

Круговороты подземных вод в земной коре

В.П.Зверев

Подземные воды присутствуют в земной коре не только в жидкой и газообразной формах, но и адсорбируются горными породами, а также входят в кристаллическую решетку многих минералов, участвуя одновременно в постоянных круговоротах.

Количественная оценка масс воды

Прежде чем перейти к количественной оценке масс подземных вод, участвующих в круговоротах, необходимо достаточно надежно определить их количество в земной коре.

Наиболее достоверно оценена масса воды, сосредоточенной на поверхности Земли — $1.3 \cdot 10^{24}$ г; основная ее часть образует Мировой океан. Менее точно оценивается количество воды в земной коре, хотя попыток получить соответствующее значение предпринималось немало. Постарались сделать это и мы.

Количество химически связанной воды (структурной), содержащейся в осадочном чехле и других оболочках земной коры, принято по дан-



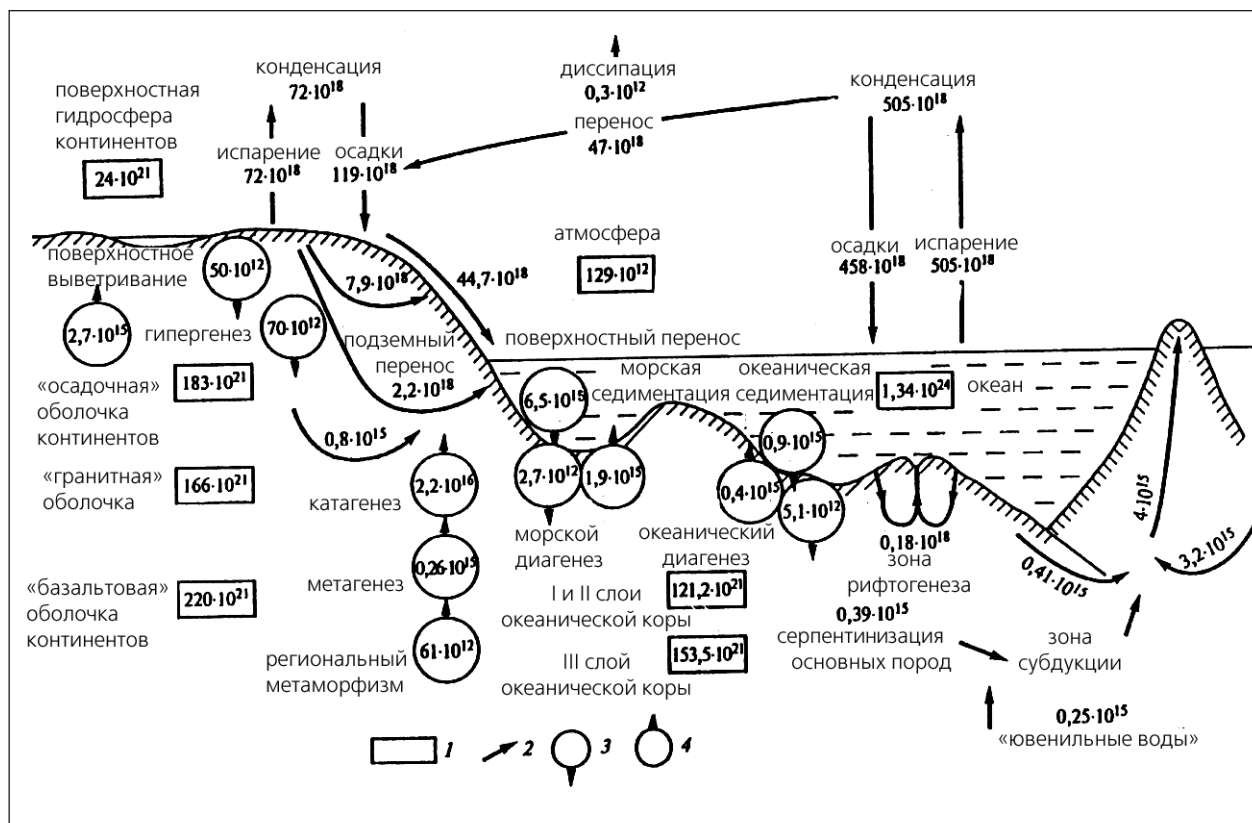
Валентин Петрович Зверев, доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией гидрогеоэкологии Института геоэкологии РАН. Область научных интересов — геохимия природных вод, роль подземных вод в развитии геологических процессов. Заслуженный деятель науки Российской Федерации.

