаются хлором и натрием. Концентрация растворов глин, наоборот, уменьшается, состав их изменится в сторону увеличения гидрокарбонатов и кальция. Когда растворы приконтактных зон глин уже в значительной степени освободились от хлора и натрия, а концентрация  $\text{Ca}^{++}$  в них достигла определенного предела, адсорбционное равновесие сдвигается в сторону кальция, и происходит катионный обмен.

Итак, реакции катионного обмена характерны для более поздних стадий развития бассейна, для более промытых его участков. Процесс диффузионного выравнивания концентраций определяет формирование состава гидрокарбонатно-хлоридных натриевых и, в большой степени, хлоридно-натриевых вод.

Отложения мазанской свиты весьма бедны растворимыми минералами, в частности, сульфатными. Вследствие этого количество сульфатов в подземных водах невелико и в первых трех гидрогеохимических зонах довольно постоянно, 150—170 мг/л. Только на границе соприкосновения вод различного генезиса оно скачкообразно падает до 12—25 мг/л. Характерным для рассматриваемого артезианского бассейна является отсутствие сероводородных вод, возникающих при процессах биохимической сульфатредукции.

Площадное распределение гидрогеохимических зон наглядно отражает особенности динамики артезианских вод нижнемеловых отложений (см. рис. 2). Промытые области артезианского бассейна совпадают с тектонически приподнятыми элементами платформы, в пределах которых осуществляется наиболее интенсивная фильтрация подземных вод как вертикальная, так и горизонтальная. Фронт соприкосновения древних и молодых вод отгеснен здесь далеко в степной Крым, а в районе Саки — Евпатория — даже в пределы Черного моря. В дальнейшем более быстрое движение фронта будет происходить также вдоль приподнятых структур, тогда как тектонические впадины останутся

еще долгое время областями существования древних хлоркальциевых вод.

В артезианском бассейне может быть намечена также температурная зональность (рис. 4).

На формирование температурного режима артезианских вод оказывают влияние два основных фактора: интенсивность внедрения холодных вод со стороны горного Крыма и термический режим земной коры, неодинаковый в различных структурах платформы.

По мере погружения Симферопольского поднятия севернее пос. Зуя и увеличения глубины залегания водоносного комплекса температура воды быстро повышается. Уже несколько южнее меридиана пос. Октябрьское при глубинах залегания 400—500 м температура воды, замеренная на устьях скважин, составляет 26—28°C, а при глубинах залегания 600—800 м — поднимается до 33—39°C.

Еще севернее, в пределах Новоселовского поднятия (район пос. Новоселовское), имеют место горячие воды (50—57°C на изливе и до 70°C в пласте), вскрытые буровыми скважинами на глубинах 800—1300 м.

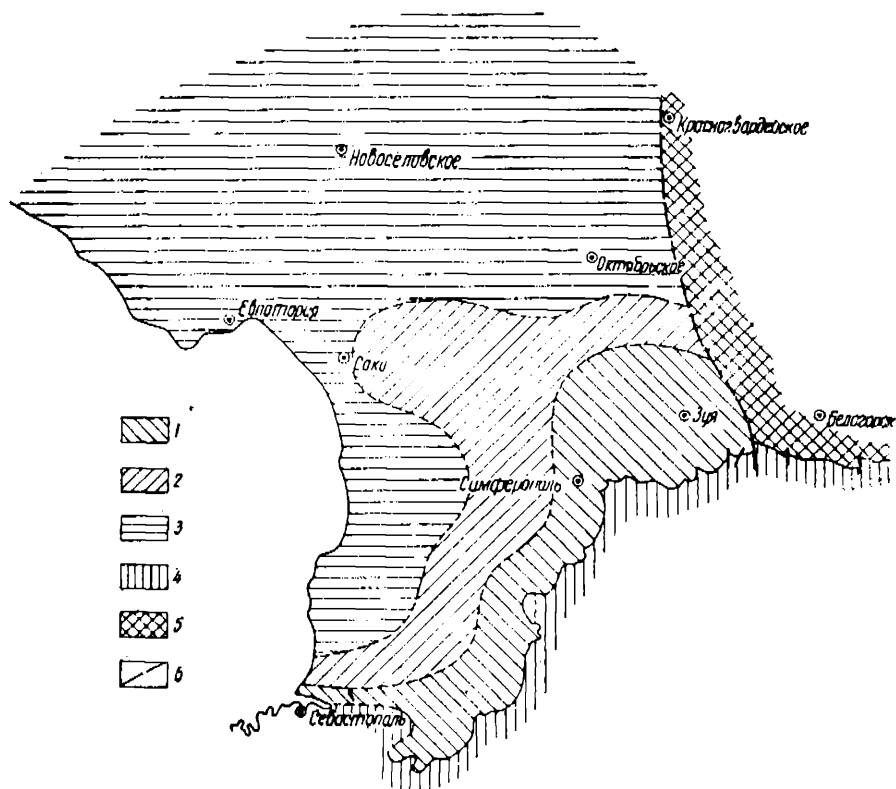


Рис. 4. Схема температурной зональности подземных вод мазанской свиты готеривского яруса:

1—зона холодных вод (температура воды в источниках и на изливе скважин ниже 20°C); 2—зона теплых вод (температура на изливе скважин от 20 до 37°C); 3—зона горячих вод (температура на изливе скважин свыше 37°C); 4—область распространения слабо водопроницаемых и водоупорных отложений готерива; 5—южная граница распространения готеривских отложений; 6—линии тектонических разрывов

К северо-западу от участка Симферополь-Зуя нарастание температур происходит гораздо медленнее, что объясняется слабым погруже-

нием водоносных слоев в этом направлении и относительно интенсивным движением холодных подземных вод.

