

ISSN 0869-7803

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

# ГЕО ЭКОЛОГИЯ

---

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ  
ГИДРОГЕОЛОГИЯ  
ГЕОКРИОЛОГИЯ

1

1996

## ГЕОЭКОЛОГИЯ

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ.  
ГИДРОГЕОЛОГИЯ. ГЕОКРИОЛОГИЯ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В ЯНВАРЕ 1979 ГОДА

1 · 1996

(до 1993 г. назывался «Инженерная геология»)

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

январь — февраль

МОСКВА «НАУКА»

## СОДЕРЖАНИЕ

Лисицин А. К., Сысоев А. Н. Критерии выбора мест захоронения жидких радиоактивных и токсичных промышленных отходов в осадочном чехле . . . . .	3
Андрейчук В. Н. Причины и механизм образования Березниковского провала . . . . .	17

## Функционирование природных и природно-техногенных систем

Зверев В. П., Путилина В. С. Сравнительная оценка моделей массопотоков в подземных водах на основных гидросферных уровнях . . . . .	35
Шепелев В. В. Принцип единства природных вод и необходимость его учета при геологических исследованиях . . . . .	41
Гелашивили Э. И., Юрьев В. В., Четвериков В. И., Ковалевский Г. Ф. Минеральные воды Ставрополья типа «Боржоми» . . . . .	51

## Грунтоведение

Вознесенский Е. А., Вэйд Й. П., Костомарова В. В. Дилатантно-тиксотропное поведение слабосвязных грунтов при динамическом воздействии . . . . .	62
Андреева Т. В. Результаты моделирования сингенетической просадочности эоловых лессовых пород . . . . .	79

## Природные и природно-техногенные процессы

Попов В. Г., Абдрахманов Р. Ф. Роль обменно-адсорбционных свойств глинистых пород в метаморфизации подземных вод . . . . .	85
--	----

## Геоэкологические проблемы захоронения и утилизации отходов

Леонова Г. А. Технолого-геохимические циклы и баланс токсичных металлов в сульфатцеллюлозном производстве . . . . .	98
---	----

Озябкин В. Н., Озябкин С. В. Программные имитаторы для моделирования геохимической миграции неорганических загрязнений . . . . .	104
Клименко В. И., Резван В. Д., Селецкий Ю. Б. Опыт исследования карстовых водоносных систем Бзыбского массива изотопными методами . . . . .	121
<b>Юбилей</b>	
<b>ГИДРОПРОЕКТУ — 65 лет</b> . . . . .	126

## CONTENTS

Lisitsin A. K., Sysoev A. N. Site selection criteria for liquid radioactive and toxic industrial waste disposal in sedimentary mantle . . . . .	3
Andreichuk V. N. Causes and mechanism of Bereznikovskii trough formation . . . . .	17
<b>Functioning of natural and natural technogenic systems</b>	
Zverev V. P., Putilina V. S. Comparison of massflow models in groundwater at the basic hydrosphere levels . . . . .	35
Shepelev V. V. Principle of natural water unity and its consideration necessity during environmental geological study . . . . .	41
Gelashvili E. I., Yuriev V. V., Chetverikov V. I., Kovalevskii G. F. Mineral waters of «Borzhomi» type in Stavropolie . . . . .	51
<b>Soil and Rock Engineering</b>	
Voznesenskii E. A., Veid I. P., Kostomarova V. V. Dilatant thixotropic behaviour of weakly coherent soils under dynamic impact . . . . .	62
Andreeva T. V. Results of syngenetic collapse modeling in eolian loessial soils . . . . .	79
<b>Natural and Natural Technogenic processes</b>	
Popov V. G., Abdurakhmanov R. F. Role of exchange adsorptive properties of clayey soils in groundwater metamorphization . . . . .	85
<b>Geoenvironmental Problems in Waste Disposal and Utilization</b>	
Leonova G. A. Processing geochemical cycles and toxic metal balance in sulfate cellulose production . . . . .	98
<b>Research Methods and Techniques</b>	
Ozyabkin V. N., Ozyabkin S. V. Software simulators for modeling of non-organic pollution geochemical migration . . . . .	104
Klimenko V. I., Rezvan V. D., Seletskii Yu. B. Research experience of karst aquiferous systems of Bzybskii massif by isotopic methods . . . . .	121
<b>Jubilee</b>	
The 65th anniversary of HYDROPROJECT . . . . .	126

© 1996 г. А. К. ЛИСИЦИН, А. Н. СЫСОЕВ

## КРИТЕРИИ ВЫБОРА МЕСТ ЗАХОРОНЕНИЯ ЖИДКИХ РАДИОАКТИВНЫХ И ТОКСИЧНЫХ ПРОМЫШЛЕННЫХ ОТХОДОВ В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ

Выделение пластов-коллекторов и блоков пород, пригодных для безопасного захоронения жидких радиоактивных и стабильных токсичных промышленных отходов, должно основываться на доказательствах отсутствия у исследуемой формации массообмена с дневной поверхностью и перспективами ее достаточно длительной во времени изоляции. С геоэкологической точки зрения, ближайшими аналогами могильников промышленных отходов являются экзогенные рудные месторождения; для могильников жидких РАО — сохранные эпигенетические месторождения урана и сопутствующих химических элементов в водопроницаемых породах осадочного чехла.

Геодинамическое условие, определяющее выбор,— стабильность территории с платформенным режимом.

Гидрогеологические условия: изоляция геологических формаций от экосферы, от нижележащих пластовых водоносных горизонтов затрудненного и отсутствующего водообмена с поверхностью земли. Указанием на геологическую продолжительность изоляции РАО в пластах-коллекторах служит нахождение в водоносном пласте подземных вод с минерализацией не меньше солености исходных седиментационных. Дополнительным природным фактором консервации отходов в замкнутом объеме является их размещение в пластах с гидрохимической обстановкой, неблагоприятной для миграции их радиоактивных и токсичных компонентов.

## Введение

Первые результаты использования глубоких водоносных горизонтов для захоронения жидких радиоактивных отходов в России были опубликованы в 1967 г. [32] Международным агентством по атомной энергии (IAEA, A1010, VIENNA1, AUSTRIA). Одновременно была описана опытно-промышленная установка по удалению жидких радиоактивных отходов (РАО) в глубинные формации земной коры на полигоне захоронения РАО Научно-исследовательского института ядерных реакторов в Мелекессе [34]. В 1978 г. В. И. Спицын с соавторами [18] и в 1991 г. О. Л. Кедровский с соавторами [7] ссылались на опыт использования пористых геологических формаций для захоронения жидких РАО. Более чем 20-летняя эксплуатация полигонов захоронения жидких РАО показала надежную изоляцию жидких отходов в поглощающих водоносных горизонтах в пределах установленных границ. Такими захоронениями было предотвращено вредное воздействие жидких РАО на экосферу.

Опытные работы по нагнетанию отходов высокого уровня радиоактивности показали их существенное концентрирование в горных породах призабойных зон нагнетательных скважин и возможность контроля сорбционного концентрирования нуклидов и радиогенного разогрева пород — соответственно оттеснением кислотой и охлаждением водой. Результаты опытно-промышленных работ и исследований глубинного захоронения жидких РАО подтвердили возможность применения данной технологии захоронения при наличии соответствующих геолого-гидрогеологических и геохимических условий.

Геолого-гидрогеологические предпосылки изоляции РАО от экосферы  
 (по аналогии с условиями локализации пластовых  
 инфильтрационных месторождений урана и сопутствующих  
 химических элементов)

Рассмотрение месторождений радиоактивных руд в качестве природных аналогов могильников РАО указывает на достаточно высокие защитные свойства геологической среды. Об этом свидетельствуют ограниченные размеры измененных пород и ореолов рассеяния химических элементов от природных ядерных реакторов на месторождении Окло в бассейне Франсвилль (Габон), функционировавших в протерозое в течение сотен тысяч лет [25], результаты специального изучения докембрийских урановых месторождений в бассейне реки Алигейтор в Австралии [20, 26] и месторождения Сигар Лейк в Канаде [24], мезозойских месторождений ураноносных песчаников рудного пояса Грант в США [23], кайнозойского месторождения Тено в Японии [28], а также и наш опыт изучения современных и древних экзогенных эпигенетических урановых месторождений [4, 11].

Результаты анализа (табл. 1) проявленности наиболее известных урановых месторождений России, Украины, Казахстана, Узбекистана, Киргизстана и Таджикистана показали, что из общего числа месторождений (128) более половины (57%) полностью изолированы от поверхности земли. Среди эндогенных месторождений только 14 из 54 (26%) не образуют на поверхности земли геохимических аномалий, прямо связанных с рудной минерализацией, а экзогенные месторождения без прямой связи рудной минерализации с поверхностью земли составляют 54 из 66 (82%). Среди восьми месторождений с неоднозначной или промежуточной генетической природой пять изолированы от поверхности земли. Допускается возможность неодинаковой генетической интерпретации отдельных месторождений разными исследователями и колебаний в связи с этим некоторых численных значений, выявленное принципиальное отличие экзогенных месторождений от эндогенных по степени их проявления на поверхности земли и, соответственно, лучшая изолированность экзогенных месторождений остаются несомненными.

Полученные результаты согласуются и с самыми общими геологическими соображениями. Экзогенные месторождения, представляя собой продукты дифференциации вещества земной коры под влиянием экзогенных факторов, сохраняются в недрах в условиях их геологической изоляции и геохимической консервации преимущественно в осадочных бассейнах, т. е. в депрессионных структурах, тогда как эндогенные месторождения связаны с областями тектономагматической активизации, вызывающей резкую дифференциацию рельефа с

Таблица 1

Соотношение сохранных и разрушающихся месторождений урана

Генетическая группа месторождений	Эндогенная	Промежуточная	Экзогенная	Все месторождения
Количество месторождений, шт.	54	8	66	128
Изолированные от земной поверхности, шт.	14	5	54	73
Изолированные от земной поверхности, %	26	62	82	57

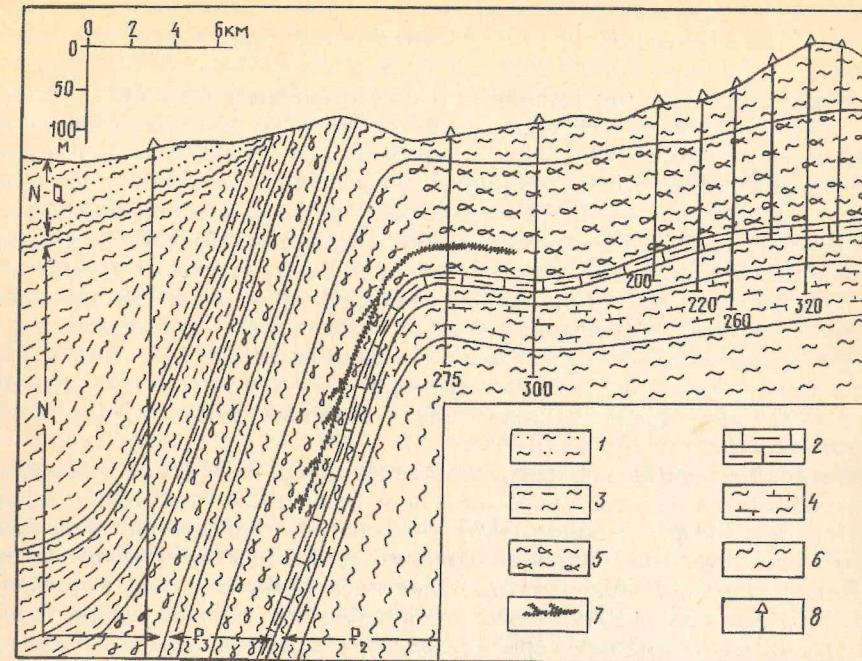


Рис. 1. Схематизированный разрез Степновского месторождения (Ергенинский рудный район) по А. С. Столлярому [19]:

1 — песчано-глинистая толща; 2 — алевролит карбонатный; 3 — глина алевритистая; 4 — глина карбонатная; 5 — глина с рыбными остатками (чешуя, костный детрит); 6 — глина; 7 — рудная залежь костного детрита рыб; 8 — скважины

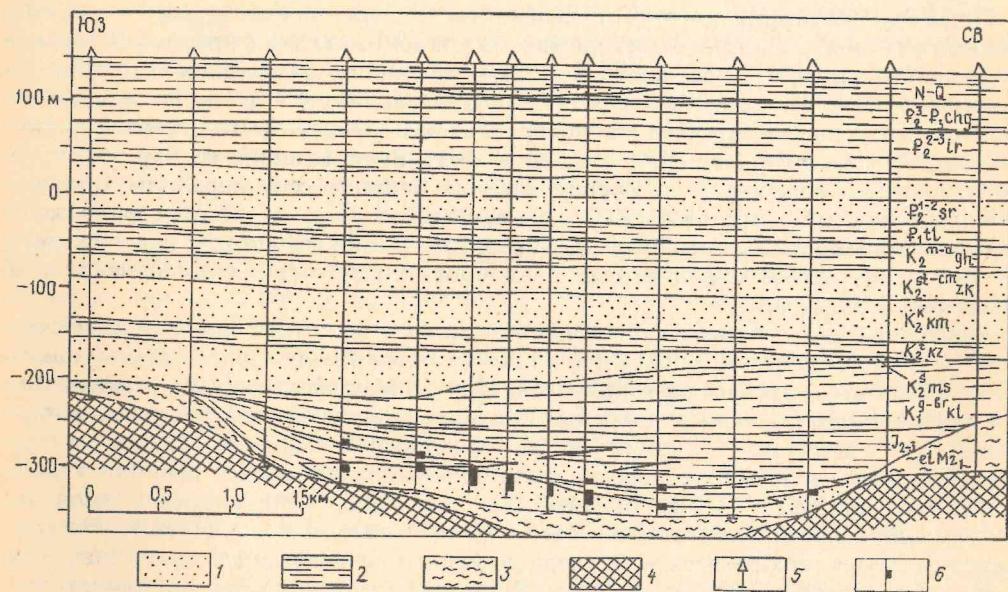


Рис. 2. Схематизированный разрез Далматовского месторождения (Зауралье) по А. К. Лисицину и др. [13]: 1 — водопроницаемые преимущественно терригенные породы; 2 — водонепроницаемые преимущественно глинистые отложения; 3 — продукты глинистой коры выветривания; 4 — породы литифицированного фундамента; 5 — скважины; 6 — рудные интервалы скважин

последующей его эрозией. Естественно, что вероятность выведения участков рудообразования к поверхности земли у этой группы месторождений существенно больше.

Среди экзогенных месторождений урана принято выделять две генетические группы: сингенетические — возникающие вместе с осадконакоплением вмещающих пород, и эпигенетические — образованные в результате привноса рудообразующих элементов в сформированные осадки и породы подземными водными растворами [3, 4, 10]. Геологические обстановки локализации сингенетических урановых месторождений, вследствие всегда плохой проницаемости рудовмещающих пород, являются аналогами хранилищ твердых и отверженных отходов. Эпигенетические же месторождения формируются в водопроницаемых слоях и трещинных зонах, следовательно, в определенных условиях могут быть аналогами мест для захоронения отходов и в жидким виде.

На рис. 1, 2 приведены конкретные примеры геологических разрезов урановых месторождений, не проявлявших себя геохимическими аномалиями на поверхности земли.

Степновское месторождение (рис. 1) экзогенного седиментационно-диагенетического происхождения «законсервировано» в мощной глинистой толще олигоцен-нижнемиоценового возраста. Залежи металлоносного костного дегрита рыб в нижней части ритма алевролито-глинистой толщи олигоцена вскрыты бурением на доступных глубинах в пределах приподнятого Элигинского блока кряжа Карпинского в Ергенинском рудном районе [19]. В восстановительной обстановке глин с повышенным содержанием сульфидной серы фосфатное вещество костного дегрита рыб сконцентрировало до промышленно значимых рудные редкоземельные элементы, уран и скандий. В ассоциации с дисульфидами железа постоянно присутствуют никель, кобальт, молибден, рений, встречаются медь, цинк, свинец, мышьяк. В глинистом веществе всегда содержится скандий. Указанная полизлементная ассоциация была надежно законсервирована в спокойной гидродинамической обстановке относительно глубоководных бассейнов в десятках километрах от береговой зоны островных массивов внешней зоны шельфа олигоценового моря.

Подобные седиментационно-диагенетические накопления урана в черных глинах и сланцах [3], а также месторождения ураноносных фосфоритов [9] обычно надежно изолированы в песчано-глинистых осадочных формациях и потому не оказывают заметного влияния на окружающую обстановку до их выведения на дневную поверхность. В зоне же поверхностного окисления седиментационно-диагенетические радиоактивные элементы оказывают влияние на окружающую среду, главным образом из-за преобразования первичных минеральных форм в новообразованные с ограниченным расширением объема их распространения и формирования солевых потоков рассеяния рудной минерализации, подобно тому как это наблюдалось при вскрытии Мелового месторождения на Мангышлаке (Западный Казахстан).

Экзогенные эпигенетические скопления урана и сопутствующих химических элементов формируются инфильтрационными подземными водами преимущественно пластовых водоносных горизонтов. При этом наиболее общей геохимической причиной образования рудоносных растворов является окислительное выщелачивание химических элементов из водоносных пород. Резкая смена окислительных условий на восстановительные на окончаниях зон пластового окисления приводит к осаждению из раствора химических элементов, образующих в низковалентном состоянии малорастворимые соединения. На восстановительном геохимическом барьере до рудных концентраций накапливаются селен, уран, рений, молибден, ванадий. Когда восстановительная обстановка создается сероводородом, происходит сопряженное накопление сульфидов свинца, цинка и некоторых других металлов, не изменяющих валентного состояния в природных условиях.

По влиянию на окружающую среду инфильтрационное рудообразование можно рассматривать как процесс очистки инфильтрационных подземных вод от

тяжелых металлов, некоторые из которых, в частности селен, относятся к высокотоксичным. Формирование урановых месторождений рассматриваемого типа происходит при преобладании в рудоносном горизонте поступления окислителей над восстановителями, что выражается в разрастании зон пластового окисления, контролируемым проницаемостью пород. Изменение баланса поступления окислителей и восстановителей в сторону увеличения последних приводит к прекращению процесса рудообразования и консервации эпигенетического скопления в восстановительной геохимической обстановке [11]. Именно такие месторождения представляются наиболее близкими аналогами той геологической ситуации, в которой может быть обеспечено безопасное захоронение РАО.

Разрез Далматовского месторождения в Зауралье (рис. 2) иллюстрирует именно такую геологическую обстановку гидродинамической изоляции рудовмещающих палеодолинных отложений под трансгрессивно перекрывающими четырьмя континентальными и морскими водоупорными толщами, разделенными тремя водонапорными горизонтами. Надежная изоляция палеорусловых отложений от экосферы позволяет рассматривать эти отложения за пределами месторождения в качестве как возможного коллектора для жидких отходов, так и среды для хранения отверженных [13].

Экзогенное эпигенетическое оруденение Далматовского месторождения сформировано при прогрессивном развитии грунтово-пластового окисления аллювиальных водопроницаемых отложений, содержащих органические вещества гумусовой природы. При трансгрессивном перекрытии рудовмещающих пород существенно глинистыми водоупорными континентальными, а затем и морскими осадками, прекращение поступления экзогенных окислителей привело к регрессии процесса окисления и к эпигенетическому восстановлению ранее окисленных пород.

Геохимическим признаком законсервированности уранового оруденения Далматовского месторождения является восстановительная геохимическая обстановка и отсутствие повышенных содержаний урана в подземных водах рудоносного горизонта. Но восстановительная обстановка не препятствует миграции радия и радона, и концентрации их в растворах в пределах рудных тел достигают соответственно десятых долей нанограмм и тысяч эман в литре воды. Крайне замедленный водообмен (уклон пьезометрического уровня  $\sim 0,0003$ ) определяет преимущественно диффузионный механизм миграции и перераспределения радиоэлементов. При этом различия геохимических свойств урана и радия вызывают здесь своеобразные нарушения радиоактивного равновесия. Значение коэффициента радиоактивного равновесия между ураном и радием ( $K_{\text{р.р.}}$ ) в рудных пробах изменяется от 0,33 до 5,75. Дискретное распределение урановых минералов в породах с геохимической обстановкой, неблагоприятной для миграции урана и благоприятной для миграции радия, обусловило вариации радиоактивности рудных образцов уже вариаций их ураноносности. Это привело к статистическиющей вероятности проб со сдвигом равновесия в сторону избытка радия и к дефициту радия только в особенно богатых ураном образцах. Модальное значение  $K_{\text{р.р.}}$  по сотням измерений в проницаемых рудных образцах составляет 1,08, а в относительно непроницаемых (сильно заглиниенных)  $K_{\text{р.р.}} = 1$ . Средневзвешенное значение  $K_{\text{р.р.}}$  в объеме рудной залежи равно 0,992, т. е. практически единице. По выборке из 236 проб, в которых  $K_{\text{р.р.}}$  изменяется от 0,9 до 1,1, т. е. в пробах с минимальным диффузионным рассеянием радия, спектральный изотопно-свинцовый возраст оруденения имеет модальное значение  $\sim 140$  млн. лет, что отвечает границе юрского и мелового периода.

Пониженная окисленность урана в руде, часто составляющая только  $\sim 10\%$  шестивалентного урана от его валового содержания, также согласуется с геологически длительным нахождением рудных тел в восстановительной геохимической обстановке, и отличает руды этого месторождения от позднеальпийских пластовых инфильтрационных месторождений с незавершенным рудообразованием [12], для которых в целом характерно равновероятное нахождение урана во всех

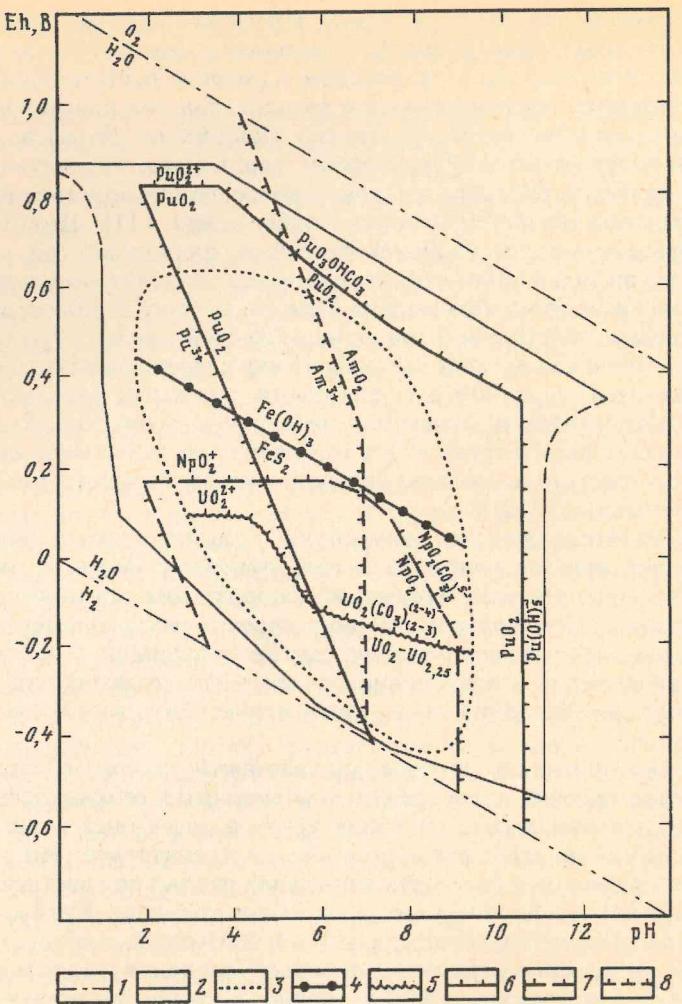


Рис. 3. Положение полей устойчивости оксидов урана, плутония, нептуния и америция в поле природных сред зоны гипергенеза: 1 — пределы термодинамической устойчивости воды в зоне гипергенеза; 2 — контур поля природных сред по Б. Бекингу [21]; 3 — контур поля подземных вод и рассолов районов экзогенных урановых месторождений по А. К. Лисицыну [11]; 4 — окислительно-восстановительная граница для железа в пластовых водоносных горизонтах; 5 — равновесие диоксида урана с ураном, растворенным в подземных водах при его активности  $10^{-8}$  М; 6 — граница поля устойчивости  $\text{PuO}_2$  с  $\text{Pu}^{3+}$  (левее поля устойчивости), с  $\text{PuO}_2\text{OHCO}_3^-$  (выше поля устойчивости) и с  $\text{Pu}(\text{OH})_5^-$  (правее поля устойчивости) при активности растворенного плутония  $10^{-12}$  М по данным К. Б. Краускопфа [29, 30]; 7 — граница поля устойчивости  $\text{NpO}_2$  с  $\text{Np}^{3+}$  (левее поля устойчивости), с  $\text{NpO}_2^-$  и  $\text{NpO}_2(\text{CO}_3)_2^-$  (выше поля устойчивости) и с  $\text{Np}(\text{OH})_5^-$  (правее поля устойчивости) при активностях нептуния  $10^{-12}$  М по данным К. Б. Краускопфа [30]; 8 — граница поля устойчивости  $\text{AmO}_2$  с  $\text{Am}^{3+}$  (слева от поля устойчивости) при активности растворенного америция  $10^{-12}$  М по данным Д. Г. Брукинса [23].

степенях окисленности от  $U$  (4) до  $U$  (6), и объясняется сопряжением при рудообразовании на окончаниях зон пластового окисления первичного привноса этого элемента фоновыми кислородсодержащими водами и окислительно-восстановительного переотложения ранее осажденного урана.

Таким образом, результаты изучения урановых месторождений, которые не образуют ореолов рассеяния рудной минерализации, могут быть использованы для моделирования геологической обстановки надежной изоляции радиоактивных отходов в недрах Земли.

Геохимическая обстановка сохранения экзогенных месторождений урана — это обстановка устойчивого нахождения практически нерастворимых низковалентных соединений урана и сопутствующих ему химических элементов. В пластовых рудоносных горизонтах за окончаниями зон окисления — это слабо щелочная восстановительная обстановка, свойственная сероцветным породам, часто обогащенными органическим веществом как рассеянным, так и в виде локальных скоплений.

При обосновании геохимической обстановки консервации РАО в нерастворимом состоянии в первую очередь должны быть обеспечены условия, неблагоприятные для растворения и миграции наиболее опасных из долгоживущих радиоэлементов, к каковым относятся трансурановые альфа-излучающие актиниды: плутоний, нептуний и америций. Неблагоприятной для их миграции считается восстановительная слабощелочная среда вследствие ничтожной растворимости их простейших оксидов [22, 29, 30].

На рис. 3 показаны поля устойчивости оксидов плутония, нептуния и америция при их равновесных концентрациях в растворе  $10^{-12}$  М, что на три математических порядка меньше предельно допустимых концентраций этих элементов в питьевых водах, и обеспечивает перестраховку и учет повышения растворимости оксидов при их аморфизации в условиях высокой радиоактивности. Граница начала окислительного выщелачивания урана подземными водами проведена для равновесной концентрации этого элемента в растворе, отвечающей его естественному рассеянию в гидросфере  $10^{-8}$  М. Здесь же показана окислительно-восстановительная граница для железа в пластовых водоносных горизонтах, контур поля подземных вод изученных экзогенных месторождений и контур поля природных сред зоны гипергенеза.

Диаграмма показывает, что поле устойчивости оксидов четырехвалентного урана и важнейших трансурановых долгоживущих альфа-излучающих нуклидов находится в резко восстановительной слабощелочной среде. На возможность окислительного растворения в первую очередь реагирует уран, и появление его аналитически определимых концентраций можно использовать в качестве индикатора окислительной опасности, прежде всего для нептуния. Его окислительное выщелачивание в близнейтральной среде приближено в окислительно-восстановительной границе для железа, а в щелочной и кислой — начинается существенно раньше железа. Термодинамическая предпосылка реагирования на повышение кислотности раствора в первую очередь имеется у америция, который при  $\text{pH} < 7$  может переходить в раствор, при  $\text{pH} < 6$  в концентрациях, превышающих предельно допустимые. Наиболее устойчив в твердой фазе диоксид плутония, который в подземные воды может переходить только в кислой, преимущественно восстановительной обстановке.

Исходя из термодинамических предпосылок, геохимическую безопасность для захоронения наиболее опасных из долгоживущих нуклидов может обеспечить геологическая среда, которая в условиях земной поверхности обладает отрицательными значениями Eh равновесных растворов и  $\text{pH} > 7$ . Вместе с тем в подземных водах первого цикла водообмена могут быть развиты хлоридные рассолы с высокими концентрациями щелочно-земельных элементов и поэтому обладающие повышенной кислотностью. В результате гидрогохимическая среда оказывается благоприятной для диффузационного рассеяния как трансурановых элементов, так и продуктов деления типа стронция и цезия. С учетом геохимической обстановки в глубоких водоносных горизонтах, наиболее благоприятны для захоронения РАО геологические формации первого цикла водообмена, не содержащие рассолов повышенной кислотности.

Известно, что при смене окислительных условий на восстановительные из подземных вод последовательно осаждаются селен, уран, ванадий, рений, молибден. В сероводородной восстановительной обстановке образуются эпигенетические сульфиды железа, меди, кобальта, цинка, свинца, марганца, кадмия, сурьмы и других халькофильных элементов. В обогащенных сульфидами породах задерживаются также стронций и барий. По данным В. В. Буркова [5], аутиген-

ными глинистыми минералами задерживаются щелочи (K, Li, Rb, Cs), редкоземельные элементы и скандий. Поэтому слабощелочная восстановительная обстановка оказывается неблагоприятной для миграции не только трансурановых элементов, но и большой группы продуктов деления урана.

Миграция радионуклидов облегчается в окислительной обстановке, особенно для анионогенных химических элементов и элементов-комплексообразователей, способных образовывать в растворе сложные комплексные формы, чаще также анионные, в первую очередь с такими лигандами, как гидроксил, карбонат и сульфат. Однако возможность гидролитического осаждения в окислительной обстановке широко распространенного элемента — железа, а в аэрируемой щелочной среде и марганца приводит к сорбции и соосаждению с гидроксидами железа и марганца широкого спектра химических элементов, в том числе и радионуклидов. Кроме того, радионуклиды хорошо сорбируются и другими гипергенными минералами, образующимися при химическом выветривании силикатов и алюмосиликатов. Поэтому изучение масштабов миграции радионуклидов в конкретной гидрогеологической обстановке требует специального гидрогеохимического анализа и оценки «сорбционной» или задерживающей способности водоносных пород, а также определения остаточных концентраций химических элементов, не задерживаемых геохимическими барьерами.

### Геодинамические предпосылки изоляции хранилища РАО в породах осадочного чехла

Немаловажным фактором, позволяющим уверенно прогнозировать сохранность водоупорных горизонтов и, соответственно, изолированность могильника от экосферы на достаточно большой промежуток времени, представляется стабильность тектонического режима.

Оптимальный геодинамический режим территории для геологически безопасного захоронения РАО определяется главным образом следующими условиями: невысокой мобильностью земной коры; длительной унаследованностью процессов развития структуры; высокой степенью консолидации пород фундамента; отсутствием масштабных геотермических аномалий; низкой сейсмичностью (0—3 балла) или ее отсутствием.

Реализация этих условий с максимальной полнотой возможна лишь в обстановке платформенного режима. Существующие представления относительно особенностей проявления этого режима в геологической структуре и рельфе молодых и древних платформ постулируют существование как черт сходства, так и различия между ними [8, 17].

Вслед за Ю. А. Мещеряковым [15, 16] мы соотносим платформенный тектонический режим с платформенными равнинами: территориями с преимуществом

Таблица 2

Основные геофизические параметры земной коры платформ (по данным [8, 17])

Тектонические подразделения	Западно-Сибирская платформа	Русская платформа
мощность земной коры	до 40 км	до 50 км
«гранитный» слой	до 20 км	до 20 км
«базальтовый» слой	до 20 км	до 30 км
мощность осадочного слоя	до 10 км	до 20 км
глубинный тепловой поток	до 1,8 ЕТП *	до 1,2 ЕТП *

\* ЕТП — единица теплового потока.

венно равнинным рельефом, которые отвечают в структурном плане платформам и характеризуются в новейшее время спокойным (платформенным) тектоническим режимом. К молодым платформенным равнинам мы относим равнинные территории с палеозойским возрастом складчатого фундамента, а к древним — с фундаментом докембрийского возраста. Подобное разделение оправдано, поскольку опирается на различие в степени консолидации фундамента молодых и древних платформ, которая, являясь функцией возраста фундамента, определяет степень его подвижности [15].

Весьма показательно в этом отношении сравнение по основным геофизическим параметрам земной коры Западно-Сибирской и Восточно-Европейской платформ (табл. 2).

Приведенные данные свидетельствуют о существовании определенных различий в строении разреза фундамента у платформ разного возраста, которые существенно влияют на развитие более поздних деформаций, накладывающихся на платформенные блоки [32]. Более «зрелый» характер разреза у древних платформ выражен не только в повышенных мощностях «базальтового» слоя, но и в больших мощностях осадочного чехла в их пределах.

Вместе с тем наблюдаются и общие тенденции в их развитии:

образование на новейшем этапе крупных гетерогенных морфоструктур, объединяющих положительные и отрицательные структуры чехла и фундамента (тенденция к консолидации);

равнинность территории, близкие абсолютные и относительные высоты, соизмеримость амплитуд по основным положительным и отрицательным структурам фундамента и чехла (тенденция к выравниванию амплитуд тектонических движений);

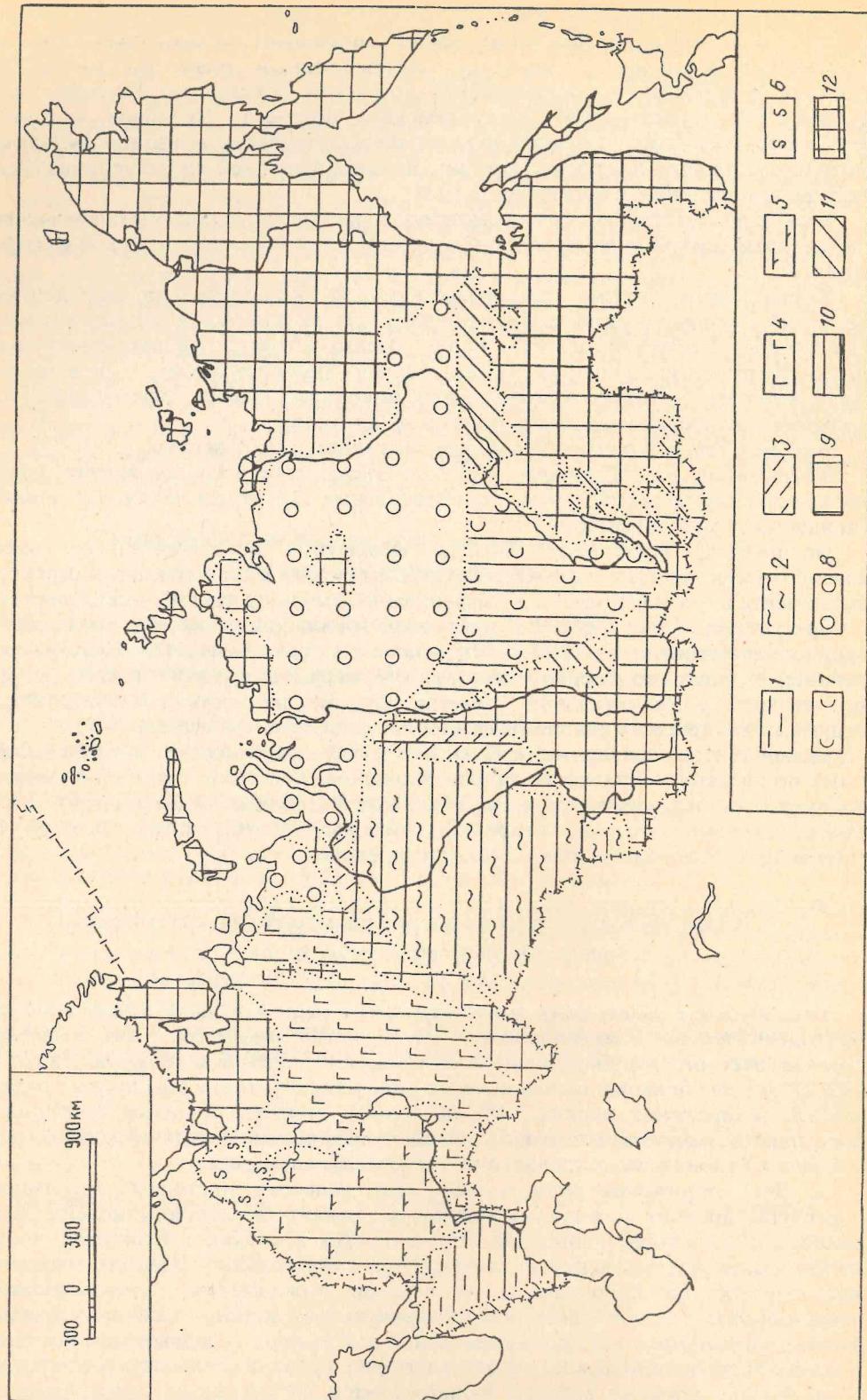
присутствие определенной структурной зональности, которая проявляется в существовании внутренней области, развивающейся в относительно автономном режиме, и широкого бордерленда, где структуры в процессе своего развития испытывают в значительной степени влияние пограничных с платформой структур (тенденция к автономности геодинамического развития).

Отмеченные характерные особенности позволяют, кроме бесспорно обособляемых по степени мобильности активизированных областей и орогенов, выделять в качестве самостоятельных режимов молодых и древних платформ, причем молодые вследствие сохранения относительной пластичности, считать не менее благоприятными для захоронения РАО, чем древние.

### Критерии выбора геологических формаций для захоронения жидких РАО в породах осадочного чехла

Рассмотрение экзогенных эпигенетических месторождений урана в качестве природных аналогов могильников РАО, с учетом опыта изучения экзогенного эпигенетического рудообразования, имеющихся сведений о геохимии актинидов [22, 27, 30], опубликованных данных по опыту эксплуатации водоносных горизонтов для захоронения жидких РАО, позволяют уточнить основные критерии выбора пластов-коллекторов для безопасного захоронения жидких радиоактивных отходов в отложениях осадочного чехла в следующем виде.

1. Для сооружения могильников РАО наиболее пригодны геологические структуры древних и молодых платформ, характеризующиеся новейшей тенденцией к опусканию, невысокой сейсмичностью и низким теплоэнергетическим потенциалом, исключающим сколько-нибудь значительный конвективный тепломассоперенос по направлению к дневной поверхности. Для могильников отверженных отходов наиболее благоприятны терригенно-глинистые осадочные формации минимальной проницаемости, а для жидких — водоносные комплексы нижнего гидродинамического этажа, в которых продолжительность цикла водообмена больше времени распада радионуклидов до предельно допустимых концентраций или до верхнего предела естественного радиоактивного фона.



2. Безопасное захоронение жидких РАО на геологическую продолжительность обеспечивается в пластовых водоносных горизонтах нижнего гидрогеологического этажа с соленостью подземных вод не меньше исходной минерализации седиментационных вод под водоупорными толщами регионального распространения. Дополнительной гарантией изоляции от экосфера служит наличие над пластом коллектором буферного пластового водоносного горизонта с замедленным водообменом. Во всяком случае на предполагаемом участке для захоронения должны отсутствовать гидродинамические, гидрохимические и атмохимические аномалии. Отсутствие гелиевых аномалий в подземных водах и в подпочвенном воздухе служит одним из наиболее надежных признаков изоляции экосфера от глубоких недр. Отложения нижнего гидрогеологического этажа на участках, не осложненных проникаемыми дисьюнктивами и другими каналами гидравлической связи с верхним гидрогеологическим этажом, обеспечивают надежное захоронение на продолжительность, измеряющую миллионами лет.

Для перестраховки от непредвиденного возникновения проникаемого разлома и создания, таким образом, канала связи могильника с экосферой, площади с пьезометрическими уровнями подземных вод глубоких горизонтов выше поверхности земли (возможность самоизлива подземных вод) должны отбраковываться.

В России условия для захоронения жидких отходов в недрах на геологическую продолжительность имеются во многих артезианских бассейнах. На западе в пределах Балтийско-Польского артезианского бассейна — под региональным водоупором «синих глин» нижнего ордовика и карбонатно-глинисто-доломитовой толщи нижнего ордовика и силура. В Среднерусском и Восточнорусском артезианских бассейнах — под региональным водоупором пермо-триасовой толщи, сложенной глинами, известняками мергелями, гипсами и каменной солью. В Прикаспийском бассейне выделяют два региональных водоупора: верхний — глины палеогена и неогена, и нижний — соленосная пермская толща. В Западно-Сибирской гидрогеологической области верхний водоупор — это глины палеогена, а кроме того, водоупоры имеются в меловых и юрских отложениях. В Восточной Сибири наилучшая изоляция от экосфера отмечается для рассолов Иркутского амфитеатра, в пределах которого при наличии кембрийского соленосного водоупора обоснованно выделяются сохранные предельные рассолы нижне-палеозойского возраста и т. п.

Составленная карта-схема районирования территории России по геологическим условиям захоронения жидких РАО в породах осадочного чехла (рис. 4), показывает, что вполне благоприятные условия для захоронения жидких РАО имеются на древних платформах в восточной части Европейской территории России, особенно в ее южной части, и в Восточной Сибири, в пределах Ангаро-Ленского артезианского бассейна. Не менее благоприятны по условиям длительной изоляции и вполне пригодные по условиям геохимической консервации РАО, условия на молодой послегеологической платформе в пределах Западно-Сибирской гидрогеологической области. Информация об основных гидрогеологических параметрах основных гидрогеологических комплексов на участках, изучавшихся для обоснования за-

Рис. 4. Карта-схема районирования территории России по геологическим условиям захоронения жидких РАО в отложениях осадочного чехла. Составлена А. К. Лисицыным и А. Н. Сысоевым с использованием картографических материалов В. Д. Безродного и Н. В. Роговской из атласа гидрогеологических и инженерно-геологических карт [1]. Водонесные комплексы пригодные для захоронения жидких РАО: 1 — под олигоцен-миоценовым водоупором (под майкопской свитой); 2 — под эоценовым водоупором (под чеганской свитой); 3 — под юрским водоупором (под баженовской свитой); 4 — под пермо-триасовым водоупором (под соленосной толщей); 5 — под верхнедевонским водоупором (под франскими глинами); 6 — под ордовик-силурским водоупором (под синими глинами); 7 — под кембрийским водоупором (в связи с усольской и белской свитами); 8 — под многолетнемерзлыми породами. Тектонические режимы районов захоронения РАО: 9 — благоприятный на древних платформах; 10 — благоприятный на молодых платформах; 11 — мало благоприятный (в областях постплатформенной активизации); 12 — неблагоприятный (при отсутствии осадочного чехла на щитах и в областях молодой складчатости)

хоронения промстоков, приведена в монографии ГГП «Гидроспецгеология», опубликованной в 1993 г. [6].

В областях постплатформенной активизации, из-за нестабильного тектонического режима и возможности эрозионного и иного нарушения изолирующих региональных водоупоров, условия для захоронения жидких РАО мало благоприятны. Вместе с тем тектоническая дифференциация рельефа сопровождается и захоронением осадочных пород в восстановительной геохимической обстановке, создаваемой исходно осадочными и привнесенными (эпигенетическими) восстановителями, которые могут обеспечить консервацию наиболее опасных радионуклидов в нерастворимой форме и тем самым локализовать их в местах закачки в пласти-коллекторы отходов. По указанным причинам, и в областях тектонической активизации после проведения комплекса специальных исследований могут быть выделены гидрогеологические структуры пригодные для безопасного захоронения РАО, по крайней мере для захоронения продуктов деления урана.

Неблагоприятными для захоронения в жидким виде без специальной подготовки к последующему отверждению, являются районы с маломощным или отсутствующим осадочным чехлом на щитах и области молодой складчатости, в том числе с межгорными впадинами небольших размеров.

3. Захоронение на продолжительность в миллионы лет требуется прежде всего для наиболее опасных из долгоживущих альфа-излучающих нуклидов — трансурановых элементов с периодами полураспада, измерямыми тысячами и миллионами лет (изотопы плутония, нептуния, америция и т. п.). Основные же продукты деления урана: изотопы рутения, стронция, цезия, церия, прометия, циркония, ниobia, висмута и др., а также и такой хороший мигрант, как тритий, имеют периоды полураспада до нескольких десятков лет. Это определяет необходимость их надежной изоляции в пласте-коллекторе для распада до безопасных концентраций на продолжительность в тысячи лет. Более короткоживущие радионуклиды с периодами полураспада до года, практически распадаются в пристанционных и заводских хранилищах и не нуждаются в захоронении в недрах. Учитывая возможность фракционирования радионуклидов при их подготовке к захоронению, целесообразна раздельная оценка геологических формаций по их пригодности для захоронения радионуклидов с разной продолжительностью жизни.

4. Захоронение на тысячелетия обеспечивают не только геологические формации с водами и рассолами первого цикла водообмена, но и горные породы с замедленным водообменом (продолжительность одного цикла измеряется тысячами лет). Такую продолжительность обеспечивают осадочные геологические формации артезианских бассейнов с гидравлическим градиентом менее 0,001 и с восстановительной нейтрально-слабощелочной гидрогеохимической обстановкой. Предпочтительны участки с нисходящим стоком подземных вод по пластам-коллекторам, т. е. прилежащие к ядерным поднятиям и максимально удаленные от очагов разгрузки пластовых вод.