ных наиболее полной и обстоятельной сводки А.Б.Ронова, А.А.Ярошевского [1, 2]. Массы свободных и физически связанных вод (адсорбированных) рассчитаны, исходя из условия полного заполнения ими порового пространства горных пород. Был использован обширный фактический материал, полученный при бурении на континентах и в океане. На основании анализа лабораторных исследований кернового материала определены особенности изменения с глубиной пористости основных типов осадоч-

ных пород в пределах платформенных и геосинклинальных блоков континентов, осадков субконтинентальной и океанической коры. Всего в осадочной оболочке земной коры содержится, по нашим данным, $3.0 \cdot 10^{23}$ г, т.е. примерно в 4.5 раза меньше, чем в современном океане.

Более сложна оценка количества воды в гранитной и базальтовой оболочках. Для решения проблемы были привлечены результаты теоретических исследований А.Б.Ронова, Ф.А.Летникова и У.Файфа. Общее количество подзем-

© В.П.Зверев



Современный ориентировочный баланс природных вод литосферы. 1 — масса природных вод, содержащихся в отдельных звеньях гидросферы и оболочках земной коры; 2 — перенос свободных природных вод, г/год; 3 — переход природных вод из свободного в связанное состояние, г/год; 4 — переход природных вод из связанного в свободное состояние, г/год.

ных вод в этих оболочках примерно $4,3 \cdot 10^{23}$ г.

Суммарное количество всех типов природных вод, содержащихся в земной коре, по нашим данным, составляет $7,3 \cdot 10^{23}$ г, около 50% от массы поверхностной гидросферы (табл.1).

Глобальные потоки подземных вод

Подземные воды представляют собой подвижную фазу земной коры и находятся в постоянном круговороте.

Сведения о глобальном круговороте природных вод для поверхностных циклов, включая массоперенос подземных вод в верхней гидродинамической зоне активного водообме-

на, уже давно вошли в школьные учебники. В то же время происходят круговороты вод глубоких горизонтов земной коры. Оценивая массоперенос этих вод, мы рассматривали формы их существования, т.е. связь между жидкой и твердой фазами (подземными водами и горными породами), а также влияние давления и температуры, которые ограничивают существование таких связей. Выделяются три основных типа массопереноса подземных вод: гидрогеологический, реализуемый свободными потоками; литогенетический, определяемый физически связанной водой, и геологический, обусловленный переносом и выделением воды, входящей в кристаллическую решетку минералов [3].

Гидрогеологический цикл круговорота представляет собой передвижение свободных вод от области питания к местам их разгрузки на земной поверхности. В нем выделяются потоки зоны активного водообмена, связанные с верхними частями земной коры и дренируемые местной эрозионной сетью, и потоки глубокого замедленного водообмена, разгрузка которых осуществляется в наиболее врезанных долинах крупных рек, котловинах озер или в прибрежных частях морских бассейнов. Масса вод, участвующих в гидрогеологическом цикле, подсчитана с хорошей точностью и составляет для верхней зоны $9,6 \cdot 10^{18}$ г/год, и нижней — $0,6 \cdot 10^{18}$ (табл.2).