В целом конфигурация температурных зон, так же как и гидрогеохимических, отражает отмеченные выше гидродинамические особенности артезианского бассейна.

Формирование современного подземного стока и гидрогеохимической зональности напорных вод мазанской свиты — длительный процесс, отражающий особенности геологической истории Крыма.

Для того, чтобы инфильтрационные воды могли проникнуть в водоносный пласт и двигаться в нем, необходима разность гидростатических напоров области инфильтрации и области разгрузки. Чем больше разность напоров, тем интенсивнее протекает процесс вытеснения древних вод, и тем быстрее формируется гидрогеохимическая зональность.

В данном случае инфильтрационные воды могли внедряться только со стороны горного Крыма, как это происходит и теперь. Следовательно, по мере воздымания мегантиклинория горного Крыма создавалась все более благоприятная обстановка для проникновения инфильтрационной воды в слои нижнемеловых отложений.

Как показали исследования М. В. Муратова [6], Н. И. Николаева и В. И. Бабака (1957 г.), начало формирования современного рельефа Крымского горного сооружения относится к верхнему миоцену. В течение плиоцена и четвертичного времени область горного Крыма испытала тектонические поднятия большой амплитуды, создавшие антиклинальную структуру, которой соответствуют в рельефе Крымские горы. Таким образом в плиоценово-четвертичное время формировался современный облик Крымских гор, а вместе с тем — современное распределение подземного стока и гидрогеохимическая зональность артезианского бассейна.

По М. В. Муратову современная территория горного Крыма в сармате была дном мелководного моря. Плоский рельеф плато Яйл (600—1000 м) обязан своим происхождением абразии сарматского моря. Вода сарматского моря не могла не проникать в карбонатную толщу верхней юры.

В течение верхнего миоцена и плиоцена территория горного Крыма представляла собой невысокую слабо расчлененную сушу с сухим жарким климатом. В конце плиоцена произошли интенсивные поднятия и глубокое эрозионное врезание (по подсчетам В. И. Бабака величина поднятий составляет 300—350 м). Очевидно, с этого времени начинается быстрое гидрогеохимическое развитие трещинно-карстовых бассейнов Яйл. В результате дальнейших поднятий развиваются эрозия и карст. Инфильтрационные воды все глубже проникают в юрские известняки, ускоряется водообмен.

За 450 тысяч лет четвертичной истории (до конца первой половины верхнечетвертичной эпохи) суммарные поднятия оцениваются в 250—300 м, а за весь последующий период (около 140 тыс. лет) — лишь в 15—18 м. Таким образом ко второй половине верхнечетвертичной эпохи рельеф горного Крыма в основном сформировался и имел почти современный облик.

Есть все основания полагать, что к этому времени карбонатные массивы Яйл уже представляли собой хорошо промытые бассейны пресных вод. В частности, уже существовал крупнейший в Крыму источник Карасу-Баши (южнее г. Белогорска) — очаг разгрузки Караби Яйлы и Долгоруковской Яйлы.

Фильтрационные свойства закарстованных известняков Яйл и песчаных пород мазанской свиты резко различны. Если в карстовых полостях величины коэффициентов фильтрации могут достигать многих десятков  $m/cут.$ , то в песках готерива они не выходят за пределы

нескольких единиц *м/сут.*; мазанские слои являются относительно водоупорными по сравнению с закарстованными юрскими известняками. Поэтому, подземные воды из горного Крыма могли проникать в артезианский пласт мазанской свиты только при достаточно высоком гипсометрическом положении уровня подземных вод Яйлы. По-видимому, проникновение подземных вод Яйлы в породы нижнего мела началось в конце первой половины верхнечетвертичной эпохи, когда в горном Крыму уже сформировались трещинно-карстовые бассейны пресных вод, или несколько раньше (140—150 тыс. лет назад). Во всяком случае, в мазанскую свиту всегда внедрялись воды пресные, как и в настоящее время. В этом нас убеждает весь характер гидрогеохимической зональности.

В настоящее время фронт соприкосновения древних и молодых вод на участке Зуя-Саки отнесен примерно на 100 км от горного Крыма. Принимая скорость движения фронта 0,6 м в год, получим 160 тыс. лет.

Артезианский бассейн нижнемеловых отложений Крыма приобретает большое значение в народном хозяйстве. Статья и составленные автором схемы помогут обосновать дальнейшую разведку подземных вод.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Альбов С. В. Гидрогеология Крыма. Изд. АН УССР. Киев, 1956.
2. Альбов С. В. Минеральные воды Крыма и их использование. Сб. статей «Охрана и развитие природных богатств Крыма». Крымиздат. Симферополь, 1960.
3. Каменский Г. Н. Подразделения и формулы химического состава вод. Тр. лаб. гидрогеол. пробл. т. XVI. Изд. АН СССР, 1958.
4. Лычагин Г. А. Геологическое строение и история развития Крымского полуострова. Сб. Ин-та мин. ресурсов АН УССР. Крымиздат. Симферополь, 1957.
5. Муратов М. В. Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа. Сов. геол., сб. 48, 1955.
6. Муратов М. В. О миоценовой и плиоценовой истории развития Крымского полуострова. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXIX, вып. 1, 1954.
7. Ослоповский А. П. Горячие минерализованные воды в Крыму. Сов. геол., № 1, 1959.
8. Сулин В. А. Гидрогеология нефтяных месторождений. М.—Л. Гостоптехиздат, 1948.

Московский геологоразведочный институт им. С. Орджоникидзе