Из изложенного очевидно, что обеспечение геоэкологической безопасности захоронения радиоактивных и токсичных отходов промышленного производства вполне возможно. Наилучшим решением является выбор промплощадок с учетом возможности безопасного захоронения отходов в недрах в жидким или отверженном виде, т. е. размещение радиохимических производств в районах с геологическими условиями, благоприятными для захоронения РАО.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас гидрогеологических и инженерно-геологических карт/Под ред. Н. В. Роговской. М.: ГУГК, 1983.
2. Баас Бекинг Л. Г. М., Каплан И. Р., Мур Д. Пределы колебаний pH и окислительно-восстановительных потенциалов природных сред//Геохимия литогенеза. М., 1962. С. 11—84.
3. Батулин С. Г., Головин Е. А., Зеленова О. И. и др. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. Условия образования. М.: Атомиздат, 1965. 308 с.
4. Батулин С. Г., Грушевской Г. В., Зеленова О. И. и др. Гидрогенные месторождения урана. Основы теории образования. М.: Атомиздат, 1980. 270 с.
5. Бурков В. В. Минерало-геохимические особенности редкометальных месторождений в корах выветривания//Кора выветривания как источник комплексного минерального сырья. М.: Наука, 1988. С. 137—145.
6. Гидрогеологические исследования для обоснования подземного захоронения промышленных стоков/Под ред. В. А. Грабовникова. М.: Недра, 1993. 335 с.
7. Кедровский О. Л., Рыбальченко А. И., Пименов К. М. и др. Глубинное захоронение жидких радиоактивных отходов в пористые геологические формации//Атомная энергия. 1991. Т. 70. Вып. 5. С. 298—303.
8. Козловский Е. А., Зайченко В. Ю., Ерхов В. А. и др. Достижения и перспективы глубинных исследований Земли//Сов. геология. 1983. № 11. С. 7—20.
9. Коченов А. В., Мстиславский М. М., Столляр А. С. Ископаемые металлоносные залежи костного дегрита рыб//Состояние и задачи Советской литологии. М.: Недра, 1970. С. 165—171.
10. Лаверов Н. П., Рыбалов Б. Л., Величкин В. И. и др. Основы прогноза урановорудных провинций и районов. М.: Недра, 1986. 206 с.
11. Лисицын А. К. Гидрогеохимия рудообразования. М.: Недра, 1975. 248 с.
12. Лисицын А. К., Зеленова О. И., Ганина Н. И. и др. Геохимические особенности рудных залежей на окончаниях зон пластового окисления терригенных сероцветных пород//Литология и полез. ископаемые. 1984. № 1. С. 49—61.
13. Лисицын А. К., Марков С. Н., Попонина Г. Ю. Далматовское месторождение в Зауралье как пример геологической ситуации, пригодной для безопасного захоронения радиоактивных отходов//Геология руд. месторождений. 1993. Т. 35. № 4. С. 360—368.
14. Мальковский В. И., Пэк А. А., Омельяненко Б. И., Дрожко Е. Г. Численное моделирование термоконвективного переноса подземными водами радионуклидов из скважинного хранилища высокорадиоактивных отходов//Изв. РАН. Энергетика. 1994. № 3. С. 113—122.
15. Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М.: Наука, 1965. 390 с.
16. Мещеряков Ю. А. Морфоструктура платформ как отражение новых и новейших движений земной коры//Методы геоморфологических исследований. Новосибирск: Наука, 1967. С. 21—28.
17. Бронгулеев В. Вад., Пшенин Г. Н., Асеев А. А. и др. Развитие рельефа и динамика литосферы. М.: Наука, 1994. 201 с.
18. Спицын В. И., Пименов М. К., Балукова В. Д. и др. Основные предпосылки и практика использования глубоких водоносных горизонтов для захоронения жидких радиоактивных отходов//Атом. энергия. 1978. Т. 44. Вып. 2. С. 161—168.
19. Столляр А. С., Ильева Е. И. Металлоносные залежи костного дегрита рыб в майкопских отложениях Ергенинского рудного района//Литология и полез. ископаемые. 1991. № 6. С. 70—83.
20. Airey P. L., Duerden P., Roman D. et al. The prediction of the long-term migration of radionuclides in the far field of high level waste repositories: results from the Alligator rivers natural analogue study//Geol. Disposal Hight Level Radioact. Wastes. Athens, 1987. P. 507—524.
21. Baas Beeking L. G. M., Kaplan I. R., Moore D. Limits of the natural environment of pH and oxidation-reduction potentials//J. Geol. 1960. V. 68. № 3. P. 243—284.
22. Brookins D. G. Retension of transuranic and actinide elements and bismuth at the Oklo natural reactor, Gabon: application of Eh-pH diagrams//Chem. Geol. 1978. V. 23. P. 309—323.
23. Brookins D. G. Sandstone uranium deposits as analogs for SURF//Geol. Disposal Hight Level Radioact. Wastes. Athens, 1987. P. 535—544.
24. Cramer J. J., Vilks P., Larocque J. P. A. Near-field Analog Features from Cigar Lake Uranium Deposit//Natural Analogues in Radioactive Waste Disposal. London: Gracham and Trotman, 1987. P. 59—72.
25. Gauthier-Lafaye F., Weber F., Ohmoto H. Natural fission reactor of Oklo//Econ. Geol. 1989. V. 84. P. 2286—2295.
26. Hardy C. I. Research on uranium deposits as analogies of radioactive waste repositories//Proc. 6th Phacif. Basin Nucl. Conf. Beijing. Sept. 7—11, 1987. P. 555—559.
27. Hobart David E. Actinides in the environment//Los Alamos National Laboratory, Los Alamos — New Mexico: reprinted the R. A. Welch foundation conference on Chemical Res. 34. 50 years with transuranium elements, October 22—23, 1990, Huston, Texas. P. 379—436.

28. Kanai Yutaka, Sakavaki Yukio, Seo Toshiro. Behavior of uranium series nuclides around the Tono uranium mine, Gifu Prefecture, and their usefulness as natural analogues//Bull. Geol. Surv. Japan. 1991. V. 42(5). P. 249—260.
29. Krauskopf K. B. Geology of high-level nuclear waste-disposal//Ann. Rev. Earth Planet Sci. 1986. V. 16. P. 173—200.
30. Krauskopf K. B. Thorium and rare-earth metals as analogs for actinide elements//Chem. Geol. 1986. V. 55. P. 323—335.
31. Spitsyn V. I., Pimenov V. K., Yudin S. P., Balukova V. D. Scientific prerequisites for burying liquid radioactive wastes//Disposal of radioactive wastes into the ground. Intern. Atomic energy Agence. Vienna, 1967. P. 563—576.
32. Starostin V. I., Sobolev R. N., Volkov A. B., Petrov V. A., Sysoev A. N. Forecast of changing migration condition for harmful solutions on basis of the study of geological structures development//Mineral. magazine. 1994. V. 58A. P. 872—875.
33. Zacharov S. I., Bagretsov V. F., Pimenov M. K. et al. Experience with the use of a pilot-industrial testing ground for the disposal of liquid radioactive wastes into deep formations//Disposal of radioactive wastes into the ground. Intern. Atomic energy Agence, Vienna, 1967. P. 577—590.

ИГЕМ РАН

Поступила в редакцию  
21.XI.1994

## ГЕОЭКОЛОГИЯ

Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология

1 • 1996

УДК 624.131

© 1996 г. В. Н. АНДРЕЙЧУК

### ПРИЧИНЫ И МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ БЕРЕЗНИКОВСКОГО ПРОВАЛА

Излагаются результаты исследования одного из крупнейших провалов на соляных месторождениях, произошедшего в июле 1986 г. на шахтном поле 3-го Березниковского калийного рудника (Верхнекамское месторождение калийных солей). Детально проанализированы процессы, происходившие на участке провала с момента появления течи в кровле выработок до образования провала. Выясняются причины и механизм возникновения и развития карстовой, а затем гравитационной полости, а также характер ее вскрытия на поверхности. Делается вывод, что в процессе формирования провала главную роль сыграли два фактора-предпосылки: наличие в толще надсолевых (и частично в соляной) тектонически нарушенных отложений (зона дробления и повышенной водопроницаемости) и отработка солей системой податливых целиков, предполагающей возникновение трещин в сводах.

Провал на шахтном поле 3-го Березниковского калийного рудника (БКР-3), произошедший в июле 1986 г., является одним из крупнейших на соляных месторождениях. По глубине заложения полости он не имеет равных. Провал возник в пределах шахтного поля, где глубина залегания и естественная защищенность горных выработок считались наиболее благоприятными на всем месторождении. Возникновение единственного, но столь крупного провала, затопление крупнейшего в мире калийного рудника, предшествовавшее ему, заставили пересмотреть стратегию дальнейшего освоения месторождения, начиная от систем разработки полезного ископаемого до объема и характера проводимых научных исследований. Провал поставил целый ряд вопросов, многие из которых не решены до сих пор. Одним из наиболее важных является установление причин затопления выработок и механизма формирования провала. На договорной основе и в сотрудничестве с геологической службой ПО «Уралкалий» автор изучал этот вопрос на протяжении нескольких лет. Результаты исследований отражены в сжатом виде в настоящей статье.

Считаю приятным долгом поблагодарить главного геолога ПО «Уралкалий» Н. В. Кузнецова, заместителя главного геолога А. Н. Котельникова, а также коллег по работе из Кунгурской лаборатории-стационара ГИ УрО РАН и Горного института УрО РАН за содействие в осуществлении исследований, обработке материалов, обсуждении проблемных вопросов и результатов.

#### Горно-геологические условия разработки солей

**Литология пород и их водоносность.** На участке провала горные выработки расположены на глубине 425—435 м (рис. 1). Над ними залегает 100—110-метровая соляная толща (чертежание галита и карналлита). Ее верхняя часть (25 м) носит название переходной зоны, в которой пласти каменной соли чередуются с мергелями и гипсом (ангидритом). Возраст толщи —  $P_1kg$   $ir_2$  (кунгурский ярус, иренская свита).

Над переходной зоной залегает 50-метровая глинисто-мергелистая толща ( $P_2sl_1$  — соликамская свита). Она состоит из мергелей и глин, содержащих прослои

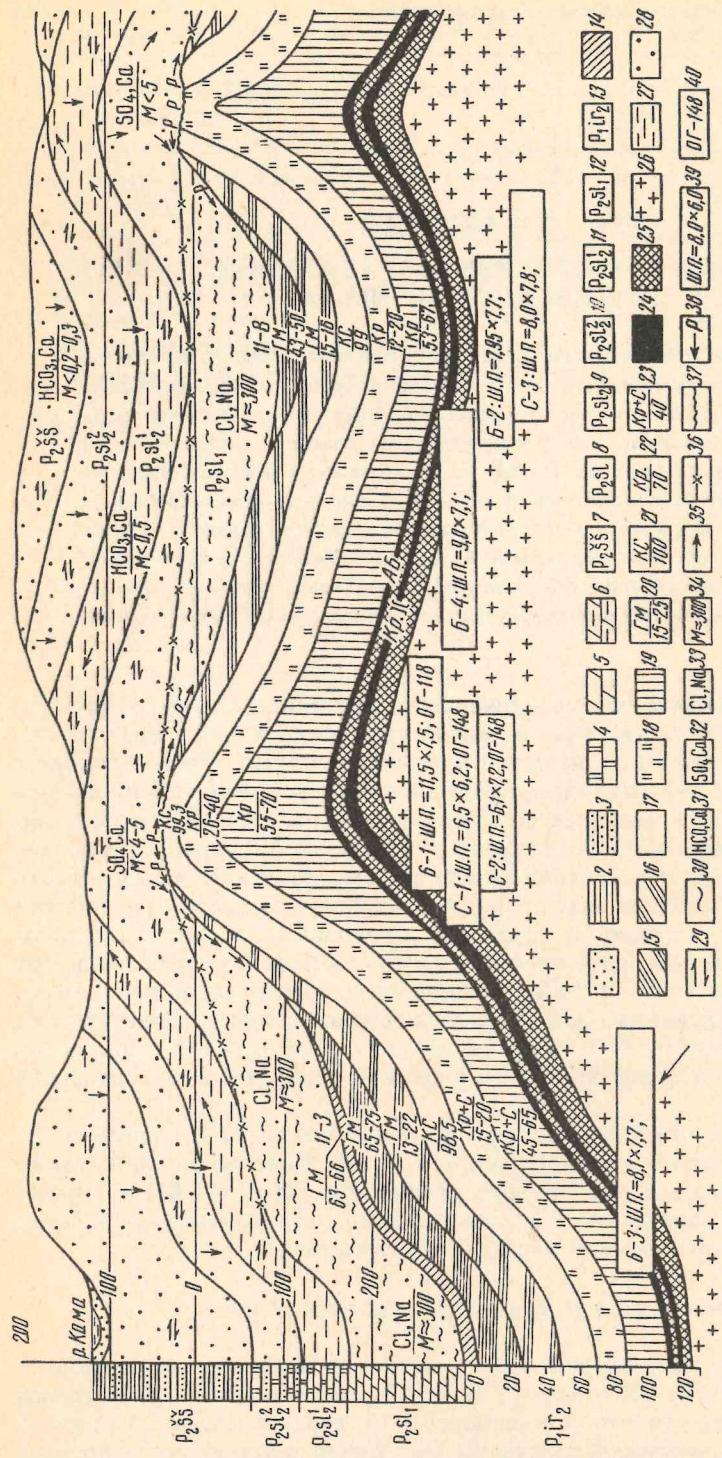


Рис. 1. Принципиальная схема горно-геологических условий разработки калийных солей на Верхнекамском месторождении (по материалам В. И. Компина). Стрелкой указано местоположение шахтного поля 3-го Березниковского калийного рудника: 1 — четвертичные отложения; 2 — аргиллиты; 3 — алевролиты, песчаники; 4 — доломиты; 5 — мергели; 6 — глинистые мергели; толщи и подтолщи: 7 — пестроцветная (шешминская свита), 8 — соликамская свита, 9 — терригенно-карбонатная, 10 — известняково-песчаниковая (плитняковая), 11 — известняково-мергелистая, 12 — глинисто-мергелистая, 13 — соляная (Березниковская свита). Водозашитная толща, верхний ярус: 14 — нижняя часть глинисто-мергелистой толщи с двумя пластами каменной соли; верхняя переходная зона: 15 — мергельно-соланная пачка, 16 — соланная пачка, средний ярус: 17 — покровная каменная соль, 18 — глинисто-карналлитовая пачка с калийными пластами Ж, З, И, К; нижний ярус: 19 — карналлитовая пачка с калийными пластами В, Г, Д, Е, содержащая пород (%) 20 — глины и мергели, 21 — каменные соли, 22 — карналлитов, 23 — карналлиты и сильвиниты; 24 — рабочие пласти АБ и КР II; 25 — сильвинитовая зона, 26 — каменная соль. Гидрогеологические условия. Горизонты подземных вод: 27 — условно однородные, 28 — весьма неоднородные, зоны водообмена подземных вод: 29 — активного, 30 — затрудненного; химический тип вод: 31 — гидрокарбонатно-кальциевые, 32 — сульфатно-кальциевые, 33 — хлоридно-натриевые; 34 — минерализация подземных вод, г/л; 35 — движение вод; 36 — граница раздела вод; 37 — соланое карстовое зеркало; 38 — движение карстовых хлоридно-натриевых рассолов. Типы разрезов: I — скважинный, II — депрессивный (З — западный и В — восточный подтипы), калийные рудники: Б — Березниковские, С — Соликамские; 39 — размеры шахтного поля; 40 — гипсометрическая отметка откаточного горизонта на уровне рудного двора.

гипса. Нижняя и средняя часть толщи обводнены незначительно, более обводнены трещиноватые мергели верхней части. К толще приурочены горизонты рассолов, содержащие от 50—70 до 300 (нижняя часть) и более г/дм<sup>3</sup> солей. По химическому составу воды горизонтов относятся к хлоридно-натриевым. Они обладают значительным напором (до 150 и более метров). Нижняя часть толщи, содержащая пласти каменной соли, а также соляная толща (до кровли выработок) составляют литологический комплекс пород, именуемый водозащитной толщиной (ВЗТ). Водозащитные свойства толщи обусловлены ее сложением водонепроницаемыми солями, а также (в верхней части) горизонтом рассолов, предохраняющим растворимые соляные породы от агрессивных слабоминерализованных вод, расположенных выше горизонтов. Соляная толща не содержит рассольных горизонтов ниже переходной зоны. Встречающиеся в ней рассолопроявления связаны главным образом с седиментационными и диагенетическими процессами. Защитные свойства верхней части ВЗТ обусловлены рассолами, предельное содержание солей в которых не допускает расширения растворением залеченных трещин, ослабленных и напряженных зон, участков замещения и других потенциально проницаемых зон.

Над глинисто-мергелистой толщей залегают породы 40-метровой известняко-мергелистой толщи ( $P_2Sl_2^1$ ) — известняки и мергели. Породы толщи хорошо проницаемы и водообильны, особенно в сводовой части брахиантклинальных структур. Водовместимость пород наиболее высокая в верхней, известняковой части, а в нижней, мергелистой, они менее проницаемы и являются для водоносного горизонта в известняках относительным водоупором. Минерализация вод горизонта составляет 0,2—0,5 г/дм<sup>3</sup>, по составу они гидрокарбонатно-кальциевые. Питается горизонт за счет инфильтрации атмосферных осадков (в местах выхода пород на поверхность), а также подтока вод из выше- и нижнерасположенных горизонтов (в местах погружения). На участке провала воды горизонта напорные.

Известняково-мергелистая толща сменяется вверх по разрезу песчаниками, известняками и алевролитами (50 м) известняково-песчаниковую толщу ( $P_2Sl_2^2$ ). Известняки и песчаники отличаются значительной водообильностью (дебит скважин 10 л/с и более). Воды толщи характеризуются низкой (0,2—0,5 г/дм<sup>3</sup>) минерализацией и гидрокарбонатно-кальциевым составом, питание горизонта происходит за счет атмосферных осадков (на участках вскрытия и перетока из смежных горизонтов). На участке провала горизонт подпитывается водами выше-расположенной толщи.

Известняково-мергелистую и известняково-песчаниковую толщи объединяют под названием терригенно-карбонатной толщи (ТКТ), а нижележащие переходную и глинисто-мергелистую под названием соляно-мергельной (СМТ). Завершают разрез пермской системы отложения пестроцветной толщи ( $P_2SS$ , шешминская свита) — аргиллиты, алевролиты, песчаники (около 100 м). Литологическая неоднородность и переслаивание пород предопределяют незначительную водоносность толщи (дебит скважин до нескольких литров в секунду), присутствие в ней на разных уровнях относительно изолированных горизонтов. Гидродинамическая связь между горизонтами (переток) происходит лишь в местах тектонических нарушений. Минерализация гидрокарбонатно-кальциевых вод пестроцветной толщи 0,2—0,3 г/дм<sup>3</sup>. Питание горизонтов осуществляется за счет атмосферных осадков, разгрузка вод происходит в речную сеть, а также в породы подстилающей толщи.

Четвертичные отложения мощностью около 20 м представляют собой песчано-суглинистую толщу флювиогляциального происхождения. Водообильность отложений сравнительно невелика, воды слабо минерализованы (около 0,2 г/дм<sup>3</sup>), по составу — гидрокарбонатно-кальциевые.

На участке провала (4-я западная панель) велась отработка одного сильвинитового пласта «Красный-II», мощностью 5,0—5,5 м. Мощность сильвинитово-карналлитовой зоны уменьшена здесь за счет замещения карналлита каменной солью и сильвинитом. Над пластами «Б» и «В» залегают

прослои глины (0,15—0,50 м). На периферии участка (скважина 430) над покровной каменной солью и первым слоем каменной соли переходного горизонта залегают два пласта (по 2 м) известковистой глины.

В 10—15 м выше пласта каменной соли зафиксированы три рассольные горизонты мощностью 2,3 и 5 м. Обводненность вмещающих пород весьма незначительна (удельный водоприток 0,000022, 0,0019, 0,0011 л/с, удельные дебиты скважин — около 7,0 л/ч). Минерализация рассолов около 300 г/дм<sup>3</sup>, состав хлоридно-натриевый с незначительным присутствием  $MgSO_4$  и  $MgCl_2$ .

В структурном плане участок провала приурочен к нижней части Дуриманской синклинальной структуры. Отрабатываемая часть пласта «Красный-II» в блоке № 8 (4-я западная панель) находилась в наиболее низкой части шахтного поля, локализованной мульдообразной структурой.

Таким образом, по мощности ВЗТ (более 120—130 м) участок провала считался одним из наиболее защищенных, благоприятных для ведения добывочных работ. В 1984—1985 гг. при отработке 8-го блока выемка сильвинита здесь осуществлялась с применением камерной системы со следующими параметрами камер и целиков: ширина камер — 5,3 м, высота — 5,5 м, ширина междукамерных целиков — 3,8 м. Со временем целики раздавливались и происходило оседание сводов. Поэтому такую систему отработки называют системой податливых целиков. Существует мнение, что этот метод добычи сыграл роковую роль в затоплении рудника.

**Трещиноватость** пород. Согласно традиционным представлениям, толща пластичных солей не содержит системы трещин, именуемой трещиноватостью. Это обуславливает ее водонепроницаемость и водозащитные по отношению к выработкам свойства. Микротрещины характерны лишь для тонких прослоев галопелитов. Они образуются при деформации соляных пластов ввиду различия физико-механических свойств.

Наблюдения последних лет заставляют несколько пересмотреть традиционные взгляды о системах трещин в солях. Практики-геологи неоднократно фиксировали их в процессе изучения продуктивной толщи, а также в шахтных стволах.

Породы водозащитной толщи содержат разрывные нарушения и развитые по ним ослабленные зоны, образовавшиеся и формирующиеся в результате действия естественных и техногенных факторов [1], а также локализованные зоны трещиноватости, возникшие при деформациях пластов соляной толщи [4]. Разрывные нарушения, особенно техногенные (движения, расслоения, разгрузки), представляют большую опасность как пути проникновения рассолов в горные выработки. Есть основания предполагать, что образование техногенных разрывов в большинстве случаев происходит по ослабленным зонам (бывшим залеченным нарушениям) унаследованно. Последние, будучи результатом местных (соляная тектоника) и региональных тектонических событий, могут значительно углубляться в соляную толщу, образуя связующую канву между ней, рассолами переходной зоны и низами глинисто-мергелистой толщи. Возникновение крупной трещины над выработками может происходить и вне ослабленных зон (если последние отсутствуют в глубине толщи), но «цеплять» их в верхней части соляной толщи. При этом вероятность соединения техногенной трещины с ослабленной зоной тем больше, чем выше простирается трещина или ниже ослабленная зона. При глубоком проникновении последней опасность соединения существует и для трещин расслоения сводов, развивающихся при отработке пласта методом податливых целиков.

Оживлением техногенной трещины или расслоением сводов (которое также сопровождается появлением вертикальных трещин) ослабленной зоны мы объясняем появление путей проникновения рассолов в горные выработки, повлекшее за собой затопление рудника.

В целом тектоническая ситуация на участке провала характеризуется особенностями, производными от его расположения в пределах отрицательной структуры (Дуриманский прогиб). В верхней части геологического разреза мы наблюдаем

складчатое нарушение с повышенной трещиноватостью и водопроницаемостью. Гидродинамические данные (уровни подземных вод), а также принципиальная модель структурной приуроченности нарушений месторождения [1] позволяют полагать, что в нижней части надсолевых толщ данное складчатое нарушение переходит в разрывное. Это обстоятельство имеет большое значение для ответа на вопрос: почему полость в солях, расположенная в 100—150 м южнее от провала, вскрылась именно в зоне нарушения? Ответ может быть следующим. Во-первых, нарушение стало зоной сосредоточенного поступления пресных вод. При этом важное значение имело возрастание с глубиной ее емкостных свойств. Во-вторых, нарушенная зона с раздробленными на блоки породами в нижней части и смятыми в складки — в верхней послужила направляющей канвой обрушения сводов купола подземной полости. По причине раздробленности пород в зоне купол обрушений вплоть до низов пестроцветной толщи так и не смог приобрести равновесную устойчивую форму. Когда же он оказался у подошвы пестроцветной толщи, тогда помимо фактора повышенной трещиноватости пород сыграла роль мелкая слоистость и разный литологический состав пород.

Из сказанного выше следует, что описанное нарушение сыграло в возникновении провала главную роль, так как при его отсутствии полость, расположенная на столь большой глубине, могла бы, сформировав устойчивый свод, просуществовать достаточно долго (от десятков до тысяч лет) без вскрытия на поверхности.

### Образование полости в солях

**Появление течи в кровле выработок.** Березниковский калийный рудник № 3 был одним из крупнейших в мире. К моменту затопления суммарный объем его горных выработок оценивался в 15 млн. м<sup>3</sup> [3].

Четвертая западная панель, в пределах которой произошел провал, находится в северо-западной части шахтного поля. 11 января 1986 г., ночью, в камере № 50 восьмого блока было зафиксировано струйное поступление рассолов. К 12 час. 11.01.86 г. рассолопоявления появились также в кровле камеры № 52. Через день 13.01.86 г. течь рассолов обнаружили в кровле камер № 48, 54, а затем и в других.

Рассолы, поступавшие из кровли выработок, отличались по составу от седиментационных и конденсационных рассолов пониженным содержанием Br,  $CaCl_2$  и повышенным  $NaCl$  и  $CaSO_4$ . Это свидетельствует об их ином происхождении, в частности из перекрывающей выработки толщи соляных пород, сложенной в основном галитом, в верхней части содержащей прослой гипса, ангидрита. На нисходящее под давлением поступление рассолов в выработки указывает также их струйный характер.

С 11 января на участках поступления рассолов были начаты режимные наблюдения за дебитом водопритоков, стали отбираться пробы. Эти работы велись до 8 марта и были прекращены непосредственно перед аварийной ситуацией, возникшей в связи с резким увеличением водопритока. 9 марта из шахты были выведены люди. Все горнотехническое оборудование осталось под землей.

Проведенные до 8 марта наблюдения позволяют проследить динамику водопритоков и поступления солей (рис. 2). Сопряженный анализ поведения кривых водопритоков, минерализации и химического состава рассолов позволяет отметить периодизацию и предположить соответствующие ей основные процессы в толще солей над выработками. Можно выделить три основных периода с характерным поведением кривых:

1. С 11 до 15 января: относительно кругой рост водопритока (с 10 до 30 м<sup>3</sup>/ч), резкое падение минерализации (с 370 до 343 г/дм<sup>3</sup>) рассолов, быстрое увеличение содержания  $NaCl$  (с 25 до 160 г/дм<sup>3</sup>),  $SO_4^{2-}$  (с 0,5 до 1,6 г/дм<sup>3</sup>) и уменьшение  $MgCl_2$  (с 270 до 115 г/дм<sup>3</sup>),  $CaCl_2$  (с 30 до 13 г/дм<sup>3</sup>) и Br (с 4,2 до 0,9 г/дм<sup>3</sup>).

2. С 16 января до 20—23 февраля: сравнительно постепенный рост водопритока (с 30 до 100 м<sup>3</sup>/ч — более чем за месячный период), относительно медленное снижение минерализации (с 345 до 323 г/дм<sup>3</sup>) и содержания  $MgCl_2$  (с 115 до 25 г/дм<sup>3</sup>),

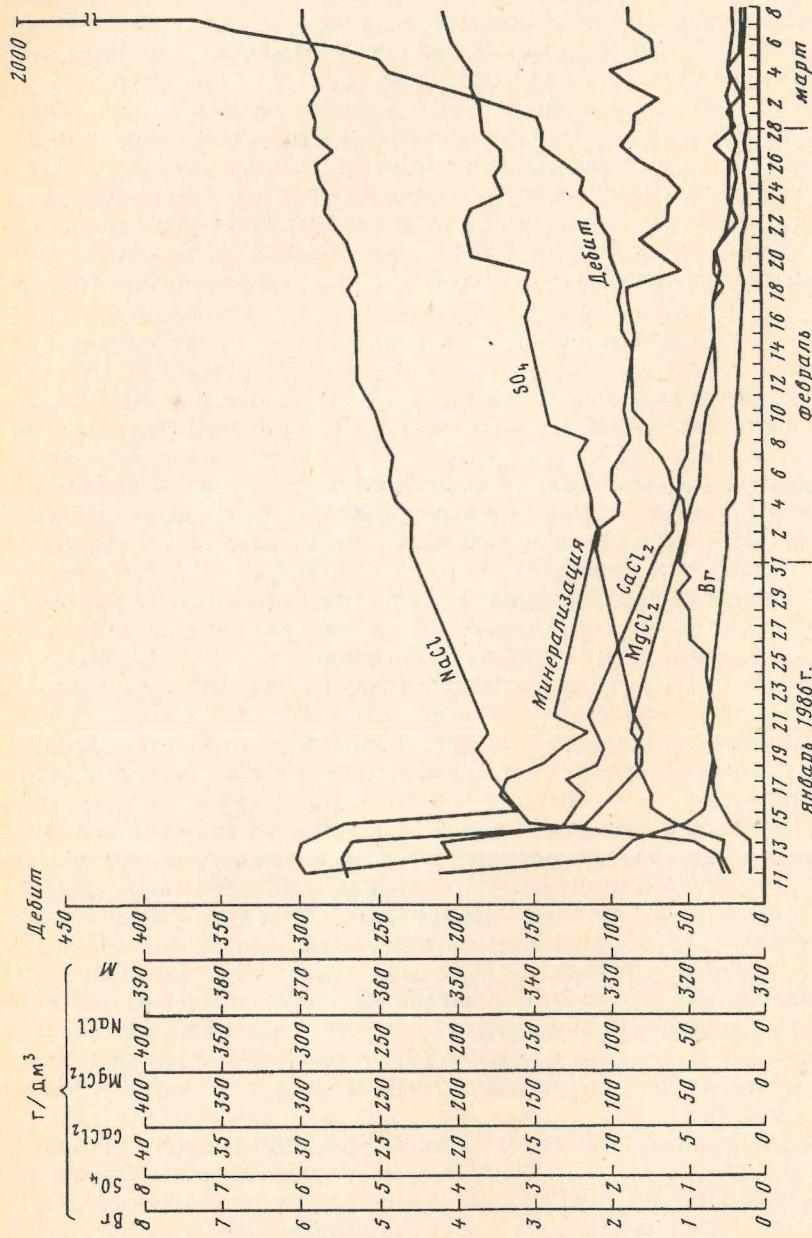


Рис. 2. Динамика состава рассолов и их притока в блоке № 8 четвертой западной панели в январе — марте 1986 г.

$\text{CaCl}_2$  (с 13 до 2 г/дм<sup>3</sup>),  $\text{Br}$  (с 0,9 до 0,3 г/дм<sup>3</sup>) и увеличение концентраций  $\text{NaCl}$  (со 160 до 270 к/дм<sup>3</sup>),  $\text{SO}_4^{2-}$  (с 1,6 до 3,9 г/дм<sup>3</sup>).

3. С 21—24 февраля до 8 марта: резкое увеличение дебита рассолов (со 100 до 350 и более м<sup>3</sup>/ч), колебания их минерализации (в диапазоне 323—333 г/дм<sup>3</sup>) и химического состава.

Видно, что первый и третий периоды относительно короткие (5 и 13—14 дней), а второй более продолжительный (35—37 дней). В первом и втором периодах, несмотря на их разную продолжительность и различия режимов, хорошо заметна решающая связь изменения минерализации, химического состава рассолов и размера водопритоков. На протяжении третьего периода эта связь теряет функциональный, но сохраняет зависимый (резкие колебания) от кривой дебита вод характер. Каждый из периодов отражает последовательность событий, происходивших в толще пород над выработками.

С некоторого момента, когда рассолопроницаемая зона стала активным флюидопроводником, по ней началось нисходящее движение рассолов. Эти рассолы были, по-видимому, разными в ее различных частях. В нижней половине ВЗТ (над выработками) это были маточники, седиментационные (поровые) рассолы, в верхней — рассолы выщелачивания, приуроченные к литологически неоднородным образованиям (гипсы, ангидриты, галопелиты). В разных частях зоны могли находиться в том или ином виде рассолы, связанные с вторичными изменениями пород (растворение, перекристаллизация). Техногенное оживление нарушения спровоцировало движение разобщенных флюидов в ее разных частях, имеющее в целом нисходящий характер, растворение породы, улучшающее фильтрационные пути. Растворение допустимо, если учесть, что под давлением агрессивным становится и насыщенный раствор. А давления в ослабленной зоне могли быть следствием целого ряда процессов от диагенетических до техногенных.

Важным является факт, что с определенного момента зона стала рассолопроводящей на значительном (или всем) своем отрезке, и по ней началось движение рассолов вниз, к горным выработкам. Естественно, что при этом происходило выдавливание наиболее плотной их разности — маточников, содержащихся в зоне. Именно этот процесс наблюдался в первые дни и об этом свидетельствует химический состав рассолов (преобладание  $\text{MgCl}_2$ ). Этот компонент указывает также на свое происхождение из ближней части зоны фильтрации, т. е. из калийно-магниевой части толщи, включающей продуктивный пласт с выработками.

После вытеснения рассолов с присводовой части выработок и улучшения фильтрационных путей активизировалось движение рассолов в более высоких (средняя и верхняя части ВЗТ) участках проницаемой зоны. Поскольку в средней части ВЗТ резко преобладал галит, то это и отражал химический состав рассолов — резкое увеличение, а затем неуклонный рост  $\text{NaCl}$  на протяжении второго периода. Нарастание количества  $\text{SO}_4^{2-}$  могло указывать на связь фильтрационных путей с верхней частью ВЗТ, содержащей гипс. Об этом же свидетельствовало снижение минерализации рассолов. Их недонасыщенность при этом заставляла предполагать существенную степень коррозионной проработки рассолопроводящих путей, поскольку воды на своем длинном пути (от верхов ВЗТ до выработок) уже не успевали насыщаться солями.

В результате более чем месячного выноса солей из покровной соли и переходной зоны ВЗТ по всей толще солей над выработками в пределах нарушенной зоны были сформированы и расширены растворением пути для более активного проникновения рассолов из кровли ВЗТ и вовлечения в циркуляцию слабоминерализованных вод вышерасположенных горизонтов. Этот процесс начался в третьем периоде, когда резко возрос водоприток, стали колебаться минерализация рассолов и их компоненты. Этот период «дрожания» кривых на фоне роста водопритоков отразил то граничное состояние проводящих путей, за которым уже ничто не могло предотвратить катастрофического поступления агрессивных вод и затопления рудника. Этот процесс начался 8—9 марта.

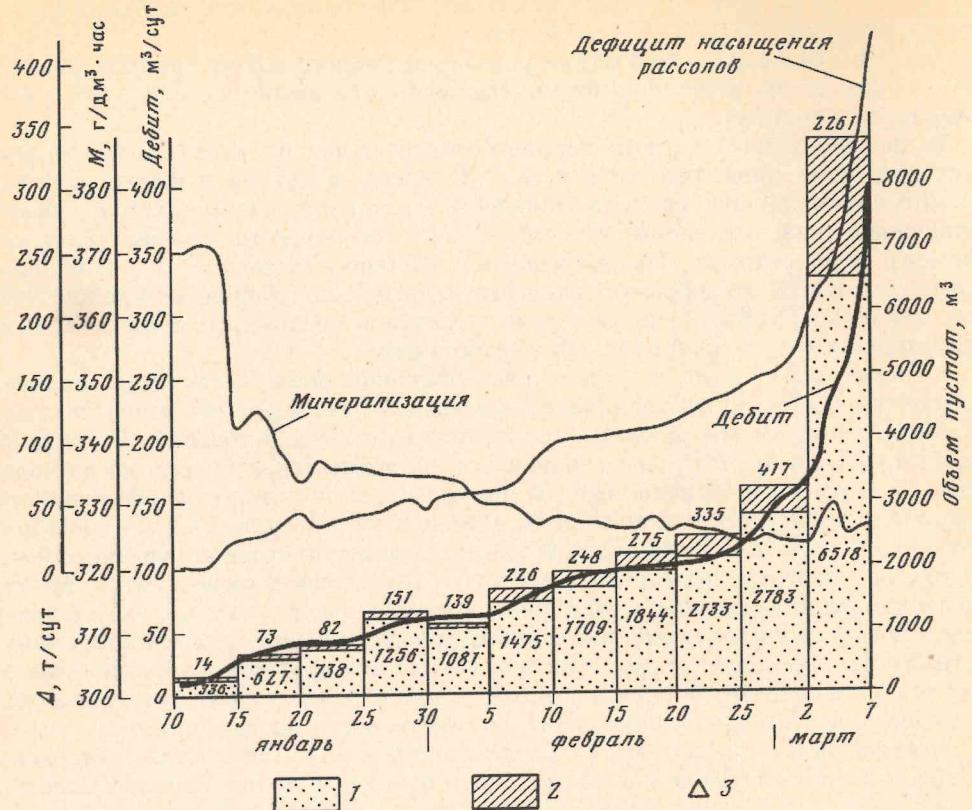


Рис. 3. Растворение солей и формирование пустот в аварийной зоне БКР-3 в период с 11.01.86 г. по 08.03.86 г.: 1 — объем пустот, сформированных над выработками поступающими рассолами ( $V_1 = 20\ 500\ м^3$ ); 2 — объем пустот, сформированных на уровне горных выработок за счет дефицита насыщения поступавших рассолов ( $V_2 = 4221\ м^3$ ); 3 — недонасыщенность рассолов, поступивших в горные выработки

**Объем сформированных пустот.** Прежде чем проследить дальнейший ход процессов, приведших в конечном итоге к провалу, нам необходимо количественно оценить преобразования, произошедшие в толще пород за наблюдаемый период. Кривые графика (рис. 2) подтверждают, что уже с начала второго периода в выработки стали поступать рассолы, состав которых обусловлен взаимодействием растворителя и породы, так как объем вытесненных маточников и рассолов кровли ВЗТ был крайне незначительным. Это означало, что двигавшиеся по зоне нарушения воды растворяли соли, с которыми они контактировали. При этом наиболее активно процессы растворения протекали в верхней части ВЗТ, где воды были менее минерализованными. Поэтому в качестве модели распределения пустот в соляной толще может быть принят «конус» или «воронка» (в объемном представлении). Формирование пустот по этой модели неизбежно предопределяло улучшение водовместимости верхней части проницаемой зоны. Сосредоточение рассолов оказывало дополнительное давление и способствовало более активному продвижению вод из основания конуса к выработкам.

На рис. 3 отражено формирование пустот за счет солей, поступивших в виде рассолов в горные выработки в период с 11.01.86 по 08.03.86 г. Наблюдался прогрессирующий рост пустот, коррелирующий с величиной водопритока. За первый период их объем составил 336 м<sup>3</sup>. Во втором, «эволюционном» периоде — около 10 000 м<sup>3</sup>. Примерно такой же их объем образовался в последний период,

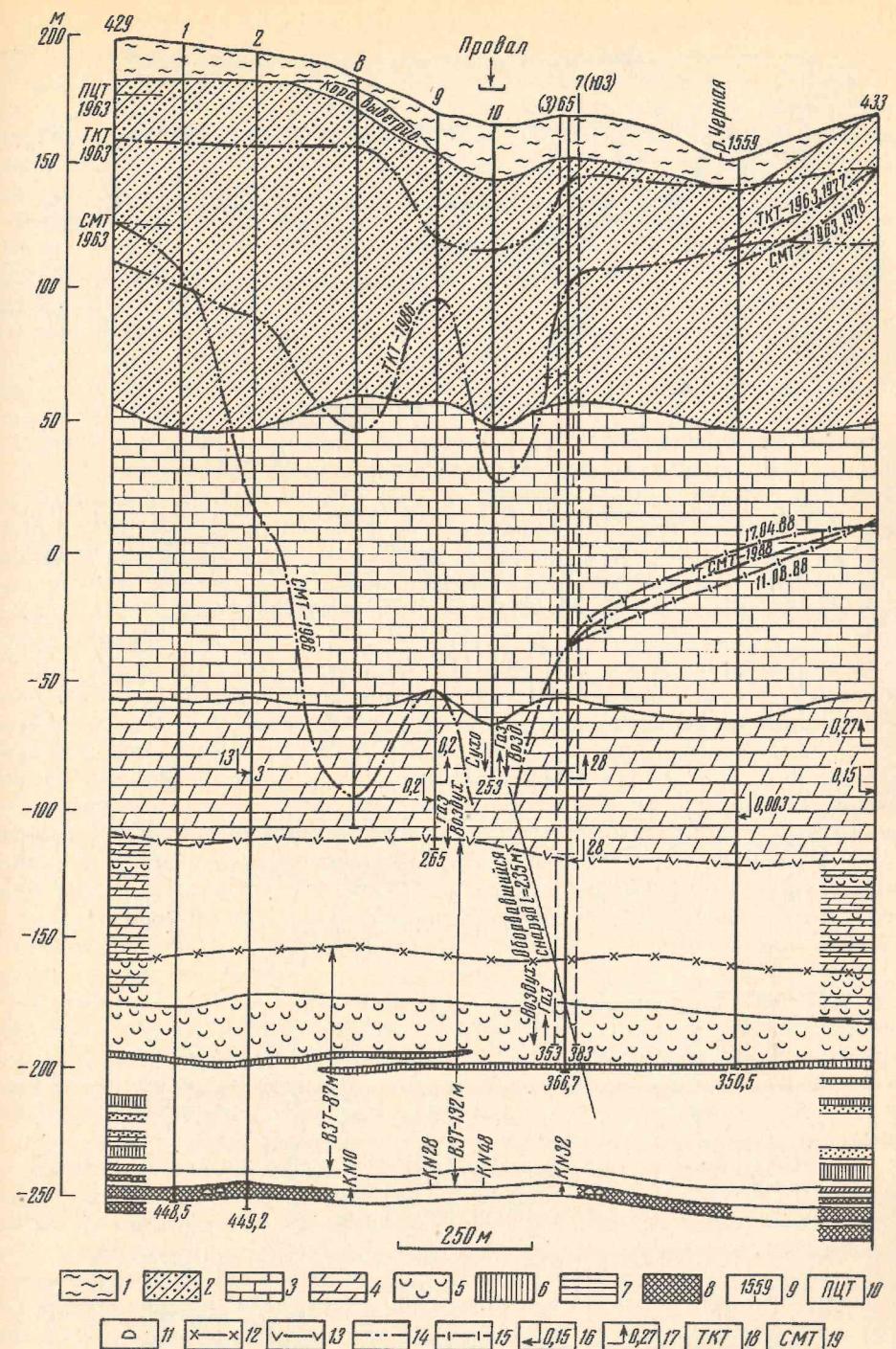
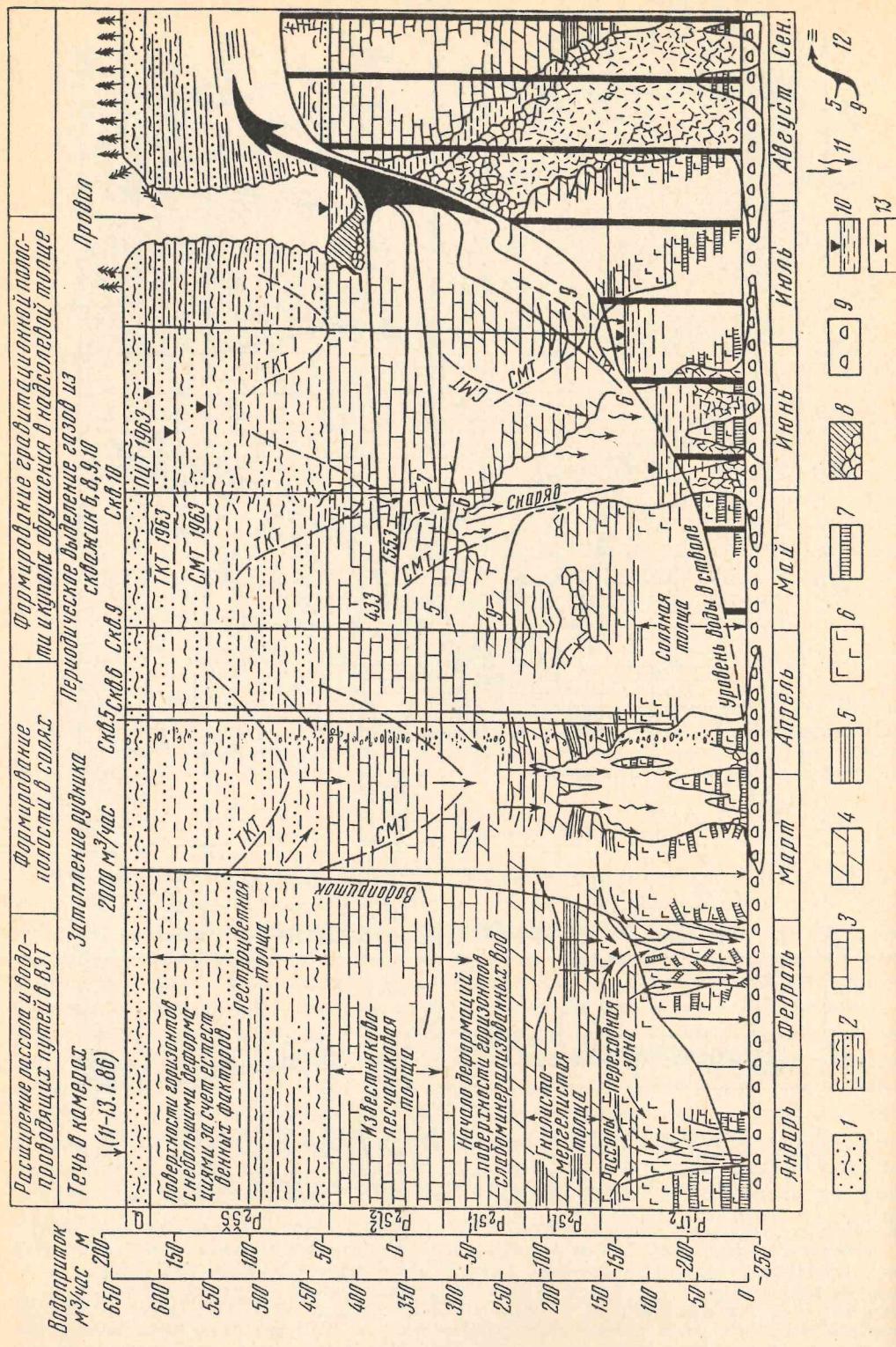


Рис. 4. Гидродинамическая ситуация в толще пород на участке затопления полости в мае-июне 1986 г.: 1 — четвертичные отложения; 2 — пестроцветная толща; 3 — терригенно-карбонатная толща; 4 — соляно-мергельная толща; 5 — каменная соль; 6 — карналлитовые пласти; 7 — глина; 8 — сильвинитовые пласти; 9 — скважины; 10 — пестроцветная толща; 11 — горные выработки; 12 — кровля ВЗТ по «Указаниям» 1984 г.; 13 — кровля ВЗТ по «Указаниям» 1972 г.; 14 — уровни водоносных горизонтов во время бурения скважин; 15 — уровни рассольного горизонта после окончания бурения скважин; 16 — поглощение воды пластом, л/с; 17 — водоотдача пласта, л/с; 18 — терригенно-карбонатная толща; 19 — соляно-мергельная толща



когда резко начал расти дебит рассолов. Всего по расчетам к 9 марта в толще солей над выработками сформировалось пустотное пространство общим объемом 20 500 м<sup>3</sup>. Скорее всего, это была не единая полость, а система вертикальных каналов, то сливающихся в единую полость, особенно в верхней части толщи, то разделяющихся на обособленные «рукава». Форма полости, образовавшейся на данном этапе, не имела большого значения для последующих событий, так как впоследствии она была изменена и во много раз увеличена.