Таблица 1

Количество воды в земной коре

Тип земной коры	Слой	Горная порода, масса, 10^{24} г	Химически связанные воды		Средняя пористость, %	Свободные воды, 10^{20} г	Общая масса воды, 10^{20} г
			содержание, мас. %	масса, 10^{20} г			
Континентальный							
	осадочный	1.8	2.9	555.5	10.7	811.8	1367.3
	гранитный	6.83	1.46	997.2	1.5	378.0	1375.2
	базальтовый	9.39	1.40	1314.6	0.72	426.3	1740.9
	в целом	18.1	1.6	2867.3	2.6	4483.4	
Субконтинентальный							
	осадочный	0.4	2.87	114.8	21.6	345.5	460.3
	гранитный	1.4	1.5	205.7	1.5	78.0	283.7
	базальтовый	2.5	1.4	348.6	0.7	113.0	461.6
	в целом	4.3	1.6	669.1	3.5	536.5	1205.6
Океанический							
	осадочный (I)	0.2	4.95	94.1	46.2	554.4	648.5
	вулканогенно-осадочный (II)	1.2	2.1	210.0	9.8	354.0	564.0
	базальтовый (III)	4.90	0.7	338.1	0.3	65.2	403.3
	в целом	6.1	1.05	642.2	4.41	973.6	1615.8
Земная кора							
	осадочный	3.5	2.8	974.4	14.8	2065.7	3040.1
	гранитный	8.2	1.5	1202.9	1.5	456.0	1658.9
	базальтовый	16.8	1.2	2001.3	0.6	604.5	2605.8
	в целом	28.5	1.5	4178.6	3.1	3126.2	7304.3

Литогенетический цикл круговорота подземных вод заключается в физическом связывании воды в ходе седиментации, последующем переносе ее вместе с породами в более глубокие части осадочных бассейнов, где она при достижении определенных температур и давлений постепенно переходит частично в свободное, а частично в химически связанное состояние. Существуют две основные ветви литогенетических массопотоков: континентальная и океаническая.

При погружении и уплотнении пород в осадочных бассейнах континентов физически связанная вода переходит в свободное состояние. Интенсивность этого процесса оценивается в $4.4 \cdot 10^{15}$ г/год. Большая часть вод поступает в водоносные горизонты и в конечном итоге попадает

на земную поверхность. Превращение связанных вод в свободные обуславливает возникновение зон аномально высоких пластовых давлений, в которых часто формируются нефтяные залежи. В случае превышения гидростатического давления над литостатическим (т.е. прочностью) горные породы трескаются и воды внедряются в вышележащие толщи. В дальнейшем происходит их разгрузка на земной поверхности или в морских акваториях — в виде грязевого вулканизма.

В пределах океанического блока земной коры физически связанные воды осадочных пород (I сейсмического слоя) в процессе дрейфа литосферных плит и последующей субдукции опускаются с вмещающими их породами под континентальную кору. Образуются островные дуги и активные

окраины континентов, где в конечном итоге вода также переходит в свободное состояние, принимая участие в формировании гидросферы этих активных структур. Интенсивность выделения свободных вод оценена (исходя из содержания в породах связанной воды и максимального времени их существования ~200 млн лет) в $0.4 \cdot 10^{15}$ г/год.

Геологический цикл массопереноса подземных вод характеризуется последовательными процессами гидратации минералов и по мере погружения горных пород последующей их дегидратацией в ходе регионального метаморфизма.

На континентах вода связана с гранитно-метаморфической оболочкой. Направленные вниз физически связанные воды, выделяющиеся в осадочных бассейнах, — основной

Таблица 2

Основные массопотоки подземных вод в земной коре

Массопотоки	Толща горных пород земной коры, вовлекаемых в круговорот	Преобладающее состояние подземных вод	Масса горной породы, вовлекаемой в круговорот, 10^{21} г	Масса воды, содержащейся в горных породах, 10^{21} г	Интенсивность водообмена или выделения в свободное состояние, г/год
Гидрогеологический					
	зоны активного водообмена континентального блока земной коры	свободное	0.04	0.0025	$9.7 \cdot 10^{18}$
	зоны замедленного водообмена континентального блока земной коры (песчаники, карбонаты)		1.1	0.065	$0.5 \cdot 10^{15}$
Литогенетический					
	осадочных континентального и субконтинентального блоков земной коры (глины и глинистые сланцы)	физически связанное	1.1	0.05	$4.4 \cdot 10^{15}$
	осадочных I сейсмического слоя океанического блока земной коры		0.18	0.098	$0.4 \cdot 10^{15}$
Геологический					
	гранитно-метаморфической оболочки континентального блока земной коры	химически связанное	8.1	0.2	$0.4 \cdot 10^{15}$
	II и III сейсмических слоев океанического блока земной коры		5.96	0.05	$0.4 \cdot 10^{15}$
Гидротермальный					
	океанических рифтов	свободное, пароводяная смесь	-	-	$0.2 \cdot 10^{18}$
	островных дуг и активных континентальных окраин		-	-	$4.0 \cdot 10^{15}$

источник гидратации пород на ранних этапах метаморфизма. Более глубокие горизонты характеризуются ростом давления и температуры и соответственно более высокими стадиями метаморфизма. В этих условиях химически связанные воды переходят в свободное состояние. Интенсивность этого процесса невелика и составляет примерно $0.04 \cdot 10^{15}$ г/год. Формирование зон обводненных разуплотненных пород, вскрытых Кольской сверхглубокой скважиной на глубине 6–8 км в пределах Балтийского щита, по-видимому, связано с подобными процессами.

Более динамичен геологический цикл массопереноса подземных вод с вулканогенно-осадочными и базальтовыми породами (II и III сейсмических слоев) океанической коры. Он характеризуется

процессами гидратации основных пород в ходе рифтогенеза, переносом гидратированных пород в результате дрейфа литосферных плит и последующей дегидратацией при региональном метаморфизме в зонах погружения под континентальную кору. Масса выделяющихся при этом свободных вод (исходя из содержания химически связанной воды в породах океанической коры и максимального времени их существования ~200 млн лет) оценена в $0.4 \cdot 10^{15}$ г/год. Образующиеся в результате этого высокотемпературные флюиды — один из источников питания гидротерм островных дуг и активных континентальных окраин и одна из действующих сил развития вулканических процессов. Масса ежегодно образующихся при извержении пород $\sim 6 \cdot 10^{15}$ г/год, среднее со-

держание воды в магме примерно 3%; при грубом подсчете обнаруживаем, что в вулканическом процессе принимает участие $\sim 0.2 \cdot 10^{15}$ г/год воды.

Особенности фазовых переходов воды при высоких температурах и трещиноватость пород приводят к формированию в зонах островных дуг и активных континентальных окраин гидротермальных конвективных ячеек, нисходящее звено которых — холодные океанические или метеорные воды (атмосферные осадки). Восходящее же звено ячеек складывается из трех основных источников: физически и химически связанных вод, выделяющихся из осадочных и вулканических пород океанического блока земной коры, а также восходящего потока нагретых подземных «бывших» метеорных вод. Суммарный восходящий

гидротермальный массопоток на основании данных о конвективном выносе тепла подобными системами оценен в $4 \cdot 10^{15}$ г/год. Примерно 15% гидротермального массопотока ($0.6 \cdot 10^{15}$ г/год) приходится на долю освобождающихся связанных вод, а остальные 85% ($3.4 \cdot 10^{15}$ г/год) — на долю нисходящей и восходящей ветвей гидротермальных вод метеорологического происхождения.

Наконец, необходимо кратко остановиться на массопотоке воды из мантии. Мантийный флюид можно рассматривать как смесь водородного и углеводородного компонентов. При миграции, связанной с восходящей ветвью конвекции вещества мантии, происходит окисление его составляющих, что в конечном итоге приводит к синтезу воды, масса которой приблизительно оценивается в $0.25 \cdot 10^{15}$ г/год.