**Формирование карстовой полости и затопление выработок.** С 8—9 марта, когда водоприток в горные выработки стал катастрофическим, в покровной соли начала быстро формироваться карстовая полость, а в выработках накапливаться рассолы. Для этого имелись все необходимые условия: поступление в толщу солей слабоминерализованных агрессивных вод из вышерасположенных горизонтов (приток), наличие хорошо разработанных путей для их нисходящего движения в соляной толще (транзит) и огромное водовмещающее пространство выработок, куда поступали рассолы (разгрузка).

В связи с оттоком рассолов из кровли ВЗТ и низов глинисто-мергелистой толщи в глубь солей, над проницаемой зоной в рассольных горизонтах сформировалась депрессионная воронка. Таким способом открылся доступ в соляную толщу слабоминерализованным водам. Последовательное вовлечение пресных вод вышерасположенных горизонтов привело к деформации их уровнях поверхностей над зоной дренирования и формированию общей зоны депрессии, развитой по вертикали на сотни метров вплоть до подземных вод пестроцветной толщи (рис. 4).

Хорошую проницаемость вод сверху вниз обеспечило тектоническое нарушение, ранее описанное. С начала марта оно стало развиваться как вертикальная водопроводящая зона, растущая снизу вверх и «тягивающая» к себе латерально (послойно) движущиеся подземные воды. Развитие зоны продолжалось почти до момента провала. Фильтруясь по узким каналам, стекая по плоскостям трещин, низвергаясь в местах крупных разрывов, нисходящие по нарушенной зоне воды производили значительную механическую работу — размыв и освобождение трещин от тонкодисперсной фракции, суффозионный вынос алевритового и песчаного материала вниз, где условия для движения воды становились все более благоприятными. Такая дезинтеграция, разуплотнение пород в нарушенной фильтрующей зоне способствовали в дальнейшем гравитационному обрушению пород.

Поступавшие в соляную толщу пресные воды обладали огромным дефицитом насыщения. Первоначально, проникая в соляные каналы, они стекали по их стенкам, быстро насыщаясь солями. В связи с убыванием агрессивности вод сверху вниз за счет насыщения начальная полость была воронкообразной. Наибольших размеров она достигала, по-видимому, на уровне переходной зоны и покровной соли. Дальнейшее расширение полости провоцировало обрушение вышележащих пород, а также предопределило возможность свободного струйного излияния вод в полость (из центральных трещин свода), помимо их площадного стекания по стенкам. Свободно падающие струи агрессивных вод начали «дырявить» суженное основание полости, формировать в нем вертикальные каналы и тем самым углублять ее. С момента активного струйного поступления форма полости начала выравниваться (из «конуса» в «цилиндр»), а сама полость — углубляться вплоть до соединения с горными выработками. После

Рис. 5. Развитие основных событий в толще пород на участке провала в январе — августе 1986 г.: 1 — суглиник, супесь; 2 — аргиллит, алевролит, песчаник; 3 — известняк, 4 — мергель; 5 — глина; 6 — каменная соль; 7 — карналлит; 8 — обвално-осыпные отложения; 9 — сильвинит и горные выработки; 10 — уровень воды; 11 — направление движения подземных вод; 12 — динамика уровней вод в скважинах и их номера; 13 — уровень подземных вод и год наблюдений; ПЦТ — пестроцветная толща; ТКТ — терригенно-карбонатная толща; СМТ — соляно-мергельная толща

формирования «пустотного цилиндра» зона активного растворения солей сместилась к его основанию, где сосредоточивались ненасыщенные рассолы. В это время шло также интенсивное «съедание» падавшими каскадами вод соляных целиков и колонн между трубами и каналами, соединявшими карстовую полость с горными выработками. Происходило и коррозионное расширение стенок полости стекавшими водами, но оно по-прежнему было характерным лишь для ее верхней части, так как при площадном стекании вода очень быстро насыщается растворенным веществом.

Есть все основания полагать, что процесс формирования полости шел очень быстро. Этому способствовали обилие пресных вод и хорошие условия: проникаемость зоны нарушения, трещиноватый, водообильный характер участка — мульды, крупная полость в солях и др.— для их массивированного поступления в соляную толщу (дебит измерялся десятками, затем сотнями тысяч  $\text{м}^3/\text{сут}$ ). Для получения некоторых цифр и временной привязки событий воспользуемся рис. 5. Он представляет собой «летопись» основных событий, происходивших на участке от появления течи в выработках до образования провала. Описанная выше ситуация отражена на рисунке и соответствует периоду с начала марта до конца второй декады апреля. Именно этот полуторамесячный период являлся основным этапом формирования крупной карстовой полости в солях. Ее развитие происходило и далее за счет растворения солей, но темпы роста сначала постепенно, а с конца июня резко замедлились. Однако конец апреля мы считаем качественным рубежом потому, что с этого времени началось интенсивное обрушение сводов полости, формирование ее гравитационной части (купола), а также завершилось обводнение горных выработок, т. е. произошло затопление рудника. Об этом свидетельствует кривая изменения уровня воды в шахтных стволах.

Следовательно, к началу третьей декады апреля 15 млн.  $\text{м}^3$  выработок были заполнены рассолами. На большей части шахтного поля рассолы были уже насыщенными и лишь в районе участка аварии — недонасыщенными и продолжали растворять стены камер.

Зная объем выработок и время их заполнения (с 8—9 марта до 15—20 апреля, около 40 сут), можно определить среднее ежесуточное поступление вод — около 375 000  $\text{м}^3$ . В действительности кривая водопритока носила всевозрастающий характер. Если принять, что с момента прекращения наблюдений (9 марта) до середины апреля водоприток равномерно нарастал, то получится, что за 40 дней его значения изменились от нескольких тысяч (8—9 марта) до 750 000  $\text{м}^3/\text{сут}$  (20 апреля). Однако более верным представляется дугообразный характер кривой, при котором до определенного времени шло катастрофическое нарастание дебита, а затем оно несколько замедлилось, но не выравнялось.

На основании имеющихся данных можно «привязаться» к цифре 15 млн.  $\text{м}^3$  рассолов, рассчитать количество растворенных солей и объем сформировавшейся в соляной толще полости. При растворимости породы в 365  $\text{г}/\text{дм}^3$  (средняя между растворимостью галита и сильвинита при 10° С) за 40 дней в рассолы было переведено 5 475 000 т солей, что приблизительно равно 2,6 млн.  $\text{м}^3$  пустот (при плотности соли 2,1  $\text{т}/\text{м}^3$ ). Это значение является максимально возможным, поскольку в расчете мы исходим из того, что поступали лишь пресные воды. По меньшей мере половина (1,3 млн.  $\text{м}^3$ ) всего объема возможных пустот была «сработана» на уровне выработок, однако в силу их строения, предполагающего большую суммарную поверхность растворения, это не нашло существенного морфологического выражения на большей части шахтного поля, за исключением участка аварии.

Таким образом, к третьей декаде апреля в соляной толще возникла карстовая полость объемом более 1 млн.  $\text{м}^3$ , продолжавшая развиваться, а выработки рудника были заполнены рассолами.

## Образование провала

**Заполнение полости водой.** С момента полного затопления горных выработок началось заполнение водами карстовой полости. Чтобы определить характер и интенсивность этого процесса, обратимся к рис. 5. Учитывая, что заполненные горные выработки, карстовая полость и шахтные стволы представляют собой гидродинамически единое пространство, уровень воды в шахтном стволе соответствует положению такового в полости. Из поведения кривой уровня вод в шахтном стволе следует, что заполнение полости происходило довольно медленно. Если считать, что заполнение началось с 3-й декады апреля и дошло до уровня первого слоя каменной соли (верхняя граница полости растворения) лишь к началу июля, то период будет равен 80 дням (чуть больше 2,5 мес.). Столь значительный срок заполнения полости объемом 1—1,5 млн.  $\text{м}^3$  по сравнению с вдвое более коротким периодом затопления выработок (с большим в 10 раз объемом) может быть объяснен двумя причинами: дальнейшим увеличением объема полости, с одной стороны, и снижением водопритока, с другой.

Факт относительной сдренированности надсолевых толщ в зоне нарушения подтвердили результаты бурения. Скважина № 10, пробуренная в конце мая, зафиксировала отсутствие подземных вод в нижней половине надсолевой толщи (рис. 4, 5).

Следовательно, с конца апреля до конца мая дебит вод, поступивших в полость, резко снижался и в начале лета стал весьма незначительным. Это дает основания полагать, что объем карстовой полости с момента прекращения активного дренирования водоносных горизонтов (в конце апреля) за последующий период (май — начало июля) практически не изменился вследствие резкого снижения водопритока и прогрессирующего ее заполнения материалом обрушающихся пород. Таким образом, за исходной карстовой полостью мы сохраняем объем 1,0—1,3 млн.  $\text{м}^3$ .

**Формирование купола обрушений.** Активное обрушение сводов стало основным содержанием дальнейшего развития полости. Обвальный материал постепенно заполнял полость. Сопоставление фактов показывает, что к концу июня карстовая полость в солях была целиком заполнена обрушенным материалом, т. е. переместилась примерно на 150 м вверх. А во второй половине мая, когда бурилась скважина № 10, купол полости находился в 100 м выше кровли соляной толщи, что подтвердила сама скважина, вскрывшая его (рис. 5), т. е. к этому времени полость уже перешла из карстовой в гравитационную стадию развития.

С начала мая между полостью и поверхностью установилась связь посредством воздухообмена через скважины. Попеременный (внутрь — наружу) газовый режим указывал, что начиная с мая в полости уже не происходило непрерывного накопления газов. Следовательно, к моменту провала их количество не было настолько велико, чтобы оказать взрывное давление на вышележащую толщу пород. Тот факт, что взрыв при провале все-таки имел место, а также периодическое выделение газов из скважин — вплоть до времени провала — свидетельствуют о непрерывности процесса образования газов. Поскольку среди них преобладали горючие газы, можно сделать вывод, что их источником были растворенные соли. Однако, по нашим данным, в мае-июне происходили только гравитационные процессы над сформировавшейся в марте-апреле карстовой полостью, которые не могли обусловить накопление горючих газов. Следовательно, активный коррозионный процесс происходил в это время на уровне соляной толщи в ином месте, имеющем пустотную связь с главной гравитационной полостью. Подтверждение этого вывода мы находим в особенностях скважины 9, пробуренной к концу апреля и практически вскрывшей пустоту в «неположенном» месте, на значительном удалении от скважин 5 и 6, в районе которых располагалась исходная карстовая полость. Однако полость, к которой «подошла» скважина, являлась не карстовой, а лишь обвальным «рукавом», соединившим основную гравитационную полость с карстовой (рис. 6). На это указывало отсутствие течи

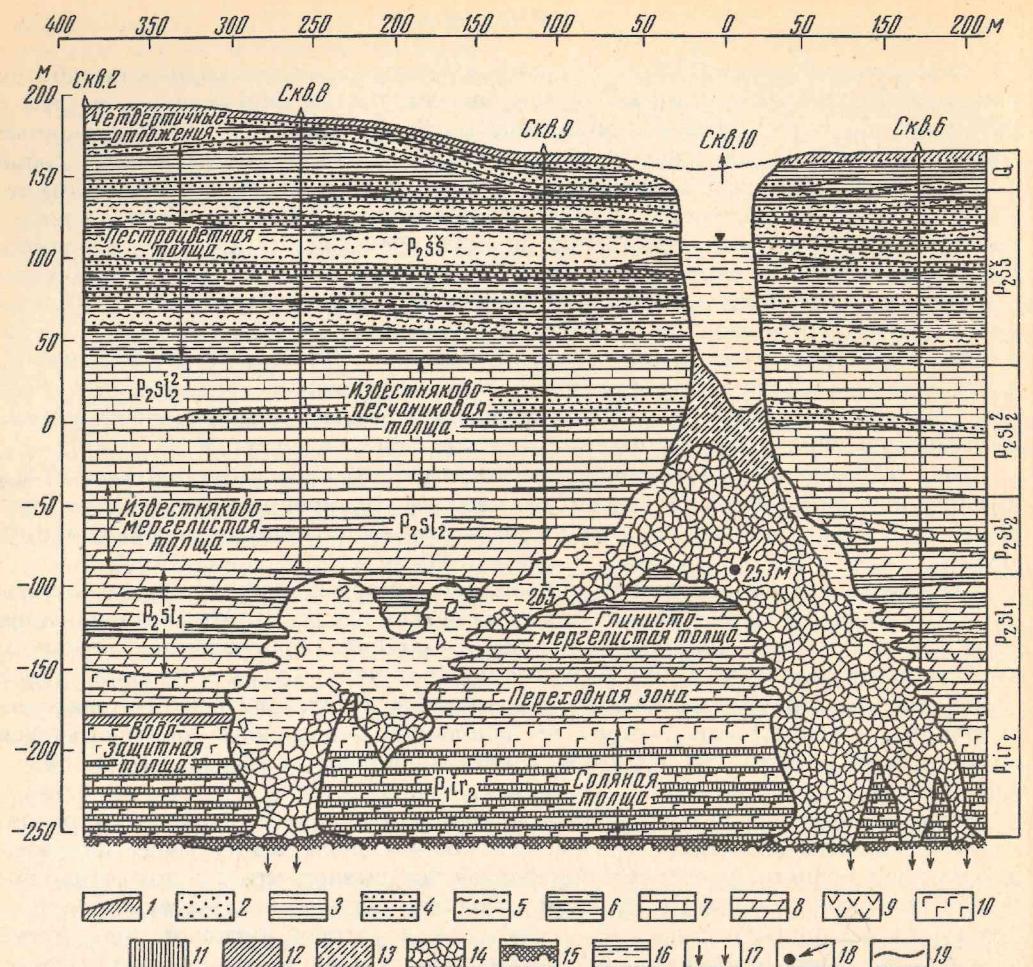


Рис. 6. Общий вид системы карсто-гравитационных полостей на участке провала в момент его образования: 1 — почва; 2 — песок; 3 — глина; 4 — песчаник; 5 — алевролит; 6 — аргиллит; 7 — известняк; 8 — мергель; 9 — гипс; 10 — каменная соль; 11 — карналлит; 12 — сильвинит; 13 — суглинок, супесь (обрушенные); 14 — известняк, песчаник, мергель (обрушенные); 15 — горные выработки; 16 — вода; 17 — места поступления рассолов (11—13 января 1986 г.); 18 — место отрыва бурового снаряда при бурении скважины 10 (до провала); 19 — контур предполагаемой полости в летний период 1986 г. (после провала)

над выработками в районе скважины 9, на ее наличие в районе скважины 8, где и должна была располагаться соседняя карстовая полость. Формирование полости подтверждалось также депрессионной воронкой в рассольном горизонте, которую подсекла скважина 8 (рис. 4). Развитие карстовой полости обусловливало продолжавшееся до образования провала периодическое выделение газов из скважин, а также вскрытие пустоты скважины 9.

Таким образом, к началу июля на участке провала существовали две соединенные полости: крупная гравитационная (с куполом на уровне глинисто-мергелистой толщи) и карстовая. Момент соединения полостей очень важен (приблизительно конец апреля — начало мая), тогда началось их сопряженное развитие. Соединение полостей обусловило возникновение геодинамического эффекта «единого свода», который, естественно, оказался неравновесным, в отличие от более равновесных сводов изолированных полостей. Помимо единого свода,

значительную роль в вертикальном продвижении купола обрушений вверх, к земной поверхности, сыграло наличие зоны дробления, связанной с нарушением.

К середине июля свод полости, движущийся вверх по нарушению, достиг основания пестроцветной толщи, а медленно восстанавливаясь уровень подземных вод абсолютных отметок — 120—130 м (рис. 5). С этого времени активность обрушений резко возросла из-за мелкообломочного, слоистого строения пестроцветной толщи. В пользу этого предположения свидетельствует резкое изменение (в сторону крутого подъема) уровней воды в шахтных стволах и скважинах, что было возможно в данной ситуации лишь при быстром заполнении полости обрушающимся материалом, сопровождающем вытеснением вверх адекватного объема воды. Обрушение пород ПЦТ происходило активно на протяжении 10—13 дней (до момента провала) со средней скоростью около 10 м/сут. Это рассчитывается просто: от времени резкого подъема кривой уровня подземных вод (начало обрушений в ПЦТ) до провала прошло 10—13 дней, а мощность толщи 120—130 м. В последние сутки перед провалом (с 18 час. 30 мин. до полуночи — момента провала) рабочие на буровой (скважина 11) начали ощущать периодические подземные толчки. Был слышен также гул. Толчки, несомненно, являлись следствием обрушения и удара о днище крупных блоков пород (карстовые землетрясения).

**Провал.** Провал земной поверхности произошел в ночь с 24 на 25 июля, ближе к полуночи. В отличие от обвального процесса в пестроцветной толще обрушение рыхлых четвертичных пород было мгновенным (радиус купола 20—40 м). В момент провала произошел взрыв газов со световым эффектом. От возникшей ударной волны сработали датчики охранной сигнализации на окнах здания рудоуправления. Взрывом были выброшены обломки пород — песчаников и алевролитов пестроцветной толщи с разной глубины: от 25 до 120 м. Восточнее провала (220 м) был найден обломок (20×15×5 см) темно-серого с песчаной примесью известняка, характерного для верхней части известняко-песчанистой толщи. Ориентировочно, по данным скважины 10, на месте провала слой известняка, подобного обломку, залегает на глубине 129—130 м. Размеры обломков разные. Наиболее крупные достигали 0,8×0,4×0,2 м. При падении на землю они образовывали небольшие кратеры диаметром до 2 м, глубиной до 1 м.

Взрыв и световая вспышка, сопровождавшие провал, послужили поводом для объяснения некоторыми специалистами провала взрывом. При этом картина представлялась следующей. В результате растворения солей образовалась крупная полость, заполненная горючими газами. В связи с обрушениями полость («газовый пузырь») перемещалась вверх. Взрыв произошел, когда она достигла пестроцветной толщи, в связи с огромным давлением газов или их воспламенением. После взрывного выхода газов наружу осталась провальная воронка — «трубка взрыва».

На основании многочисленных фактов, подтверждающих гравитационный (обвально-провальный) генезис впадины, а также опыта изучения провальных процессов в разных карстовых районах мы утверждаем несостоятельность эруптивной гипотезы.

Во-первых, давление газов в гравитационной полости не могло достичь аномальных значений, поскольку полость была связана с поверхностью вентилирующими скважинами. К тому же в скважинах периодически отмечалось всасывание воздуха в полость. Даже если допустить скопление газов в критическом количестве, то каналами их «сработки» могла бы являться трещиноватая среда горных пород и подземные воды (все газы водорастворимы).

Во-вторых, взрывы — это сопутствующий элемент провалов, в частности тех, у которых обвальная полость утратила пустотную связь с «коренной» карстовой полостью. Изолированные полости, «оторвавшиеся» от подземных пустот (пещер, выработок), в результате резкой засыпки последних обвальными отложениями практически всегда при обрушении сводов производят взрывной (в основном звукопылевой) эффект. Масса обрушающихся пород действует как поршень,

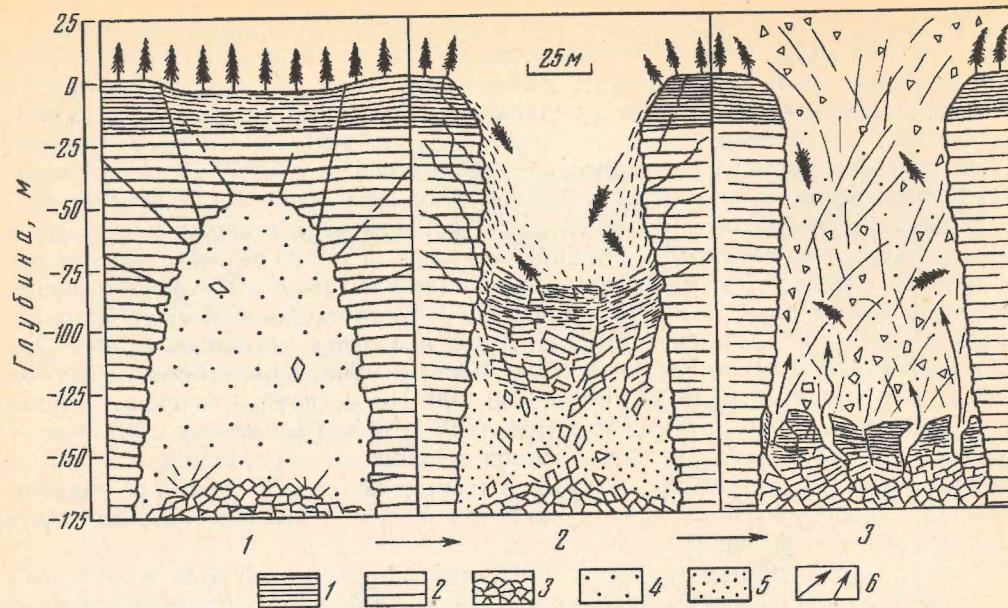


Рис. 7. Обрушение свода изолированной гравитационной полости и взрывной выброс обломков горных пород: 1 — флювиогляциальная толща; 2 — пестроцветная толща; 3 — обвальные отложения; 4 — газовоздушная смесь; 5 — сжатые воздух и газ; 6 — взрывные струи

сжимающий воздух в замкнутом объеме полости. Сжатый воздух оказывает нарастающее противодавление и с определенного момента «выстреливает» вверх, увлекая за собой пылеватые частицы. Даже при образовании провалов диаметром несколько метров иногда раздается оглушающий «выстрел» или громкий хлопок. В рассматриваемом случае (рис. 7) полость также, находясь в пестроцветной толще, уже была отчленена обвальными отложениями и не имела пустотной связи с соседней карстовой полостью. Обрушение по гравитационной трубе огромной массы пород вызвало сильное сжатие воздуха полости. Только этого было достаточно, чтобы над провалом взмыл вверх огромный столб пыли и послышался «артиллерийский гул». Но воздух полости был еще и насыщен горючими газами. Их воспламенение дополнило взрывной процесс световым эффектом и усилило звуковой. Возгорание газов могло быть связано с искрением, возникшим в результате соударения колонны труб (скважины 10, находившейся в центре провала) с камнями или с другими подобными причинами. При этом условия для взрыва газов были созданы именно поршневым эффектом, т. е. их сжатием обрушающейся массой пород. В противном случае взрыва газов могло и не произойти. Они могли сгореть в течение некоторого времени в провальной впадине. Воспламенение сжатых газов резко усилило пневматический взрыв и добавило в его механизм химическую составляющую. В результате суммарная мощность взрыва оказалась достаточной для выброса не только мелких глинистых и песчаных частиц, но и сравнительно крупных обломков, а также создания фронта ударной волны. Действие ее было направлено вверх, как это бывает в типичных случаях карстовых провалов, поскольку деревья, окружающие воронку, не были ни повалены, ни обожжены.

Таким образом, взрыв является не причиной, а следствием провала. На месте провала возникла асимметричная впадина с крутыми (флювиогляциальная толща) и отвесными (пестроцветная толща) бортами (рис. 8, а). Ее начальный диаметр по большой оси составил около 80 м, по малой — 40 м (рис. 8, б). Длинная ось впадины ориентирована в СЗ—ЮВ направлении и почти совпадает с азимутом нарушения и приуроченного к нему лога. За короткое время борта провала на уровне рыхлых четвертичных отложений приобрели коническую форму.

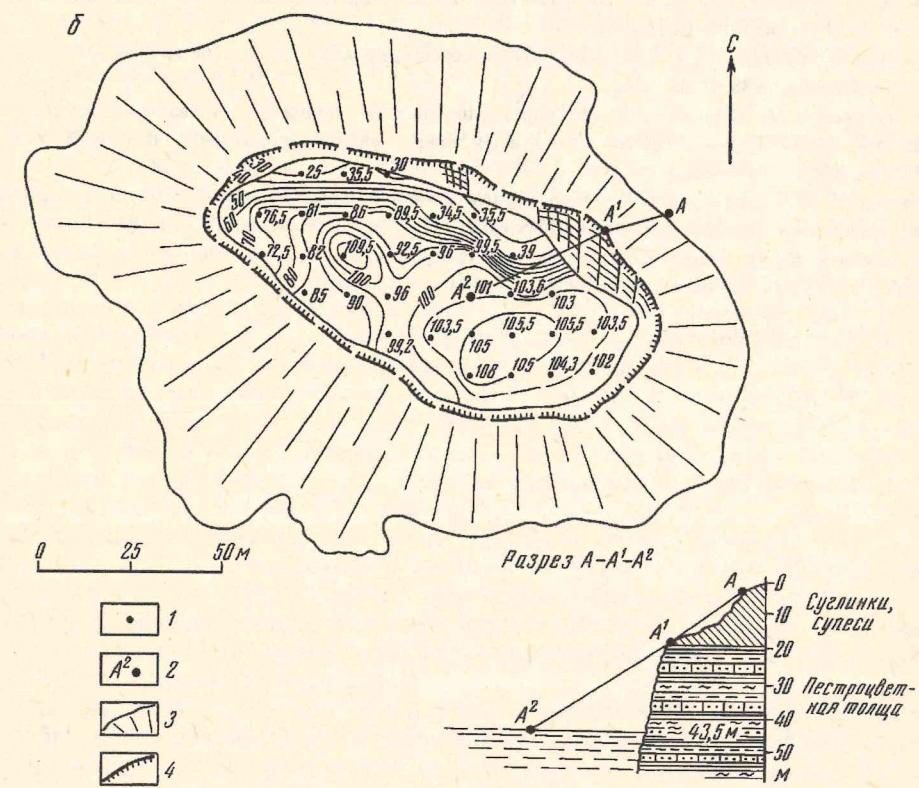
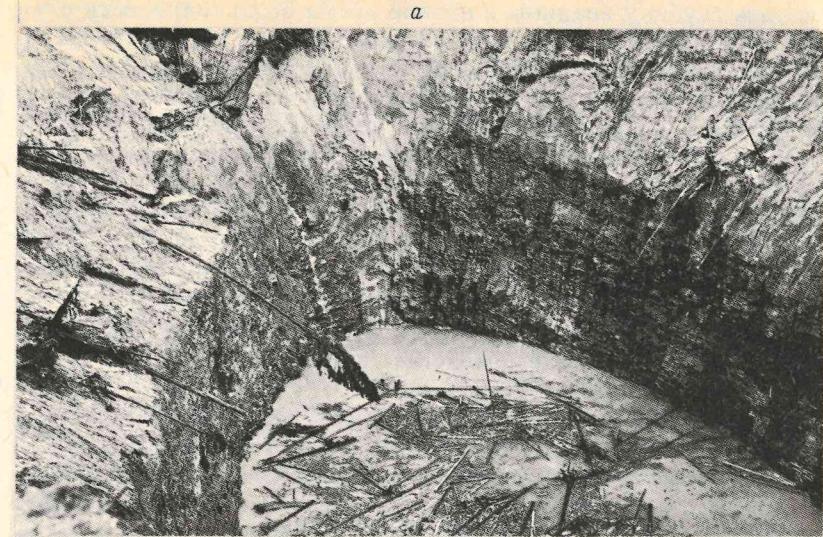


Рис. 8. а — вид северо-западного борта провала (июнь, 1987 г.). Стрелкой указано тектоническое нарушение со складчатыми деформациями слоев пестроцветной толщи (фото автора); б — провальная впадина на шахтном поле БКР-3 (по состоянию на начало 1988 г.): 1 — точки замера глубины провала с поверхности льда (толщина льда на озере — 35 см); 2 — точки поинтервального отбора проб воды; 3 — контур провальной впадины на 28.02.88 г.; 4 — кромка обрыва (кровля пород пестроцветной толщи)

Определить глубину впадины в первое время было технически сложно. Визуально днище не просматривалось из-за серой дымки, заполнившей провальную трубу. По всей видимости, она была образована смесью водяного пара (тумана), газов и пыли. 8 августа спустя 15 дней с момента обрушения, когда рассеялась дымка, в провале увидели воду. В это время водное зеркало находилось на глубине около 100 м от поверхности. На рис. 5 видно, что в связи с обрушением огромного объема пород в течение 10 дней после провала кривая подъема уровня вод в стволе и скважинах (черная стрела) стала еще круче. В конце августа напорный уровень подземных вод установился на глубине 60—70 м от поверхности. С момента провала впадина начала интенсивно заполняться водой. Основными источниками заполнения провального озера стали подземные воды пестроцветной толщи, четвертичных отложений, талые и дождевые воды.

Проведенные исследования позволяют утверждать, что провал на шахтном поле БКР-3 — явление закономерное, а не случайное. Хотя для его реализации потребовалось совпадение целого ряда естественных и антропогенных предпосылок, подобные условия вполне вероятны и на других участках месторождения, особенно — тяготеющих к отрицательным структурам соляного тела.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрейчук В. Н. Трещиноватость уфимских пород (пестроцветная толща) в бортах Березниковского провала // Проблемы изучения водозащитной толщи Верхнекамского месторождения калийных солей. Березники, 1989. С. 13—14.
2. Андрейчук В. Н., Лукин В. С. Большой Березниковский провал // Проблемы изучения техногенного карста. Кунгур, 1988. С. 33—34.
3. Котельников А. Н., Минькович И. И. Гидрогеологические условия формирования провала на шахтном поле БКРУ-3 // Катастрофы и аварии на закарстованных территориях. Пермь: Дом науки и техники, 1990. С. 49—50.
4. Филиппов С. А., Корочкина С. Ф. Проявления дизъюнктивной тектоники в продуктивной толще Верхнекамского месторождения калийных солей // Геотектоника. 1990. № 1. С. 64—67.
5. Яржемский Я. Я., Третьяков Ю. А. Вторичные изменения соляных пород Верхнекамского месторождения // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 2. С. 85—91.

Горный институт УРО РАН

Поступила в редакцию  
30.VI.1994

## ГЕОЭКОЛОГИЯ

Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология

1 • 1996

УДК 554.8.02:551.12

© 1996 г. В. П. ЗВЕРЕВ, В. С. ПУТИЛИНА

### СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА МОДЕЛЕЙ МАССОПОТОКОВ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ НА ОСНОВНЫХ ГИДРОСФЕРНЫХ УРОВНЯХ

Дана сравнительная оценка удельных массопотоков макрокомпонентов в подземных водах на различных природных уровнях гидросферы, включая глобальный, континентальный (на примере территории России), региональный (на примере бассейна р. Волги) и локальные (отдельные районы и бассейны в пределах последнего). Показано, что разница в удельных массопотоках на высших уровнях гидросферы и в экологически чистых условиях меняются сравнительно мало, в пределах 2 раз в ту или иную сторону. На локальных уровнях, в зависимости от особенностей геолого-литологических условий и под влиянием антропогенной нагрузки, значения удельных массопотоков отдельных, специфических для каждой природной модели химических элементов могут отличаться от фоновых на порядок и более.

Массопотоки природных вод и растворенных в них химических элементов реализуются постоянно, охватывая поверхность Земли и верхние горизонты земной коры, обуславливая развитие экзогенных геологических процессов в накопление веществ в конечных водоемах стока прежде всего в морских и океанических бассейнах.

Проблемам и количественной оценке массопереноса природных вод и растворенных в них химических элементов посвящено большое число исследований. В соответствии с поставленными задачами эти вопросы решались на различных природных уровнях, начиная от глобального [2, 6, 7, 13, 14] и кончая небольшими водосборными бассейнами [3, 5, 11] и др. В первом случае исследования связаны с общегеологическими оценками деятельности природных вод, а во втором (особенно в последние годы) — с экологическими последствиями загрязнения окружающей среды. В целом ряде исследований рассматриваются территории, промежуточные по размерам между названными выше. Это, как правило, бассейны крупных рек, озер и отдельных морей [1, 4, 8, 9 и др.].

В то же время до настоящего времени не было попыток сопоставить эти исследования между собой и проанализировать специфику полученных для каждого уровня результатов, что имеет принципиальное значение для решения проблем экзогенной геологической деятельности природных вод и количественной оценки загрязнения гидросферы.

Попытка такого анализа выполнена в настоящей статье на примере разнообразного фактического материала по массопотокам подземных вод и растворенных в них химических элементов, полученного для различных природных моделей, включая глобальный [6, 7], континентальный (территория России) [5], региональный (бассейн р. Волги) [8] и локальный [3, 5, 10] уровни. На локальном уровне рассмотрены отдельные части бассейна р. Волги, характеризуемые как распространением специфических литологических формаций (галогенной, сульфатной, карбонатной), так и активной антропогенной деятельностью (территория г. Москвы, промышленные районы г. Воскресенска).

Количественные показатели массопотоков подземных вод на основных гидросферных уровнях приведены в табл. 1. Рассмотренные модели выбраны так,

Таблица 1

Массопотоки химических элементов в подземных водах на глобальном, континентальном, региональном и локальном уровнях

Область дренирования подземных вод	Площадь, км <sup>2</sup>	Массопотоки подземных вод, г/год·км <sup>2</sup>	Массопотоки химических элементов, г/год						Суммарный массопоток	
			K	Na	Ca	Mg	Cl	SO <sub>4</sub>		
Континенты	135 · 10 <sup>6</sup>	10,51 · 10 <sup>18</sup> 77,8 · 10 <sup>9</sup>	0,323 · 10 <sup>14</sup> 0,239 · 10 <sup>6</sup>	2,803 · 10 <sup>14</sup> 2,076 · 10 <sup>6</sup>	3,583 · 10 <sup>14</sup> 2,654 · 10 <sup>6</sup>	1,31 · 10 <sup>14</sup> 0,970 · 10 <sup>6</sup>	2,506 · 10 <sup>14</sup> 1,856 · 10 <sup>6</sup>	3,931 · 10 <sup>14</sup> 2,912 · 10 <sup>6</sup>	15,627 · 10 <sup>14</sup> 11,576 · 10 <sup>6</sup>	30,082 · 10 <sup>14</sup> 22,283 · 10 <sup>6</sup>
Территория России	17,07 · 10 <sup>6</sup>	901,6 · 10 <sup>15</sup> 52,8 · 10 <sup>9</sup>	19,847 · 10 <sup>12</sup> 1,16 · 10 <sup>6</sup>	30,569 · 10 <sup>12</sup> 1,791 · 10 <sup>6</sup>	9,095 · 10 <sup>12</sup> 0,533 · 10 <sup>6</sup>	22,102 · 10 <sup>12</sup> 1,295 · 10 <sup>6</sup>	29,708 · 10 <sup>12</sup> 1,740 · 10 <sup>6</sup>	112,667 · 10 <sup>12</sup> 6,60 · 10 <sup>6</sup>	223,988 · 10 <sup>12</sup> 13,119 · 10 <sup>6</sup>	
Бассейн р. Волги	1,38 · 10 <sup>6</sup>	69,53 · 10 <sup>15</sup> 50,38 · 10 <sup>9</sup>	1,452 · 10 <sup>12</sup> 1,052 · 10 <sup>6</sup>	4,933 · 10 <sup>12</sup> 3,575 · 10 <sup>6</sup>	1,080 · 10 <sup>12</sup> 1,304 · 10 <sup>6</sup>	1,564 · 10 <sup>12</sup> 1,133 · 10 <sup>6</sup>	5,195 · 10 <sup>12</sup> 3,764 · 10 <sup>6</sup>	13,990 · 10 <sup>12</sup> 10,137 · 10 <sup>6</sup>	28,124 · 10 <sup>12</sup> 21,13 · 10 <sup>6</sup>	
Бассейн р. Москвы	1,76 · 10 <sup>4</sup>	0,99 · 10 <sup>15</sup> 56,12 · 10 <sup>6</sup>	2,9 · 10 <sup>10</sup> 1,643 · 10 <sup>6</sup>	6,7 · 10 <sup>10</sup> 3,798 · 10 <sup>6</sup>	1,3 · 10 <sup>10</sup> 0,736 · 10 <sup>6</sup>	4,5 · 10 <sup>10</sup> 2,551 · 10 <sup>6</sup>	7,5 · 10 <sup>10</sup> 4,251 · 10 <sup>6</sup>	17,6 · 10 <sup>10</sup> 9,977 · 10 <sup>6</sup>	40,5 · 10 <sup>10</sup> 22,956 · 10 <sup>6</sup>	
Бассейн р. Медведки	4 · 10	2,08 · 10 <sup>12</sup> 52,0 · 10 <sup>6</sup>	0,63 · 10 <sup>13</sup> 1,575 · 10 <sup>6</sup>	2,26 · 10 <sup>8</sup> 5,65 · 10 <sup>6</sup>	0,22 · 10 <sup>8</sup> 0,55 · 10 <sup>6</sup>	0,74 · 10 <sup>8</sup> 1,85 · 10 <sup>6</sup>	1,10 · 10 <sup>8</sup> 2,75 · 10 <sup>6</sup>	7,79 · 10 <sup>8</sup> 19,475 · 10 <sup>6</sup>	12,74 · 10 <sup>8</sup> 31,85 · 10 <sup>6</sup>	

Таблица 2

Массопотоки химических элементов в подземных водах, дренирующих различные литологические формации и районы антропогенной нагрузки

Зона дренирования	Площадь, км <sup>2</sup>	Массопотоки подземных вод, г/год·км <sup>2</sup>	Массопотоки химических элементов, г/год						Суммарный массопоток
			K	Na	Ca	Mg	Cl	SO <sub>4</sub>	
Нижнепермские галогенные породы в бассейне р. Камы	26,5 · 10 <sup>3</sup>	94,5 · 10 <sup>12</sup> 3,706 · 10 <sup>9</sup>	0,754 · 10 <sup>12</sup> 29,568 · 10 <sup>6</sup>	0,203 · 10 <sup>12</sup> 7,961 · 10 <sup>6</sup>	0,036 · 10 <sup>12</sup> 1,412 · 10 <sup>6</sup>	1,320 · 10 <sup>12</sup> 51,765 · 10 <sup>6</sup>	0,248 · 10 <sup>12</sup> 9,725 · 10 <sup>6</sup>	0,006 · 10 <sup>12</sup> 0,235 · 10 <sup>6</sup>	2,567 · 10 <sup>12</sup> 100,706 · 10 <sup>6</sup>
Нижнепермские сульфатные породы в бассейне р. Камы	46,2 · 10 <sup>3</sup>	2,11 · 10 <sup>15</sup> 45,671 · 10 <sup>9</sup>	0,009 · 10 <sup>12</sup> 0,195 · 10 <sup>6</sup>	1,203 · 10 <sup>12</sup> 26,039 · 10 <sup>6</sup>	0,052 · 10 <sup>12</sup> 1,125 · 10 <sup>6</sup>	0,013 · 10 <sup>12</sup> 0,281 · 10 <sup>6</sup>	2,667 · 10 <sup>12</sup> 57,727 · 10 <sup>6</sup>	0,643 · 10 <sup>12</sup> 13,918 · 10 <sup>6</sup>	4,587 · 10 <sup>12</sup> 99,285 · 10 <sup>6</sup>
Среднекаменно-угольные карбонатные породы в верхней части бассейна р. Москвы	5,0 · 10 <sup>3</sup>	0,35 · 10 <sup>15</sup> 70,0 · 10 <sup>9</sup>	0,27 · 10 <sup>10</sup> 0,54 · 10 <sup>6</sup>	2,13 · 10 <sup>10</sup> 4,26 · 10 <sup>6</sup>	0,54 · 10 <sup>10</sup> 1,08 · 10 <sup>6</sup>	0,72 · 10 <sup>10</sup> 1,44 · 10 <sup>6</sup>	0,43 · 10 <sup>10</sup> 0,86 · 10 <sup>6</sup>	8,15 · 10 <sup>10</sup> 16,3 · 10 <sup>6</sup>	12,24 · 10 <sup>10</sup> 24,48 · 10 <sup>6</sup>
Территория г. Москвы в средней части бассейна р. Москвы	1,53 · 10 <sup>3</sup>	0,09 · 10 <sup>15</sup> 58,8 · 10 <sup>9</sup>	1,81 · 10 <sup>10</sup> 11,83 · 10 <sup>6</sup>	1,17 · 10 <sup>10</sup> 7,65 · 10 <sup>6</sup>	0,13 · 10 <sup>10</sup> 0,85 · 10 <sup>6</sup>	3,05 · 10 <sup>10</sup> 19,93 · 10 <sup>6</sup>	1,87 · 10 <sup>10</sup> 12,22 · 10 <sup>6</sup>	1,82 · 10 <sup>10</sup> 11,89 · 10 <sup>6</sup>	9,85 · 10 <sup>10</sup> 64,37 · 10 <sup>6</sup>
Бассейн р. Натынки	6,67 · 10 <sup>1</sup>	4,2 · 10 <sup>12</sup> 62,9 · 10 <sup>9</sup>	0,04 · 10 <sup>10</sup> 5,99 · 10 <sup>6</sup>	0,079 · 10 <sup>10</sup> 11,84 · 10 <sup>6</sup>	0,018 · 10 <sup>10</sup> 2,69 · 10 <sup>6</sup>	0,041 · 10 <sup>10</sup> 6,15 · 10 <sup>6</sup>	0,207 · 10 <sup>10</sup> 31,03 · 10 <sup>6</sup>	0,059 · 10 <sup>10</sup> 8,84 · 10 <sup>6</sup>	0,444 · 10 <sup>10</sup> 66,54 · 10 <sup>6</sup>

чтобы каждая более низкого уровня являлась частью более высокой, по принципу «матрешки». При этом площади глобальной, континентальной и региональной моделей снижаются соответственно на порядок, а локальных (бассейн р. Москвы и р. Медвенки) — соответственно на два и три порядка по сравнению с моделью более высокого иерархического уровня. Примерно в таких же пропорциях происходит изменение массопотоков подземных вод и растворенных в них химических элементов. Так, массопотоки подземных вод от глобального до наименьшего локального уровня (бассейн р. Медвенки площадью 40 км<sup>2</sup>) уменьшаются от  $10,5 \cdot 10^{18}$  до  $2,1 \cdot 10^{12}$  г/год, а суммарные массопотоки растворенных веществ — от  $30 \cdot 10^{14}$  до  $12,7 \cdot 10^8$  г/год соответственно.

Более показательна и интересна для решения поставленной проблемы — сравнительная количественная оценка массопотоков, выраженная удельным переносом подземных вод и растворенных в них химических элементов в граммах за год с единицы площади (г/год·км<sup>2</sup>).

Удельные массопотоки подземных вод и растворенных в них K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> и HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> для территории континентов в среднем выше, чем для территории России в целом. Это закономерно, так как последняя находится в зонах тундрового, таежного, лесного и степного ландшафтов, характеризуемых сравнительно низкими значениями модулей подземных массопотоков и выноса химических элементов подземными водами. На территории России практически полностью отсутствуют тропические и пустынные ландшафты с высокими значениями модулей массопотоков подземных вод и растворенных в них химических элементов соответственно [12].

Бассейн р. Волги по значениям удельных массопотоков отдельных химических элементов несколько отличается от территории России. Для него характерны более высокие (в 1,5—2 раза), чем среднеконтинентальные, показатели удельных массопотоков Ca, Mg и SO<sub>4</sub>, что в первую очередь связано с особенностями литологического состава дренируемых пород — здесь широко распространены сульфатные отложения перми.

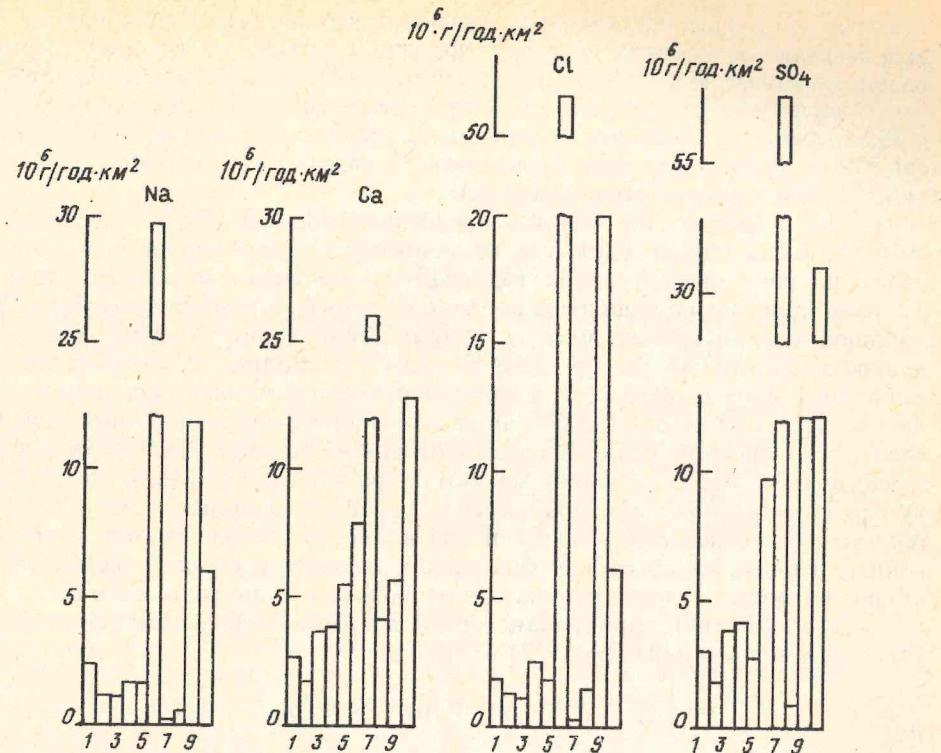
И наконец, бассейну р. Москвы, подвергающемуся высокой антропогенной нагрузке мегаполиса г. Москвы и его окрестностей, присущи достаточно значительные удельные массопотоки Ca, Cl, SO<sub>4</sub>.