Таким образом, количественная оценка структуры основных массопотоков подземных вод в земной коре показывает, что среди них доминируют воды, формирующие гидрогеологический цикл круговорота. Его массопотоки более чем на три-четыре порядка превышают массы физически связанных (адсорбированных) вод, выделяющихся в ходе литогенетического цикла, и на четыре-пять порядков — массы химически связанных вод (входящих в структуру минералов), освобождающихся в процессе геологического цикла круговорота.

Вместе с тем переход таких вод в свободное состояние, реализуемый в толще земной коры, имеет исключительно большое геологическое значение. С подобными процессами связаны существенные изменения вещества горных пород, формирование месторождений полезных ископаемых (в том числе и горючих), а также развитие ряда эндогенных, часто катастрофических, явлений.

Влияние подземных вод на изменение уровня Каспия

В этой части статьи мы попытаемся показать, как полученные довольно общие данные можно использовать при решении конкретных вопросов.

Наиболее подходящей моделью оказался Каспийский осадочный бассейн. Он привлекает внимание, с одной стороны, как крупнейшая нефтегазоносная провинция, а с другой — в связи с резким изменением уровня моря, произошедшего на рубеже 70—80-х годов. Значительное повышение уровня Каспия стало большим сюрпризом для гидрологов, которые пытались объяснить этот феномен изменением водного баланса Земли. Геологи же, подключившиеся к решению проблемы, связывают это явление с особенностями тектонического развития Каспийской впадины. Так Н.А.Шило и др. высказали предположение о связи уровня Каспия с напряжениями в земной коре: уходом воды из его акватории в недра при растяжении и поступлением — при сжатии.

Впадина Каспийского моря (территория, занятая акваторией моря) вытянута в меридиональном направлении. Длина ее около 1200 км, а ширина — около 320 км. Общая масса воды в Каспийском море достигает $0.8 \cdot 10^{20}$ г, а средняя глубина — 160 м.

На территории, занимаемой современным Каспием, выделяются три основных геолого-структурных элемента: в северной части — юг Прикаспийской синеклизы, в центральной — Скифско-Туранская плита, на западе и юге — зона альпийской складчатости. Последняя в свою очередь делится на Северо-Западную, примыкающую к восточной оконечности Большого Кавказа, и Южную, представляющую

собой крупную мегавпадину на базальтовом основании.

Это районирование и легло в основу приближенной оценки масс подземных вод в осадочном чехле Каспийского бассейна. Мощность пород в нем колеблется от 5—6 км в зоне Скифско-Туранской плиты до 30 км в Южной мегавпадине. За нижнюю границу осадочных отложений приняты разновозрастные породы консолидированного фундамента.

Для количественных расчетов построена приближенная пространственная модель Каспийского осадочного бассейна. По ней были оценены средние мощности, объем и масса пород осадочного чехла для главных геолого-структурных элементов.