В целом, изменение удельных массопотоков отдельных химических элементов для рассмотренных последовательно уменьшающихся природных моделей показывает, что они отличаются от среднеконтинентальных не более чем в 2 раза в ту или другую сторону.

Оценка массопотоков на локальных уровнях выполнена, как отмечено выше, на примерах отдельных частей бассейна р. Волги, отличающихся специфическими геологическими и антропогенными условиями. Для этого выбраны: часть бассейна р. Камы в верхнем течении площадью  $26,5 \cdot 10^3$  км<sup>2</sup>, дренирующая галогенные породы нижней перми в районе г. Соликамска; часть бассейна р. Камы в среднем течении площадью  $46,2 \cdot 10^3$  км<sup>2</sup>, дренирующая сульфатные породы нижней перми (в основном это бассейн р. Чусовой) и область дренирования среднекаменноугольных известняков и доломитов, расположенная в верхней части бассейна р. Москвы, площадью  $5,0 \cdot 10^3$  км<sup>2</sup>. Влияние антропогенных факторов на локальные массопотоки изучалось на территории г. Москвы — крупного мегаполиса площадью  $1,53 \cdot 10^3$  км<sup>2</sup> (бассейн р. Москвы в ее среднем течении) и в пределах бассейна небольшой речки Натынки (его площадь 66,7 км<sup>2</sup>) в промышленной зоне крупного центра химической индустрии г. Воскресенска (табл. 2).

Анализ приведенного материала показывает, что массопотоки отдельных химических элементов в подземных водах теснейшим образом связаны с литологическим составом дренируемых горных пород и характером антропогенно-техногенного загрязнения.

Так, область дренирования галогенных пород в бассейне р. Камы характеризуется массопотоками Na и Cl, более чем на порядок превышающими среднеконтинентальные, а также значительными удельными массопотоками Ca и



Удельные массопотоки Na, Ca, Cl и SO<sub>4</sub> в подземных водах,  $10^6$  г/год·км<sup>2</sup>; 1 — вся суша; 2 — территория России; бассейны: 3 — р. Волги, 4 — р. Москвы, 5 — р. Медвенки; зоны дренирования: 6 — пермской галогенной формации в бассейне р. Камы, 7 — пермской сульфатной формации в бассейне р. Камы, 8 — среднекаменноугольной карбонатной формации в верховьях бассейна р. Москвы, 9 — территория г. Москвы, 10 — бассейн р. Натынки

SO<sub>4</sub>, что хорошо объясняется широким распространением в галогенных формациях гипсонасочных пород. Эти и другие рассматриваемые модели массопотоков показаны на рисунке, на котором при достаточно стабильных фоновых значениях массопотоков выделяются аномально высокие удельные массопотоки отдельных характерных элементов.

В области распространения пермских сульфатных пород в бассейне р. Камы существуют высокие удельные массопотоки Ca и SO<sub>4</sub> — типичных для этой формации элементов. Значения удельных массопотоков этих элементов на порядок выше среднеконтинентальных. В пределах верхней части бассейна р. Москвы, дренирующей среднекаменноугольные карбонатные породы, удельные массопотоки Ca и HCO<sub>3</sub> соответственно лишь в 2 и 1,5 раза выше среднеконтинентальных и несколько больше, чем в бассейне р. Волги в целом.

Совершенно другие особенности формирования массопотоков химических элементов в подземных водах имеют промышленные районы, испытывающие антропогенно-техногенную нагрузку. В качестве наиболее характерного примера такого региона мы не могли не взять территорию г. Москвы — крупнейшей в России промышленно-городской агломерации. Ранее было показано [10], что бассейн р. Москвы на территории города характеризуется высокими значениями массопотоков тяжелых металлов и органических соединений (нефтепродуктов, фенолов и др.). К сожалению, мы не имеем возможности провести сравнение по этим параметрам на всех рассматриваемых в настоящей работе уровнях гидросферы. Поэтому ограничимся, как и выше, описанием массопотоков макрокомпонентов подземных вод. На территории г. Москвы удельные массопото-

токи Na и Cl имеют очень высокие значения, что, очевидно, объясняется широким использованием хлорида натрия в дорожном хозяйстве, который, несмотря на развитую канализационную сеть, в значительных количествах попадает в подземные воды. Для района развития химической промышленности вокруг г. Воскресенска характерно значительное превышение над фоном удельных массопотоков сульфатов, что, по-видимому, связано со спецификой химических производств в этом регионе (рисунок).

Таким образом, на основе представленного в статье материала дана сравнительная оценка удельных массопотоков макрокомпонентов в подземных водах на различных уровнях гидросферы, включая глобальный, являющийся фоновым для всех континентов; континентальный, характеризуемый умеренными ландшафтно-климатическими условиями территории России; региональный, конкретизированный на примере бассейна р. Волги, и, наконец, локальный, выбранный в пределах бассейна последней, применительно к конкретным геолого-литологическим условиям и особенностям антропогенно-техногенной нагрузки. Показано, что значения удельных массопотоков на высоких уровнях гидросферы и в экологически чистых условиях меняются сравнительно мало, в пределах 2 раз в ту или иную сторону. На локальных же уровнях, в зависимости от особенностей геолого-литологических условий и под влиянием антропогенной нагрузки, значения удельных массопотоков химических элементов, специфических для каждой природной модели, могут отличаться от фоновых на порядок и более.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 93-05-9299).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алекин О. А., Бражникова Л. В. Сток растворенных веществ с территории СССР. М.: Наука, 1964. 144 с.
2. Гаррелс Р. М., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1971. 272 с.
3. Зверев В. П. К вопросу о роли химического состава атмосферных осадков в формировании грунтовых вод бассейна р. Медвенки // Тр. Лабор. гидрогеол. проблем им. Ф. П. Саваренского. Т. 45. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 62—66.
4. Зверев В. П. О гидрохимическом балансе территории СССР // Докл. АН СССР. 1971. Т. 198. № 1. С. 161—163.
5. Зверев В. П. Роль подземных вод в миграции химических элементов. М.: Недра, 1982. 186 с.
6. Зверев В. П. Количественная структура глобальных массопотоков подземных вод // Докл. АН СССР. 1993. Т. 330. № 4. С. 480—483.
7. Зверев В. П. Массопотоки природных вод и тенденции их эволюции под влиянием антропогенной деятельности // Геоэкология. 1994. № 1. С. 17—27.
8. Зверев В. П., Золотов Е. О., Киселева Н. В. Подземный химический сток и вынос химических элементов подземными водами в бассейн р. Волги // Геоэкология. 1994. № 3. С. 42—51.
9. Зверев В. П., Коннов В. И., Ильин В. А. и др. Миграция химических элементов в подземных водах СССР. М.: Наука, 1974. 239 с.
10. Зверев В. П., Путилина В. С., Киселева Н. В. Количественная оценка локальных массопотоков гидросферы на примере бассейна р. Москвы // Геоэкология. 1995. № 5. С. 46—54.
11. Пачес Т. Вынос из дренажных бассейнов как функция кинетики растворения // Геохимия природных вод. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. С. 36—45.
12. Шварцев С. Л. Гидрохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1978. 297 с.
13. Meybeck M. Total mineral dissolved transport by world major rivers // Bull. Sci. Hydrolog. 1976. V. XXI. № 2. P. 265—284.
14. Tardy Y. Le Cycle de l'Eau. Climats Paleoclimats et Geochimie. Paris: Masson, 1986. 338 p.

ИГЦ РАН

Поступила в редакцию  
4.IV.1994

## ГЕОЭКОЛОГИЯ

Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология

1 · 1996

УДК 624.131

© 1996 г. В. В. ШЕПЕЛЕВ

#### ПРИНЦИП ЕДИНСТВА ПРИРОДНЫХ ВОД И НЕОБХОДИМОСТЬ ЕГО УЧЕТА ПРИ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Анализируются основные причины недостаточного учета в науках о Земле принципа единства природных вод, являющегося одним из фундаментальных естественнонаучных принципов, имеющего исключительно важное значение в такой комплексной науке, как геоэкология. Особое внимание в статье уделено рассмотрению особенностей фазовых переходов воды, их энергетике и роли данных процессов в круговороте, балансе и единстве природных вод.

Известно, что роль воды в геологической судьбе нашей планеты весьма огромна и разнообразна. В настоящее время имеются различные количественные оценки, свидетельствующие о масштабности участия воды в развитии таких главнейших геологических процессов, как седиментогенез, литогенез, метаморфизм, вулканизм и др. [8—10, 14, 25, 31, 32, 36, 37 и др.]. Тем не менее понимание геологической роли воды будет не совсем полным и всесторонним, если оно не базируется на представлении о генетической связи различных форм и состояний воды во всех вещественных оболочках Земли. Это означает, что известный принцип единства природных вод, выдвинутый еще античной наукой, должен быть действенным общетеоретическим, методологическим и мировоззренческим принципом в познании, рациональном использовании и охране природы нашей планеты. Однако до сих пор во многих науках о Земле отношение к данному основополагающему принципу является, по существу, формальным. Выражается это прежде всего в одностороннем и обособленном изучении отдельных частных звеньев и циклов круговорота воды, в резком разграничении наук, изучающих разные по агрегатному состоянию, положению относительно поверхности Земли и формам скопления природных вод (гидрохимия, геокриология, гидрология, гляциология, лимнология, гидробиология, океанология и т. д.).

На недопустимость одностороннего и обособленного подхода к изучению природных вод неоднократно указывал, например, В. И. Вернадский. Так, в своей уникальной работе «История природных вод», не имеющей пока аналогов ни в отечественной, ни в мировой науке по широте и глубине рассмотрения данного вопроса и по особой значимости для естествознания в целом излагаемых в ней идей, он писал: «Всякое изменение, где-либо происходящее в природной воде, неизбежно отражается, хотя бы незначительным образом, во всей ее массе. Едва ли есть какая-нибудь вполне уединенная от остальной массы природной воды. Это придает и всей ее химии и ее значению в процессах земной коры особый отпечаток... Любое появление воды — глетчерный лед, безмерный океан, река, почвенный раствор, гейзер, минеральный источник — составляют единое целое, прямо или косвенно, но глубоко связанны между собой, с земной атмосферой и с живым веществом» [3, с. 24].

Аналогичные суждения о единстве природных вод содержатся и в работах других исследователей. В этой связи наблюдающийся в науках о Земле отход от принципа единства природных вод вряд ли можно объяснить недопониманием его общетеоретической и методологической значимости. Скорее всего данное обсто-

ятельство связано с общим характером развития естествознания в XX столетии, когда настоятельные требования человеческой практики вызвали необходимость исследовать все более углубленно природные процессы и явления. Это автоматически привело к дифференциации отдельных отраслей знания на множество частных дисциплин, т. е. к узкоспециализированной направленности научного поиска. Однако любая односторонность в науке по своей конечной сути негативна и рано или поздно отрицательно скажется как на эффективности научных исследований, так и для человечества и природы в целом.

Отрицательный эффект от узкоспециализированной направленности, научной обособленности и разобщенности в изучении природных вод особенно отчетливо начал проявляться во второй половине XX в. Так, известный отечественный гидрогеолог Б. Л. Личков в 50-х — начале 60-х годов в своих публикациях и выступлениях, критически оценивая состояние гидрогеологической науки, среди главных причин снижения ее эффективности называл обособленность и продолжающуюся дифференциацию гидрогеологии на узкоспециализированные научные направления. Он указывал на необходимость коренного пересмотра представлений о содержании и назначении гидрогеологической науки, на важность ее тесной связи с другими науками, изучающими природные воды. «Центральное место в гидрогеологии,— подчеркивал он,— должен получить всеми признаваемый, но тоже до конца непонятый круговорот природных вод на планете, а для гидрогеологии материков ведущее значение должна получить их увлажненность. Таким образом, новую гидрогеологию надо построить на трех основах — на идеях единства вод, их круговорота и увлажненности материков» [17, с. 26].

Аналогичная ситуация, т. е. обособленность и узкоспециализированная направленность, недооценка принципов единства всех видов воды на Земле, свойственна в настоящее время и другим наукам, изучающим природные воды. Все это не могло не сказаться отрицательно в практической деятельности по использованию и охране природных вод. Человеческая практика — это зеркало науки, отражающее не только ее достижения и успехи, но и изъяны и просчеты. Сброс неочищенных стоков в реки и озера, загрязнение атмосферного воздуха и океанических вод, хищническое использование подземных вод, строительство водохранилищ на равнинных реках, глобальные проекты по регулированию речного стока — все это примеры технократического мировоззрения, привнесенного в нашу жизнь от узкоспециализированных научных разработок и рекомендаций.

Недоучет принципа единства природных вод можно объяснить еще и тем, что носит он в основном пока декларативный характер. До сих пор не вскрыта причинная сущность этого принципа. Не понята до конца и вся сложность механизма круговорота воды на Земле, что подтверждает вышеприведенное высказывание Б. Л. Личкова и других исследователей. Следовательно, для того чтобы данный принцип не воспринимался формально, необходим поиск как новых аргументов, так и новых идей, подтверждающих и обосновывающих его фундаментальность и особую значимость для природы Земли, ее изучения, рационального освоения и охраны.

Большое значение в понимании и раскрытии сущности принципа единства природных вод и их круговоротов безусловно имеет изучение межфазовой формы движения воды. Известно, что важнейшей особенностью того или иного фазового состояния вещества является взаимодействие с другими его фазами [2, 7, 28, 30]. При взаимодействии фаз происходит передача вещества из одной фазы в другую, т. е. его перенос, например, из жидкой фазы в газообразную (испарение) или наоборот (конденсация) и т. д. Следовательно, при фазовых переходах первого рода не только происходит изменение молекулярно-агрегатного состояния вещества, но и осуществляется его перенос, что лежит в основе развития многих главнейших природных процессов.

На важность изучения и учета межфазовой формы движения воды в природе указывали многие исследователи. Так, В. А. Приклонский при характеристике

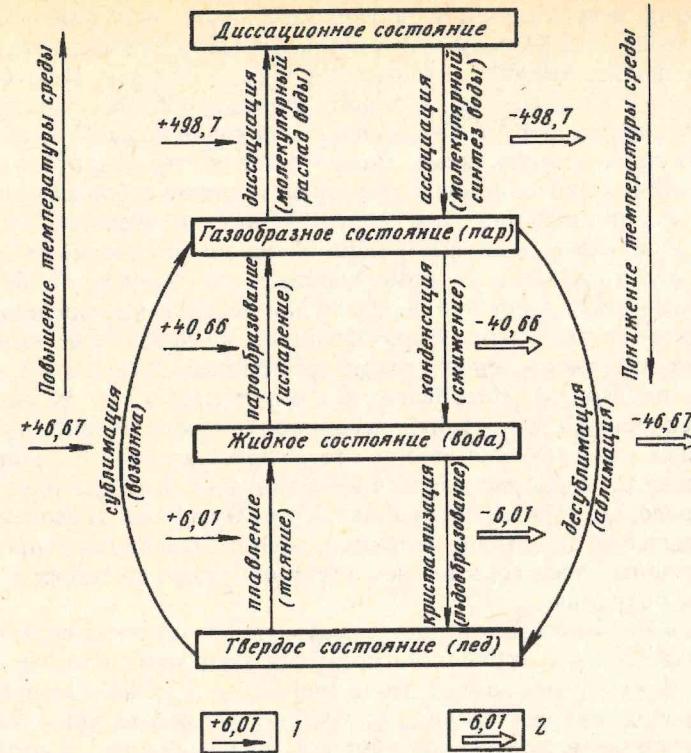


Рис. 1. Энергетика и направленность фазовых переходов воды при изменении температуры среды: 1 — поглощение энергии от внешней среды ( $\text{кДж}/\text{моль}\cdot\text{К}$ ) при переходах воды на более высокий уровень ее фазового состояния (эндотермические фазовые превращения); 2 — выделение энергии ( $\text{кДж}/\text{моль}\cdot\text{К}$ ) при переходах воды на более низкий фазовый уровень (экзотермические фазовые превращения)

условий формирования подземных вод относил такие фазовые переходы воды, как испарение и промерзание, к основным видам движения воды в горных породах [27]. А. Е. Ходьков и Г. Ю. Валуконис, рассматривая основные виды движения природных вод, поставили переходы воды из одного агрегатного состояния в другое на первое место среди остальных видов движения воды в широком смысле этого понятия [33]. Видимо, эту форму движения воды имел в виду В. И. Вернадский, когда говорил о существовании фазового поля Земли, охватывающего верхнюю часть литосферы и приповерхностную часть атмосферы [3]. Он особо подчеркивал, что «переходы воды из одного состояния в другое — генетическое взаимодействие между этими минеральными видами воды, непрерывно идущие и непрерывно обратимые, являются основной чертой природных вод. Отвечающие им процессы характеризуют историю Земли как планеты» [3, с. 23].

Несмотря на понимание особой важности фазовых переходов воды в развитии различных геологических, гидрогеологических, климатических, гляциологических, геокриологических и других процессов, изученность этой формы движения воды в настоящее время нельзя признать удовлетворительной. Более того, в науках о Земле нет даже единства в названии отдельных фазовых переходов воды первого рода. Так, в физике и химической кинетике переход воды, да и другого любого вещества, из твердого состояния в газообразное, минуя жидкое, называется сублимацией или возгонкой (от латинского слова sublimato — возношу), а обратный процесс — десублимацией, реже абливацией. Однако в метеорологии и гляциологии под сублимацией понимается процесс перехода воды из газообразного состояния в твердое, то есть данный термин трактуется в совершенно противоположном смысле [4]. В некоторых науках, в частности в геокриологии, термин «сублимация» исполь-

зуется одними исследователями в первом смысловом значении, а другими — во втором, что вносит еще большую путаницу. Все это свидетельствует о том, что необходимо принятие единой схемы фазовых переходов воды. На рис. 1 приведена такая обобщенная схема, на которой указаны также направленность и осредненные значения энергетики фазовых переходов воды.

Анализируя приведенную схему, можно сказать, что основные молекулярно-агрегатные состояния воды по существу представляют собой различные квантовые уровни ее организации как сложной катализической системы. Если, например, твердое состояние воды принять за основной уровень ее молекулярной организации, а остальные — за возбужденные, то переход на более высокий уровень будет возможен лишь при передаче данной системе определенной порции тепловой энергии от внешней среды. Обратный же переход на нижний уровень будет сопровождаться выделением такого же количества тепловой энергии (теплоты фазовых переходов). Следовательно, эндотермические фазовые переходы (плавление, испарение, сублимация, диссоциация) можно назвать вынужденными процессами, поскольку протекают они только при поступлении дополнительной тепловой энергии, которая расходуется в основном на уменьшение степени молекулярной упорядоченности системы и на рост ее энтропии. В свою очередь экзотермические фазовые переходы являются самопроизвольными процессами, которые направлены на повышение степени упорядоченности системы и уменьшение ее энтропии.

Сложность в изучении межфазовых взаимодействий воды связана с тем, что все ее три основных молекулярно-агрегатных состояния (лед, жидкость, пар) являются по существу не фазово-гомогенными, а фазово-гетерогенными. Так, например, в любом макроскопическом объеме льда всегда присутствует то или иное количество воды в жидком состоянии, а также содержатся различные газы, включая и водяной пар. То же самое можно сказать и о жидкой фазе воды, в любом макроскопическом объеме которой всегда содержатся различные газовые составляющие. Как в свое время отмечал Н. Н. Славянин, все природные воды в жидком состоянии «представляют газовые растворы, причем количество и состав газов являются определенными для каждой воды. Природная вода есть прежде всего равновесие: Вода ↔ Газы» [29, с. 7].

Важно отметить, что количество того или иного газа, растворенного в воде, изменяется в зависимости от колебаний ее температуры и внешнего давления. При понижении температуры воды, например, количество растворенных в ней газов увеличивается, т. е. тот или иной объем жидкой или твердой фаз воды является как бы своеобразным абсорбентом для различных газов. При повышении температуры воды количество растворенных в ней газов уменьшается. В результате этого происходит удаление растворенных газов из того или иного объема воды в виде спонтанных или постоянных газовыделений.

Фазово-гетерогенный состав основных молекулярно-агрегатных состояний воды можно объяснить тем, что в природе нет абсолютно чистой воды ни в твердом, ни в жидком, ни в газообразном состояниях. Вода в любом макроскопическом объеме — это прежде всего дисперсионная среда, в которой не только содержатся различные химические вещества в виде ионных и других соединений, но и диспергированы различные микропримеси в виде коллоидных частиц, супензий, золей и т. д. Энергия поверхностного натяжения подобных частиц, как правило, превышает энергию водородных связей между молекулами воды. Именно эти связи, как известно, характеризуют воду как особое и уникальное молекулярное соединение и определяют степень ассоциативности молекул воды, т. е. то или иное ее молекулярно-агрегатное состояние. Повышенная поверхностная энергия микрочастиц обуславливает формирование на их поверхности своеобразных микрофаз воды, которые могут отличаться от основного молекулярно-агрегатного состояния. Подобные микрочастицы служат, в частности, центрами кристаллизации и конденсации, т. е. являются фазовыми катализаторами при

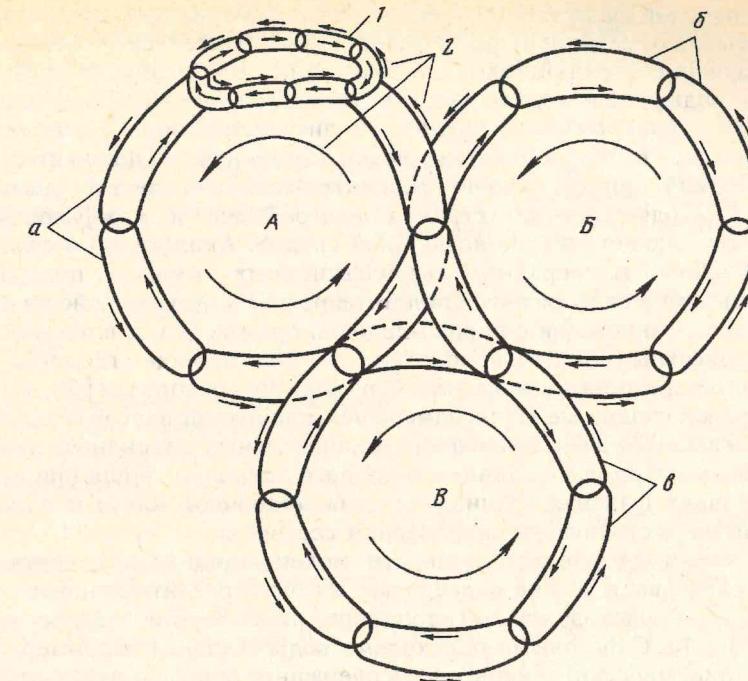


Рис. 2. Приближенная схема взаимосвязи между главнейшими глобальными циклами круговорота природных вод: А, Б и В — соответственно гидрологический, биологический и геологический глобальные циклы круговорота воды; а, б и в — звенья соответствующих глобальных циклов водообмена; 1 — последующие циклы водообмена, выделяемые в каждом из звеньев главнейших циклов; 2 — направленность водообмена в различных циклах и звеньях

переходах определенных макроскопических объемов воды из одного агрегатного состояния в другое.

Таким образом, основные молекулярно-агрегатные состояния воды отражают как бы лишь макроскопическую ее фазовую гомогенность, характеризуя свойства той или иной фазы как сплошной среды. С микроскопической же точки зрения эти молекулярно-агрегатные состояния объемной воды являются фазово-гетерогенными. Подобная микроскопическая фазовая неоднородность основных агрегатных состояний воды вызывает различные дисперсионные эффекты (кинетические, электрические, электрохимические и др.). Все это существенно осложняет исследование многофазовых гидродинамических систем и процессов межфазового тепло- и массообмена. Именно по данной причине изучение, например, двухфазных газожидкостных систем ведется в основном в гомогенном приближении, когда параметры и характеристики фазово-неоднородной системы различными способами осредняются. Это несомненно приводит к определенным погрешностям при расчетах процессов тепло- и массообмена в подобных сложных гидродинамических системах, но главное — не позволяет в полной мере вскрыть физическую сущность многих микропроцессов, которые определяют специфику развития различных макропроцессов в природе.

В горных породах межфазовое взаимодействие воды имеет еще более сложный характер, поскольку отмеченная выше микроскопическая фазовая дисперсия воды в любом ее молекулярно-агрегатном состоянии как бы усиливается механической дисперсией горнопородной среды. Известно, что все без исключения горные породы являются дисперсными системами. В этой связи, согласно терминологии и принципам теории дисперсных систем, воду, содержащую в горных породах как в жидком и газообразном, так и в твердом состояниях, рассматривают обычно в

качестве дисперсной фазы по отношению к дисперсионной горно-породной среде. Однако, учитывая отмеченную выше фазовую микродисперсию основных молекулярно-агрегатных состояний воды, а также то обстоятельство, что вода является, как правило, подвижным компонентом в литосфере, правомернее говорить не о дисперсной фазе воды в горной породе, а о дисперсной водной микросреде. Так, пленочную влагу в не полностью водонасыщенной с положительной температурой горной породе можно рассматривать в качестве дисперсионной микросреды, находящейся в активном влагообмене и межфазовом взаимодействии с окружающей порово-воздушной средой. Аналогично и связанную незамерзшую влагу в мерзлых льдонасыщенных горных породах можно рассматривать в качестве дисперсионной микросреды, находящейся в динамическом межфазовом равновесии с порово-ледовой средой. Этим, в частности, можно объяснить известный в геокриологии и инженерной геологии принцип равновесного содержания воды и льда в мерзлых горных породах [23, 34]. Фазовые переходы, происходящие между незамерзшей пленочной влагой и твердой фазой воды, осуществляются даже при очень незначительных изменениях температуры мерзлых горных пород или величины внешнего давления. Лишь при неизменных внешних условиях фазовая граница раздела пленочной влаги и порового льда будет находиться в статически равновесном состоянии.

Имея по своей физической сущности молекулярно-кинетическую природу, фазовые переходы воды тем не менее лежат в основе развития многих важнейших макропроцессов, происходящих в гидросфере, литосфере и в других вещественных сферах Земли. С фазовыми переходами воды связаны, например, появление гидросферы, динамически равновесное содержание влаги в атмосфере, особенности водного баланса Земли и отдельных ее регионов, районов и участков, формирование и динамика развития сезонных и многолетних скоплений поверхностного и подземного льда, снежного покрова и т. д.

Фазовые переходы не только определяют существование различных циклов и звеньев круговорота природных вод, но и обуславливают динамическую взаимосвязь между ними. Так, схему общего круговорота воды на нашей планете можно представить в виде тесно взаимодействующих между собой глобальных циклов, главнейшими из которых являются гидрологический, биологический и геологический (рис. 2). Каждый из этих циклов представляет собой замкнутую цепь, звенья которой составляют относительно самостоятельные круговороты воды, обусловленные во многом ее переходами из одного агрегатного состояния в другое и различающиеся по периоду, интенсивности и энергетике водообмена. В свою очередь, каждое звено можно представить в виде вторичных циклов водообмена, также состоящих из соответствующих отдельных звеньев. Подобную дифференциацию циклов и звеньев, уменьшая масштабы пространства водообмена, можно продолжить далее вплоть до уровня отдельных микрочастиц. В пределах последних, как отмечалось выше, существуют свои микроциклы водообмена, обусловленные в основном фазовыми переходами и межфазовым взаимодействием воды.

Основываясь на имеющихся в настоящее время данных о содержании воды в отдельных вещественных сферах Земли и на количественных оценках различных циклов водообмена [1, 8—27, 31—33, 35—37 и др.], автором составлена обобщенная схема интенсивности и энергетики тех звеньев глобальных циклов общего круговорота воды, которые обусловлены ее переходами из одного состояния в другое (табл.). Согласно приведенной схеме, в гидрологический цикл водообмена включены, помимо атмогенного или атмосферного звена, еще и криогидрогенное, криолитогенное и гляциогенное звенья. Криогидрогенное звено обусловлено ежегодным формированием в зимний период на поверхности Земли снежного покрова, а также льда на реках на водоемах с последующим таянием этих поверхностных образований снега и льда в теплое время года. Криолитогенное звено гидрологического цикла связано с формированием в деятельном слое криолитосферы подземного льда и его таянием в летний период года. В отличие

Интенсивность и энергетика различных звеньев глобальных циклов общего круговорота воды, обусловленных ее переходами из одного фазового состояния в другое

Природные циклы и звенья круговорота воды	Фазовые и физико-химические процессы, обуславливающие влагооборот	Масса воды, ежегодно участвующая в водообмене, кг	Средняя интенсивность водообмена, $\text{кг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$	Выделяемая или затрачиваемая энергия, Вт	Тепловой поток при экзотермических изменениях состояния воды, $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$
Гидрологический цикл					
Атмогенное звено	Испарение с поверхности Земли и конденсация влаги в атмосфере	$0,577 \cdot 10^{18}$	$35,75 \cdot 10^{-6}$	$4,53 \cdot 10^{16}$	88,65
Криогидрогенное звено	Сезонное образование и таяние снега и льда на поверхности Земли	$1,7 \cdot 10^{16}$	$1,05 \cdot 10^{-6}$	$1,80 \cdot 10^{14}$	0,35
Криолитогенное звено	Сезонное формирование и таяние льда в горных породах	$0,91 \cdot 10^{16}$	$0,56 \cdot 10^{-6}$	$0,95 \cdot 10^{14}$	0,19
Гляциогенное звено	Многолетнее образование и таяние ледникового льда	$0,25 \cdot 10^{16}$	$0,16 \cdot 10^{-6}$	$0,25 \cdot 10^{14}$	0,05
Биологический цикл					
Фотобиогенное звено	Фотодиссоциация воды растениями и фотосинтезирующими организмами и ее последующая рекомбинация	$0,22 \cdot 10^{16}$	$0,14 \cdot 10^{-6}$	$1,04 \cdot 10^{14}$	0,20
Геологический цикл					
Литогенное звено	Сорбция и десорбция воды в горных породах	$4,84 \cdot 10^{12}$	$0,30 \cdot 10^{-9}$	$5,38 \cdot 10^{11}$	$1,05 \cdot 10^{-3}$
Криолитогенное звено	Многолетнее образование и таяние льда в криолитозоне	$25,0 \cdot 10^{12}$	$1,55 \cdot 10^{-9}$	$2,53 \cdot 10^{11}$	$0,50 \cdot 10^{-3}$
Метаморфогенное звено	Гидратация и дегидратация горных пород	$0,43 \cdot 10^{12}$	$0,03 \cdot 10^{-9}$	$1,58 \cdot 10^{11}$	$0,31 \cdot 10^{-3}$
Магматогенное звено	Термическая диссоциация и молекулярный синтез воды, образование и сжижение пара в горных породах	$0,25 \cdot 10^{12}$	$0,02 \cdot 10^{-9}$	$0,95 \cdot 10^{11}$	$0,19 \cdot 10^{-3}$

от перечисленных звеньев, гляциогенное звено гидрологического цикла обусловлено многолетними колебаниями климата. В периоды похолоданий происходит рост объемов твердой фазы воды в виде образования ледниковых покровов, т. е. осуществляется своеобразное ее изъятие из годовых влагооборотов. В периоды потеплений, напротив, в годовой влагообмен вовлекаются дополнительные ресурсы жидкой фазы воды, образуемой при таянии ледникового льда. Следовательно, гляциогенное звено гидрологического цикла оказывает трендовый характер воздействия на годовой баланс природных вод, способствуя многолетнему понижению или повышению их уровня и общих запасов.

К биологическому циклу в приведенной схеме отнесено только одно звено — фотобиогенное, хотя в определенной мере с фазовыми переходами воды связаны и такие звенья данного цикла, как фитогенное, органогенное и др. В геологическом цикле, помимо известных звеньев (литогенного, метаморфогенного и магматогенного), в предлагаемой схеме выделено еще и криолитогенное звено, обусловленное

ленное формированием подземного льда в многолетнемерзлых горных породах и его последующим многолетним таянием.

Интенсивность и энергетика отдельных звеньев глобальных природных циклов водообмена, обусловленных фазовыми переходами и межфазовым взаимодействием воды, весьма значительны. Так, масса воды, ежегодно участвующая в атмогенном звене гидрологического цикла, по сути, сопоставима с общим количеством пресных вод на Земле. Энергия же, выделяемая за год при конденсации влаги в атмосфере ( $4,53 \cdot 10^{16}$  Вт), относительно немного уступает годовому количеству лучистой энергии, приходящей к внешней границе тропосферы ( $17,4 \cdot 10^{16}$  Вт). Весьма высока и интенсивность водообмена в отдельных звеньях глобальных циклов. Все это свидетельствует об огромном значении круговоротов воды в формировании энергетического баланса Земли, планетарного газообмена и в развитии других глобальных процессов.

С геоэкологической точки зрения важно отметить, что круговороты воды, обусловленные фазовыми ее переходами, представляют собой не только различные циклы и звенья энерго- и массообмена, но и соответствующие циклические изменения качества природных вод, происходящих в процессе их фазовых превращений. При испарении и последующей конденсации воды, например, осуществляется ее дистилляция, способствующая удалению отдельных примесей и растворенных газов, изменению химического и изотопного состава, уменьшению концентрации растворенных ионов и т. д. При кристаллизации жидкой фазы воды и последующем таянии льда также наблюдается существенная трансформация состава и концентрации исходной воды, что приводит, в частности, к улучшению ее питьевых качеств и повышению биологической активности.

Следовательно, те циклы и звенья водообмена, которые обусловлены фазовыми переходами воды, представляют собой своеобразные естественные механизмы ее непрерывно идущей очистки и регенерации. В этом отношении весьма правомерной является точка зрения тех исследователей, которые утверждают, что наиболее глубинные экологические последствия на нашей планете происходят тогда, когда нарушаются отдельные звенья глобальных циклов круговорота природных вод [5, 6, 20]. Действительно, в ледниковые периоды, например, когда значительные массы жидкой и газообразной фаз воды кристаллизуются в ледниках и в виде подземного льда, когда значительно сокращаются объемы талых вод, ежегодно поступающих в речную сеть, морские бассейны и Мировой океан, а также уменьшаются объемы испарения влаги в атмосферу, весьма вероятно существенное ухудшение качества природных вод и общее снижение их биологической активности. Напротив, в межледниковые периоды, когда наблюдаются значительные поступления талых вод в поверхностные и подземные системы их стока и аккумуляции, а также увеличиваются общие объемы испарения и конденсации влаги в атмосфере, происходит, видимо, существенная качественная подзарядка всех биологических процессов на Земле.

Помимо указанных на рис. 2 и в таблице главнейших природных циклов планетарного водообмена, безусловно правомерно выделение и глобального технологического цикла, обусловленного использованием поверхностных и подземных вод для различных целей, их магазинированием, забором, подготовкой, очисткой, сбросом и т. д. Количество оценить роль отдельных звеньев этого цикла в общем круговороте природных вод и изменении их качества пока трудно, хотя очевидно, что она значительна и неуклонно возрастает. В целом следует отметить, что изучение циклической природы планетарного водообмена имеет огромное значение как для понимания общих закономерностей взаимосвязи и взаимообусловленности различных форм и состояний воды и ее круговоротов, так и для выяснения роли воды в общем глобальном и региональном обмене энергии и вещества, а также изменений этих процессов под влиянием хозяйственной деятельности человека.

## Выводы

1. Недостаточный учет в настоящее время принципа единства природных вод связан не только со своеобразием развития естествознания на современном этапе и продолжающейся дифференциацией наук, но и с тем, что до сих пор не вскрыта причинная сущность данного принципа, имеющего исключительно большое методологическое и методическое значение в геоэкологических исследованиях и экологии в целом.

2. Движущей силой различных круговоротов воды, осуществляемых как на макро-, так и прежде всего на микроуровнях, являются фазовые переходы и межфазовые переносы воды, активность которых очень высока в существующих температурных и барических условиях нашей планеты. При этом фазовые переходы, происходящие на микроскопическом уровне, не только стимулируют проявление и определяют специфику развития подобных процессов на макроскопическом уровне, но и обуславливают динамическую взаимосвязь между различными формами залегания, состояния и связности воды.

3. Глобальные циклы круговорота природных вод (гидрологический, биологический, геологический) представляют лишь самые внешние звенья сложнейшей водообменной системы, охватывающей многочисленные циклы низшего порядка, которые прослеживаются вплоть до уровня отдельных микрочастиц, в том числе и диспергированных в объемных фазах воды.

4. Тесно взаимосвязанные между собой многочисленные циклы и звенья глобального водообмена, обусловленные фазовыми переходами, определяют сущностное значение принципа единства природных вод, особенности формирования их баланса, концентрации, химического, газового и изотопного состава, а также ведущую роль воды в процессах планетарного энерго- и массообмена.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алпатьев А. М. Влагообороты в природе и их преобразования. Л.: Гидрометеоиздат, 1969. 269 с.
2. Антоненко В. Е., Давыдов А. С., Ильин В. В. Основы физики воды. Киев: Наук. думка, 1991. 672 с.
3. Вернадский В. И. Избранные сочинения. Т. IV. Кн. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 651 с.
4. Гляциологический словарь. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 526 с.
5. Дергольц В. Ф. Мир воды. Л.: Недра, 1979. 254 с.
6. Дэвис К., Дей Дж. Вода — зеркало науки. Л.: Гидрометеоиздат, 1964. 149 с.
7. Зацепина Г. Н. Свойства и структура воды. М.: Изд-во МГУ, 1987. 171 с.
8. Зверев В. П. Об особенностях регионального круговорота подземных вод // Гидродинамика глубинных зон артезианских бассейнов. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. С. 61—65.
9. Зверев В. П. Энергетика гидрогеохимических процессов современного седиментогенеза. М.: Наука, 1985. 135 с.
10. Зверев В. П. Количественная структура глобальных массопотоков подземных вод // Докл. АН. 1993. Т. 330. № 4. С. 480—483.
11. Иванов А. В. Гляциогенный круговорот веществ. Хабаровск: Хабаровское кн. изд-во, 1993. 92 с.
12. Кадик А. А. Тепловые эффекты отделения воды и плавления силикатов в водно-силикатных системах при высоких давлениях // Геохимия. 1971. № 3. С. 294—301.
13. Котляков В. М. Снежный покров Земли и ледники. Л.: Гидрометеоиздат, 1968. 479 с.
14. Коржинский Д. С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах // Геология руд. месторождений. 1962. № 5. С. 3—12.
15. Круговорот воды /Под ред. Л. С. Абрамова. М.: Знание, 1968. 160 с.
16. Личков Б. Л. Формирование подземных вод и единство природных вод // Тр. лаб. гидрогеол. проблем. Т. XVI. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 27—33.
17. Личков Б. Л. О значении теории Земли и необходимости ее создания // Географ. сборник. Т. 15. Астрология. Л.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 7—28.
18. Лосев К. С. Вода. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 270 с.
19. Львович М. И. Мировые водные ресурсы и их будущее. М.: Мысль, 1974. 446 с.
20. Маэно Н. Наука о льде. М.: Мир, 1988. 231 с.

21. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 638 с.
22. Ничипорович А. А. Световое и углеродное питание растений. М.: Изд-во АН СССР. 1955. 288 с.
23. Основы геокриологии (мерзлотоведения). Ч. 1. Общая геокриология. М.: Изд-во АН СССР. 1959. 459 с.
24. Павлов А. Н. Геологический круговорот воды на Земле. Л.: Недра, 1977. 143 с.
25. Пиннекер Е. В., Писарский Б. И., Шварцев С. Л. и др. Основы гидрогеологии. Геологическая деятельность и история воды в земных недрах. Новосибирск: Наука, 1982. 238 с.
26. Пиннекер Е. В., Писарский Б. И., Шварцев С. Л. и др. Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология. Новосибирск: Наука, 1980. 225 с.
27. Приклонский В. А. Основные вопросы экспериментальных исследований при изучении формирования подземных вод // Тр. лаб. гидрогеол. проблем. Т. XVI. М.: Изд-во АН СССР. 1958. С. 86—105.
28. Савельев Б. А. Гляциология. М.: Изд-во МГУ, 1991. 288 с.
29. Славянов Н. Н. Учение В. И. Вернадского о природных водах и ее значение. М.: Изд-во Моск. о-ва исп. природы, 1948. 122 с.
30. Телесин Р. В. Молекулярная физика. М.: Выш. школа, 1973. 360 с.
31. Тимофеев П. П., Холодов В. Н., Зверев В. П. Гидросфера и эволюция Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 6. С. 3—19.
32. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.
33. Ходьков А. Е., Валуконос Г. Ю. Формирование и геологическая роль подземных вод. Л.: Изд-во ЛГУ, 1968. 216 с.
34. Цытович Н. А. К теории равновесного состояния воды в мерзлых грунтах // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1945. Т. IX. № 5—6. С. 493—502.
35. Шварцев С. Л. Разложение воды в процессе литогенеза // Геология и геофизика. 1975. № 5. С. 60—69.
36. Wylie P. H. Role of water in magma generation and initiation of diapiric uprise in the mantle // J. Geophys. Res. 1971. V. 76. N 5. P. 1328—1338.
37. White D. E. Magmatic comrade and metamorphic waters // Bull. Geol. Soc. Amer. 1957. N 12. Pt 1. P. 1659—1682.

Институт мерзлотоведения СО РАН

Поступила в редакцию  
30.III.1994

## ГЕОЭКОЛОГИЯ

Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология

1 · 1996

УДК 553.7(470.63)

© 1996 г. Э. И. ГЕЛАШВИЛИ, В. В. ЮРЬЕВ, В. И. ЧЕТВЕРИКОВ,  
Г. Ф. КОВАЛЕВСКИЙ

### МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ СТАВРОПОЛЬЯ ТИПА «БОРЖОМИ»

Дано подробное описание впервые открытых на Ставрополье минеральных вод типа «Боржоми», их гидрохимического режима за 20-летний период, а также приводится их сравнительная характеристика с боржомскими водами Грузии.

Минеральные воды типа «Боржоми» были открыты на территории Нагутского месторождения Ставропольского края геологами Северного Кавказа еще в 1974 г., о чем сообщалось в периодической печати того времени. Сведения носили весьма компилятивный характер [3]. С тех пор прошло 20 лет. За это время на Нагутской площади кроме минеральных вод «Ессентуки-17» и «Боржоми» открыты еще новые типы: «Ессентуки-4», сульфидная иодо-бромная, Арзни и др. [2]. Такое количество различных типов минеральных вод позволяет рассматривать Нагутскую группу месторождений как уникальную, не имеющую аналогов не только в ближнем, но и дальнем зарубежье.

Успешно примененные газогидрохимические и термодинамические методы исследования в комплексе с гравиметрической и газовой съемками позволили гидрогеологам [4] построить новую структурно-тектоническую карту северной части района Кавминвод, что имело большое значение для правильного размещения буровых скважин и обеспечило их результативность.

С другой стороны, удалось проследить общую картину образования в недрах термальных минеральных вод, разработать новые методы построения пространственных моделей месторождений, выявить в пределах Нагутской площади три термодинамических купола, к одному из которых приурочены воды «Боржоми».

Авторы статьи ставят перед собой задачу: дать подробное описание вод типа «Боржоми» Ставрополья, проследить за изменением их химического состава во времени, а также провести сравнительную характеристику их со всемирно известными водами того же состава Грузии.

Минеральные воды типа «Боржоми» были вскрыты скважиной 26-Н (табл. 1), где они залегают в антиклинальной структуре Ленгорской бранхиантектической складки. По географическим данным Ленгорская антиклиналь отображается как положительная структура амплитудой до 100 м. Ядро Ленгорской складки, состоящее из отложений черкесской свиты, опоясывается кумскими мергелями. Ось структуры погружается на запад, ее протяженность вдоль долины р. Горкуша составляет 12 км. В приосевой части структуры и в ее западной части выявлены субмеридиональные нарушения с амплитудой до 100 м. Минеральные воды приурочены к флишевым отложениям, которые представлены серией пластово-трещинных водоносных песчаниковых горизонтов среди слабопроницаемых алевритистых аргиллитов, осложненных тектоническими разрывами. Эти отложения образуют апт-альбский горизонт нижнего мела, который на Кавминводах является одним из водообильных. Вскрытая мощность составляет 470 м.

На юге, в районе Дарынского и Джинальского хребтов, породы апт-альба выходят на дневную поверхность, здесь находится область питания этого водоносного горизонта.