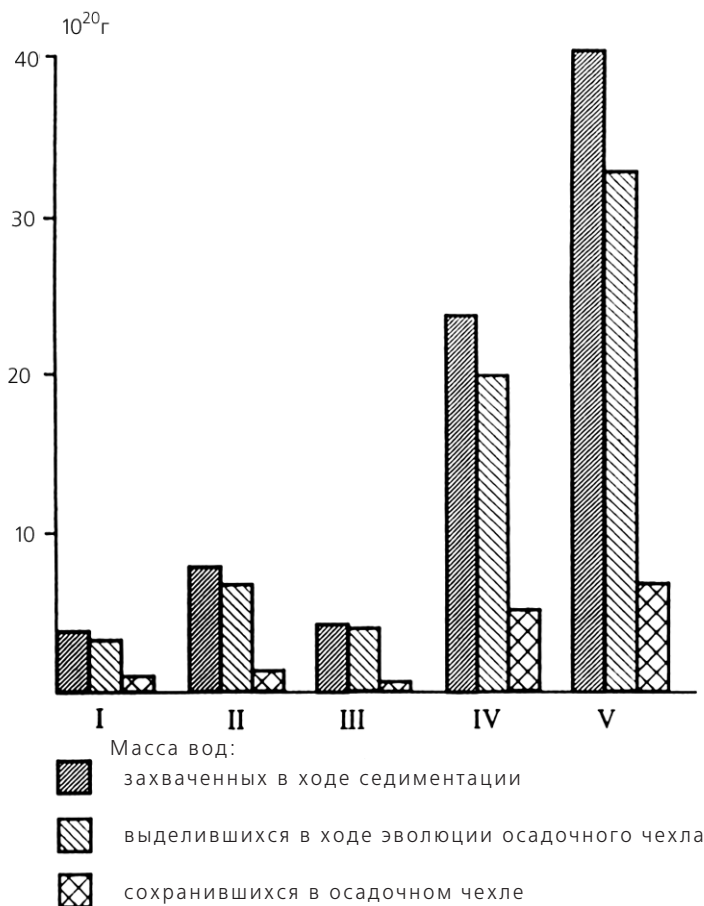
Для расчета количества воды в осадочном чехле Каспия использовалась методика, о которой мы рассказали выше. Большинство параметров (особенно значение пористости горных пород различных типов) получены по результатам бурения в пределах Дагестана, т.е. в непосредственной близости от Каспия. Из довольно приближенных расчетов следует, что в осадочной толще Каспийского бассейна содержится примерно $11.9 \cdot 10^{20}$ г связанных и свободных подземных вод, из которых на последние приходится $7.4 \cdot 10^{20}$ г, что практически на порядок превышает массу воды Каспийского моря ($0.8 \cdot 10^{20}$ г). Причем подавляющая часть этих вод ($5.3 \cdot 10^{20}$ г) сосредоточена в Южно-Каспийской впадине [4].

Геологическая история Каспийской впадины тесным образом связана с развитием океанических и морских бассейнов, и в первую очередь Тетиса. Эволюция Южного Каспия была сопряжена с морской седиментацией [5]. В Среднем и Северном Каспии же существовали отдельные перерывы в морском

Таблица 3

Баланс подземных вод осадочного чехла Каспийской впадины

	Прикаспийская синеклиза	Скифско-Туранская плита	Область альпийской складчатости		Весь бассейн
			Среднего Каспия	Южного Каспия	
Площадь, км ²	43200	145600	41600	143600	374000
Средняя мощность осадочного чехла, км	10.5	6.0	12.5	21.5	
Объем осадочных пород, 10 ²¹ см ³	0.45	0.9	0.5	3.1	4.9
Масса осадочных пород, 10 ²¹ г	1.1	2.2	1.3	7.7	12.3
Масса воды, захваченной при седиментации, 10 ²⁰ г	3.8	7.75	4.3	24.9	40.7
Масса свободных и физически связанных вод, содержащихся в осадочном чехле, 10 ²⁰ г	0.5	1.3	0.3	5.3	7.4
Масса свободных и физически связанных вод, выделившихся из осадочного чехла, 10 ²⁰ г	3.2	6.5	4.0	19.6	33.3