Таблица 1

## Гидрогеологический разрез скв. 26-Н

Индекс	Краткое литологическое описание	Глубина пласта, м	Конструк- ция: диаметр колонны	Интервал и дата опро- бования	Статис- тический уровень относи- тельно поверх- ности земли	Дебит, л/с	Удель- ный дебит, л/сек	$T^{\circ}\text{C}$ воды в пласте	Основ- ные компо- ненты газового состава, % об.	Формула химического сос- тава воды (формула Курлова)
Q <sub>4</sub>	Гравийно-галеч- никовые отложения	11,0 $\frac{377}{0-10}$ (цемент)	9.XII. 1973 г.	Выпуск	$\frac{+114}{527,75}$	$\frac{0,074}{114}$	0,007	$\frac{22,6}{15}$ (гл. 110 м)	—	$\text{CO}_2 0,3 M 33,1 \frac{\text{Cl} 97 \text{HCO}_3 3}{(\text{Na} + \text{K}) 98}$
P <sub>2km</sub>	Мергели известковистые, слабо песчанистые	26,0 $\frac{15,0}{0-130}$	21.II. 1974	—	—	—	—	—	—	—
P <sub>2</sub> γ	Известняки белые, massивные	33,8 $\frac{273}{7,0}$	400—910 18—21.II 1974	Выпуск	$\frac{+252}{665,75}$	$\frac{0,72}{252}$	0,003	$\frac{-}{26}$ $\frac{\text{N}_2 - 41}{\text{CH}_4 - 35}$ $\frac{\text{CO}_2 - 24}{\text{Mg}1\text{Ca}1}$	—	$\text{CO}_2 0,4 M 6,6 \frac{\text{Cl} 50}{\text{HCO}_3 46 \text{SO}_4 4}$
P <sub>2</sub> γc	Мергели глинистые, алев- ритистые	190,5 $\frac{157,5}{235,0}$	—	—	—	—	—	—	—	—
P <sub>1ab</sub>	Аргиллиты алевритистые, трещиноватые	44,5	—	—	—	—	2,0	—	—	—
P <sub>1qk3</sub>	Аргиллиты темно-серые, трещиноватые	285,0 $\frac{168}{59,0}$ (цемент)	1050—1089 15—18.III 1974	Выпуск	—	—	3,2	—	—	$\text{CO}_2 0,5 M 6,1 \frac{\text{HCO}_3 55}{\text{Cl} 42 \text{SO}_4 3}$ $\frac{\text{Mg}1\text{Ca}1}{\text{Ca} 2 \text{Mg} 1}$

Индекс	Краткое литологическое описание	Глубина пласта, м	Конструк- ция: диаметр колонны	Интервал и дата опробова- ния	Статис- тический уровень относи- тельно поверх- ности земли	Дебит, л/с	Удель- ный дебит, л/сек	$T^{\circ}\text{C}$ воды в пласте	Основные компо- ненты газового состава, % об.	Формула химического сос- тава воды (формула Курлова)
P <sub>1qk2</sub>	Песчаники кварцево- глауконитовые	351,0 $\frac{65,0}{114}$	—	—	—	—	—	—	—	—
P <sub>1qk1</sub>	Аргиллиты пири- тизированные, черные	439,5 $\frac{88,5}{0-1050}$ (цемент)	—	—	—	—	0,3	—	—	—
P <sub>1e</sub>	Мергели серые, плотные аргил- литы известковис- ты; алевролиты	520 $\frac{80,5}{76}$	1050—1075 25.IV. 1974	Гидрохи- мическое опробова- ние	—	—	6,25	—	—	$\text{CO}_2 0,1 M 6,0 \frac{\text{Cl} 72}{\text{HCO}_3 23 \text{SO}_4 5}$ $\frac{\text{Mg}1}{\text{Ca} 2 \text{Mg} 1}$
K <sub>2m2</sub>	Известняки глинистые, алев- ритистые	691,0 $\frac{171,0}{1060-1052}$ (откры- тый ствол)	—	—	—	—	—	—	—	—
K <sub>2m1</sub>	Переслаивание известняков гли- нистых, мерге- лей, аргиллитов	743,0 $\frac{52,0}{1300-1502}$ (откры- тый ствол)	1050—1182 16.V.1974	Гидрохи- мическое опробова- ние	—	—	10,8	—	53,6 $\frac{22,1}{1055 \text{ м}}$	$\text{CO}_2 0,5 M 4,7 \frac{\text{HCO}_3 70}{\text{Cl} 7 \text{SO}_4 6}$ $\frac{\text{Ca} 2 \text{Mg} 1}{\text{CO}_2 0,3 M 6,6}$ $\frac{\text{HCO}_3 7 \text{Cl} 17 \text{SO}_4 6}{/\text{Na} + \text{K}/96 \text{Ca} 3 \text{Mg} 1}$
K <sub>2cp2</sub>	Известняки крепкие, massивные	866,0 $\frac{123,0}{1300-1502}$ (откры- тый ствол)	20—29.VII. 1974	Выпуск	$\frac{+327,25}{741,0}$	$\frac{10,7}{262}$	0,004	$\frac{64,5}{58,5}$ $\frac{Q_2 - 10,5}{Q_1 - 9,5}$ $\frac{\text{CH}_4 - 12}{\text{N}_2 - 2}$ $\frac{1400 \text{ м}}{1400 \text{ м}}$	—	—

продолжение таблицы 1

окончание таблицы 1

Индекс	Краткое литологическое описание	Глубина пласта, м	Конструк- ция: диаметр колонны	Интервал и дата опробова- ния	Мощ- ность, м	Глубина обсадки	Стати- ческий уровень относи- тельно поверх- ности земли	Дебит, л/с	Удель- ный дебит, л/сек	$T^{\circ}\text{C}$ воды в пласте	Основные компо- ненты газового состава, % об.	Формула химического состава воды (формула Курлова)
							Абсолю- тная отметка	Абсолю- тная пониже- ние, м	на устье			
K <sub>2</sub> -P <sub>1</sub>	Известняки белые, крепкие, массивные	930,0 64,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
K <sub>2</sub> -I-s	Известняки белые, серые, массивные	1015,5 83,5	—	1300—1502 9.IV.1975	—	—	10,3	—	—	CO <sub>2</sub> —91 CH <sub>4</sub> —6 N <sub>2</sub> —3	CO <sub>2</sub> —0,4M5,2 HCO <sub>3</sub> —8Cl16 /Na + K/96Ca <sub>2</sub> Mg <sub>1</sub>	
K <sub>2</sub>	Песчаники кварцево- глауконитовые, светлосерые	1018,0 4,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
K <sub>1</sub> Al <sub>3</sub>	Аргиллиты алев- ритистые, тонконитчатые	1032,5 4	—	—	—	—	—	—	—	CO <sub>2</sub> —93 CH <sub>4</sub> —6 N <sub>2</sub> +Pr—1	CO <sub>2</sub> —0,94M6,6 HCO <sub>3</sub> —83Cl11SO <sub>4</sub> /Na + K/95Ca3Mg <sub>2</sub>	
K <sub>1</sub> Al <sub>2</sub>	Песчаники кварцево- глауконитовые, мелкозернистые	1082,5 53,5	—	—	—	—	—	—	—	CO <sub>2</sub> —91 CH <sub>4</sub> —4 N <sub>2</sub> —5	CO <sub>2</sub> —0,9M7,7 HCO <sub>3</sub> —86Cl9SO <sub>4</sub> /Na + K/95Ca3Mg <sub>2</sub>	
K <sub>1</sub> Al <sub>1</sub>	Аргиллиты алев- ритистые, толстолитчатые	1170,0 84,5	—	—	—	—	—	—	—	CH <sub>4</sub> —4 N <sub>2</sub> +Pr—5 CO <sub>2</sub> —91	CO <sub>2</sub> —0,9M7,7 HCO <sub>3</sub> —86Cl9SO <sub>4</sub> /Na + K/95Ca3Mg <sub>2</sub>	
	Песчаники кварцево- гравийные	1502,0 332	—	—	—	—	—	—	—	63,7		

Результаты сокращенных химических анализов воды типа «Боржоми» (скв. 26-Н), интервал  
опробования 1050—1502 м

Дата отбора	Содержание основных ионов в одном литре воды, мг/л							
	натрий + каль- ций	магний	гидро- карбо- наты	хлор	суль- фаты	минерали- зация	угле- кислота	темпер- атура $T^{\circ}\text{C}$
26.08.74	1455,0	37,4	12,5	3136,4	367,7	209,9	5218,7	370 56
30.08.74	1504,6	39,8	13,0	3166,9	439,8	200,9	5364,1	— 56
31.03.75	1519,5	44,2	5,3	3114,0	475,4	204,9	5407,4	370 56
17.05.83	1390,8	43,3	7,8	2941,1	428,0	145,7	5027,9	450 57
26.05.83	1381,6	38,1	9,1	3074,4	330,0	156,4	5070,5	440 57
30.05.83	1392,4	38,1	9,7	3092,7	330,0	167,1	5108,9	750 57
7.06.83	1408,3	41,1	10,9	3135,4	337,0	160,5	5162,2	920 58
25.06.83	1394,9	38,1	11,6	3111,0	330,0	165,4	5129,9	— 58
25.06.83	1387,8	36,0	16,1	3111,0	323,0	164,6	5107,4	990
25.06.83	1402,3	36,0	20,1	3123,2	323,0	169,5	5124,6	400 58
28.06.83	1394,5	40,0	10,9	3087,5	340,0	160,5	5107,8	520 58
12.07.83	1407,8	41,1	19,7	3102,9	354,7	158,8	5153,9	— 59
6.07.93	1489,6	42,0	10,6	3124,5	360,3	161,0	5308,1	480 59

На большей площади своего распространения апт-альбские воды являются слабоминерализованными (до 1,5 г/л), высокотермальными, имеют различный анионный состав с преобладанием гидрокарбонатов и сульфатов. В тектонических зонах различного простирания и зонах кольцевых разломов лакколитов (скважины 65, 68, 70), а также на Нагутской площади они превращаются в углекислые минеральные (5—10 г/л). На определенных площадях Нагутского месторождения воды нижнего мела представлены «Ессентуками-4».

При рассмотрении гидрогеологического разреза скв. 26-Н (табл. 1) отмечается в известняках верхнего мела наличие в интервале 1050—1089 м углекислых (0,5—0,9 г/л CO<sub>2</sub>) минеральных (минерализация 6—8 г/л) хлоридно-гидрокарбонатных и гидрокарбонатно-хлоридных натриевых вод типа «Ессентуки-4». Содержание хлоридов составляет 42—72 мг-экв. %. Дебит 2—6,3 л/с.

Ниже по разрезу при переходе к флишевым отложениям апт-альба — содержание хлоридов уменьшается до 9 мг-экв. %. Вода приобретает щелочной гидрокарбонатный натриевый состав, дебит увеличивается до 10,7 л/с. Дебит газа составил 10,3 л/с, газовый фактор — 1,0.

Формирование химического состава вод боржомского типа связано с процессами обмена катионов. Натрий, заключенный в поглощающем комплексе глинистых пород, обменивается на кальций воды. Вследствие ритмичных чередований флишевых отложений (мергели, песчаники, аргиллиты) условия для развития в них обменно-адсорбционных процессов особенно благоприятны.

Все скважины, пробуренные в районе Кавминвод, эксплуатируются довольно много лет (10—12 и более). Периодические наблюдения за их режимом, проводимые ГГПУ «Кавминвод», говорят об устойчивости их режима (дебита, химического состава и т. д.).

Сведения по химическому составу боржомских вод скв. 26-Н в процессе бурения, при опытных выпусках и при подсчете запасов приведены в табл. 2.

Стабильность химического состава воды с 1974 по 1993 г. отмечается по всем параметрам. Минерализация колеблется в пределах 5,1—5,3 г/л; основные ионы,

### Таблица 3

### Содержание микроэлементов ( мг/л) в минеральных водах Боржоми ( скв. № 26-Н)

Компонент	Дата опробования					
	21.05.74	30.08.74	12.05.83	13.05.83	6.07.83	6.07.93
	Интервал опробования					
	1050—1220	1050—1502	1050—1502	1050—1502	1050—1502	1050—1502
Литий	—	—	—	—	0,37	0,58
Стронций	—	—	—	—	2,9	2,64
Барий	Нет	—	—	—	—	—
Алюминий	—	—	—	—	—	—
Железо	Нет	—	0,4	0,8	3,0	—
Медь	<0,002	<0,002	<0,02	<0,004	<0,011	<0,005
Свинец	<0,005	<0,005	—	Нет	Нет	<0,010
Кобальт	<0,001	<0,001	—	—	—	—
Никель	<0,002	<0,002	—	—	—	<0,003
Цинк	<0,005	<0,005	<0,006	<0,009	<0,004	<0,005
Мышьяк	<0,002	<0,003	<0,014	<0,019	<0,015	<0,018
Фтор	1,2	2,0	—	2,5	2,0	2,87
Бром	3,9	1,7	1,3	1,6	1,5	1,3
Йод	нет	нет	нет	0,1	0,2	0,3
Гидрофосфат	—	—	0,1	0,099	0,131	0,075
Свободная углекислота	—	—	0,4	0,543	0,460	0,48
Кремневая кислота	—	74,4	80,0	41,0	37,9	92,7
Метаборная кислота	—	13,6	10,0	11,8	19,1	17,1
Минерализация	5268	5240	5081	5178	5211	5308

составляющие содовую воду боржома: натрий 1,4—1,5 г/л, гидрокарбонаты 2,9—3,1 г/л.

Полные химические анализы, приведенные в табл. 3, свидетельствуют о стабильности содержания в воде почти всех микроэлементов. При длительных опытных выпусках в 1983 г. отмечается появление в воде иода — 0,1—0,3, метаборной кислоты — 10—19,1, железа — 3,0, брома — 1,3, стронция — 2,7—3,0 мг/л, что увеличивает ценность воды и еще более приближает ее к грузинскому боржоми. Содержание растворенной углекислоты 0,4—0,5 г/л.

Ведомости результатов определения газового состава (табл. 4) свидетельствуют о стабильности содержания спонтанного и растворенного газа за период с 1974 по 1993 г.

Таким образом, серия анализов, выполненных различными лабораториями Кавминводской группы с 1974 по 1993 гг. (почти за 20-летний период), подтвердила высокую ценность минеральной воды типа «Боржоми» скважины 26-Н. Ее состав гидрокарбонатный натриевый, минерализация 5,1—5,4 г/л. Газовый состав в % объемных растворенного:  $\text{CO}_2$  — 91—95;  $\text{CH}_4$  — 2,1—5,5; N — 1,0—5,1. В воде содержатся ценные специфические компоненты: кремневая и метаборная кислоты, фтор, бром, иод.

1004

результаты определения газового состава подземных вод нижнемелового горизонта по скважине 26 Нагутской площади

Таблица 5

Химический состав подземных вод нижнемеловых отложений (скв. 43)

Глубина скважины, м	Форма выражения	Содержание ионов								
		Na	Ca	Mg	CO <sub>3</sub>	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	минерализация	pH
1205	мг	1442	11,5	8,0	261,0	2368	405,4	237,1	4740	8,2
	мг-экв	62,65	0,56	0,66	8,8	38,81	11,44	4,94		
	мг-экв%	98,1	0,9	1,0	13,6	60,8	18,0	7,6		

Примечание. Скважина газирует азотом (N<sub>2</sub> — 98%).

Определенный интерес представляет нижнемеловая вода скважины 43, расположенной в 12 км к западу от скважины 26-Н, в 1 км от трассы Ростов — Баку, проходящей вдоль крупной Нагутской флексуры.

Геологический разрез нижнемеловых отложений следующий: 1037—1090 м — аргиллиты алевритистые, тонкоплитчатые (*K<sub>1</sub>al*); 1090—1185 м — аргиллиты алевритистые, толстоплитчатые с прослоями песчаников мелкозернистых, кварцево-глауконитовых (*K<sub>1</sub>al<sub>2</sub>*); ниже песчаники кварцево-глауконитовые (*K<sub>1</sub>al<sub>3</sub>*).

Водоносный горизонт приурочен к нижнемеловым песчаникам и их прослоям, залегающим среди аргиллитов, разбитых системой трещин.

Формула химического состава (по Курлову):

$$M4,7 \frac{/\text{HCO}_3 + \text{CO}_3/74/\text{Cl}18\text{SO}_48}{/\text{Na} + \text{K}/98\text{Mg}1\text{Ca}1} \text{ pH}8,2.$$

В табл. 5 приведен средний (по данным трех анализов) химический состав подземных вод нижнемеловых отложений.

При сравнении минеральных вод нижнемеловых отложений скважины № 43 с водами типа «Боржоми» скв. 26-Н отмечается их большое сходство. Разница заключается в минерализации, а также в содержании основных ионов: хлора, сульфатов и гидрокарбонатов. Так, минерализация нижнемеловых вод в скважине 43 достигает 4,7 г/л, а в скважине 26-Н — 5,0—5,4 г/л. Разница составляет всего лишь 0,3—0,7 г/л.

Кроме того, вода скважины 43 содержит меньше ионов кальция на 30—35 мг/л, гидрокарбонатов на 700—800 мг/л, хлора на 50—170 мг/л, магния на 2,6 мг/л, и, наоборот, отмечается более повышенное содержание сульфатов на 30—80 мг/л, карбонатов до 260 мг/л, натрия.

Пониженное содержание хлора, магния и кальция в сравнении с меньшей минерализацией нисколько не влияет на вкусовые качества воды, а делает ее более мягкой по сравнению с водой типа «Боржоми» скв. 26-Н. Единственным недостатком является отсутствие растворенной углекислоты, что объясняется высокой (до 70°) температурой воды, при которой вся углекислота уходит в атмосферу. Этот недостаток легко может быть устранен восполнением углекислоты при розливе воды в бутылки.

Как известно, минеральные воды «Боржоми» пользуются мировой славой, являясь по своим лечебным и питьевым качествам уникальными. Поэтому мы с особым вниманием и тщательностью подходим к вопросу об аналогии минеральных вод скважин 26-Н и 43 Ставрополья по отношению к боржомским водам Грузии.

Из приведенных данных (табл. 6) видно, что минеральная вода скважины 26-Н является типичной боржомской и характеризуется аналогичными физико-химическими свойствами. Основной ионо-солевой состав и соотношение пар некоторых химических элементов для тех и других вод дают хорошо совпадающие величины.

Таблица 6

Сравнительная характеристика химического состава (мг/л) минеральных вод «Боржоми» (Грузия) и скв. 26-Н (Ставрополье)

Компонент	Ставропольский край, с. Ленгорское	Грузия. Боржомское месторождение	
	скв. 26-Н типа «Боржоми»	скв. 1 (р. Боржоми)	скв. 2 (с. Ликани)
	мг/л	мг/л	мг/л
Литий	0,55	0,66	0,57
Калий	38	39,2	38,8
Натрий	1489,6	1499,9	1165,9
Магний	10,6	44,3	97,6
Кальций	42,0	99,9	139,1
Стронций	3,0	7,0	10,0
Барий	—	1,95	3,35
Железо	3,0	3,5	5,1
Марганец	0,06	0,025	0,04
Цинк	<0,005	—	—
Медь	<0,005	0,009	0,007
Никель	<0,004	—	—
Фтор	2,5	0,25	0,30
Хлор	360	389,2	240,5
Бром	1,3	1,1	0,7
Йод	0,3	0,3	0,3
Сульфат	161,0	2,03	1,6
Гидрокарбонат	3124,5	3920,3	3684,1
Кремневая кислота	41,0	30,2	34,3
Метаборная кислота	17,1	30,1	25,6
Общая минерализация	5308,0	6170,3	5445,5

Так, общая минерализация воды скв. 26-Н соответствует минерализации воды скв. 2 Ликани Боржомского месторождения, отличаясь от нее на 137 мг/л. Вода скв. 26-Н содержит меньше кальция и магния, что делает ее более «мягкой» по сравнению с грузинскими водами «Боржоми».

Бальнеологически положительным фактором для обеих вод следует считать повышенное почти на один порядок содержание в них йода при низком содержании брома по сравнению с морской водой (в морской воде йод содержится в количестве 0,00005, бром — 0,064 г/л).

Отсутствие в боржомских водах и водах скв. 26-Н кислорода, обусловливающего и контролирующего окислительный процесс, приводит к тому, что железо находится в них в виде двухвалентного иона в концентрации 3,0—5,1 мг/л. Следует отметить обогащение обеих вод важным микроэлементом — бором, входящим в их состав в виде метаборной кислоты в количестве 17,1—30,1 мг/л.

Содержание кальция в боржомской воде в 16—20, а в воде скв. 26-Н в 15 раз превышает концентрацию стронция, что в 3—10 раз меньше, чем в морской воде. Это обстоятельство с точки зрения биологической роли стронция положительно характеризует питьевые и бальнеологические качества боржомской минеральной воды [5].

Таблица 7

Сравнительная характеристика вод типа «Боржоми» по ГОСТу 132 73-73

Гидрокарбонатные натриевые воды и их местонахождение	Основные ионы, мг-экв. %	Минерализация, г/л	Анионы, мг/л			Катионы, мг/л			Специфические микрокомпоненты, мг/л
			HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl	Ca	Mg	Na+K	
«Боржоми» Грузия	HCO <sub>3</sub> 80/Na+K/80	6,2—7,2	350—5000	50	350—500	40—120	50	1400—2100	F до 8,0
«Набеглави» Грузия	—	6,5—7,5	4200—5100	120—160	100—150	110—160	100—130	1400—1700	H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> 100—130
Вода типа «Боржоми» (скв. 26-Н) Ставропольский край	HCO <sub>3</sub> 81/Na+K/94	5,0—5,4	2941—3166	159—205	323—360	36—44	8—16	1388—1520	F—3,0; Br—1,3; I—0,3; H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> 92,7
Вода типа «Боржоми» (скв. 43) Ставропольский край	HCO <sub>3</sub> 61/Na+K/98	4,7	2368	237	405	12	8	1446	—

Единственным отличием вод Боржоми от вод скв. 26-Н является содержание в них иона сульфата: на Боржомском месторождении оно 1,6—2,0, на Нагутском — 161,0 мг/л.

Сравнительная характеристика вод типа Боржоми Грузии и Ставрополья по ГОСТу 132 73—73 ([1]) на минеральные питьевые, лечебные и лечебно-столовые воды приведена в табл. 7.

Минерализация вод скважин 43 и 26-Н Ставрополья колеблется от 4,7 до 5,4 г/л. По минерализации воды типа «Боржоми» Ставрополья приближаются к боржомским водам Ликани (скв. 2), которая составляет 5,4 г/л (табл. 6), и отличается от остальных вод Боржомского месторождения и Набеглави в сторону уменьшения на 1,5—2,0 г/л. По основным ионам — гидрокарбонатам и натрию отмечается полное совпадение вод Боржоми и вод скв. 26-Н (HCO<sub>3</sub> — 80—81 мг-экв. %, Na + K — 80—94 мг/экв. %), в скв. 43 содержание гидрокарбонатов несколько уменьшается (до 61 мг-экв. %), а натрий-калий даже увеличиваются (до 98 мг-экв. %). По содержанию сульфатов воды скважин 43 и 26-Н (237 и 159—205 мг/л) приближаются к подтипу «Боржоми» — Набеглави (120—160 мг/л). Хлор в водах Боржоми и скважин 26-Н, 43 колеблется в одних и тех же пределах 323—500 мг/л. Содержание кальция в скв. 26-Н (36—44 мг/л) соответствует его значению (40—120 мг/л) в водах месторождения Боржоми, а в скв. 43 оно равно 12 мг/л. Магний в водах скважин 26-Н, 43 содержится в пределах 8—16 мг/л, а в «Боржоми» — 50—130 мг/л.

## Выводы

1. Проведенными исследованиями установлено, что минеральные содовые воды скважин 26-Н и 43, имеющие гидрокарбонатный натриевый состав, являются аналогами всемирно известных вод «Боржоми».

2. Наличие специфических компонентов — кремневой и борной кислот, фтора, брома, иода в водах типа «Боржоми» Ставрополья подтверждает ее высокую бальнеологическую ценность, а небольшое содержание ионов кальция и магния делает ее более «мягкой» по сравнению с водами «Боржоми» Грузии.

3. Сведения, полученные по гидрохимическому режиму скв. 26-Н за период с 1974 по 1993 г., свидетельствуют о стабильности химического состава вод типа «Боржоми» Ставрополья по всем показателям.

4. Учитывая, что «боржомские» воды отошли в ближнее зарубежье, особое значение в настоящее время приобретают минеральные воды типа «Боржоми» Ставрополья, дебит которых достигает внушительной цифры — 800 м<sup>3</sup>/сут. Хотелось бы обратить внимание администрации Ставрополья и района КМВ на столь ценный целебный источник России, возможности доразведки месторождения с целью перевода эксплуатационных запасов из категории С в промышленную — А, В.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. ГОСТ 132 73-73. Воды минеральные питьевые, лечебные и лечебно-столовые. М.: Госкомитет стандартов Совмина СССР, 1973.
2. Ковалевский Г. Ф., Минкин Б. И. и др. Нагутское месторождение минеральных вод. Советская геология. М.: Недра, 1975. № 2.
3. Ковалевский Г. Ф., Терещенко Н. П. и др. Новое проявление воды типа Боржоми // Разведка и охрана недр. М.: Недра, 1977. № 3.
4. Островский А. Б., Юрьев В. В. и др. Отчет о детальных поисках на Нагутском месторождении минеральных вод в Ставропольском крае (1974—1980 гг.). Ессентуки. Фонд ГГП Севкавгеология, 1980.
5. Эристави Д. И., Броучек Ф. И. Физико-химическое исследование минеральной воды Боржоми. Тбилиси: Сабчота. Сакартвело, 1964.

## КАВМИНКУРОРТРЕСУРСЫ

Международное социально-экологическое объединение «Союз интернациональной помощи»

Поступила в редакцию  
10.II.1994

УДК 624.131.385

© 1996 г. Е. А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ, И. П. ВЭЙД, В. В. КОСТОМАРОВА

## ДИЛАТАНТНО-ТИКСОТРОПНОЕ ПОВЕДЕНИЕ СЛАБОСВЯЗНЫХ ГРУНТОВ ПРИ ДИНАМИЧЕСКОМ ВОЗДЕЙСТВИИ

Исследована динамическая реакция природных и модельных слабосвязанных грунтов. Все они демонстрируют динамическую дилатансию и тенденцию к разжижению при степени влажности более 0,9. При содержании глинистых частиц больше 1,5% грунты начинают проявлять тиксотропные свойства. Зависимость степени упрочнения от величины удельной поверхности описывается гладкой S-образной кривой, на которой отчетливо выделяются три части, соответствующие дилатантным (несвязанным), дилатантно-тиксотропным (слабосвязанным) и квазитиксотропным (связанным) грунтам.

### Введение

Уже вскоре после начала изучения тиксотропии в горных породах возникло понимание того, что это явление должно быть в какой-то мере свойственно не только глинам и суглинкам, но и существенно менее дисперсным системам. Первым обратил на это внимание, вероятно, П. Босвелл: «Некоторые смеси песка могут сочетать дилатантные и тиксотропные свойства, и даже небольшое количество глинистых частиц придает дилатантному песку тиксотропные свойства» [10, с. 501]. Того же мнения придерживался и Е. Аккерман [1], считавший, что «бедные глиной» мелкозернистые пески могут обладать слабой тиксотропией — при малейшем механическом воздействии они способны переходить в текучее состояние, а затем снова затвердевать без отдачи воды. А Б. М. Гуменский [5] считал достаточным для проявления дисперсным грунтом тиксотропии, хотя бы в самой слабой степени, присутствие не менее 1,5—2% глинистых частиц.

Таким образом, в природе существует достаточно обширная группа грунтов, отвечающая по своему гранулометрическому составу диапазону от связанных песков и супесей до средних суглинков (по классификации Н. А. Качинского), промежуточная по многим своим свойствам между несвязанными, проявляющими динамическую дилатансию, и связанными — квазитиксотропными [4] грунтами. В. И. Осипов [8] вслед за Е. Аккерманом называет их «переходными». Более удачным названием, в смысле обобщающей характеристики их поведения, нам представляется термин *слабосвязанные грунты*, которым мы и будем пользоваться в дальнейшем.

Изучением динамической реакции слабосвязанных грунтов занимались разные исследователи. Обобщая имеющийся на сегодняшний день материал, в том числе и результаты наших исследований, можно выделить следующие характерные особенности их реакции на динамическую нагрузку.

1. Резкая потеря прочности даже при незначительной интенсивности динамического воздействия, выражаясь в быстром разжижении водонасыщенных разностей. Это обусловлено особенностями их смешанной по своему типу структуры — кулоновское трение меньше, чем в чистом песке, а коагуляционная сетка чрезвычайно слабая и, вероятнее всего, прерывистая. Относительно низкая проницаемость затрудняет диссипацию порового давления и облегчает быстрое разжижение грунта.

2. Постепенное и очень медленное увеличение прочности после прекращения динамического воздействия складывается из двух процессов: слабого уплотнения (отрицательной дилатансией) грунта (для водонасыщенных разностей — с отдачей влаги) и упрочнения коагуляционной структурной сетки, имеющего тиксотропную природу. Длительность этих процессов различна — уплотнение тормозится низкой фильтрационной способностью и определяется скоростью диссипации порового давления, а тиксотропное упрочнение завершается в течение нескольких часов или максимум 1 сут.

3. В связи с низкой гидрофильтрностью слабосвязанные грунты чрезвычайно чувствительны даже к небольшим изменениям влажности и в зависимости от нее могут в принципе проявлять как положительную, так и отрицательную дилатацию, сопровождающуюся разжижением при степени водонасыщения, большей некоторой критической.

4. Резко выраженная избирательная чувствительность к динамическим нагрузкам определенных частот, причем лежащих в достаточно низкочастотной области — в целом от 15 до 45 Гц, интерпретируемая нами как проявление супергармонического резонанса в связанной нелинейной колебательной системе частиц разной дисперсности [17].

Указанные особенности реакции слабосвязанных грунтов на динамическую нагрузку достаточно резко обособляют эту группу грунтов, а учитывая, что в основе этой реакции лежат два различных, но в данном случае взаимосвязанных процесса, поведение слабосвязанных грунтов при динамическом воздействии следует именовать *дилатантно-тиксотропным*.

Дилатантно-тиксотропное поведение слабосвязанных грунтов как одна из форм динамической неустойчивости грунтов в целом [16] изучено, безусловно, слабее, чем динамическая дилатанция несвязанных и квазитиксотропия глинистых грунтов. И прежде всего здесь можно указать два основных пробела. Во-первых, остается открытым вопрос об отчетливых гранулометрических границах этой группы динамически весьма чувствительных грунтов. Во-вторых, это отсутствие количественных критерий, позволяющих хотя бы в классификационных целях отделить дилатантно-тиксотропные системы от собственно дилатантных и квазитиксотропных. Решению этих вопросов главным образом и было посвящено наше исследование. Методически мы основывались на двух положениях.

I. Тиксотропные свойства грунтов определяются физико-химической активностью частиц, которая является функцией множества факторов: дисперсности и химико-минерального состава, кристаллического строения и формы частиц, сродства их поверхности к жидкому компоненту грунта, присутствия коагулирующих и цементирующих веществ, наличия высокомолекулярного органического вещества в адсорбированной или свободной форме, типа структурных связей и степени агрегированности. Наиболее удобной и, главное, экспериментально определяемой интегральной характеристикой физико-химической активности грунта, учитывающей все эти факторы, является величина его удельной поверхности  $\Omega_s$ . Ее значения резко изменяются даже при небольшом изменении дисперсности системы, поэтому гранулометрические границы слабосвязанных грунтов, демонстрирующих дилатантно-тиксотропное поведение, целесообразно определить через характеристические величины  $\Omega_s$ . В этом случае мы получаем единую «шкалу» для сравнения реакции разных по составу и генезису грунтов.

II. Дилатантные и тиксотропные эффекты должны быть измерены раздельно. В данном исследовании мы полагаем их разнесенными во времени, т. е. собственно тиксотропное упрочнение начинается на фоне уже закончившегося уплотнения системы — после диссипации порового давления, что справедливо для ненасыщенных образцов уже сразу после прекращения динамического воздействия. В водонасыщенных образцах эти процессы, как показано ниже, отчасти перекрываются во времени.

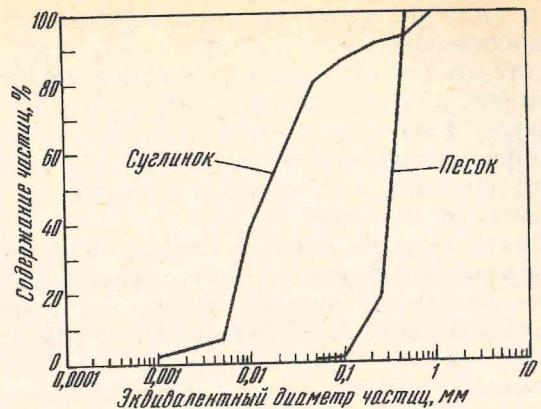


Рис. 1. Интегральные кривые гранулометрического состава использовавшихся природных грунтов

### Методика и объект исследования

*Образцы и их подготовка.* В эксперименте использовались следующие природные грунты и модельные смеси.

1. Раннемеловой морской песок (г. Люберцы, Московская обл.). Песок чистый кварцевый. По гранулометрическому составу (рис. 1) песок среднезернистый чистый, хорошо отсортированный (по классификации Е. М. Сергеева). Плотность твердой фазы  $2,66 \text{ г}/\text{см}^3$ , плотность скелета в рыхлом и плотном сложении 1,49 ( $e = 0,78$ ) и  $1,63 \text{ г}/\text{см}^3$  ( $e = 0,59$ ) соответственно ( $e$  — коэффициент пористости).

2. Верхнеплейстоценовые аллювиально-морские отложения дельты р. Фрaser (г. Ванкувер, Канада), представленные средним суглинком (по классификации Н. А. Качинского). Плотность твердой фазы  $2,65 \text{ г}/\text{см}^3$ , верхний и нижний пределы пластичности составляют 26 и 20% соответственно, число пластичности 6%. Чрезвычайно низкая пластичность этого существенно пылеватого грунта обусловлена небольшим содержанием глинистых частиц (4%, рис. 1) и его достаточно специфическим минеральным составом. Результаты рентгеноструктурного анализа, выполненного В. Г. Шлыковым, показали, что более чем наполовину (56%) он состоит из средних плагиоклазов (в основном андезин с примесью олигоклаза); остальное — это кварц (36%), роговая обманка (4%) и глинистые минералы. В минеральной ассоциации глинистой фракции преобладает (~75%) монтмориллонит (базальны рефлексы  $d_{001}$  10 Å в исходном состоянии и 11,1–11,4 Å — после обработки глицерином) с неупорядоченным чередованием слюдистых и монтмориллонитовых (~15–16%) пакетов в пределах кристаллита. В заметно меньших количествах присутствуют хлорит (15–17%), гидрослюдя (не более 5%) и собственно монтмориллонит (не более 3%).

3. Модельные смеси, приготовленные на основе кварцевого люберецкого песка с добавлением от 2 до 8% чистого Ca-монтмориллонита в виде фракции менее 5 мкм, отмеченной из позднекампаний бентонитовых глин (юго-западный Крым).

Все испытания проводились на образцах нарушенного сложения методом динамического трехосного сжатия и на вибростенде.

Образцы для испытаний на вибростенде готовились непосредственно в жестких экспериментальных обоймах (высота образца 4 см, диаметр 6,7 см) способом влажной укладки грунта с уплотнением. Для изготовления же водонасыщенных образцов из чистого песка применяли также осаждение в воде. Плотность полученных образцов тщательно контролировали. Вариации плотности для выборки из 10–17 образцов, приготовленных при одной и той же влажности, со-

ставили: для способа влажной укладки с уплотнением  $e$  0,77–1,05%, а для осаждения в воде всего  $e$  0,05%.

Образцы суглинка для динамических испытаний в камере трехосного сжатия вырезались стандартным способом из единого однородного цилиндрического объема грунта, подготовленного в условиях одномерной консолидации жидкогообразного грунтового «теста» при сохранении полного водонасыщения. Высота готового образца при установке его в камеру прибора составляла 11,4–12,7 см, диаметр 6,4 см. В динамических трехосных испытаниях использовались только водонасыщенные образцы.

*Методика определения удельной поверхности образцов.* Величину удельной поверхности определяли по адсорбции грунтом воды из паров над растворами серной кислоты разной концентрации, что позволило получить [6] относительные упругости водяного пара  $p/p_s$  в диапазоне от 0,084 до 0,980. Концентрацию определяли по плотности полученного раствора, измеренной с точностью до 0,001 г/см<sup>3</sup> [7]. Образцы взвешивали на электронных аналитических весах с точностью до 0,1 мг через каждые 2–3 сут до достижения постоянного веса.

По полученным значениям влажности при данных  $p/p_s$  строились изотермы полимолекулярной адсорбции, для описания которых чаще всего пользуются известным уравнением БЭТ. В настоящее время принято считать, что его можно использовать для определения поверхности с точностью 5–10% примерно до значений  $p/p_s < 0,3$ –0,4, если константа адсорбции  $C > 40$ . При меньших же значениях  $C$  применять уравнение БЭТ нецелесообразно [9]. По данным расчетов величина  $C$  для наших образцов даже при  $p/p_s$  в диапазоне 0,084–0,243 не превышает 9–11. Показано [2], что для таких систем с выраженным взаимодействием между молекулами адсорбата изотерма полимолекулярной адсорбции гораздо лучше описывается уравнением вида (в линейной форме)

$$(p/p_s)/\{a[1 - (p/p_s)^2]\} = 1/a_m C + \\ + (p/p_s)(C - 1)/a_m C,$$

где  $a$  — текущая величина адсорбции (в нашем случае — влажность грунта) при данном  $p/p_s$ ;  $a_m$  — условная емкость монослоя. Этой моделью мы и пользовались для расчета удельной поверхности исследуемых грунтов.

*Методика испытаний на вибростенде.* Приготовленные при заданной влажности образцы выдерживались не менее суток при  $p/p_s = 1$  для завершения тиксотропного упрочнения. В ходе эксперимента обойма с образцом закрепляется на платформе вибростенда вертикального действия. Недренированная прочность грунта измерялась методом лопастного среза с помощью смонтированной вместе с вибратором микрокрыльчатки. Конструкция прибора и ход опыта описаны в работе [3].

Характерная кривая кинетики упрочнения слабосвязанного грунта приведена на рис. 2. Процесс идет весьма неравномерно в первые несколько минут (это связывается нами с продолжающейся миграцией влаги) и заканчивается в течение 6–24 ч [17]. При этом можно выделить и измерить четыре характерных значения недренированной прочности грунта  $s$ : 1)  $s_0$  — начальное (до динамического нагружения), 2)  $s_d$  — минимальное (при предельном разрушении структурных связей), 3)  $s_c$  — прочность на момент завершения процесса уплотнения и 4)  $s$  — максимальное значение, достигнутое по завершении тиксотропного упрочнения. Из них величина  $s_d$  является, вообще говоря, неопределенной — ведь уплотнение идет параллельно с разрушением структурных связей. Остальные характерные значения прочности могут быть измерены на одном и том же образце в разные моменты времени:  $s_c$  — практически сразу после прекращения вибрации, так как в этом случае для неводонасыщенных образцов можно принять  $\mu = 0$  ( $\mu$  — поровое давление) и считать динамическое уплотнение завершенным, при разжижении же тиксотропное структурообразование может проявляться и до полной диссипации порового давления, и его поэтому сложно отделить от эффекта

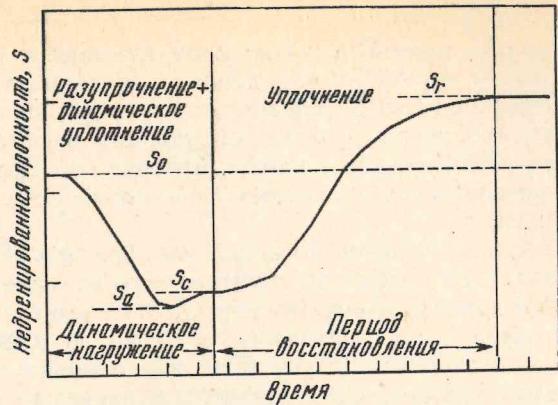


Рис. 2. Обобщенная кривая кинетики разупрочнения неводонасыщенного слабосвязного грунта при динамическом нагружении и последующего восстановления его прочности в покое

уплотнения;  $s_t$  — после завершения упрочнения, через сутки. Эти 24 ч образцы хранились при  $p/p_s = 1$ .

Динамическая нагрузка создавалась вертикальной квазигармонической вибрацией с амплитудой 0,25 мм и частотой 15 Гц, передаваемой на весь объем образца. При этом в нем генерируются продольные волны, вызывающие комбинацию деформаций сжатия-растяжения и сдвига. Динамическое вертикальное нормальное напряжение на глубине  $h$  от поверхности образца

$$\sigma_{dc} = \rho h (g \pm a),$$

где  $\rho$  — плотность грунта,  $g$  — ускорение силы тяжести,  $a$  — создаваемое виброускорение, меняющееся по закону синуса, а знаки «+» и «-» относятся к фазам опускания и подъема образца соответственно.

Таким образом, динамические напряжения несколько варьируют по высоте образца, но невелики даже при больших  $a$  (в данном случае — до 2,22 м/с<sup>2</sup>) из-за малости величины  $h$  и могут сопоставляться с реальными динамическими нагрузками. Простой расчет показывает, что в наших экспериментах амплитудные значения динамических напряжений сдвига в среднем сечении образца составляли  $\tau_d = 7-20$  кПа, что близко к величинам  $s_0$ . Относительная погрешность измерения прочности составляет  $\pm 5\%$  при точности регистрации  $\pm 0,2$  кПа.

По результатам этой части эксперимента дилатантно-тиксотропное поведение слабосвязных грунтов может быть количественно описано всего двумя безразмерными параметрами: коэффициентом динамического уплотнения  $k_c = s_c/s_0$  и коэффициентом тиксотропного упрочнения  $k_r = s_r/s_0$ , являющимися мерой дилатантности (косвенный показатель) и тиксотропности процесса соответственно. Их произведение  $K = k_c k_r$  есть мера полного изменения прочности грунта в ходе его динамического нагружения и последующего «отдыха», причем для слабосвязных грунтов  $K > 1$ .

**Методика трехосных динамических испытаний.** На сегодняшний день этот метод наиболее широко используется в мировой практике, и динамические стабилометры — самые распространенные устройства для таких испытаний дисперсных грунтов. Это не значит, что они являются также и наилучшими во всех случаях, однако свидетельствуют некоторым образом о надежности данных, доступности оборудования и удобстве проведения эксперимента.

При этих испытаниях подготовленные образцы цилиндрической формы после изотропной или анизотропной консолидации подвергаются действию динамической нагрузки, изменяющей соотношение главных напряжений на момент окон-

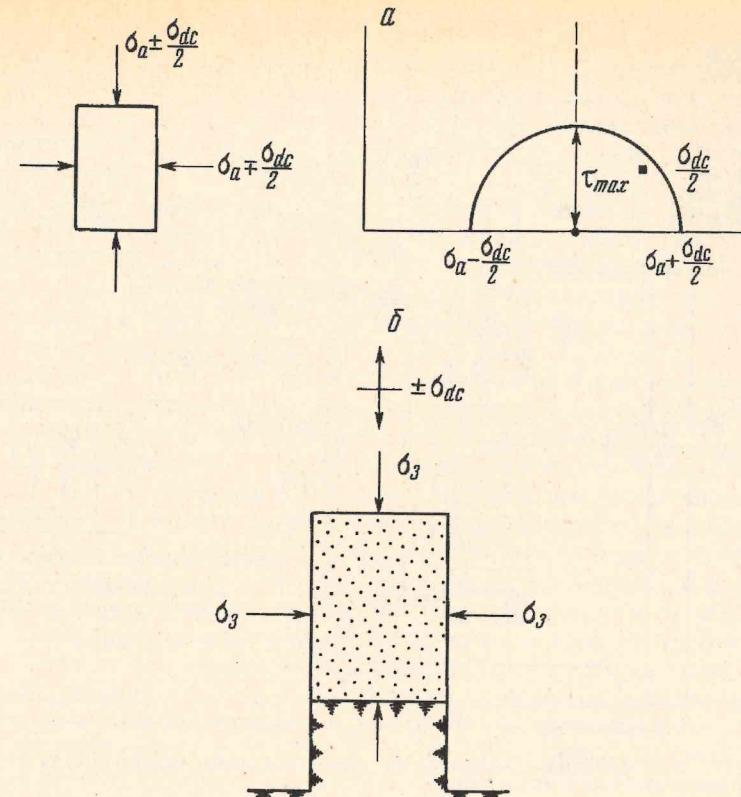


Рис. 3. Условия динамических трехосных испытаний: *а* — напряженное состояние грунта в массиве при распространении волн сдвига в вертикальном направлении; *б* — напряженное состояние образца грунта при трехосных динамических испытаниях (пояснения в тексте)

чания консолидации. В принципе при этом образец испытывает сначала увеличение осевого напряжения на величину  $\sigma_{dc}/2$  и одновременное уменьшение бокового напряжения на ту же величину (рис. 3, *а*). При этом нормальные напряжения на плоскости, проходящей под 45° к оси образца, не меняются, но на ней развиваются сдвигающие напряжения величиной  $\sigma_{dc}/2$ . Во вторую половину цикла направление последних меняется на обратное при неизменных нормальных напряжениях на плоскостях главных касательных напряжений. Создаваемое таким образом напряженное состояние полагается близким к тому, которое возникает в горизонтальном сечении элементарного объема грунта в массиве при прохождении через него упругих волн сдвига в вертикальном направлении. Для удобства проведения испытаний давление в камере обычно поддерживается постоянным, а осевое напряжение изменяется на величину  $\sigma_{dc}$  (рис. 3, *б*). Это позволяет создать практически эквивалентные условия при недренированных испытаниях водонасыщенных образцов [15].

Наши эксперименты выполнены на динамической трехосной установке пневматического действия конструкции проф. И. Вэйда (Университет Британской Колумбии, Канада), которая позволяет проводить испытания образцов как природного, так и нарушенного сложения при частотах нагрузления от 0,05 до 0,45 Гц. Общая схема прибора приведена на рис. 4. Одним из его основных узлов является пневмоцилиндр с поршнем, скользящим в нем почти с нулевым трением. Давление воздуха в камерах по обе стороны поршня и характер его изменения задаются электропневматическим преобразователем, а управляющий сигнал на

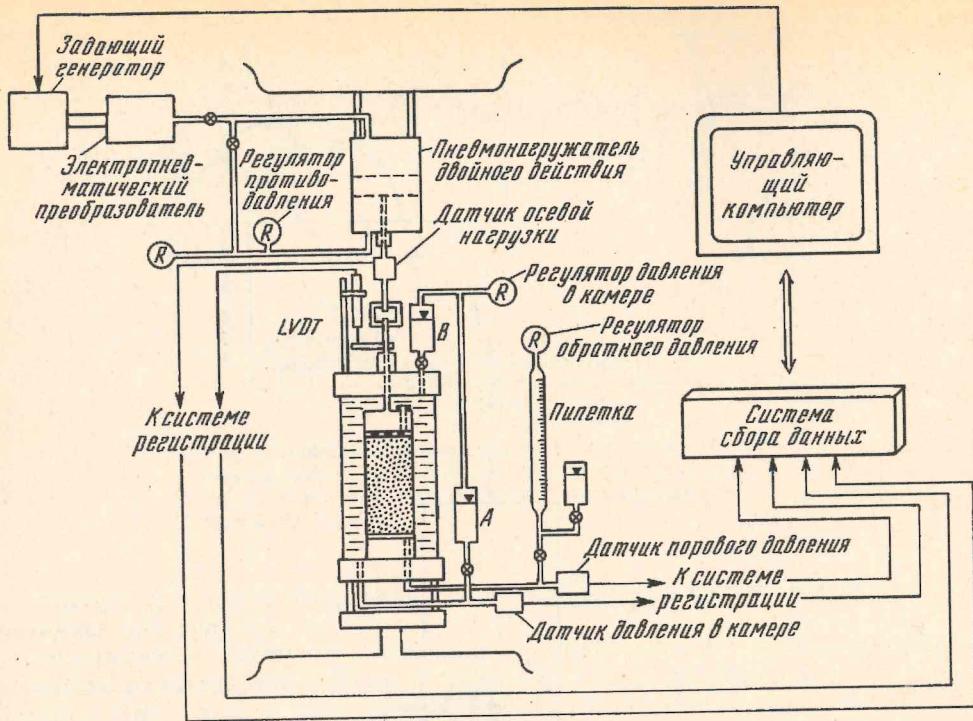


Рис. 4. Общая схема аппарата трехосного динамического сжатия

последний подается компьютером по заданной программе. Измерение порового давления проводится по одному или обоим торцам образца.

Испытания проводились с контролем напряжений: при этой схеме они задаются и поддерживаются на определенном уровне в течение всего эксперимента, а поровое давление и осевая деформация образца регистрируются в функции числа циклов нагружения. Для измерения осевых деформаций образца использовались индуктивные преобразователи типа LVDT, имеющие (как и измерители напряжений) обратную связь с системой нагрузки, что обеспечивает автоматизированный режим работы всей установки. При выборе амплитуды осевого динамического напряжения мы, во-первых, стремились добиться не слишком быстрого разрушения грунта, чтобы иметь возможность детальнее проследить особенности его поведения, и, во-вторых, исключали возникновение растягивающих нагрузок. Последнее ограничение связано с тем, что поведение грунта в фазах растяжения и сжатия каждого цикла нагрузки резко различается (растягивающие усилия при инверсии знака осевого напряжения в течение цикла прикладываются к мембране, а в расчеты вводятся соответствующие поправки, зависящие от модуля упругости резины), вследствие чего появляется тенденция к образованию шейки на образце. Калибровка пневмопреобразователя на нужную амплитуду динамического нагружения проводится перед опытом в отсутствие образца, вместо которого устанавливается металлический стержень.

После установки полностью снаряженной камеры с образцом и заполнения системы и измерения порового давления вакуумированной водой все управление экспериментом и непрерывная регистрация данных ведется с компьютера с помощью программы RTITEST (R. Kuerbis, 1988). Каждый отдельный опыт проводится через 6 последовательных стадий.

1. Начальные установки: а) с клавиатуры вводятся следующие исходные данные, необходимые для вычисления напряжений и деформаций в процессе испытания: высота, объем и масса образца в сухом состоянии; плотность твердой фазы

грунта; высота и диаметр мембранны, надетой на образец (рассчитывается по меткам, предварительно нанесенным на мембрану); частота нагружения; число показаний датчиков, осредняемое за 1 считывание (1—20); максимальная деформация (%) — условие прекращения циклического нагружения; б) снимаются исходные показания всех датчиков. После этого опыт управляется из главного меню RTITEST.

2. Определение параметра Скемптона  $B = \Delta u / \Delta \sigma_3$ , где  $\sigma_3$  — полное гидростатическое давление в камере, который контролирует степень водоонасыщения образца и отсутствие воздуха в системе измерения порового давления. Недренированные испытания водонасыщенных образцов можно вести только при  $B = 1,00$ . Увеличивая гидростатическое давление на образец с шагом  $\sim 20$  кПа, добиваются значения  $B = 1,00$ .

3. Консолидация грунта. Она может быть изотропной или анизотропной, что влияет на последующее поведение грунта при динамическом нагружении. При анизотропной консолидации соотношение главных напряжений  $K_c = \sigma_1 / \sigma_3 > 1,0$ , что приводит к определенному сдвиговому деформированию грунта. Между тем известно [12—14], что небольшие сдвиговые деформации, испытанные песком в недренированных испытаниях при ограниченном количестве циклов нагружения (менее 0,5% в 15 циклах), повышают его устойчивость к разжижению при большей нагрузке, и наоборот, значительные предварительные деформации сдвига (более 7,5%) делают грунт чрезвычайно неустойчивым. Эти эффекты связаны с разным характером переупаковки зерен в дилатантной системе и требуют особого внимания к процедуре подготовки эксперимента, а также при сравнении результатов испытаний образцов при разной программе опытов. Правда, в большинстве практических ситуаций величина  $K_c$  не превышает 2.

В наших экспериментах величина  $K_c$  составляла 1,00—1,26, что задавалось соответствующим соотношением давления в камере и противодавления (см. рис. 4). Причем для  $K_c > 1,05$  это достигалось постепенным увеличением осевого напряжения на разных ступенях консолидации во избежание значительного деформирования образца. Объемная деформация при консолидации измерялась по изменению объема поровой влаги в бюретке, сообщающейся с системой измерения порового давления. Пересчет коэффициента пористости ведется автоматически.

4. Динамическое нагружение с заданной частотой и амплитудой изменения вертикального напряжения запускается из соответствующего подменю RTITEST и управляется компьютером до достижения заданной амплитуды осевой деформации образца. Главные напряжения, поровое давление и осевая деформация автоматически регистрируются 40 раз за каждый цикл, а на дисплей выводится номер текущего цикла, амплитуда деформации и приведенное поровое давление ( $\Delta u / \sigma_{3c}$ ).

5. Преобразование данных. При запуске каждого эксперимента программа RTITEST создает ряд файлов для записи данных, в которых регистрируются результаты консолидации (на всех стадиях), калибровочные параметры цикла динамической нагрузки и данные динамических испытаний. В начале каждого файла записываются показания всех измерительных датчиков и другие сведения, характеризующие состояние образца на момент начала соответствующей стадии испытаний. Вся остальная информация регистрируется в двоичной форме и в последующем преобразуется в ASCII-формат с помощью соответствующих программ, которые при расчетах напряжений, деформаций и других характеристик используют ряд «опорных» значений, хранящихся в служебном файле REFDATA. Он содержит: калибровочные параметры измерительных датчиков, площадь поперечного сечения бюретки, поправку к нагрузке на растяжение мембранны, поправку к объемной деформации на частичное «вдавливание» мембранны в крупные поры в зависимости от соотношения начального и действующего эффективного напряжений при консолидации, модуль Юнга резины, трение штока и вес штампа в воде. Итоговые расчетные данные записываются в создаваемые каждой программой соответствующие файлы вида \*.PRN,

### Поведение грунтов в условиях динамического нагружения

**Чистый песок.** Поведение песка как типично дилатантного грунта изучалось для того, чтобы иметь возможность сравнения с дилатантно-тиксотропными системами. Для рыхлых (степень плотности  $D$  около 30%, пористость  $n = 42\text{--}48\%$ ) маловлажных и влажных (степень влажности ( $G < 0,7$ ) образцов песка во всех случаях наблюдалось некоторое увеличение их прочности при вибрации относительно начального уровня ( $s_c > s_0$ ) за счет динамического уплотнения (отрицательной дилатансии). Наибольшее увеличение прочности — до 10% имеет место при степени влажности 0,3—0,5. Этот оптимум обусловлен снижением кулоновского трения относительно сухой системы, с одной стороны, и незначительными еще капиллярными эффектами — с другой. В плотных же ( $D > 90\%$ ,  $n = 35\%$ ) водонасыщенных ( $G = 1$ ) образцах прочность на момент окончания вибрации не изменяется вообще ( $K_c = 1$ ). Помимо меньшей уплотняемости, это может быть вызвано и тем, что неконтролируемое в этих экспериментах поровое давление не успевает рассеиваться к моменту измерения прочности образца.

**Суглинок.** В среднем суглинке увеличение прочности грунта за счет уплотнения при вибрации выражено крайне слабо лишь при  $G = 0,25\text{--}0,35$ , а в остальных случаях, наоборот, имеет место разупрочнение образцов, достигающее при  $G = 0,7\text{--}1,0$  величины 20—25% ( $s_c < s_0$ ). Эта обычная для слабосвязанных грунтов реакция обусловлена совместным эффектом дилатансии и тиксотропного разрушения структурных связей коагуляционного типа. Одновременность этих процессов отчетливо прослеживается в трехосных динамических испытаниях водонасыщенных образцов (рис. 5, 6). В обоих случаях в первых же 1—2 циклах нагружения отмечается очень быстрый, практически скачкообразный рост порового давления — до  $\sim 20$  кПа (при  $\sigma_{3c}' = 50$  кПа), однозначно указывающий на стремление системы к уплотнению. Разупрочнение суглинка выражается очень интенсивным, почти линейным ростом осевой деформации — уже к 4—5-му циклу она превышает 2,5% (общепринятый критерий разжижения грунта) при значительной амплитуде деформации. Это разупрочнение является тиксотропным: после 15-минутного перерыва в нагружении (в недренированных условиях) (21-й и 42-й циклы — рис. 5, а, 22-й цикл — рис. 6, а) амплитуда деформации спадает вдвое в результате тиксотропного упрочнения грунта за время «отдыха». Постепенно — за 8—9 циклов амплитуда деформирования достигает прежних значений.

Интересно, что это упрочнение происходит на фоне нерассеивающегося высокого порового давления. Это свидетельствует об одновременности дилатантных и тиксотропных эффектов в слабосвязанном грунте. Таким образом, в водонасыщенных грунтах процессы уплотнения и упрочнения коагуляционных связей и после прекращения воздействия накладываются друг на друга, а поэтому их относительное влияние на общее изменение прочности не может оцениваться раздельно.

Испытывающийся слабосвязанный суглинок оказался крайне чувствительным к частоте нагружения даже в очень низкочастотном диапазоне — до 1 Гц. Получено, что скорость накопления деформаций растет с уменьшением частоты воздействия. Например, в 10-м цикле воздействия накопленная деформация достигла 5,3% при частоте нагружения 0,28 Гц (рис. 6, а) и лишь 3,3% — при частоте 0,43 Гц (рис. 5, а). Амплитуды деформации составили соответственно 3,5 и 0,8%. Увеличение скорости накопления деформаций с уменьшением частоты нагружения в более широком диапазоне — от 0,01 до 4 Гц наблюдалось и ранее [11].

Такое изменение реакции грунта (при прочих идентичных условиях испытания) вызвано разной длительностью фаз нагружения и разгрузки за цикл воздействия при различной частоте: чем ниже частота нагружения, тем дольше

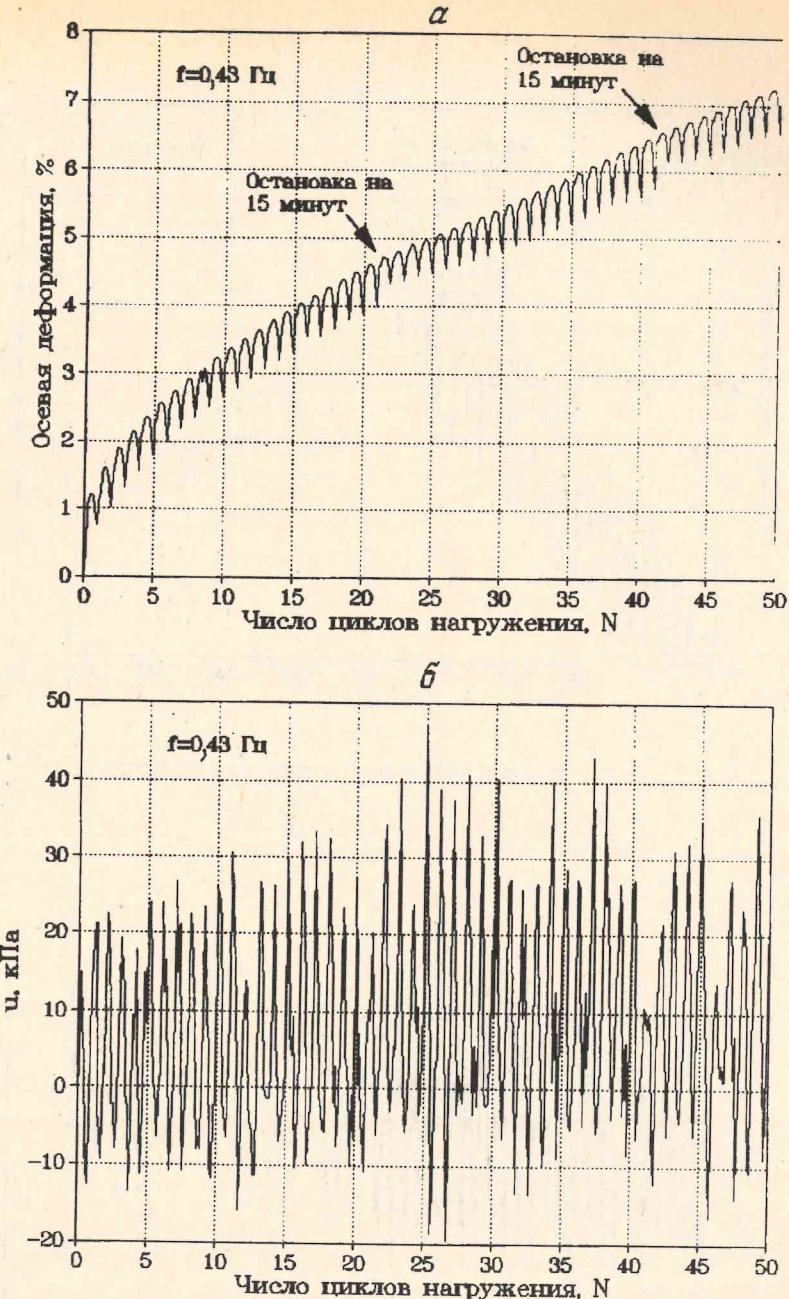


Рис. 5. Изменение осевой деформации (а) и порового давления (б) в функции числа циклов нагружения при недренированных испытаниях водонасыщенного среднего суглинка ( $K_c = 1,05$ ,  $\sigma_{3c}' = 50$  кПа,  $f = 0,43$  Гц)

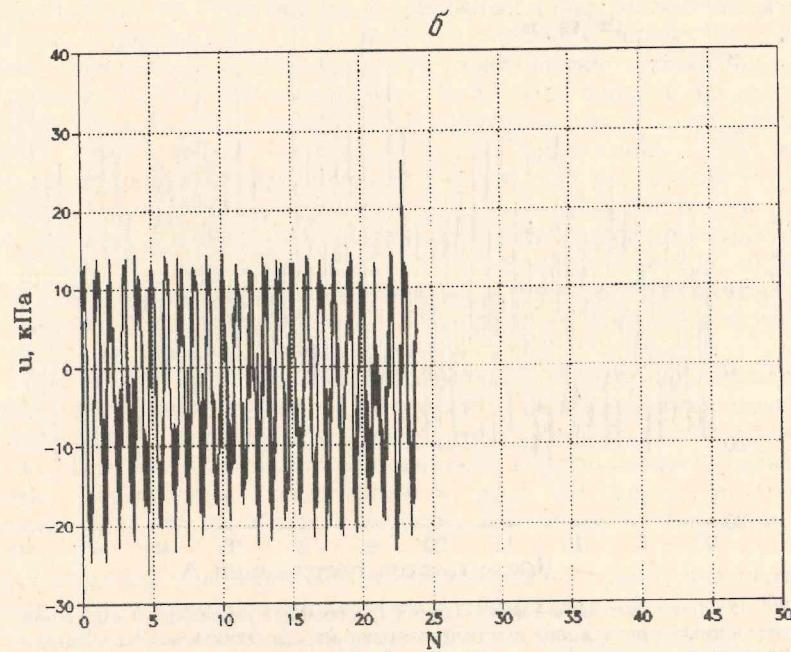
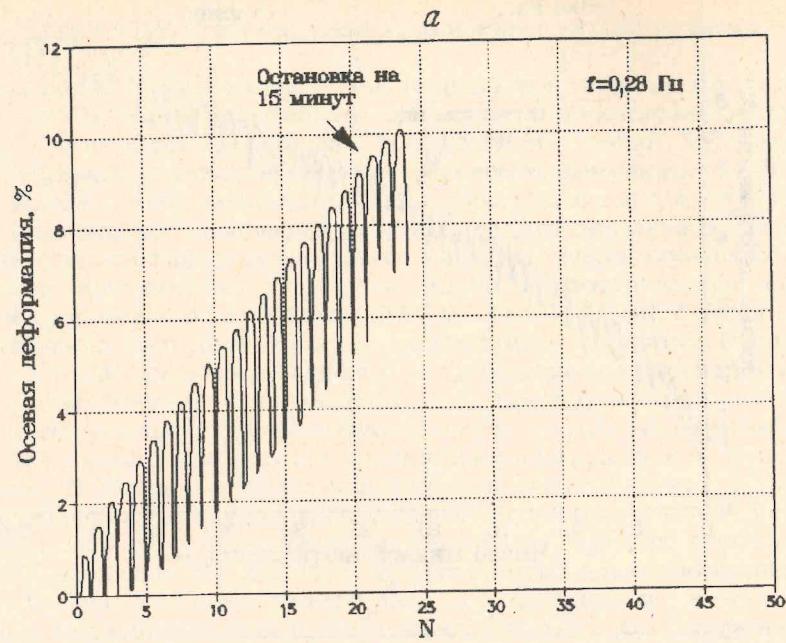


Рис. 6. Изменение осевой деформации (*а*) и порового давления (*б*) в функции числа циклов нагружения при недренированных испытаниях водонасыщенного среднего суглинка ( $K_c = 1,05$ ,  $\sigma_{3c} = 50 \text{ кПа}$ ,  $f = 0,28 \text{ Гц}$ )

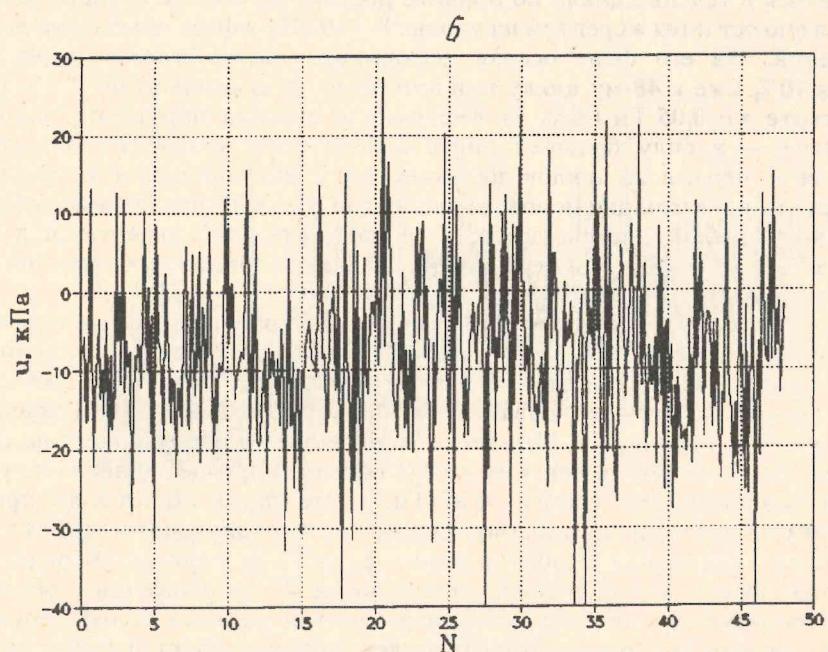
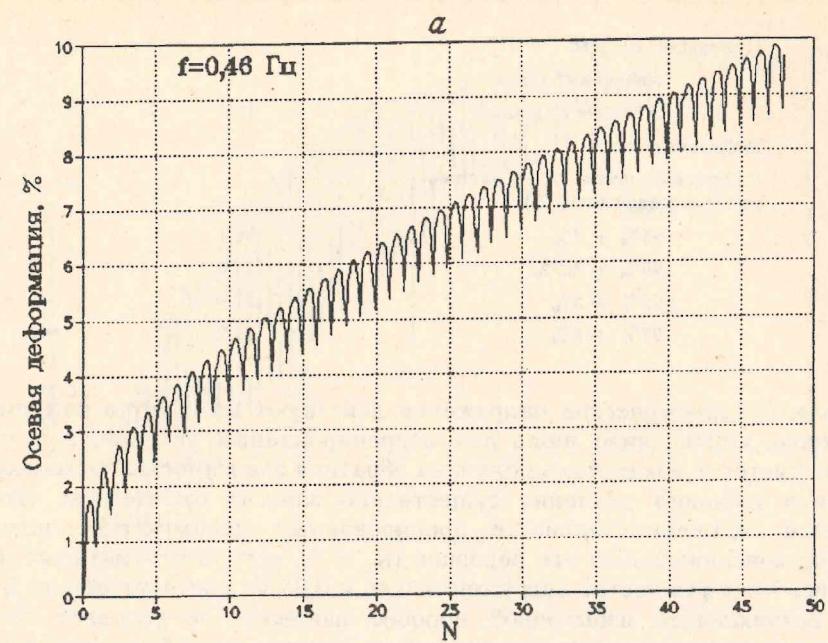


Рис. 7. Изменение осевой деформации (*а*) и порового давления (*б*) в функции числа циклов нагружения при дренированных испытаниях водонасыщенного среднего суглинка ( $K_c = 1,00$ ,  $\sigma_{3c} = 50 \text{ кПа}$ ,  $f = 0,46 \text{ Гц}$ )

Характер грунта	Удельная поверхность $\Omega_s$ , м <sup>2</sup> /г
Природные грунты:	
кварцевый песок	0,2
суглинок средний	16,4
Модельные смеси (кварцевый песок, % + монтмориллонитовая глина, %):	
98% + 2%	10,1
96% + 3,5%	15,6
95% + 5%	27,9
92% + 8%	37,9

максимальные динамические напряжения действуют на грунт в каждом цикле. Это, однако, справедливо лишь для недренированных условий, а в условиях открытой системы может быть получена обратная зависимость, поскольку темпы увеличения порового давления существенно зависят от частоты. Это подтверждается экспериментально в дренированных динамических испытаниях изотропно-консолидированных образцов ( $K_0 = 1$ ), результаты которых приведены на рис. 7 и 8 для частот нагружения 0,46 и 0,05 Гц соответственно. В первом случае возникающее избыточное поровое давление не успевает полностью рассеиваться в течение цикла по причине достаточно низкой водопроницаемости грунта, и оно остается в среднем на уровне 8—10 кПа в фазе максимума девиатора напряжений. На его фоне осевая деформация накапливается очень быстро, достигая 10% уже к 48-му циклу при амплитуде деформирования 1,3% (рис. 7). При частоте же 0,05 Гц (рис. 8) деформации сначала нарастают существенно интенсивнее — в силу большей длительности фазы нагрузки: амплитуда деформации за первые 20 циклов достигает 2,5%. Но постепенно по мере уплотнения грунта и диссипации порового давления (рис. 8, б) накопление деформаций к 47—48-му циклам прекращается, и ее максимум стабилизируется на уровне 7,73%, а затем и амплитуда деформации спадает до ничтожных значений порядка 0,1% (рис. 8, а).

Следует отметить, что при динамических дренированных испытаниях деформации распределяются неравномерно по высоте образца: в данном случае дренажная система соединена с фильтром пьедестала, поэтому в нижней трети образца существовали дренированные условия (к ней относятся и приведенные замеры порового давления). Эта часть уплотнялась в первую очередь, сохраняя цилиндрическую форму. В верхних же 2/3 образца поровое давление не успевало рассеиваться даже при частоте 0,05 Гц, и эта часть постепенно принимала выраженную бочкообразную форму. Очевидно, что полученный эффект частоты нагрузки обусловлен особенностями грунта — в первую очередь его водопроницаемостью как функцией дисперсности. С предложенным объяснением хорошо согласуется тот факт, что динамическая реакция более проницаемых песчаных грунтов (по данным многих исследователей) практически не зависит от частоты нагружения, по крайней мере в столь низкочастотном диапазоне.

По нашему мнению, отчетливо выраженная зависимость динамической реакции слабосвязных грунтов от частоты воздействия как при низких (<1 Гц), так и при более высоких (15—45 Гц) частотах, где она имеет суперрезонансную природу [17], обусловлена их повышенной чувствительностью к динамическим нагрузкам вообще. Увлажненные, а тем более водонасыщенные слабосвязные грунты — наиболее динамически неустойчивые системы.

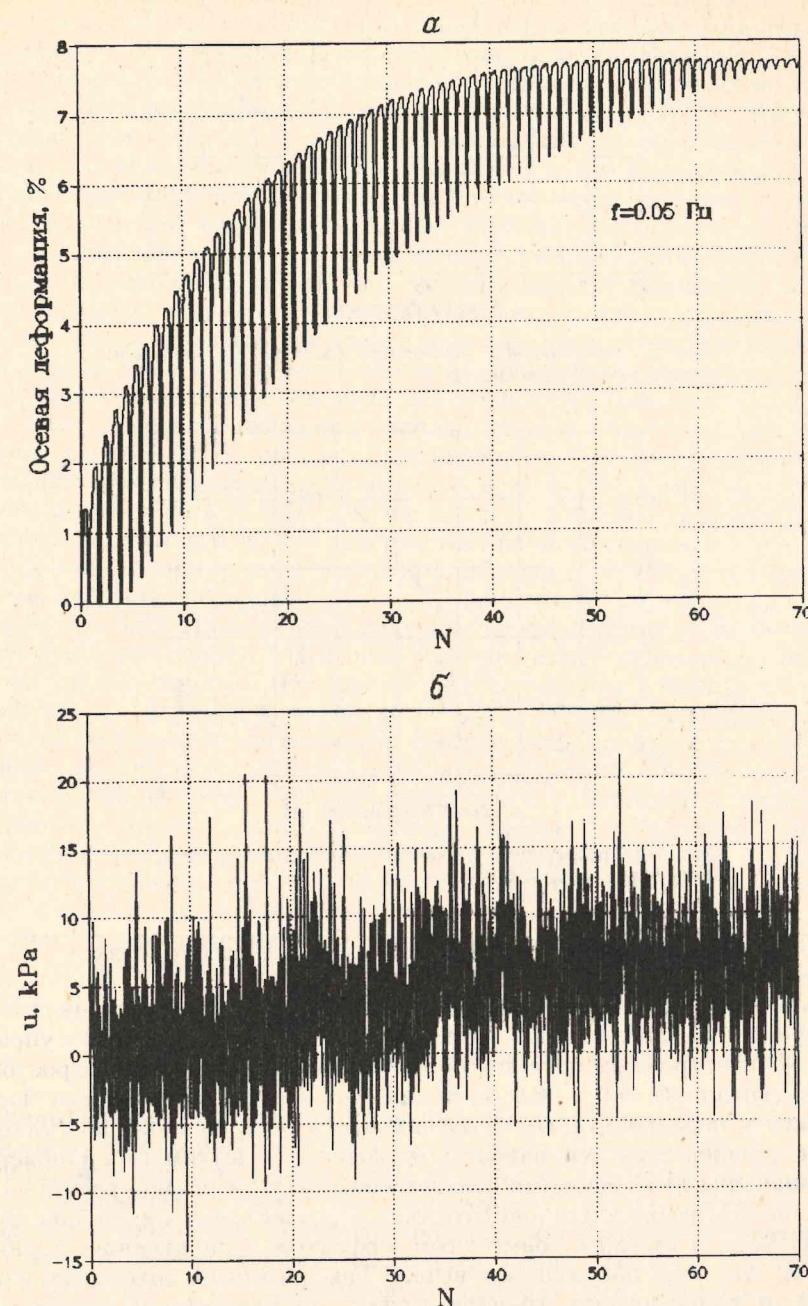


Рис. 8. Изменение осевой деформации (а) и порового давления (б) в функции числа циклов нагружения при дренированных испытаниях водонасыщенного среднего суглинка ( $K_c = 1,00$ ,  $\sigma_{3c} = 50$  кПа,  $f = 0,05$  Гц)

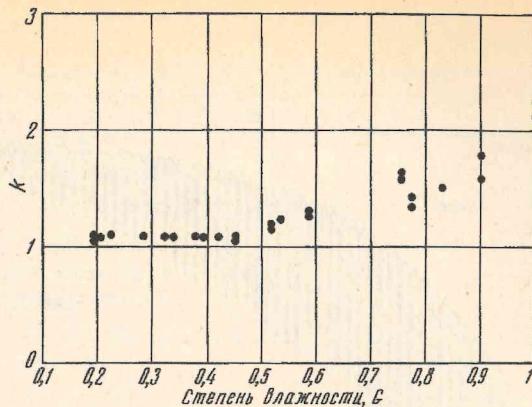


Рис. 9. Тиксотропное упрочнение среднего суглинка при разной степени влажности

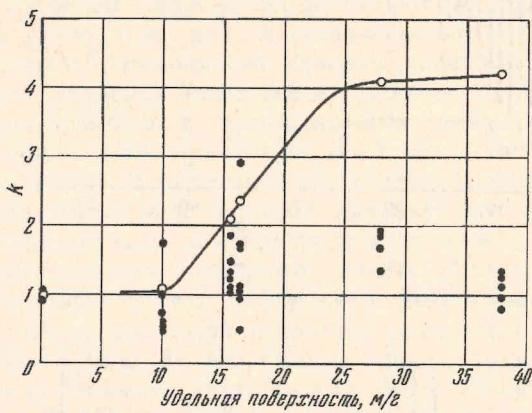


Рис. 10. Тиксотропное упрочнение слабосвязанных грунтов в функции их удельной поверхности (см. пояснения в тексте)

### Тиксотропное упрочнение в слабосвязанных грунтах

Тиксотропное упрочнение слабосвязанного грунта начинает проявляться лишь при коэффициенте влажности  $G > 0,5$  (рис. 9). Способность грунта к упрочнению (назовем ее тиксотропным потенциалом) постепенно повышается с ростом влажности в интервале  $G = 0,5—0,9$ , отражая увеличение подвижности частиц, их возможности к переориентации, переупаковке и установлению коагуляционных контактов по энергетически наиболее выгодным участкам своей поверхности. Средние значения коэффициента упрочнения при этом плавно растут от 1,15 до 1,60. При полном водонасыщении отмечается резкий скачок  $k_s$  до 2,60, но скачок этот кажущийся и связан с совместным эффектом и уплотнения, и собственно упрочнения, что уже обсуждалось выше. Тиксотропный потенциал изученной совокупности слабосвязанных грунтов может, следовательно, анализироваться только при одной и той же степени влажности  $G < 1$ . А сравнение тиксотропного потенциала грунтов с разным минеральным составом глинистой компоненты возможно на основе интегрального параметра дисперсности и физико-химической активности — удельной поверхности грунта. Результаты расчета удельной поверхности ( $\Omega_s$ ) изученных грунтов даны в таблице.

Тиксотропный потенциал грунтов как функция их удельной поверхности представлен на рис. 10. В чистом песке ( $\Omega_s = 0,2 \text{ м}^2/\text{г}$ ) никакого тиксотропного

упрочнения, как и следовало ожидать, не наблюдалось ( $k_s = 1$ ). Но уже при 2%-ной добавке монтмориллонита ( $\Omega_s = 10,1 \text{ м}^2/\text{г}$ ) прочность образца в ходе упрочнения повышается в среднем на 17% ( $k_s = 1,17$ ). При увеличении глинистой компоненты до 5% ( $\Omega_s = 27,9 \text{ м}^2/\text{г}$ ) наблюдается дальнейший рост тиксотропного потенциала ( $k_s = 1,40—1,65$ ), а затем его неожиданное снижение ( $k_s = 1,20$ ) для 8% примеси глины ( $\Omega_s = 37,9 \text{ м}^2/\text{г}$ ). Однако при внимательном анализе этот эффект становится лишь кажущимся, поскольку существенно разная гидрофильтрность рассматриваемых грунтов, определяемая исключительно содержанием глинистой компоненты, подразумевает разное соотношение между различными видами связанный воды при одинаковой влажности. Это означает, что при одной и той же степени увлажнения толщина гидратной пленки уменьшается с увеличением количества глинистых частиц. Это изменяет межчастичное взаимодействие и создает неодинаковые условия для тиксотропных превращений, в частности приводит к кажущемуся снижению тиксотропного потенциала грунта.

Приготовление образцов при какой-либо характеристической влажности, что методически было бы проще всего, оказалось невозможным: максимальная молекулярная влагоемкость слишком мала для проявления тиксотропных эффектов, а смеси песка с глиной оказались непластичными. Поэтому для получения сравнимых данных было проведено нормирование экспериментальных величин  $k_s$  по показателю гидрофильтрности грунтов  $b_w = W_i/W_{2\%}$ , где  $W_i$  — содержание прочносвязанной воды в данном образце при  $p/p_s = 0,629$  в условиях  $t^\circ = 18^\circ\text{C}$  и атмосферном давлении, а  $W_{2\%}$  — содержание прочносвязанной влаги в смеси с 2% глинистых частиц при тех же условиях. Значения  $W_i$  и  $W_{2\%}$  сняты с изотерм адсорбции. Величина нормировочного коэффициента  $b_w$  составила для изученных грунтов от 1 до 3,59. Приведенные значения коэффициента упрочнения  $k_s = k_s b_w$  характеризуют способность грунтов к тиксотропному повышению прочности в сравнении друг с другом. На рис. 10 они соединены плавной кривой и демонстрируют затухающий в целом рост тиксотропного потенциала системы с увеличением ее удельной поверхности. Центральная, наиболее крутая часть этой S-образной кривой характеризует системы с  $\Omega_s = 10—30 \text{ м}^2/\text{г}$ , динамическая реакция которых наиболее чувствительна даже к небольшим изменениям их дисперсности. Именно такие системы следует именовать дилатантно-тиксотропными. Грунты с  $\Omega_s < 10 \text{ м}^2/\text{г}$ , практически не проявляющие тиксотропных свойств, являются дилатантными. Если тенденция затухающего роста  $k_s$  с увеличением удельной поверхности подтверждается для систем с  $\Omega_s >> 30 \text{ м}^2/\text{г}$ , то верхней границей их дисперсности можно считать  $\Omega_s = 30 \text{ м}^2/\text{г}$ , за которой располагаются уже квазитиксотропные глинистые грунты.

### Выводы

1. Динамическая реакция слабосвязанных грунтов включает отрицательную дилатацию и тиксотропные преобразования структурных связей, причем в водонасыщенных их разностях тиксотропное упрочнение частично перекрывается во времени с уплотнением и идет на фоне избыточного порового давления.

2. Поведение слабосвязанных грунтов больше, чем каких-либо других, существенно зависит от частоты динамического нагружения. При этом в диапазоне до 1 Гц скорость накопления деформаций возрастает при снижении частоты в недренированных условиях и снижается в дренированных. Это влияние обусловлено двумя основными эффектами: 1) изменением длительности фаз цикла и 2) изменением соотношения скоростей изменения нагрузки и оттока влаги из грунта в условиях открытой системы.

3. При исследовании тиксотропных эффектов в грунтах разной дисперсности необходим особый учет их гидрофильтрности, поскольку сопоставление результатов возможно лишь при одинаковом энергетическом состоянии влаги в системе.

4. Тиксотропный потенциал слабосвязных грунтов сильно зависит от их удельной поверхности, отражающей влияние как количества тонкодисперсной составляющей, так и ее физико-химической активности. Эта зависимость имеет экспоненциальный затухающий характер.

5. Наиболее типичными дилатантно-тиксотропными системами следует считать грунты с удельной поверхностью в диапазоне от 10 до 30 м<sup>2</sup>/г.

6. При расчетах удельной поверхности по адсорбции влаги грунтами при  $1 < C < 40$  предпочтительнее использование изотермы полимолекулярной адсорбции по Г. Л. Арановичу, а не БЭТ, дающей в этом случае заниженные значения.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аккерман Е. Тиксотропия и текучесть мелкозернистых грунтов//Проблемы инж. геологии. Вып. 1. М.: Изд-во иностр. лит., 1958. С. 73—97.
2. Аранович Г. Л. Новая изотерма полимолекулярной адсорбции//Журн. физ. химии. 1988. Т. 62. С. 3000.
3. Вознесенский Е. А., Калачев В. Я., Трофимов В. Т., Коваленко В. Г. Квазитиксотропные изменения в глинистых грунтах. М.: Изд-во МГУ, 1990.
4. Вознесенский Е. А., Трофимов В. Т., Калачев В. Я. Природные глинистые грунты — квазитиксотропные дисперсные системы//Вестн. МГУ. Сер. Геолог. 1988. № 1. С. 54—62.
5. Гуменский Б. М., Новожилов Г. Ф. Тиксотропия грунтов и ее учет при строительстве автомобильных дорог и мостов. М., 1961. С. 108.
6. Зайцев И. Д., Асеев Г. Г. Физико-химические свойства бинарных и многокомпонентных растворов неорганических веществ//Справочник. М.: Химия, 1988. С. 45—53.
7. Зайцев И. Д., Зозуля А. Ф., Асеев Г. Г. Машинальный расчет физико-химических параметров неорганических веществ. М.: Химия, 1983. 256 с.
8. Осиев В. И. Динамическое разжижение водонасыщенных грунтов: природа и факторы ее определяющие (научный обзор)//Инж. геология. 1988. № 2. С. 3—31.
9. Полторак О. М. Термодинамика в физической химии. М.: Высш. шк., 1991. 319 с.
10. Boswell P. G. H. A Preliminary Examination of the Thixotropy of some Sedimentary Rocks//Quart. J. Geol. Soc. 1949. V. 104. P. 499—526.
11. Brewer J. H. The Response of Cyclic Stress in a Normally Consolidated Saturated Clay: Phylos. D. dissertation. North Carolina State University, Raleigh, NC. 1972.
12. Finn W. D. L., Bransby P. L., Pickering D. L. Effect of Strain History on Liquefaction of Sand//J. Soil Mech. and Found. Division, ASCE. 1970. V. 96. No. SM6. P. 1917—1934.
13. Ishihara K., Okada S. Effects of Stress History on Cyclic Behavior of Sands//Soils and Foundations, 1978. V. 18. No. 4. P. 31—45.
14. Kvasnicka P., Szavits-Nossan A. Influence of cyclic stress history on cyclic behavior of a sand//Soil Dynamics and Earthquake Engineering Conference. Southampton, 1982. P. 55—63.
15. Seed H. B., Lee K. L. Liquefaction of Saturated Sands During Cyclic Loading//J. Soil Mechan. and Found. Division, ASCE. 1966. V. 92. No. SM6. P. 105—134.
16. Voznesensky E. A. Dynamic Instability of Soils and Rocks//Proceedings: 7th IAEG Congress, Lisboa, 5—9 September, 1994.
17. Voznesensky E. A., Kalachev V. Ya., Trofimov V. T., Kostomarova V. V. Dynamic Instability of Seasonally Thawing Silty Soils//Canad. Geotechn. J. 1994. V. 31. No. 3.

Московский государственный  
университет им. М. В. Ломоносова  
Университет Британской Колумбии,  
Ванкувер

Поступила в редакцию  
14.X.1994

## ГЕОЭКОЛОГИЯ

Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология

1 · 1996

УДК 624.131

© 1996 г. Т. В. АНДРЕЕВА

## РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ СИНГЕНЕТИЧЕСКОЙ ПРОСАДОЧНОСТИ ЭЛОВЫХ ЛЕССОВЫХ ПОРОД

Рассмотрены результаты физического моделирования сингенетической просадочности эловых лессовых пород. Изучены зависимости величины формирующейся просадочности от литологического состава пылеватых отложений, мощности накапливающегося слоя и количества циклов увлажнения-высушивания пылеватого материала.

Лессовые породы относятся к интересным образованиям с инженерно-геологической точки зрения. Этот интерес обусловлен таким свойством этих пород, как просадочность. Просадки возникают при одновременном воздействии давления и дополнительного водонасыщения на высокопористые лессовые породы и выражаются в способности грунта быстро и значительно уменьшать свой объем. Относительно природы происхождения просадочности выдвигались различные гипотезы [3, 4], одной из них является гипотеза Н. Я. Денисова (1953 г.). В соответствии с ней просадочность формируется в результате многократного увлажнения и высыхания скоплений эловой пыли, когда образуется толща высокопористых, недоуплотненных по отношению к действующему природному давлению лессовых пород, обладающих просадочностью. В последующие годы были опубликованы работы, посвященные дальнейшей разработке этой гипотезы [1, 5] и содержащие первые результаты моделирования, в ходе которого в лабораторных условиях формировались искусственные лессовые грунты, обладающие сингенетической просадочностью. В данной статье приведены результаты подобного моделирования, проведенные на кафедре инженерной геологии и охраны геологической среды МГУ им. М. В. Ломоносова.

Для проведения моделирования были использованы образцы лессового грунта элового генезиса, отобранные в хорошо изученных опорных разрезах в районах городов Буденновска и Волгодонска и с. Отказного, с глубины от 2 до 15 м. По гранулометрическому составу использованные в процессе эксперимента образцы представлены суглинками легкими, средними и тяжелыми (по классификации Н. А. Качинского). Результаты гранулометрического анализа представлены в таблице. В грунтах отсутствуют частицы крупнее 0,5 мм; содержание глинистой фракции от 13 до 36%, частицы агрегированы, их выход при микроагрегатном анализе составляет 1—10%. Преобладающие фракции 0,1—0,05 мм (от 3 до 43%) и 0,05—0,01 мм (от 32 до 40%).

Образцы характеризуются щелочной реакцией pH 7,6—9,2. Образцы 2 и 3 имеют сульфатный тип засоления, величина плотного остатка 0,89 и 0,45% соответственно. Образец 4 незасолен, величина плотного остатка 0,27%. Содержание гипса изменяется от 1,05 до 3,7%, карбонатов от 6,4 до 9,5%.

В минеральном составе преобладают кварц и плагиоклаз, их суммарное содержание меняется от 63,5 до 80,1%. Глинистая фракция представлена хлоритом, иллитом, смектитом и каолинитом.

Естественная влажность образцов колебалась от 4 до 10%. Влажность верхнего предела пластиичности составляет 22—31%, нижнего 16—21%, число

Гранулометрический состав позднеплейстоценовых

образец, №	Место отбора образцов	Глубина отбора, м	Содержание частиц по фракциям (мм), %		
			0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05
1	Предкавказье, г. Буденновск, завод пластмасс, ш. 1	2,7—3,0	2	0	43
2	Предкавказье, г. Буденновск, завод пластмасс, скв. 1	5,0—8,0	0	1	13
3	Предкавказье, с. Отказаное, скв. 4	3,5—7,0	0	0	18
4	Возвышенность Ергени, г. Волгодонск, скв. 89	8,4—10,0	0	4	3

\* В числителе по классификации Н. А. Качинского, в знаменателе — по классификации С. С. Морозова.

пластичности 6—10%. Пористость пород изменяется от 39 до 47%. Породы в ненарушенном сложении просадочные. Величина относительной просадочности при давлении 0,05 МПа составляет 0,1—7% при 0,1 МПа — 1,5—12%, при 0,3 МПа — 11—14%.

Методика моделирования базируется на гипотезе о возникновении сингенетической просадочности эоловых лессов в ходе седиментации и раннего субаэрального диагенеза. Основной причиной формирования просадочности является несовпадение во времени периода появления значительного давления от веса вышележащих образований и периода существования оптимальных по степени увлажнения условий уплотнения [3].

Для возможности сопоставления результатов эксперимента с данными, полученными другими исследователями, была выбрана методика, разработанная В. Т. Трофимовым и Е. Ю. Куликовой [7].

При моделировании пылеватый материал (аналог эоловой пыли) получали путем растирания воздушно-сухих образцов лессовых пород и последующего просеивания их через сито 0,5 мм, что обосновывается тем, что во время пыльных бурь максимальный размер кварцевых частиц, переносимых ветром, составляет 0,5—0,7 мм [2].

Полученную пылеватую массу насыпали слоем определенной мощности в установленные на оргстекле кольца диаметром 10 см и высотой 3 см. Пылеватый материал увлажнялся дистилированной водой через фильтровальную бумагу до верхнего предела пластичности. Затем образцы просушивались при комнатной температуре до воздушно-сухого состояния (влажность 2—3%). Контроль плотности образцов производился путем взвешивания колец с грунтом.

В ходе эксперимента выяснялась принципиальная возможность формирования высокопористых недоуплотненных пылеватых пород за счет переменного увлажнения-высушивания; кроме того, ставилась задача выявления зависимости величины относительной просадочности от: а) гранулометрического состава осадка, б) мощности элементарного слоя и характера замачивания, в) количества циклов замачивания-высушивания.

Для выяснения зависимости относительной просадочности от мощности элементарного слоя использовались следующие литологические разности: суглинки легкие (образец 1), суглинки средние (образцы 2 и 3), суглинки тяжелые (образец 4).

Для изучения влияния мощности элементарного слоя (под которым понимается мощность слоя грунта, засыпаемого единовременно) готовились модели с мощностью элементарного слоя 3,0; 1,0 и 0,5 см. После увлажнения-высушивания

лессовых пород, использованных при моделировании

						Коэффициент агрегированности фракции	Название грунта *
0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	<0,005 мм	<0,001 мм		
32	4	6	13	6,2	17,7	суглинок легкий	
40	7	9	30	14,3	14,2	Лесс обобщенный	
34	10	14	24	11,6	13,7	Суглинок средний	
34	7	16	36	2,0	3,7	Лесс обобщенный	
						То же	
						Суглинок тяжелый	
						Суглинок тяжелый лессовидный	

первого слоя насыпался следующий слой той же мощности. Затем образцы вновь промачивались до влажности верхнего предела пластичности. Половина модельных образцов промачивалась на всю высоту, а у другой части образцов замачиванию подвергался лишь верхний, только что насыпанный элементарный слой. Второй вариант промачивания исключает влияние такого фактора, как количество циклов увлажнения-высушивания.

Для выяснения влияния количества циклов замачивания-высушивания проводилась следующая серия экспериментов: грунты подвергались одно-, трех- и шестикратному увлажнению-высушиванию. В ходе этих экспериментов высота модельных образцов составляла 3 см, грунты промачивались до верхнего предела пластичности.

Для определения просадочных свойств использовались стандартные компрессионные приборы конструкции ЦНИИ МПС. Определение просадочности проводилось при нагрузках 0,05; 0,1 и 0,3 МПа.

Экспериментальные результаты физического моделирования, как и ранее опубликованные данные [6, 7], подтвердили возможность формирования высокопористых пород в ходе увлажнения-высушивания осадка. При моделировании образовались искусственные лессовые породы с пористостью 40—52%, просадочные при нагрузках 0,05; 0,1 и 0,3 МПа. Величина пористости и просадочности искусственных образцов лессовых пород больше, чем естественных, что объясняется многократным промачиванием эоловой пыли в природных условиях и тысячелетним ее уплотнением после накопления. Это согласуется с ранее опубликованными данными [1, 2].