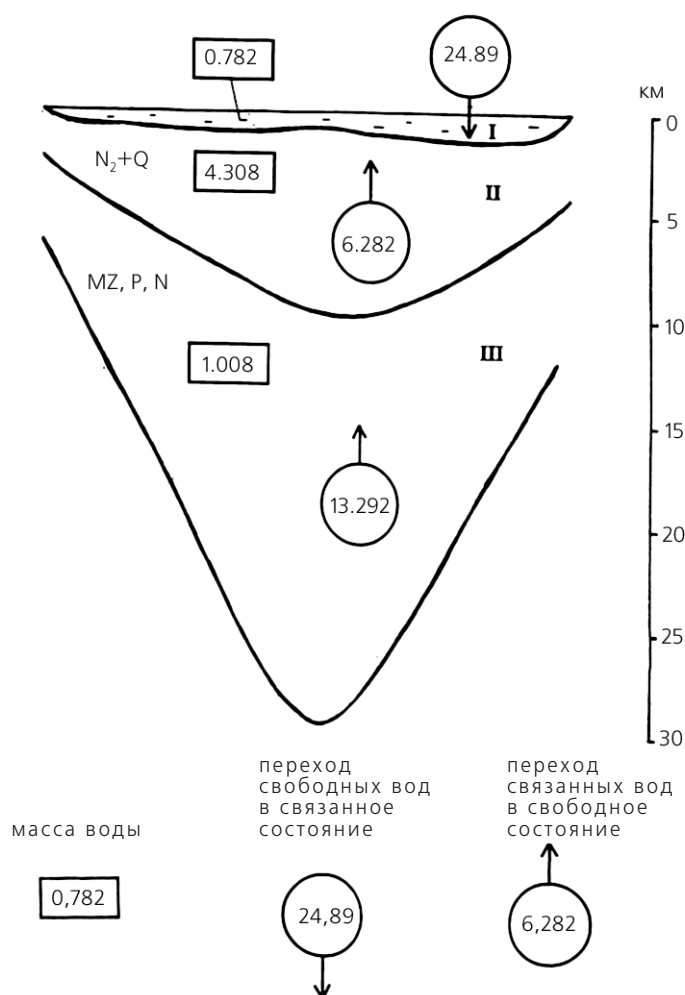
Баланс подземных вод осадочного чехла Каспийской впадины. Римскими цифрами обозначены: I – Прикаспийская синеклиза; II – Туранская плита; III – область альпийской складчатости Среднего Каспия; IV – область альпийской складчатости Южного Каспия; V – Каспийская впадина.

осадконакоплении. Однако они не сыграли значительной роли в формировании осадочной толщи, и поэтому для наших расчетов можно допустить, что основная масса осадочного чехла формировалась в присутствии природных поверхностных вод. Осаждаясь, минеральное вещество захватывает значительное количество физически связанных вод [6].

За время существования впадины осадочными породами при седиментации захвачено более $40.7 \cdot 10^{20}$ г свободных и физически связанных вод. Из них $7.4 \cdot 10^{20}$ г сохранились до настоящего времени. Большая же часть ($33.3 \cdot 10^{20}$ г) в ходе эволюции впадины выделилась и поступила обратно в океанические и морские акватории (табл.3). В пределах Северного и Среднего Каспия составляющие баланса невелики и сравнительно близки друг другу. Резко выделяется Южный Каспий, на долю которого приходится примерно 2/3 массы подземных вод. В осадочной толще Южной мегавпадины Каспия за 185 млн лет эволюции было аккумуляровано $24.9 \cdot 10^{20}$ г свободных и физически связанных подземных вод. В процессе развития бассейна $19.6 \cdot 10^{20}$ г возвращено обратно, причем $6.2 \cdot 10^{20}$ г из них приходится на последние 5 млн лет.

Если распределить всю массу воды, выделившуюся из верхнего этажа осадочной толщи Южного Каспия, на площади современного Каспия, то за 5 млн лет должен был образоваться слой мощностью 1.68 км. Расчет носит, конечно, условный характер, так как в действительности в течение рассматриваемого отрезка времени Каспий имел иную, чем в современную эпоху, площадь акватории, иногда большую, а иногда меньшую.

Попробуем также оценить суммарный подъем уровня Каспия за то же среднеплиоцен-



Баланс подземных вод осадочного чехла Южной мегавпадины Каспийского бассейна, 10^{20} г. Римскими цифрами обозначены: I — Каспийское море, II — плиоцен-четвертичный осадочный комплекс, III — доплиоценовый осадочный комплекс.

четвертичное время. Для этого были использованы кривые изменения уровня Каспия, построенные Ю.Г.Леоновым с коллегами по сейсмостратиграфическим данным [7]. Было зафиксировано 23 достаточно длительных этапа подъема уровня продолжительностью от 20 до 600 тыс. лет, с амплитудой от 10 до 580 м.