В процессе высушивания пылеватого материала происходила усадка. Значительная усадка (порядка 15%) наблюдалась лишь после первого цикла замачивания-высушивания. Максимальных значений она достигала у более тяжелых по литологическому составу разностей. Помимо усадки при дегидратации некоторые образцы (в зависимости от литологического состава) разбивались системой трещин на отдельные блоки. Максимальное растрескивание наблюдалось у образцов 2 и 3. Сильно трещиноватые образцы отбраковывались. У образцов 1 и 4 образовалась практически монолитная структура с единичными тонкими трещинами на поверхности. Необходимо отметить, что образцы искусственных лессовых пород, несмотря на обильное промачивание и усадку, сохраняли значительную пористость и просадочность.

Зависимость просадочности искусственно сформированных образцов от их гранулометрического состава показана на рис. 1. Полученные данные свидетель-

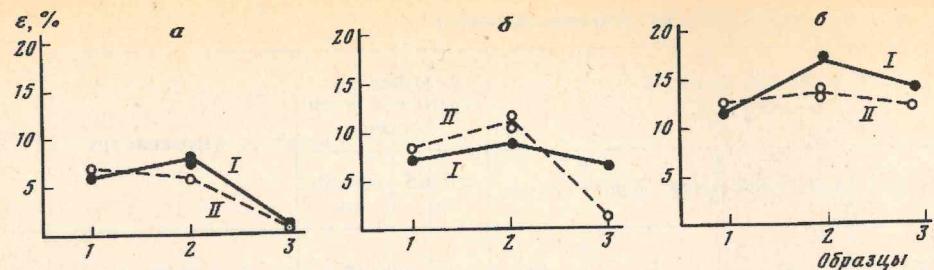


Рис. 1. Зависимость величины относительной просадочности ( $\varepsilon$ ) искусственных образцов (I) и грунтов (II) в воздушно-сухом состоянии от их гранулометрического состава при давлениях, МПа: а — 0,05; б — 0,1; в — 0,3. Мощность элементарного слоя 3 см, один цикл увлажнения-высыпивания. Образцы: 1 — суглинок легкий; 2 — суглинок средний; 3 — суглинок тяжелый

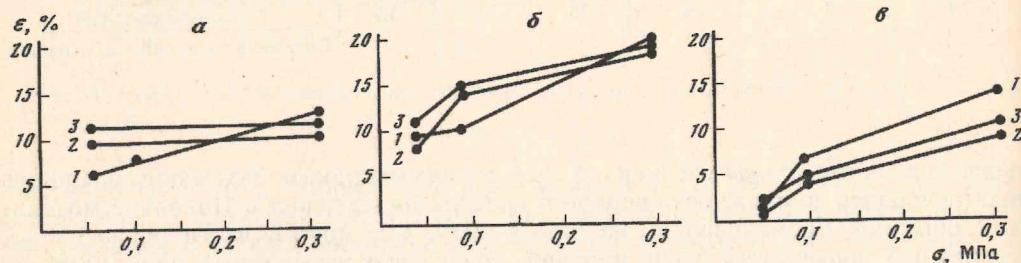


Рис. 2. Зависимость просадочности ( $\varepsilon$ ) искусственных образцов в воздушно-сухом состоянии от действующего давления ( $\sigma$ ) при различной мощности элементарного слоя: а — суглинка легкого; б — суглинка среднего; в — суглинка тяжелого (мощность слоя, см: 1 — 3; 2 — 1; 3 — 0,5)

ствуют, что величина относительной просадочности возрастает от легких суглинков к средним, а затем происходит ее уменьшение. Такие результаты несколько отличаются от ранее опубликованных [7], в которых прослеживается возрастание относительной просадочности от супесчаных по составу пород к тяжелосуглинистым. Подобные отличия могут объясняться как различиями в гранулометрическом составе тяжелосуглинистых образцов, использованных при данном моделировании и в экспериментах, проведенных ранее (содержание глинистых частиц ( $< 0,001$  мм) в первом случае 36%, во втором — 23%), так и меньшим количеством образцов, использованных в ходе моделирования.

Данные о влиянии мощности осадка, накапливающегося за один этап осадко-накопления, на величину формирующейся просадочности приведены на рис. 2 и 3. Необходимо отметить, что характер изменения величины относительной просадочности от давления для грунтов с разной мощностью элементарного слоя различен для грунтов разного гранулометрического состава. Для суглинков легких (рис. 2, а) величина относительной просадочности мало зависит от мощности слоя. Из средних суглинков при уменьшении мощности элементарного слоя формировались образцы с повышенной пористостью, обеспечивающей большую величину просадочности (рис. 2, б). У образцов тяжелого суглинка с уменьшением мощности слоя, напротив, происходит уменьшение относительной просадочности (рис. 2, в), что, по-видимому, объясняется тем, что нижние слои промачивались несколько раз. Эти результаты в целом близки к ранее опубликованным [7], а некоторые отличия, полученные для средних суглинков объясняются повышенной пористостью образцов, которая слабо уменьшается при многократном промачивании нижних слоев в ходе экспериментов. Для исключения влияния этого фактора впервые был проведен эксперимент, в ходе которого у образцов при накоплении нового элементарного слоя промачивался лишь он, а нижележащие

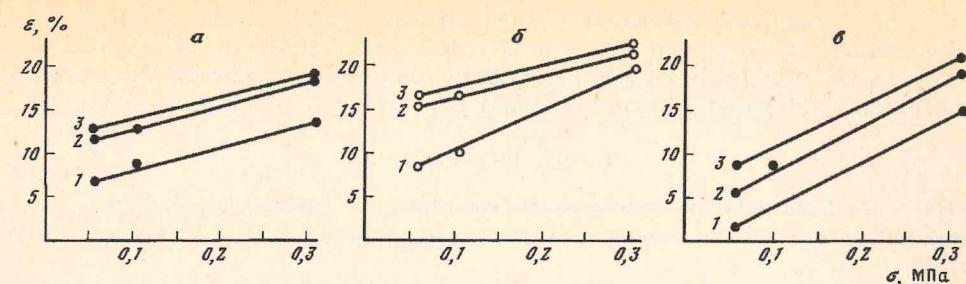


Рис. 3. Зависимость просадочности ( $\varepsilon$ ) искусственных образцов в воздушно-сухом состоянии от действующего давления ( $\sigma$ ) при различной мощности элементарного слоя и при неполном промачивании образца: а — суглинка легкого; б — суглинка среднего; в — суглинка тяжелого (мощность слоя, см: 1 — 3; 2 — 1; 3 — 0,5)

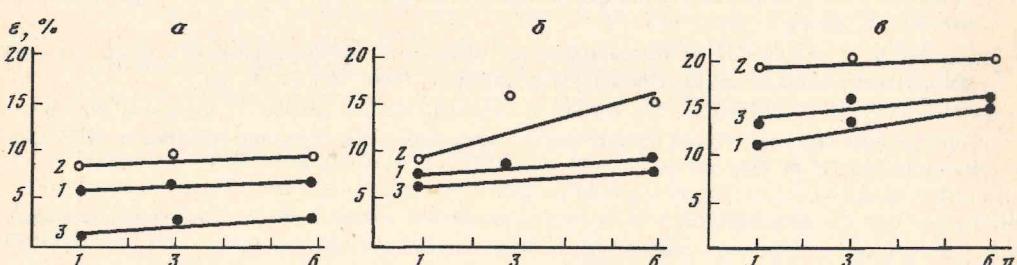


Рис. 4. Зависимость просадочности ( $\varepsilon$ ) искусственных образцов в воздушно-сухом состоянии от количества циклов увлажнения-высыпивания ( $n$ ) при давлениях, МПа: а — 0,05; б — 0,1; в — 0,3 (мощность элементарного слоя — 3 см; 1 — суглинок легкий; 2 — суглинок средний; 3 — суглинок тяжелый)

слои оставались сухими. Результаты этого эксперимента представлены на рис. 3: с уменьшением мощности элементарного слоя увеличивается величина просадочности, что объясняется повышенной пористостью между отдельными слоями и меньшим уплотнением грунта. Эта зависимость имеет обратную тенденцию по сравнению с результатами, представленными на рис. 2.

В ходе моделирования получены данные о влиянии количества циклов увлажнения-дегидратации искусственного осадка на величину формирующейся просадочности.

Данные рис. 4 еще раз подтверждают ранее опубликованные [6, 7]: у суглинистых разностей величина формирующейся просадочности возрастает по мере увеличения количества циклов увлажнения-дегидратации; разница в величине относительной просадочности у образцов, подвергавшихся одно- и шестикратному замачиванию — 1—4%.

**Выводы.** Результаты моделирования подтвердили ранее опубликованные: в процессе увлажнения-высыпивания пылеватого материала возможно образование высокопористых грунтов, обладающих просадочностью. Величина относительной просадочности зависит от гранулометрического состава пыли, мощности элементарного слоя, характера увлажнения и количества циклов увлажнения-дегидратации. Относительная просадочность увеличивается при переходе от более легких к более тяжелым грунтам, однако при высоком содержании глинистой фракции надо иметь в виду процессы набухания, развивающиеся при замачивании образца. Мощность элементарного слоя мало влияет на просадочность супесчаных пород, но имеет значение для более глинистых: у тяжелосуглинистых образцов с уменьшением мощности элементарного слоя происходит уменьшение относительной просадочности. Впервые проведенные эксперименты, в которых отдельный элементарный слой промачивался лишь

один раз, показали обратную зависимость; увеличение относительной просадочности с уменьшением мощности слоя. Данные по зависимости относительной просадочности от количества циклов увлажнения-дегидратации подтверждают полученные ранее и имеют ценность с точки зрения статистики.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Галай Б. Ф. Моделирование формирования сингенетической просадочности эоловых лесовых пород // Субаэральный литогенез и свойства пылевато-глинистых отложений. Ростов н/Д., 1985. С. 73—79.
- Галай Б. Ф. Литогенез и просадочность эоловых лессов (на примере Центрального Предкавказья) // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1992. 39 с.
- Денисов Н. Я. Строительные свойства лессов и лессовидных суглинков. М.: Госстройиздат, 1953. 154 с.
- Трофимов В. Т. О гипотезах формирования просадочности лесовых пород // Проблемы лесовых пород в сейсмических условиях. Ташкент: Фан, 1980. С. 100—103.
- Трофимов В. Т. Модели формирования просадочности лесовых пород // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1990. № 2. С. 3—19.
- Трофимов В. Т. Некоторые экспериментальные доказательства формирования сингенетической просадочности эоловых лесовых пород // Инж. геология. 1990. № 6. С. 11—24.
- Трофимов В. Т., Куликова Е. Ю. Новые экспериментальные данные к познанию механизма формирования сингенетической просадочности пылеватых эоловых отложений // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1995. № 4. С. 37—52.

МГУ

Поступила в редакцию  
20.1.1995

## ГЕОЭКОЛОГИЯ

Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология

1 · 1996

УДК 556.314:541.183

© 1996 г. В. Г. ПОПОВ, Р. Ф. АБДРАХМАНОВ

### РОЛЬ ОБМЕННО-АДСОРБЦИОННЫХ СВОЙСТВ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД В МЕТАМОРФИЗАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В статье рассматриваются основные теоретические положения проблемы катионного обмена в системе вода—порода. Изложены результаты экспериментальных исследований по выяснению формирования гидрокарбонатных натриевых и сульфатных натриевых вод. Показано влияние техногенных процессов на ионно-солевой комплекс глинистых осадков.

Проблема метаморфизации подземных вод за счет обменно-адсорбционных процессов рассматривалась многими отечественными и зарубежными учеными. Первые работы в этой области были посвящены метаморфизации в илах озерных и морских вод, формированию почвенных и грунтовых растворов на орошаемых массивах (К. К. Гедройц, В. А. Ковда, О. В. Шишкина, С. А. Шукарев и др.). Влияние ионного обмена на состав подземных вод экспериментально изучалась М. Г. Валяшко, Н. В. Тагеевой, К. Г. Лазаревым, И. Я. Пантелеевым и другими исследователями. Особый интерес представляют теоретические и опытные исследования А. Н. Бунеева [3] по метаморфизации морских вод в ходе терригенного осадконакопления. Им было введено понятие ионно-солевого комплекса пород, включающего помимо водорастворимых минералов поровые растворы и адсорбированные ионы, показана направленность его эволюции под влиянием физико-географических, геологических и гидрогеологических факторов.

В последние десятилетия различные аспекты проблемы ионного обмена в системе вода—порода обсуждались в целом ряде монографий по гидрогеохимии, литологии и инженерной геологии [7, 8, 10, 12, 13, 17], специальных статей [9, 15, 16], затрагивались в многочисленных публикациях, касающихся формирования минеральных лечебных и промышленных вод и пр.

Однако, несмотря на более чем 50-летнюю историю исследований в этой области, еще ряд вопросов, касающихся механизма и литолого-гидрогеохимических последствий обменно-адсорбционных процессов в естественных и техногенно-нарушенных условиях, не имеют однозначного решения и служат предметом дискуссий. Наиболее часто с позиции катионно-обменной концепции обсуждается происхождение природных растворов гидрокарбонатного натриевого и сульфатного натриевого состава, довольно широко развитых в зоне гипергенеза седиментационных бассейнов.

В предлагаемой статье гидрогеохимическая роль ионнообменных процессов рассматривается на примере Волго-Уральского бассейна, являющегося одним из наиболее крупных среди гидрогеологических структур Русской плиты. В ее основу положены результаты анализа поглощенного комплекса (ПК) терригенных пород палеозоя и кайнозоя (более 400 проб), петрографических, термических и рентгеноструктурных исследований, а также экспериментальных работ в системе вода—порода.

Состав катионов ПК определялся по методике К. К. Гедройца [4], видоизмененной применительно к литолого-гидрогеохимическим условиям региона. Отбор проб пород производился главным образом из керна скважин с параллельным

опробованием подземных вод, что дало возможность сопоставить соответствующие литолого-гидрогеохимические данные.

## Основные положения

Ионообменные свойства глинистых минералов зависят от их вещественного состава и структуры, дисперсности и заряда частиц, термобарической обстановки и пр. Важнейшей особенностью глин является гидратация, ведущая к появлению физически связанной воды и формированию двойного электрического слоя, определяющего энергетическое состояние частиц. Его природа освещена в работах Г. Гун, О. Штерна, Е. М. Сергеева, В. И. Осипова и др. Он состоит из заряженной поверхности глинистых частиц и облака окружающих его противоионов. Отрицательный заряд на поверхности твердой фазы, обусловленный гетеровалентными замещениями в структуре минерала ( $\text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Al}^{3+}$  — в тетраэдрических сетках,  $\text{Al}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Al}^{3+} \rightarrow \text{Mg}^{2+}$  — в октаэдрических), уравновешивается избыточной концентрацией катионов в растворе близ поверхности раздела фаз.

Двойной электрический слой неоднороден по своей структуре. Он включает слой фиксированных катионов, удерживаемых отрицательно заряженной поверхностью твердой фазы (адсорбционный слой), и диффузный слой, компенсирующий вместе с адсорбционным слоем поверхностный заряд. Диффузионный слой включает подвижные ионы, отошедшие от глинистой частицы в результате гидратации под влиянием теплового движения.

Параметры диффузного слоя определяют структуру и свойства глинистых минералов, в том числе характер обменных процессов, протекающих между ионами двойного электрического слоя, с одной стороны, и ионами раствора — с другой.

Как показано в [6], поверхностный заряд каркаса алюмосиликатов, а у сложных алюмосиликатов — и поверхности межпакетных пространств, содержащих гидроксильные группы, контролируется величиной pH раствора. В щелочной среде поверхность глинистых частиц (базисов и сколов) заряжена отрицательно, ее анионообменная емкость близка к нулю, а катионообменная тем выше, чем больше величина pH. С уменьшением последней в кислых растворах катионообменные свойства алюмосиликатов снижаются, а анионообменные, напротив, возрастают в связи с тем, что поверхность постепенно заряжается положительно. Величина pH, при которой общий заряд поверхности равен нулю (изоэлектрическая точка), для глинистых минералов группы каолинита и монтмориллонита составляет 2,5—3,5. Поэтому в конкретных кислотно-щелочных условиях подземной гидросферы, характеризующейся в большинстве случаев значениями pH 6—8,5, совершается главным образом катионный, а не анионный обмен.

Механизм обменной адсорбции заключается в эквивалентном замещении ионами свободного раствора ионов двойного электрического слоя, в результате чего последние переходят в раствор. Среди целого ряда физико-химических и геолого-гидрогеологических факторов, определяющих интенсивность и направленность ионообменных процессов в системе «вода — порода», главными являются энергия поглощения (адсорбционная способность) ионов и их концентрация в растворе и ПК пород. Теоретически и экспериментальным путем установлено, что энергия поглощения катионов снижается с уменьшением их валентности, а для равнозарядных ионов — с сокращением атомного радиуса, т. е. с ростом энергии гидратации. Для наиболее распространенных в природных водах электронов эта зависимость имеет следующий вид [2]:  $\text{Al}^{3+} > \text{Fe}^{3+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Ba}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+ > \text{NH}_4^+$ .

Особую роль в обменно-адсорбционных явлениях играет ион водорода, энергия поглощения которого выше не только одновалентных, но и двух-, трехвалентных катионов. Поэтому он, прочно закрепляясь на обменных позициях, препятствует входению в ПК других катионов раствора.

Доказано, что наиболее высокими адсорбционными свойствами обладают высокодисперсные (глинистые) породы с размером частиц менее 0,001 мм, а также минеральные и органические коллоиды, обладающие огромной удельной поверхностью ( $10n - 100n \text{ м}^2/\text{г}$ ). Концентрация адсорбированных глинами катионов зависит не только от размеров слагающих их частиц, но и от минералогических и структурных особенностей самих глинистых минералов, являющихся водными алюмосиликатами со слоистыми и цепочечными решетками.

Двухслойные (1 : 1) алюмосиликаты групп каолинита, хлорита и галлуазита с небольшим межслойным расстоянием (~ 0,7 нм) имеют более низкую емкость поглощения по сравнению с трехслойными (2 : 1) алюмосиликатами группы монтмориллонита, имеющими большое расстояние между базальными поверхностями (до 1,7 нм). По мнению, высказанному в [13], это объясняется тем, что у сложных разбухающих алюмосиликатов, обладающих подвижным характером кристаллической решетки, сорбция катионов из раствора происходит не только на сколах и базальных поверхностях (как у каолинита и гидрослюд), но и в межпакетных пространствах, где может разместиться значительное (до 80%) количество ионов. Поэтому в ряду глинистых минералов каолинит — гидрослюда — монтмориллонит одновременно с ростом удельной поверхности (от 40 до 800 м<sup>2</sup>/г) происходит увеличение емкости поглощения (от 1—5 до 150—200 ммоль/100 г).

Состав поглощенных осадочных пород ионов в первую очередь определяется катионным составом вод бассейна седиментации. По этому признаку выделяется [3] два основных типа ПК — морской и континентальный, в первом из которых преобладает натрий ( $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+}$ ), а во втором — кальций ( $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+$ ).

При смене гидрогеохимического осадконакопления, а также при внедрении в осадочные породы, насыщенные седиментационными растворами генетически чуждых им инфильтрационных вод, обменно-адсорбционные процессы в общем случае идут в направлении насыщения ПК катионами с высокой энергией поглощения ( $\text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}$ ) и накопления в растворе ионов с меньшей адсорбционной активностью ( $\text{Na}^+, \text{K}^+$ ).

Вместе с тем ионообменные явления в соответствии с принципом электронейтральности системы твердая фаза — раствор подчиняются закону действующих масс, вследствие чего носят обратимый характер. Поэтому если в равновесии с ПК растворе увеличивается концентрация натрия, то он способен вытеснить из ПК часть адсорбированного кальция.

Как показало изучение адсорбционного равновесия [3], метаморфизация катионного состава раствора при взаимодействии с глиной направлена в сторону приближения его катионных отношений к таковым тех вод, с которыми эта глина ранее находилась в равновесии. Существует ряд зависимостей, отражающих соотношение между концентрациями катионов в ПК и раствора. При взаимодействии одно- и двухвалентных катионов часто используется следующее уравнение [5]:

$$\sqrt{Xa^2^+ / Xb^+} = K \sqrt{Ca^{2+} / Cb^+},$$

где  $Xa^2$  и  $Xb^+$  — концентрации (в мг-экв/100 г) катионов в ПК;  $Ca^{2+}$  и  $Cb^+$  — концентрации их в равновесном растворе;  $K$  — постоянная ионообменной адсорбции.

Важно подчеркнуть высокую скорость протекания обменно-адсорбционных процессов. Экспериментальные данные свидетельствуют, что в суспензии равновесие между катионами, находящимися в гидратированном и поглощенном состояниях, достигается через промежуток времени, исчисляемый минутами, в крайнем случае часами. В природных условиях кинетика обменной адсорбции в значительной степени определяется конвективно-диффузионными процессами переноса растворенного вещества к поверхности ионообменника и вывода продуктов реакции из гидрогеохимической системы. Следовательно, скорость и гидрогеохимическая значимость ионообменных процессов контролируются

гидродинамической ситуацией в области взаимодействия твердого и жидкого компонентов.

При оценке гидрохимического эффекта катионно-обменных процессов следует иметь в виду, что адсорбция является поверхностным явлением и поэтому наиболее полно реализуется в пористой терригенной среде, являющейся основным вместилищем способных к обмену поглощенных ионов. В случае же трещинных коллекторов ионный обмен в связи с ограниченной поверхностью раздела твердой и жидкой фаз, как правило, не оказывает существенного влияния на состав подземных вод. Однако, когда порода разбита густой сетью микротрещин, служащих каналами миграции гравитационных вод, метаморфизующая роль ионного обмена может значительно усиливаться.

В конечном итоге масса катионов, которые могут потенциально поступить из ПК в подземные воды, регламентируется емкостью ПК и пористостью породы, а также гидрохимическим фактором. В реальных литолого-гидрохимических условиях верхней части земной коры (пористость пород 5—70%, емкость ПК 1—100 ммоль/100 г, минерализация вод не более 650 г/дм<sup>3</sup>) она может варьировать в весьма широких пределах — от первых десятков до тысяч ммоль/дм<sup>3</sup>.

### Гидрохимическая зональность осадочного бассейна

Основной объект наших исследований — Волго-Уральский бассейн, расположенный на востоке Русской плиты. Фундамент его сложен метаморфическими и магматическими образованиями архея — раннего протерозоя, залегающими на глубине от 1,5—2 км на сводовых поднятиях до 5—8 км и более во впадинах. В сложении чехла участвуют позднепротерозойские, палеозойские и мезозой-кайнозойские отложения.

На большей части территории основную роль в разрезе играют породы палеозойского возраста (девон, карбон, пермь). Это главным образом карбонатные, в меньшей степени терригенные и галогенные осадки общей мощностью около 2 км. Существенно терригенный глинистый состав имеют полифациальные (континентальные, лагунно-континентальные, лагунно-морские и морские) толщи верхней и отчасти нижней (в Предуральском прогибе) перми, а также отдельные стратиграфические подразделения карбона (каширский, верейский, радаевский, бобровский горизонты) и девона (эйфельский, живетский, отчасти франский ярусы). Исключительно песчано-глинистыми осадками представлены неогеновая и четвертичная системы мощностью до 100—150 м.

Подземные воды осадочного чехла разнообразны как по величине минерализации, так по ионно-солевому и газовому составу. Сводный гидрохимический разрез представлен сверху вниз в следующем виде:

- 1) гидрокарбонатные кальциевые ( $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ ) кислородно-азотные воды (до 1 г/дм<sup>3</sup>);
- 2) гидрокарбонатные натриевые ( $\text{HCO}_3\text{-Na}$ ) кислородно-азотные воды (0,5—1,5 г/дм<sup>3</sup>);
- 3) сульфатные кальциевые ( $\text{SO}_4\text{-Ca}$ ) кислородно-азотные воды (1—3 г/дм<sup>3</sup>);
- 4) сульфатные натриевые ( $\text{SO}_4\text{-Na}$ ) кислородно-азотные и азотные воды (1,5—20 г/дм<sup>3</sup>);
- 5) сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые ( $\text{SO}_4\text{-Cl-Ca-Na}$ ) сероводородно-азотные воды (5—36 г/дм<sup>3</sup>);
- 6) хлоридные натриевые ( $\text{Cl-Na}$ ) сероводородно-углекисло-метаново-азотные рассолы (36—320 г/дм<sup>3</sup>);
- 7) хлоридные натриево-магниевые ( $\text{Cl-Na-Mg}$ ) азотно-метановые рассолы (230—400 г/дм<sup>3</sup>);
- 8) хлоридные натриево-кальциевые ( $\text{Cl-Na-Ca}$ ) азотно-метановые и метановые рассолы (200—330 г/дм<sup>3</sup>).

С глубиной по мере увеличения минерализации и изменения состава газовых растворов наблюдается уменьшение величины Eh (от +650 до —450 мВ) и pH

(от 8,8 до 5), рост температуры вод (от 5 до 50° С и выше). Существенные эпигенетические изменения претерпевают и вмещающие их породы. В терригенных осадках глинистые минералы группы монтмориллонита, характерные для верхней части зоны гипергенеза, постепенно сменяются гидрослюдами, каолинитом и хлоритом, доминирующими в зоне катагенеза (на глубине выше 1,5—2 км). В карбонатных отложениях большая литолого-гидрохимическая роль принадлежит метасоматическим процессам, ведущим к образованию эпигенетических доломитов.

Возвращаясь к геохимии подземных вод Волго-Уральского бассейна следует отметить, что образование  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ ,  $\text{SO}_4\text{-Ca}$ ,  $\text{SO}_4\text{-Cl-Ca-Na}$  и  $\text{Cl-Na}$ -вод вполне однозначно определяется процессами выщелачивания (экстракции) и растворения водовмещающих пород.  $\text{Cl-Na-Mg}$ -рассолы являются слабоизмененной маточной рапой, соответствующей галит-карналлитовой стадии галогенеза. Анализ литолого-гидрохимических данных и результатов балансовых расчетов в системе рассол — карбонатная порода показал, что  $\text{Cl-Na-Ca}$ -рассолы образовались за счет процессов метасоматической доломитизации (обменной адсорбции), осуществляющейся в режиме нисходящей миграции солеродной  $\text{Cl-Na-Mg}$ -рапы из пермских палеобассейнов через карбонатные породы палеозоя и докембрия на стадиях диагенеза и эпигенеза [11]. Что же касается  $\text{HCO}_3\text{-Na}$ - и  $\text{SO}_4\text{-Na}$ -вод, то природа их ясна недостаточно и трактуется различными исследователями по-разному. Анализ существующих представлений по вопросам генезиса этих вод показал, что ни экстракция из пород соответствующих солей, ни гидролиз полевых шпатов, ни процессы смешения и биохимической сульфатредукции не могут явиться причиной их формирования.

Приведенный выше гидрохимический разрез претерпел существенные изменения в районах деятельности нефтедобывающих предприятий, агропромышленных комплексов и промышленно-городских агломераций [1]. Здесь в верхней части осадочной толщи сформировались техногенные растворы различного химического состава, генетически чуждые водовмещающим породам.

### Обменно-адсорбционные процессы в верхней части зоны гипергенеза

В соответствии с геохимической зональностью земной коры [14] зона гипергенеза включает толщу пород, находящуюся под воздействием атомогенных и биогенных процессов. В зависимости от гидрохимического и газового режима она подразделяется на подзоны окисления и резкого восстановления.

Верхняя подзона окисления характеризуется наличием кислородно-азотных вод, выполняющих окисляющую, выщелачивающую и транспортирующую роль. В Волго-Уральском бассейне в пределах данной подзоны залегают гидрокарбонатные и сульфатные воды, связанные главным образом с терригенными красноцветными формациями верхнепермского возраста.

При этом  $\text{HCO}_3\text{-Na}$ -воды тяготеют к нижним горизонтам зоны интенсивной циркуляции, залегающим на глубине 50—150 м и редко более. Содержание  $\text{NaHCO}_3$  и  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  в солевом составе их достигает 800—1100 мг/дм<sup>3</sup> (80—92%). По существу это чистый содовый раствор с величиной pH 7,3—8,6, Eh от +100 до +300 мВ, T 4—6° С.

Следует отметить, что с ростом минерализации гидрокарбонатных вод от 0,3 до 1,2 г/дм<sup>3</sup> концентрация  $\text{NaHCO}_3$  неуклонно возрастает, а  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  имеет отчетливую тенденцию к уменьшению. В наиболее минерализованных  $\text{HCO}_3\text{-Na}$ -водах содержание  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  составляет всего 8—10 мг/дм<sup>3</sup>, что во много раз меньше потенциальной растворимости  $\text{CaCO}_3$  (100—500 мг/дм<sup>3</sup> в зависимости от содержания  $\text{CO}_2$ ). Подобный характер связи дает основание предположить существование в Урало-Поволжье природного механизма, регулирующего поступление в раствор натрия и одновременный вывод из него кальция.

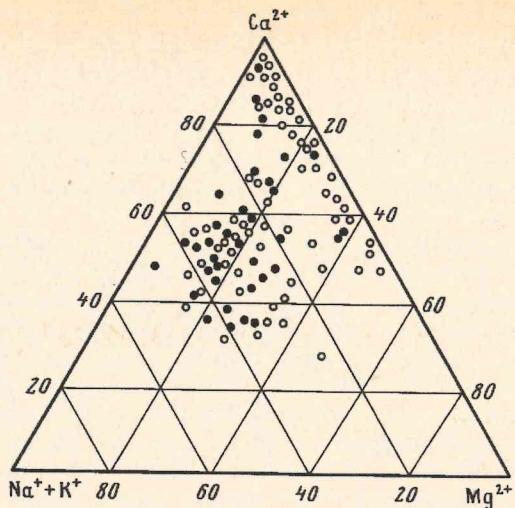


Рис. 1. Состав поглощенного комплекса верхнепермских пород (залитые значения — глины и аргиллиты, незалитые — песчаники и алевролиты)

$\text{SO}_4^{2-}$ -Na-воды в гидродинамическом отношении всецело связаны с зоной затрудненной циркуляции (ниже врезов долин основных рек региона) и вскрываются на глубине до 150—300 м. При минерализации до 7 г/дм<sup>3</sup> в катионном составе преобладает натрий (40—90%) и кальций (до 50%). В более минерализованных водах (7—20 г/дм<sup>3</sup>) среди катионов доминирует натрий (75—90%). Концентрация сульфат-иона 5,9—9,9 г/дм<sup>3</sup>, что в 5—7 раз больше, чем в типичных гипсовых водах. Общее количество  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  достигает 10 г/дм<sup>3</sup>. Температура вод 5—8° С, реакция среды щелочная (рН 7,4—8,8), окислительно-восстановительный потенциал обычно имеет положительные значения.

Емкость ПК верхнепермских (татарских, казанских, уфимских) отложений в зависимости от их литологического состава колеблется в пределах  $n$ —10 $n$  ммоль/100 г. Наиболее высокими абсорбционными свойствами (до 60—85 ммоль/100 г) обладают тонкодисперсные породы — глины и аргиллиты. Емкость обмена песчаников и алевролитов обычно находится в диапазоне 10—40 ммоль/100 г при экстремальных значениях 4—44 ммоль/100 г. Высокая емкость ПК верхнепермских осадков в целом в значительной степени связана с гидрослюдисто-монтмориллонитовым составом слагающего их глинистого вещества.

Состав поглощенных оснований изменчив (рис. 1), что объясняется как гидрохимическими условиями верхнепермского седиментогенеза, так и последующими процессами катионного обмена с подземными водами. Установлено, что соотношения между щелочными и щелочноземельными компонентами ПК зависят от глубины залегания пород.

В самой верхней части верхнепермского разреза (0—50 м), соответствующей зоне гидрокарбонатных кальциевых вод, в ПК доминирует кальций (до 95%, или 1,3 г/100 г), а натрий занимает подчиненное положение (1—7%, или 0,01—0,1 г/100 г). Величина  $r\text{Ca}/(r\text{Na} + r\text{K})$ , служащая показателем генезиса адсорбированных катионов, равна 11—46. Учитывая палеогидрохимию верхнепермского литогенеза, выразившуюся в широком развитии соленых (натриевых) водоемов, следует считать, что ПК пород этой зоны перерожден за длительный (свыше 225 млн. лет) инфильтрационный этап развития региона из ПК морского типа.

С увеличением глубины залегания отложений, сопровождающимся снижением подвижности вод, состав адсорбированных ионов существенно меня-

ется. В интервале 50—150 м, отвечающем зоне  $\text{HCO}_3$ -Na-вод, концентрация поглощенного натрия резко возрастает (до 0,3—0,4 г/100 г), а кальция или уменьшается, или остается на прежнем уровне (0—0,4 г/100 г). Отношение  $r\text{Ca}/(r\text{Na} + r\text{K})$  обычно меньше единицы (0,98), иногда достигает 1,3—1,9.

Сохранность от десорбции сингенетического породам поглощенного натрия здесь обеспечивается благодаря низкой поровой проницаемости пород, а также снижением интенсивности инфильтрационного водообмена.

Наблюдается тесная связь между катионами ПК и раствора. Именно в породах с ПК морского типа, богатых адсорбированным натрием, и заключены  $\text{HCO}_3$ -Na-воды. Эти данные указывают на то, что главным фактором формирования чистых содовых вод является катионный обмен в системе вода—порода.

Параметры газогидрохимической среды в Волго-Уральском бассейне соответствуют верхнему пределу минерализации содовых вод 1—1,5 г/дм<sup>3</sup> (т. е. не значительно выше, чем у подвергающихся метаморфизации  $\text{HCO}_3$ -Ca-вод). Это связано с низкими концентрациями в подземных водах  $\text{CO}_2$  (20—30 мг/дм<sup>3</sup>), регламентирующими растворимость  $\text{CaCO}_3$ . В существенно углекислой среде ( $\text{CO}_2$  до 1—2 г/дм<sup>3</sup>) в карбонатизированных породах, содержащих обменный натрий, за счет катионного обмена могут образовываться содовые воды с минерализацией до 5—7 г/дм<sup>3</sup> [15].

Отличительной геохимической особенностью зоны  $\text{SO}_4$ -Na-вод служит ассоциация гипса и высоких концентраций адсорбированного натрия (до 0,4—0,6 г/100 г) в верхнепермских отложениях. При отсутствии в гипсонасных терригенных породах обменных ионов натрия образование  $\text{SO}_4$ -Na-вод, как установлено натурными и экспериментальными исследованиями, не происходит. В этом случае формируются типичные гипсовые  $\text{SO}_4$ -Ca-растворы с минерализацией до 2—3 г/л.

Полное соответствие катионного состава подземных вод и ПК верхнепермских пород свидетельствует о том, что образование  $\text{SO}_4$ -Na-вод происходит при участии ионообменных явлений в системе вода—порода.

До последнего времени было не вполне ясно, каким образом могут образоваться  $\text{SO}_4$ -Na-воды с минерализацией в 5—7 раз большей, чем у исходных сульфатных кальциевых. Подобная постановка вопроса на первый взгляд противоречит закону действующих масс, утверждающему эквивалентность обменивающихся ионов. В силу этого обстоятельства среди гидрохимиков господствовало мнение, согласно которому формирование  $\text{SO}_4$ -Na-вод с минерализацией более 3—5 г/дм<sup>3</sup> за счет катионного обмена невозможно.

Для выяснения особенностей накопления в природных растворах  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  проведены экспериментальные работы по взаимодействию воды с загипсованными породами (песчаниками, алевролитами), богатыми обменным натрием (0,25—0,3 г/100 г,  $r\text{Ca}/(r\text{Na} + r\text{K})$  0,6—0,9). Исследовался состав многоразовых вытяжек с весовым соотношением порода—вода (1 : 2), продолжительность взаимодействия в режиме интенсивного перемешивания 5 ч. Оставшиеся после первой серии вытяжек растворы использовались для приготовления вытяжек из свежих порций тех же пород с тем же соотношением между водой и породой. Всего в каждом опыте было выполнено по 5—7 последовательных вытяжек. Одновременно производилось исследование ПК участвовавших в реакции пород.

Как оказалось, вывод, касающийся постоянства минерализации раствора, справедлив только для статических условий, когда процессы растворения и катионного обмена реализуются в одном объеме воды. Изучение динамики этих процессов показало, что уже при первом взаимодействии дистиллированной воды и породы образуется  $\text{SO}_4$ -Ca-Na-раствор с минерализацией 4,9—5,3 г/дм<sup>3</sup>, который в дальнейшем переходит в  $\text{SO}_4$ -Na-воды (12—13 г/дм<sup>3</sup>). Накопленное в ходе опытов количество  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  достигает 9,5 г/дм<sup>3</sup> (80%). Концентрация сульфат-иона в наиболее минерализованных вытяжках достигает 7,4 г/дм<sup>3</sup>, т. е. в 5 раз больше, чем в  $\text{SO}_4$ -Ca-водах, образующихся при выщелачивании гипсов. Следовательно, в процессе опытов  $\text{SO}_4$ -Na-воды дополнитель но переводят в раствор  $\text{CaSO}_4$ , хотя его

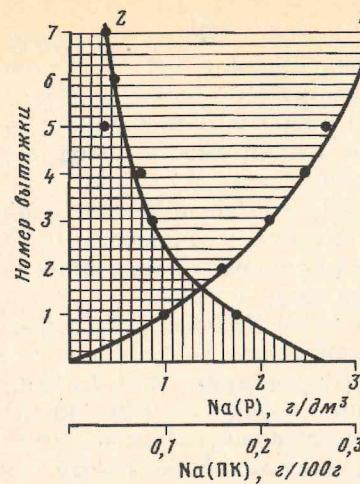


Рис. 2

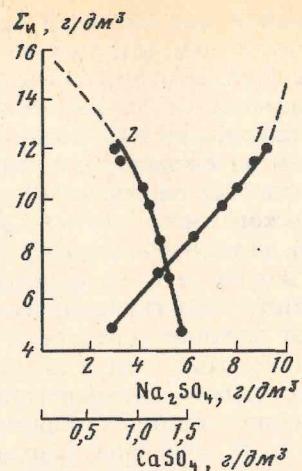


Рис. 3

Рис. 2. Изменение концентрации натрия, находящегося в растворе (1) и вытесненно-го из поглощенного комплекса породы (2)

Рис. 3. Поведение  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  (1) и  $\text{CaSO}_4$  (2) в модельных растворах

растворимость во все более концентрированном растворе  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  постепенно снижается (с 2,1 до 0,4 г/дм<sup>3</sup>).

Параллельно и взаимосвязанно с растворением  $\text{CaSO}_4$  между твердой и жидкой фазами вытяжек происходит катионный обмен, благодаря чему раствор обогащается натрием, а ПК — кальцием. Наиболее интенсивно замещение натрия кальцием наблюдается в первой серии вытяжек, когда ПК теряет более половины адсорбированного натрия (рис. 2). В результате коэффициент  $r\text{Ca}/(r\text{Na} + r\text{K})$  скачкообразно возрастает до 3,5—2. Как установлено, заметных изменений не претерпевает общая емкость ПК ( $21,3 \div 23,5$  ммоль/100 г).

С накоплением в растворе  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  и снижением растворимости  $\text{CaSO}_4$  процессы катионного обмена затухают. Количество переходящего из ПК в раствор натрия снижается с 65 до 15%. Величина  $r\text{Ca}/(r\text{Na} + r\text{K})$  при этом становится меньше единицы, т. е. приближается к первоначальной. Исходя из этой тенденции (рис. 3), следует ожидать, что при концентрации раствора 15—17 г/дм<sup>3</sup> (что соответствует максимальной минерализации  $\text{SO}_4$ -На-вод Волго-Уральского бассейна) растворение гипса завершится и гидрогеохимическая система  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  (раствор) —  $\text{CaSO}_4$  (порода) — ПК придет в равновесное состояние.

Полученные модельные растворы по составу очень близки подземным водам, циркулирующим в исследуемых породах. Это служит еще одним аргументом в пользу обменно-адсорбционной концепции происхождения минерализованных  $\text{SO}_4$ -На-вод. Таким образом, в сульфатизированных породах процессы растворения и обменной адсорбции в системе вода — порода носят многоступенчатый поступательный характер, обеспечивающий накопление в растворе значительных количеств  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ .

Выводы, касающиеся содо- и глауберообразования в подземных водах зоны гипергенеза, очевидно, имеют более общий характер. Это, в частности, подтверждается исследованиями по Ангаро-Ленскому и Молдавскому артезианским бассейнам [16, 17].

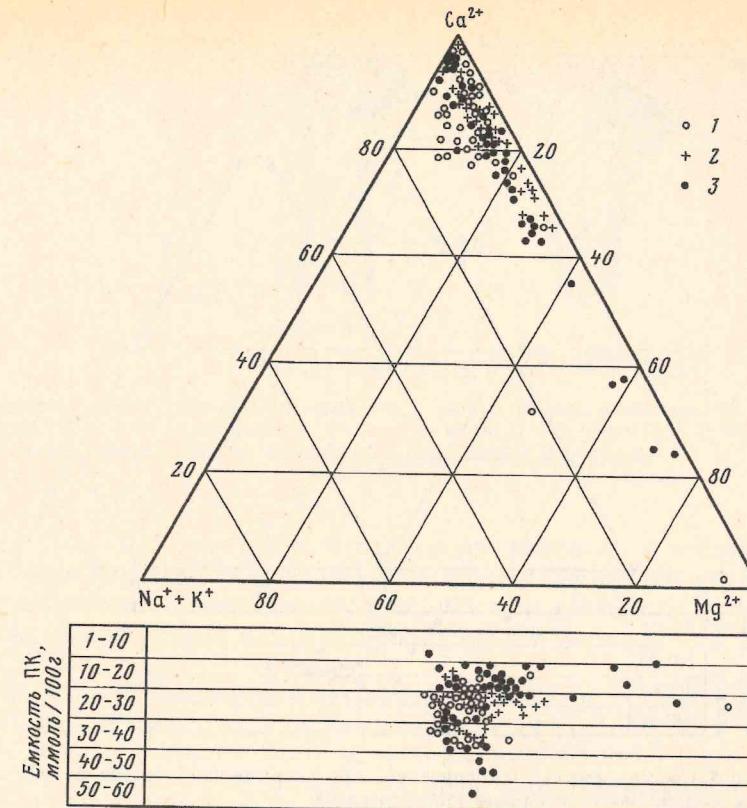


Рис. 4. Состав и емкость поглощенного комплекса глинистых пород в районах формирования: 1 — черноземов выщелоченных, 2 — черноземов типичных, 3 — серых лесных почв

#### Влияние техногенеза на ионно-солевой комплекс глинистых пород

Ионно-солевой комплекс осадочных пород, состоящий, как уже указывалось, из водорастворимых минералов, поровых растворов и адсорбированных ионов, — это подвижная литолого-гидрогеохимическая система, формирующаяся под влиянием седиментогенеза и последующих эпигенетических процессов. Последние помимо природных включают и техногенные взаимодействия. Роль последних особенно велика для самой верхней части зоны гипергенеза, где под их влиянием существенно (часто коренным образом) преобразуется геохимический режим как подземных вод, так и вмещающих пород. Исследовались покровные четвертичные и неогеновые отложения в районах нефтедобывающих предприятий, промышленно-урбанизированных территорий и крупных животноводческих комплексов Предуралья, испытывающих интенсивные техногенные влияния.

Процесс миграции минерализованных сточных вод через глинистые породы сопровождается метаморфизацией их вследствие целого ряда физико-химических процессов (расторжения, выщелачивания, окисления, поглощения отдельных компонентов и пр.). В связи с фильтрационной анизотропностью пород многие реакции между стоками, подземными водами и породами протекают с изменением объема растворов, значений pH, Eh и других параметров.