Суммарная величина всех подъемов уровня Каспия за 5 млн лет равна 1.8 км, т.е. достаточно близка к слою под-

земных вод, выделившихся из среднеплиоцен-четвертичных отложений только Южной впадины за тот же период.

Но необходимо иметь в виду несовпадение акваторий бассейна Каспия в прошлом и настоящем. Кроме того, источником свободных и связанных вод осадочного чехла Каспия могут быть и потоки, часть которых захоранивается в процессе эволюции осадочного бассейна и таким образом уже входит в водный ба-

ланс моря. И наконец, рассматриваемые колебания уровня имеют макрохарактер, а многочисленные микроколебания, длительностью от нескольких до десятков лет, зависящие не только от климатических, но и других факторов, в том числе и разгрузки подземных вод осадочного чехла, в расчетах не учитываются.

Если допустить существование общепринятого седиментогенного режима в Каспийском бассейне, то средние темпы выделения подземных вод из верхнего этажа осадочной толщи Южного Каспия за последние 5 млн лет должны составить $0.1 \cdot 10^{15}$ г/год. Однако как недавно показал В.И.Дюнин, в современных осадочных бассейнах вертикальные массопотоки подземных вод преобладают над горизонтальными, что мы, по видимому, и наблюдаем в пределах Каспия.

Высокой скоростью осадконакопления в Южной котловине Каспия объясняется разуплотнение глинистых пород уже на сравнительно не-

больших (~2 км) глубинах и формирование аномально высоких пластовых давлений, создающих своеобразный гидродинамический режим осадочной толщи. В осадочном чехле Каспия в отличие от других подобных районов зона разуплотнения пород существует и на больших глубинах. Она установлена в Южной котловине на глубинах 7–13 км [8]. Средняя ее мощность ~4 км, а при 10% пористости эта область должна содержать $\sim 0.6 \cdot 10^{20}$ г воды, что близко к массе воды в современном Каспии. По-видимому, это и есть тот резерв, который при благоприятных условиях может разгружаться в акваторию Каспия. Масса же этих вод на четыре порядка больше массы воды, определяющей ежегодный подъем (начиная с 1978 г.) моря ($1.1 \cdot 10^{16}$ г/год).

Какие же выводы можно сделать из приведенных наблюдений и расчетов? Подземные воды, выделяющиеся из осадочного чехла Южного Каспия, вносят определенный вклад в подъем его уровня. Но скорее всего они только

одна из многих составляющих. Полностью объяснить подъем уровня в течение длительного времени они все же не могут.

Подводя итог всему вышесказанному, отметим, что масса подземных вод в земной коре достаточно велика, и они с разной скоростью участвуют в постоянном круговороте. Обычно в научной и особенно научно-популярной литературе рассматривают круговорот подземных вод зоны активного водообмена (гидрогеологический в нашей классификации), с которым связаны как проблемы водоснабжения, так и развитие большинства экзогенных геологических процессов. Но оказывается, что не меньшее значение имеют и массопотоки подземных вод более глубоких горизонтов. При определенных тектонических процессах они могут приводить к поступлению значительных масс воды в моря, регулируя (в случае замкнутости последних) их уровень, как это возможно происходит на Каспии. ■

Литература

1. Ронов А.Б. Осадочные оболочки Земли. М., 1988.
2. Ронов А.Б., Ярошевский А.А. // Геохимия. 1976. №12. С.1763–1795.
3. Зверев В.П. Массопотоки подземной гидросферы. М., 1999.
4. Зверев В.П., Варванина О.Ю., Костикова И.А. // Геоэкология. 1998. №5. С.93–99.
5. Зверев В.П., Костикова И.А. // Геоэкология. 1999. №3. С.260–267.
6. Зверев В.П. Гидрогеохимия осадочного процесса. М., 1993.
7. Леонов Ю.Г., Антипов М.П., Волож Ю.А. и др. // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск, 1998. С.39–57.
8. Гулиев И.С., Павлинова Н.И., Роджанов М.М. // Литология и полезные ископаемые. 1998. №5. С.130–176.