Изучение влияния стоков на состав пресных подземных вод, а также состав водорастворимых солей и ионообменные свойства глинистых неоген-чет-

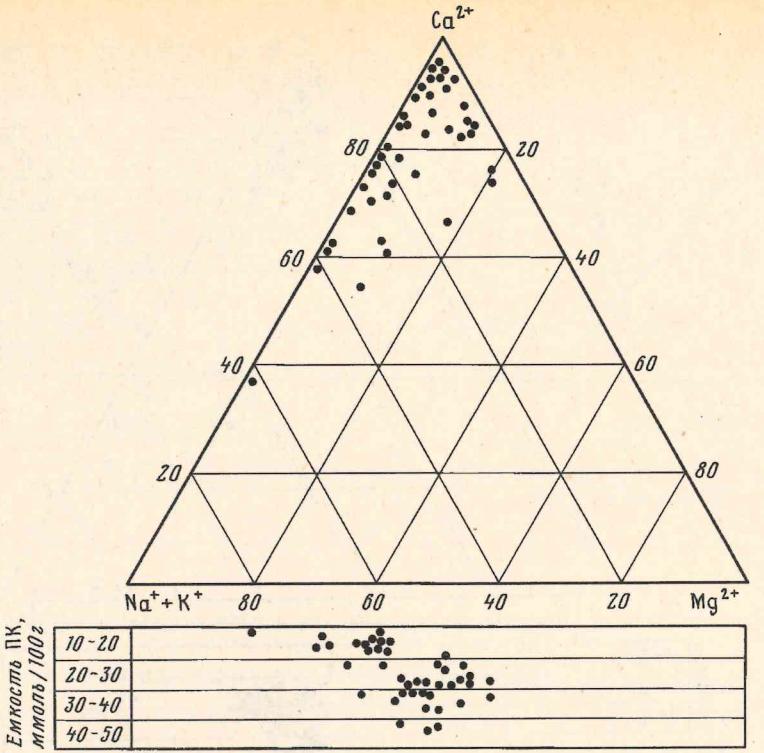


Рис. 5. Состав и емкость поглощенного комплекса глинистых пород на участках воздействия нефтепромысловых рассолов

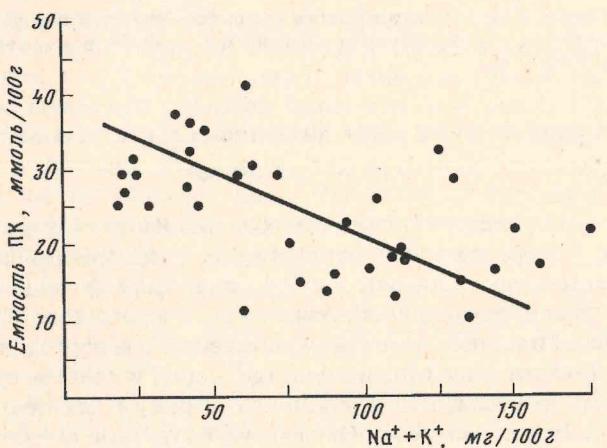


Рис. 6. Зависимость концентрации натрия от емкости поглощенного комплекса пород районов воздействия нефтепромысловых рассолов

вертичных осадков детально проводилось в прудах — накопителях нефтепромысловых вод, построенных около 30 лет назад на нефтяных месторождениях, расположенных в различных геолого-структурных условиях и функционировавших сроки различной длительности. Установлено, что засоленность грунтов уменьшается сверху вниз. Общее содержание солей в водных вытяжках колеблется от 10—154 до 10277 мг/100 г. По преобладающим анионам они в основном принадлежат к хлоридному классу. Содержание хлора колеблется

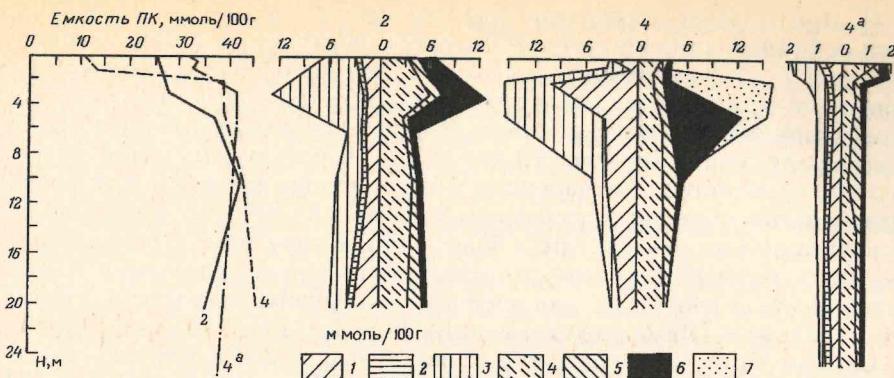


Рис. 7. Изменение емкости поглощенного комплекса и состава поровых растворов пород на территории ПО «Химпром» (2,4) и за ее пределами (4<sup>a</sup>). 1—7 — ионы: 1 — кальциевый, 2 — магниевый, 3 — натриевый и калиевый, 4 — гидрокарбонатный, 5 — сульфатный, 6 — хлоридный, 7 — нитратный

от 5—50 до 500—6266 мг/100 г. В отдельных вытяжках в довольно большом количестве присутствует гидрокарбонат-ион (до 1756 мг/100 г). В катионном составе преобладают натрий (до 2959 мг/100 г) и кальций (до 676 мг/100 г). Содержание магния не превышает 25—36 мг/100 г, и лишь иногда его содержание достигает 208 мг/100 г.

Влияние крепких рассолов на глинистые породы не ограничивается изменением только состава водорастворимых солей. Значительная перестройка коснулась и ПК пород. Сравнение состава поглощенных катионов и емкости обмена глинистых отложений, не подверженных процессам техногенеза и интенсивно метаморфизованных под влиянием пластовых рассолов, свидетельствует об их существенных изменениях. Ход изменения емкости ПК до глубины 2—5 м в обоих случаях совпадает: вначале она резко падает (с 43,0 до 21,1—15,7 мг-экв/100 г), затем повышается (до 35,9—37,8). Начиная с глубины 7—8 м в условиях техногенного влияния емкость обмена снова снижается до 18,7—9,1 мг-экв/100 г, тогда как в ненарушенных условиях она относительно стабильна.

Происходят качественные изменения и в ПК. В плиоценовых отложениях, не подверженных процессам техногенеза, содержание одновалентных катионов (рис. 4) не превышает 32,4 мг/100 г (4,2%). В результате катионообменных процессов между породой и нефтяными рассолами в глинистых осадках, слагающих основание пруда, концентрация натрия и калия достигает 150—334 мг/100 г, что составляет 37,0—62,5% от общей емкости ПК (рис. 5). Наблюдается уменьшение и общей емкости поглощения (рис. 6).

В результате вытеснения натрием, содержащимся в рассолах в высоких концентрациях (88 г/л), кальция и магния из ПК пород величина отношения мольных количеств двух- и одновалентных катионов в ПК снижается от 38,2 до 0,9. При дальнейшем рассолении грунтов под влиянием метеогенных вод химический состав подземных вод будет эволюционировать в направлении:  $\text{Cl}_{\text{III}6}^{\text{Na}} \rightarrow \text{Cl}_{\text{III}4}^{\text{Na}} \rightarrow \text{CCl}_{\text{I}}^{\text{Na}} \rightarrow \text{C}_{\text{I}}^{\text{Na}} \rightarrow \text{C}_{\text{II}}^{\text{Ca}}$ . Реальность подобной метаморфизации подтверждается имеющимися фактами формирования содовых растворов на рассматриваемой территории.

При попадании нефтепромысловых рассолов на поверхность земли на физико-химическое состояние грунтов оказывают влияние не только минерализованные воды, но также нефть, нефтепродукты, поверхностно-активные и другие органические вещества. Миграция нефти в породах сопровождается сорбционными процессами. Наибольшей сорбционной активностью обладают глинистые породы, состоящие из минералов группы монтмориллонита. Содержание последних в глинистых осадках Предуралья достигает

85% [1]. При наличии в глинистой фракции минералов этой группы в результате сорбции нефтяных компонентов наблюдается образование органо-минеральных комплексов. Одновременно изменяется ионно-солевой комплекс пород и утрачиваются естественные связи химического состава подземных вод с литогенно-минерологическими особенностями водовмещающей среды, что обуславливает образование новых химических типов вод. В результате этого появляются воды, ранее не свойственные пермским и более молодым отложениям: хлоридные, гидрокарбонатно-хлоридные, сульфатно-хлоридные пестрого катионного состава с минерализацией до 10—25 г/дм<sup>3</sup> и более. Они по ряду показателей обнаруживают прямую генетическую связь с нефтепромысловыми рассолами. Состав их хлоридный натриевый и хлоридный кальциево-натриевый типа IIIa (хлормагниевый) и IIIb (хлоркальциевый). В солевом составе вод присутствуют NaCl, CaCl<sub>2</sub> и MgCl<sub>2</sub>. На один—три порядка выше, чем в пресных водах, концентрации микроэлементов, мг/дм<sup>3</sup>: брома 0,5—0,66, иода 0,7—2,2, бора 0,5—15, стронция 1,0—85. Снижается содержание O<sub>2</sub> (от 8—10 до 0,1—0,5 г/дм<sup>3</sup>), в отдельных водопунктах появляется H<sub>2</sub>S (до 0,5—3, иногда 112 мг/дм<sup>3</sup>), в связи с чем значение Eh уменьшается до —340 мВ, а pH до 6,2.

В пределах промышленно-урбанизированных территорий также происходит интенсивная трансформация химического состава вод и изменение естественного взаимодействия в системе подземная вода — порода.

Неоген-четвертичные глинистые породы, исследованные в промышленной зоне г. Уфы, обладают в целом высокими сорбционными свойствами — емкость ПК не г. Уфы, составляет 43,2—53,9 ммоль/100 г. В поглощенном комплексе доминируют двухвалентные катионы (до 98,6%): кальций 81,1—88,1%, магний — 8,7—17,1%. Минеральный состав их представлен группой монтмориллонита (80—85%), содержание гидрослюд не превышает 10—15%, а каолинита — 3—5%.

В стоках химических, нефтехимических и других предприятий присутствуют, наряду с поглощаемыми и непоглощаемыми веществами, а также лиганда (адденды), которые с катионами раствора образуют комплексные соединения, сильно снижающие адсорбцию катионов и емкости ПК до 24,9—11,65 ммоль/100 г (рис. 7). При этом содержание кальция в ПК падает до 43,3%, соответственно резко возрастает концентрация натрия (до 47,1%).

На территории нефтехимических предприятий происходят резкие изменения и в солевом составе глинистых отложений. Если вне этих предприятий водные вытяжки из пород имеют минерализацию всего 76,6—105,5 мг/100 г., то внутри концентрация поровых растворов достигает 936—1222 мг/100 г. (см. рис. 7). Среди анионов преобладают ионы хлора (23,5—41,1%) и нитрата (22,9—59,5%). Доля гидрокарбонат-иона падает до 12,9%. Среди катионов доминирует ион натрия (39,1—74,7%). При этом содержание кальция снижается до 23,1—12,4 против 80,2—56,7%. Концентрация магния невысока (3,1—10,4%, иногда до 19,3%), а калия — в пределах 0,7—10,1%. Формирующиеся здесь подземные воды по химическому составу близки к ионно-солевому комплексу пород. Вскрытые на разных глубинах воды имеют повышенную минерализацию (до 14,5 г/дм<sup>3</sup>) гидрокарбонатно-хлоридный, хлоридный кальциевый состав, тип воды IIIb.

Утилизация стоков крупных животноводческих комплексов на специализированных оросительных системах вызывает значительные гидрогеохимические изменения орошаемых земель. С оросительной водой в почву поступает аммоний (до 20—220 мг/л), хлор (550 мг/л), натрий и калий (110 и 45 мг/л), фосфор (71 мг/л) и другие компоненты. В почвогрунтах из соединений азота преобладающей является его аммонийная форма. В последующем потеря ионов аммония, натрия и калия почвой происходит или в результате переноса в грунтовые воды при близком (до 2—3 м) их залегании, или при поглощении обменным комплексом грунтов. В целом обменная способность грунтов определяется их дисперсностью и минералогическим составом. При поступлении большого количества натрия, калия и аммония с оросительной водой в почвогрунтах происходит замена поглощенного кальция на натрий, калий и аммоний. В результате происходит накопление

ионов натрия, калия, аммония, магния, появляются сульфаты, в отдельных разрезах повышается содержание хлора. Уменьшается емкость поглощенного комплекса — от 49,8 на неорошаемых участках до 12,8 мг-экв/100 г на орошаемых. Снижение обменной способности почвогрунтов объясняется уменьшением содержания в них гумуса и изменением минерального состава и поглотительных свойств. Заметную перестройку претерпевают отношения двух- и одновалентных катионов в почвенном растворе ( $r\text{Ca}^{2+}/r\text{Na}^+ + r\text{K}^+$ ). Оно снижается от 52,0—45,4 до 14,0—9,0 мг-экв/100 г, а в породах отдельных разрезов — до 3,27 мг-экв/100 г.

Под влиянием орошения сточными водами химический состав и минерализация грунтовых вод претерпевают существенные изменения по сравнению с водами первоначального состава. Повышается в грунтовых водах содержание сульфата (от 20—40 до 150—350 мг/дм<sup>3</sup>), хлора (от 10—20 до 100—200 мг/дм<sup>3</sup>), натрия (от 10—50 до 70—100 мг/дм<sup>3</sup>) и других ионов. Минерализация возрастает до 1,4—2,7 г/дм<sup>3</sup>. Воды типа II (сульфатно-натриевого) метаморфизуются в типы IIIa (хлормагниевый) и I (гидрокарбонатно-натриевый). Повышение в грунтовых водах ионов HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> способствует формированию щелочной реакции среды (pH 7,5—8,4).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в процессе взаимодействия рассолов, насыщенных различными минеральными и органическими соединениями, с глинистыми породами наблюдается не только изменение состава гидратированных и адсорбированных катионов, но и общей емкости ПК. Последнее, как представляется, связано как с природой участвующих в обменно-адсорбционных реакциях катионов, так и с наличием в техногенных растворах нефтепродуктов, обволакивающих глинистые частицы и таким образом затрудняющих проникновение ионов раствора в диффузный слой глинистых минералов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдрахманов Р. Ф. Техногенез в подземной гидросфере Предуралья. Уфа: УНЦ РАН, 1992. 208 с.
2. Аборенко Н. В. Взаимосвязь сорбционной способности и ионного потенциала катионов//Докл. АН СССР. 1985. Т. 281. № 1. С. 143—146.
3. Бунеев А. Н. Основы гидрогеохимии минеральных вод осадочных отложений. М.: Медгиз, 1953. 228 с.
4. Гедрайц К. К. Избранные научные труды. М.: Наука, 1975. 637 с.
5. Горбунов Н. И. Поглотительная способность почв и ее природа. М.: Сельхозгиз, 1948. 248 с.
6. Дривер Дж. Геохимия природных вод. М.: Мир, 1985. 440 с.
7. Крайнов С. Р., Швец В. М. Основы геохимии подземных вод. М.: Недра, 1980. 286 с.
8. Лазарев К. Г. О влиянии катионного обмена на химический состав воды при фильтрации ее через грунты//Гидрохим. материалы. 1958. Т. 33. С. 151—164.
9. Лебедев В. И. Энергия гидратации, ионный обмен и причины образования существенно хлоркальциевых вод//Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965. С. 237—248.
10. Осипов В. И., Соколов В. Н., Румянцева Н. А. Микроструктура глинистых пород. М.: Наука, 1989. 211 с.
11. Попов В. Г. О связи хлоркальциевых рассолов с процессами метасоматической доломитизации известняков//Литология и полез. ископаемые. 1989. № 4. С. 97—109.
12. Полосков Е. В. Формирование химического состава подземных вод. Л.: Гидрометеоиздат, 1966. 258 с.
13. Сергеев Е. М., Голодковская Г. А., Зиангиров Р. С. и др. Грунтоведение. М.: Изд-во МГУ, 1971. 596 с.
14. Тимофеев П. П., Щербаков А. В. Проблемы гидрогеохимии литогенеза//Литология и полез. ископаемые. 1972. № 2. С. 32—43.
15. Тугуши И. Н. Особенности формирования химического состава и режима минеральных вод Боржомского месторождения и гипергенного изменения вмещающих пород//Подземные воды и эволюция литосферы. Т. 2. М.: Наука, 1985. С. 151—155.
16. Шенькман Б. М. Катионный обмен в системе вода—порода в Ангаро-Ленском артезианском бассейне//Подземные воды и эволюция литосферы. Т. 2. М.: Наука, 1985. С. 348—351.
17. Формирование химического состава подземных вод на примере Молдавского артезианского бассейна. М.: Наука, 1979, 211 с.

УДК 550.47:628.35(571./5)

© 1996 г. Г. А. ЛЕОНОВА

## ТЕХНОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ И БАЛАНС ТОКСИЧНЫХ МЕТАЛЛОВ В СУЛЬФАТЦЕЛЛЮЗНОМ ПРОИЗВОДСТВЕ

На примере сульфатцеллюзного производства разработан метод исследования промышленных технологий, в которых имеет место перераспределение загрязняющих агентов между жидкой, твердой и газовой фазами. Предложена модель массообмена в технологической цепи, включающая в себя зоны входа и выхода химических реагентов, сырья, продуктов производства и отходов. Упрощенная, но логически выдержанная балансовая модель позволяет определить основные источники поступления и вещества — концентраты токсичных металлов. Предлагаемый метод исследования технолого-геохимических циклов токсичных элементов и составления материального баланса химических производств достаточно универсален и может быть рекомендован для широкого применения в геоэкологии.

### Введение

Исследование технологий конкретных производств геохимическими методами в сочетании с балансовыми расчетами весьма перспективно. Такой подход позволяет не ограничиваться оценками последствий воздействия производств на окружающую среду, а дает возможность оптимизировать процесс их взаимодействия [3]. Технология целлюлозных производств рассматривается в геохимическом плане как открытая к окружающей среде система. Без анализа факторов, определяющих геохимическую специфику отходов, невозможна организация промышленных методов борьбы с загрязнением, гарантирующая нас от самых неожиданных последствий. Необходимо установить, заложен ли эффект токсичности в самой технологии или в используемых в ней химикатах со слабой степенью очистки, целесообразно ли изменять технологию или улавливать токсичные соединения из сточных вод и дымов.

### Методика и результаты исследования

С целью выявления звеньев технологической цепи сульфатцеллюзного производства, где происходит загрязнение отходов токсичными металлами, разработана модель массообмена, включающая в себя зоны входа и выхода химических реагентов, сырья, продуктов производства и отходов (рисунок). Упрощенная, но логически выдержанная балансовая модель, позволяет определить основные источники поступления микроэлементов в технологический цикл, их перераспределение в процессе производства и вещества — концентраты загрязняющих агентов [2].

Предварительно исследован микроэлементный состав сырья, химикатов и промышленных отходов. Изучение состава сточных вод Селенгинского целлюлозно-картонного комбината (СЦКК) проводилось в гидрохимической лаборатории ИНУСа при Иркутском государственном университете общепринятыми методами (табл. 1). Оценка содержания микрокомпонентов минеральной массы золы сдела-

Таблица 1

Характеристика методов определения микроэлементов в сточных водах

Элемент	Метод анализа	Предел обнаружения, мг/л
Al	Колориметрический	0,02
Feобщ	Атомно-абсорбционный	0,1
Li	То же	0,001
Sr	»	0,01
Mn	»	0,0005
Zn	»	0,0003
Cu	»	0,01
Pb	Атомно-абсорбционный (печь — пламя)	0,002
Cd	То же	0,0002
Hg	Атомно-абсорбционный (фотометр «Ртуть-1»)	0,00005

Таблица 2

Пределы обнаружения элементов (%) атомно-абсорбционным методом

Элемент	Предел обнаружения	Элемент	Предел обнаружения
Pb	$5 \cdot 10^{-4}$	Ni	$10 \cdot 10^{-4}$
Zn	$5 \cdot 10^{-4}$	Cr	$20 \cdot 10^{-4}$
Cd	$0,3 \cdot 10^{-4}$	Al	$1 \cdot 10^{-2}$
Cu	$5 \cdot 10^{-4}$	Mn	$5 \cdot 10^{-4}$
Sr	$20 \cdot 10^{-4}$	Fe	$1 \cdot 10^{-3}$
Co	$10 \cdot 10^{-4}$	Hg	$0,5 \cdot 10^{-6}$
Li	$2 \cdot 10^{-4}$		

на в Институте геохимии им. А. П. Виноградова методом атомно-абсорбционной спектрометрии. Пределы обнаружения элементов представлены в табл. 2.

Методику изучения технолого-геохимических циклов микроэлементов в сульфатцеллюзном производстве СЦКК рассмотрим на примере кадмия.

Сухая щепа древесно-подготовительного цеха (ДПЦ) содержит 0,014 мг Cd/кг сухой массы. С ней в варочно-промывной цех (ВПЦ) ежегодно поступает до 4,6 кг кадмия. Щепа перед загрузкой в варочные котлы очищается от посторонних включений на моечной установке. Количество Cd в мытой щепе понижается до 0,011 мг/кг сухой массы. Непосредственно на варку с мытой щепой поступает около 3,8 кг металла в год, а в промывную воду — 0,6 кг Cd/год. Промывная вода (1 мкг Cd/л) совместно с черным щелоком направляется на выпаривание.

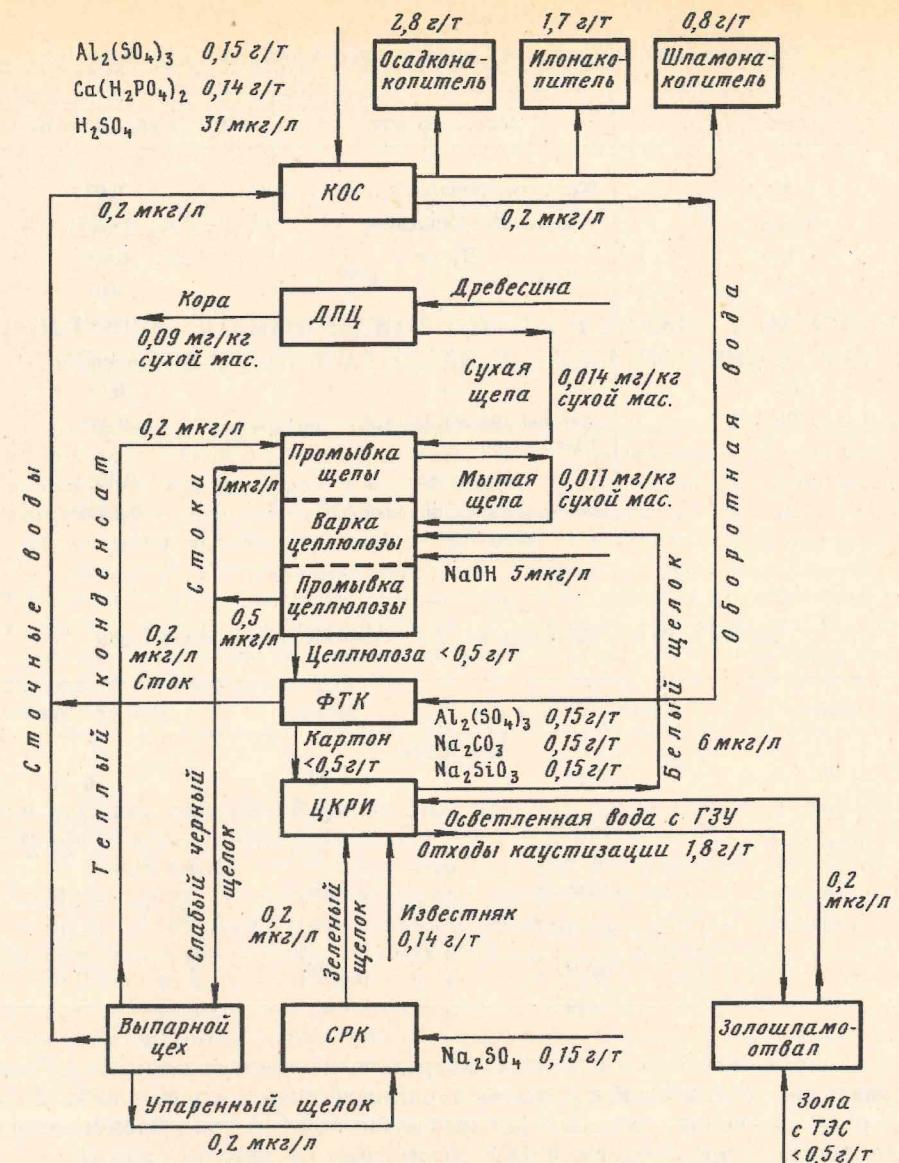
Твердые отходы ДПЦ (кора и опилки), образующиеся в процессе получения щепы из балансовой древесины, содержат 0,09 мг Cd/кг сухой массы. С корой на сжигание в корьевые котлы энергетической ТЭС ежегодно поступает до 4,4 кг кадмия.

Варка щепы производится в белом щелоке ( $170^{\circ}\text{C}$  и давление 0,7—0,9 МПа). Концентрация кадмия в белом щелоке равна 6 мкг/л. Целлюлоза после варки промывается для удаления из нее черного щелока. В качестве промывной жидкости используется горячий конденсат выпарного цеха, содержание Cd в

Таблица 3

Баланс кадмия по Селенгинскому ЦКК за 1990 г.

Источники поступления	Приход		Расход
	Количество Cd, кг/год	Готовая продукция, отходы	
Щепа	4,6±0,92	Картон	0,05±0,01
Известняк	1,4±0,28	Твердые отходы	0,38±0,07
Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	0,97±0,19	активный ил	0,62±0,12
Al <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub>	0,65±0,13	шлам-лигнин	5,7±1,14
H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	0,033±0,006	отходы каустизации	1,0±0,2
Na <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	0,015±0,003	технологический шлам	
Ca(H <sub>2</sub> PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub>	0,015±0,003		
Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	0,007±0,001		
NaOH	0,002±0,0004		
Итого:	7,69±1,54	Итого:	7,75±1,54



Технологико-геохимический цикл кадмия в сульфатцеллюлозном производстве Селенгинского целлюлозно-картонного комбината (СЦКК): КОС — комплексные очистные сооружения; ДПЦ — древесно-подготовительный цех; ФТК — фабрика тарного картона; ЦКРИ — цех каустизации щелока и регенерации извести; СРК — содорегенерационные котлы

котором до промывки — 0,2 мкг/л, а после промывки — 0,5 мкг/л. В промытой целлюлозе менее 0,02 мг Cd/кг сухой массы. Сточные воды ВПЦ (0,2 мкг Cd/л) совместно с черным щелоком направляются на выпаривание, и ежегодный вынос кадмия с ними равен около 375 г.

Черный щелок на входе в выпарной цех содержит в своем составе 0,2 мкг Cd/л. Упаренный черный щелок подается в технологическую ТЭС на сжигание. На этом этапе для поднятия сульфидности (Na<sub>2</sub>S) щелока в содорегенерационные котлы добавляется натрий сернокислый технический (Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>), содержащий 0,15 г Cd/т. Годовой вклад кадмия с этим химическим реагентом составляет 0,97 кг. В результате сжигания черного щелока образуется плав и в конечном итоге —

зеленый щелок, который подается в цех каустизации щелока и регенерации извести (ЦКРИ). В зеленом щелоке содержится 0,2 мкг Cd/л. В ЦКРИ путем каустизации зеленого щелока известью получают белый щелок, необходимый для варки целлюлозы. Потери извести в процессе регенерации щелоков восполняются известняком, содержащим 0,14 г Cd/т. Ежегодный вклад кадмия с известняком равен 1,4 кг. Отходы каустизации, удаляемые в золошламоотвал, содержат 1,8 г Cd/т и в год с ними выносится до 5,8 кг Cd.

На фабрике тарного картона (ФТК) используются химикаты, идущие в основном для изготовления клея для проклейки слоев картона. Все реагенты содержат менее 0,3 г Cd/т. Ежегодный привнос кадмия с химикатами незначительный: с Al<sub>2</sub>(SO<sub>4</sub>)<sub>3</sub> — 528 г Cd/год; с Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> — 6,8 г Cd/год; с Na<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub> — 15,3 г Cd/год. В готовой продукции комбината картона содержание кадмия менее 0,01 мг/кг сухой массы, а в сточных водах ФТК — 0,2 мкг Cd/л.

Общезаводской сток (0,2 мкг Cd/л) поступает на комплексные очистные сооружения (КОС). Для нейтрализации производственных сточных вод комбината с pH 9 перед подачей их на биологическую очистку применяют техническую серную кислоту (H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>), содержание Cd в которой 31 мкг/л, а годовой вклад около 33 г металла. С биогенной добавкой Ca(H<sub>2</sub>PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub> ежегодно вносится до 16 г кадмия. Биологическая очистка активным илом способствует удалению из сточных вод легкоокисляемых органических веществ. Тяжелые металлы, содержащиеся в стоках, склонны к сорбции и соосаждению со взвешенным веществом в процессе всех стадий очистки [1]. Активный ил сорбирует кадмий в количестве 0,27 мг/кг сухой массы, а ежегодный вынос металла в илонакопитель равен 0,38 кг.

Химическая очистка заключается в обесцвечивании сточных вод путем обработки коагулянтом (сернокислым алюминием) и флокулянтом (полиакриламидом). При добавлении коагулянта Al<sub>2</sub>(SO<sub>4</sub>)<sub>3</sub> в слабокислой среде выпадает гидроокись алюминия, на которой сорбируется присутствующая в водах органика, прежде всего производные лигнина. Вследствие этого процесса образуется большое количество шлам-лигнина, который перекачивается на карты шламонакопителя [4]. Концентрация кадмия в шлам-лигнине 0,15 мг/кг сухой массы, а годовой вынос — 0,62 кг. В технологическом шламе от приготовления химических реагентов на КОС содержится 1,7 мг Cd/кг сухой массы. С ним

Таблица 4

Концентрирование тяжелых металлов в твердых отходах СЦКК относительно технолого-геохимического фона производства (мг/кг сухой массы)

Микроэлемент	Анализируемый объект				
	древесина(фон)	шлам-лигнин	активный ил	технологический шлам	отходы каустизации
Cu	0,66	31,0	33,0	94,0	44,0
Zn	8,0	61,0	87,0	202,0	192,0
Pb	0,07	3,3	1,7	12,8	7,5
Hg	Не опр.	0,008	0,008	0,015	0,01
Cd	0,014	0,15	0,27	1,7	1,8
Sr	16,5	48,0	63,6	196,0	450,0
Li	0,12	2,9	4,4	34,8	2,0
Mn	48,0	259,0	445,0	1224,0	1900,0
Al	37,0	41673,0	25606,0	106493,0	9000,0
Fe	28,0	4630,0	9383,0	5997,0	9800,0

в осадконакопитель выносится до 1,0 кг кадмия в год. В очищенных сточных водах комбината < 0,2 мкг Cd/л.

Таким образом, основной вклад кадмия в сульфатцеллюлозное производство Селенгинского ЦКК дает сырье (древесина) — 59,8%. С химическими реагентами вносится 21,9% металла, с известняком — 18,3%. В расходной части баланса на первом месте по выносу кадмия стоят твердые отходы — 99,3%. С готовой продукцией (картон) выносится 0,7% металла. Поскольку в очищенных сточных водах комбината кадмий присутствует в следовых количествах, в балансовых расчетах стоки не учитывались (табл. 3).

По аналогии с кадмием исследованы технолого-геохимические циклы и рассчитан баланс Pb, Cu, Zn, Sr, Li, Al, Mn, Fe.

### Обсуждение результатов

Балансовые расчеты показали, что основным источником металлов, определяющим технолого-геохимический фон сульфатцеллюлозного производства СЦКК, является сырье (древесина). Из химических реагентов наиболее значимый вклад металлов дают алюминий сернокислый технический  $Al_2(SO_4)_3$ , применяемый в качестве коагулянта при химической очистке сточных вод; натрий сернокислый технический  $Na_2SO_4$ , используемый для поднятия сульфидности щелоков; серная кислота техническая  $H_2SO_4$  и биогенная добавка  $Ca(H_2PO_4)_2$ , применяемые при биологической очистке.

В сульфатцеллюлозных производствах нами установлен технолого-геохимический фон, нижний предел которого определяется составом перерабатываемого сырья. За фон сульфатцеллюлозного производства может быть принято содержание микроэлементов в исходном сырье — древесине. Если концентрации металлов в химических реагентах можно снизить путем предварительной очистки, то регулировать поступление металлов в составе древесины довольно сложно. Поэтому сульфатцеллюлозное производство будет иметь определенный фон микроэлементов, ниже которого невозможно опуститься без применения каких-либо совершенно оригинальных методов очистки жидких и твердых отходов.

Выявлены компоненты технологической цепочки, в которых концентрируются токсичные металлы. Главным образом это твердые отходы сульфатцеллюлозного

производства — шлам-лигнин, избыточный активный ил, отходы каустизации и технологический шлам. Поступая в технологический цикл с сырьем и химикатами, токсичные металлы в результате перераспределения в процессе производства накапливаются в твердых отходах в количествах, значительно превышающих технолого-геохимический фон (табл. 4). Твердые отходы комбината таят в себе потенциальную угрозу для окружающей среды, являясь резервуаром накопленных токсичных элементов, поведение которых в дальнейшем трудно прогнозировать.

### Выводы

1. Разработан метод постановки и проведения исследований конкретных технологий, в которых имеет место перераспределение загрязняющих агентов между жидкой, твердой и газовой фазами. Предложенный метод изучения технолого-геохимических циклов токсичных элементов и составления материального баланса химических производств достаточно универсален и может быть рекомендован для широкого применения в геоэкологии.

2. Балансовая модель позволила определить основные источники поступления микроэлементов в сульфатцеллюлозное производство — это исходное сырье (древесина) и химические реагенты, используемые при ее обработке. С древесиной в технологический цикл СЦКК поступает основная масса Zn, Mn, Sr, Cd, а с химикатами вносится большая часть Al, Pb, Cu, Li, Fe.

3. Впервые введено понятие технолого-геохимического фона сульфатцеллюлозного производства, определяющим фактором формирования которого является состав исходного сырья.

4. Определены среды, которые являются концентраторами токсичных металлов. Главным образом это твердые отходы производства — шлам-лигнин, избыточный активный ил, отходы каустизации, технологический шлам.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Грушко Я. М., Кожова О. М. Сточные воды сульфатцеллюлозных предприятий и охрана водоемов от загрязнения. М.: Лесн. пром-сть, 1978. 172 с.
- Леонова Г. А. Технолого-геохимические циклы миграции тяжелых металлов в системе Селенгинский целлюлозно-картонный комбинат — сточные воды — биота: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Иркутск: ГЕОХИ, 1992. 23 с.
- Шхаулин Р. Геохимические технологии//Природа. 1991. № 3. С. 64—72.
- Экологический паспорт предприятия. Селенгинский ЦКК. Иркутск: СИБГИПРОБУМ, 1989. 291 с.

Институт геохимии  
СО РАН

Поступила в редакцию  
20.I.1994

УДК 624.131

© 1996 г. В. Н. ОЗЯБКИН, С. В. ОЗЯБКИН

## ПРОГРАММНЫЕ ИМИТАТОРЫ ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ МИГРАЦИИ НЕОРГАНИЧЕСКИХ ЗАГРЯЗНЕНИЙ

Программные моделирующие системы (имитаторы) предназначены для эффективного и относительно простого решения задач по прогнозу подземной миграции загрязнений и поиску способов воздействия на миграционные процессы. Обобщен опыт и изложены принципы разработки двух десятков имитаторов (учет поликомпонентности моделируемых процессов, специализация имитаторов, автоматизация программирования). Объяснен подход к моделированию химических реакций как в статических условиях, так и в системах с потоками. Дано описание математических моделей некоторых физико-химических процессов (ионные равновесия в растворе, ионно-обменная адсорбция, изотопный обмен). Сформулирована концепция развития технологии разработок имитаторов.

### Введение

Плохая предсказуемость миграции загрязнений в почвах, грунтах и пластах горных пород связана с высокой степенью сложности гидрохимической системы. В такой системе наряду с фильтрационным переносом протекают многочисленные порождающие друг друга нелинейные физико-химические процессы, которые и определяют поведение загрязнений в подземных средах. Практические задачи по прогнозу и тем более по искусственноому воздействию на миграцию загрязнений вряд ли могут эффективно решаться только методами картирования или статистики. Успешное применение последних для этих целей возможно, но при уже сформировавшемся токсичном ореоле, когда предупредительные меры запаздывают, а реабилитационные затруднены и слишком дороги.

Динамический нелинейный характер гидрохимических процессов в сложных системах требует адекватных метода и инструментов (средств) моделирования. При их отсутствии прогнозы распространения загрязнений имеют, согласно континуистскому принципу Дж. Форрестера [20], сомнительную достоверность, а последствия искусственных химических воздействий на миграцию загрязнений вообще непредсказуемы.

Таким методом может служить вычислительный эксперимент, т. е. многовариантное динамическое компьютерное моделирование эволюции сложной гидрохимической системы с токсичными компонентами. Инструмент — соответствующие программные средства (имитаторы). Разработка метода и инструмента представляется одной из наиболее актуальных задач новой активно развивающейся области прикладной гидрохимии, которую мы склонны называть «вычислительной гидрохимией» [12].

К настоящему времени в России и за рубежом создано свыше двух десятков гидрохимических моделирующих программных систем разного назначения. Наиболее известные из них — GIBBS, MIF5, SAMUR, MIXT, ISPAR, РАМИР, ГАЛИТ и др. (Россия); WATEQ4F, PHREEQE, PHRQPITZ, EQ3/6, SOLMNEQ88 и

др. (США)<sup>1</sup>. Они различаются типом моделей, наборами учитываемых растворенных компонентов и твердых фаз, числом и характером моделируемых процессов, а также используемыми программно-аппаратными средствами и собственными сервисными возможностями. Многие из этих программных систем претендуют на универсальность, имеют отчетливый исследовательский характер, и с этой точки зрения они исключительно полезны и интересны. Однако большинство программных средств разработано для равновесных нуль-мерных моделей, причем заведомо избыточных по числу компонентов и фаз для любой конкретной задачи. Поэтому они мало пригодны для кооперативной работы (или объединения) с гидродинамическими моделями. Имеются значительные трудности при попытках их применения к неравновесным системам и, следовательно, к решению практических задач, так как иначе связанных с потоками вещества и тепла.

Наши многолетние исследования позволили частично преодолеть отмеченную ограниченность и приступить к созданию гидрохимических программных имитаторов, предназначенных для решения практических и научных задач двух основных классов: прогноз процессов переноса растворенных в подземных водах неорганических веществ и сопровождающих перенос физико-химических явлений; поиск и разработка оптимальных технологий принудительного воздействия на миграционные процессы и сопутствующие им явления.

В настоящей статье описана принципиальная сторона методических аспектов новых разработок. Теоретические основы используемых методов освещены в литературе, поэтому мы их почти не затрагиваем, ограничиваясь минимумом ссылок. Порядок изложения — от общих принципов к моделям отдельных физико-химических процессов. Рассматриваются лишь те модели и методы, которые успешно реализованы нами в действующих программных имитаторах. Последнее обстоятельство подчеркнуто особо, так как число авторов, публикующих теоретические модели и свои представления о принципах гидрохимического моделирования (в России, США), заметно превышает количество разработчиков программных средств. В то же время для данной сферы деятельности различие между концепциями и их реализацией в определенном смысле аналогично отличию проектирования фундамента от проектирования и строительства дворца в целом.

### 1. ПРЕДЫСТОРИЯ И ПРИНЦИПЫ

#### 1.1. Предыстория

Излагаемая методология является развитием обширного комплекса методов и приемов гидрохимического моделирования, разрабатываемых с 1968 г. одним из авторов — Озябкиным В. Н.<sup>2</sup> Она основана в равной степени и на специальных методах алгоритмизации и программирования сложных задач, разрабатываемых с 1984 г. другим автором — Озябкиным С. В.<sup>3</sup> Совместные семилетние исследования названных специалистов, начатые в инициативном порядке под впечатлением известного отчета JIPDEC [25], привели к появлению особой технологии создания гидрохимических компьютерных моделей, которая с определенной точки зрения может быть отнесена к типу искусственного интеллекта (ИИ)<sup>4</sup>.

Полученные к началу 1990 г. результаты позволили приступить к разработке специализированных компьютерных имитаторов как инструментов решения

<sup>1</sup> Общее представление об американских программах для гидрохимического моделирования можно получить из статьи С. Р. Крайнова [6] или из более обстоятельного и критического обзора Д. Аппса [21].

<sup>2</sup> Эти исследования выполнялись в области поисков и разведки нефти в карбонатных породах и были ориентированы на гидрохимические процессы, меняющие емкость и проницаемость пород.

<sup>3</sup> Эти методы зарождались при разработке автоматизированных систем неразрушающего контроля сварных швов (в военной промышленности).

<sup>4</sup> По мнению Барра и Фейгенбаума [22], в «известном смысле ИИ в целом есть поиск подходящих методов автоматического программирования».

различных сложных гидрогохимических проблем. Для выполнения практической работы без замедления исследований авторами была организована частная научно-исследовательская компания СОФДЭК.

## 1.2. Специализация имитаторов

Наши методы ориентированы на возможность объединения гидрогохимической модели в одну программную систему с транспортной моделью. В таком случае химический блок (или задача — при построении многозадачной системы) вызывается для работы сверхмногократно: при просчете каждой пространственной ячейки в каждый момент времени. Поэтому критичным для системы в целом становится время его работы.

Известно также, что гидрохимические имитаторы в общем случае потребляют значительно больше вычислительных ресурсов, чем гидродинамические (свыше 90%). Главная причина этого — первые моделируют некоторое множество функций состояния гидрогохологической системы (равное числу растворенных компонентов, минеральных и газообразных фаз), тогда как вторые — обычно только одну функцию (напор).

Учитывая оба указанных обстоятельства, мы уделяем особое внимание эффективности программных средств по времени и полагаем также, что наблюдаемый поразительный рост возможностей вычислительной техники не снимет этой проблемы (так как параллельно ему будут возрастать сложность и многообразие гидрогохологических моделей).

Эффективность работы имитаторов достигается не только благодаря специальным вычислительным алгоритмам и применению нетрадиционных способов написания эффективных кодов. Не менее важный путь повышения эффективности — включение в модели лишь того минимума параметров или функций состояния гидрогохимической системы и минимального набора имитируемых процессов, которые необходимы для задач данного типа. Иными словами, для каждого класса однотипных задач (а иногда даже для отдельной прикладной задачи) изготавливается специализированный имитатор. Преодолевается естественное внутреннее стремление к универсальности (точнее — к всеохватности) прикладного гидрогохимического программного обеспечения. Принцип специализации предполагает разработку автоматизированной технологии<sup>5</sup> алгоритмизации и программирования моделей [15], так как быстрая разработка многочисленных имитаторов традиционными методами экономически нерациональна.

## 1.3. Поликомпонентность

Наши методы ориентированы на возможность имитации различных вариантов искусственных (в особенности химических) воздействий на перенос загрязнений подземными водами. Непременным условием достижения этой цели является прямой учет в математических моделях не только многообразия самих гидрогохимических процессов, но и реальной многокомпонентности каждого из них. Поэтому для имитации сложных процессов разработаны поликомпонентные модели (например, для процессов ионного обмена, для случая встречных диффузионных потоков растворенных веществ и т. д.). Преодолевается естественное стремление упростить процессы, сведя, например, ионный обмен к однокомпонентной адсорбции и косвенно учитывая последнюю в таком постороннем параметре, как пористость породы (обычная практика большинства коллег).

Принцип поликомпонентности требует, в частности, организации особого режима функционирования самого имитатора. В этом случае он представляет

<sup>5</sup> Генерация программ компьютером по верbalным спецификациям задачи.

собой систему численных моделей (для каждого из сопряженных поликомпонентных процессов), некоторым сложным и далеко не очевидным образом взаимодействующих между собой. Успешное изготовление имитатора становится затруднительным без серьезных системно-аналитических разработок.

## 1.4. Верификация моделей

Принципиальная необходимость *верификации* моделей является следствием повышенных требований практики к надежности прогнозов и обоснованности новых технологий принудительных воздействий на миграцию загрязнений. Как и любая математическая модель сложной динамической системы, гидрогохимический имитатор может быть надежно верифицирован только на реальных объектах. Степень его адекватности моделируемым процессам первоначально оценивается сравнением с экспериментами и далее — с натурными наблюдениями.

В первом случае в компьютер вводятся исходные данные различных лабораторных опытов по тем или иным процессам (например, по ионному обмену или по растворению минералов и т. д.). Результаты работы имитатора сопоставляются с результатами экспериментов. При значительных расхождениях определяются причины, исправляются алгоритмы (или даже разрабатываются новые), уточняются параметры, проверяются константы химических равновесий и т. д.

Для верификации моделей на естественных объектах используется геологическая информация или выполняются полигонные исследования. Например, проверка модели процессов химической седиментации в эвапоритовых бассейнах была одной из целей большой серии компьютерных экспериментов. В ходе последних установлено, в частности, хорошее соответствие результатов имитации литологическим и геохимическим данным по бассейнам древнего морского галогенеза [13, 14]. Независимая проверка [19] подтвердила адекватность этой модели и современным физико-химическим процессам в заливе Кара-Богаз-Гол. Другой пример: имитатор переноса загрязнений в напорном водоносном горизонте из района отвалов горного предприятия в г. Соликамске был независимо и успешно верифицирован результатами предшествовавших 11-летних режимных гидрохимических измерений в скважинах 4-километрового профиля. При этом подтвердилась, в частности, реалистичность имитации нескольких сопряженных химических процессов в потоке: комплексообразования, ионного обмена (Na, K, Mg, Ca) и выпадения в осадок вторичных минералов (гипс, кальцит, доломит).

## 1.5. Имитаторы

Наш имитатор обычно представляет собой ансамбль взаимодействующих программ, обеспечивающих автоматизированную, технологически единую и замкнутую обработку на IBM-совместимых ПК задач по прогнозам и поиску принудительных мер воздействия на перенос и концентрирование загрязнений в грунтах и подземных водах. Имитатор средней величины включает 25—50 тыс. операторов на языках высокого уровня. Он состоит из 50—100 функциональных программ, имитирующих физические и химические процессы, и 100—200 программ, обеспечивающих системные связи в модели и богатые сервисные и графические средства вычислительного эксперимента. Все используемые графические и сервисные пакеты созданы СОФДЭКом и ориентированы на изготовление конечного продукта, дружественного пользователю и доступного неспециалисту в области информатики.

До 1993 г. разработано около 20 специализированных имитаторов. Часть из них предназначается для прогнозов и поиска технологий воздействия на миграцию некоторых типов радиоактивных загрязнений через зону аэрации, в потоках грунтовых или межпластовых вод, при подземном захоронении жидких

радиоактивных отходов. Аналогичные имитаторы созданы и для загрязнений подземных вод и пород некоторыми токсичными металлами. Имеется имитатор для моделирования гидрохимического режима поверхностных водоемов (естественных или искусственных) в условиях их зарегулированного и загрязненного питания. Изготовлено и несколько имитаторов для решения нуль-мерных задач: по оценке роли разных форм миграции элементов-загрязнителей в тех или иных гидрохимических условиях; по моделированию физико-химических взаимодействий при захоронении рассолов в карбонатные породы, в венчомерзлые породы; по высаливанию во время эвапоритового процесса, при вымощивании, при смешении в водоносных пластах химически несовместимых вод.

Краткая характеристика используемых имитаторами методов моделирования приводится в последующих разделах.

## 2. МИГРАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ПОТОКЕ

### 2.1. Модели

Гидрохимическая система рассматривается как упорядоченное множество элементарных ячеек. Для непрерывной имитации миграционных процессов в системе с потоками используется принцип расщепления: на данном шаге времени сначала имитируется химическая адаптация внутри каждой ячейки (без перемещения вещества через ее границы), затем — перемещение вещества из ячейки в ячейку, но уже без химических изменений. Эта модель относится, как известно [3], к вентильному типу и применяется в промышленной химической технологии.

Для имитации перемешивания растворов разного состава (при их перемещении из ячейки в ячейку) используется широко известная модель гидродинамической дисперсии и/или модель двойной среды (иначе — модель с застационарными зонами). Согласно последней, весь объем воды в каждой ячейке подразделяется на статическую и динамическую составляющие. Статическая составляющая — объем воды, скорость которой равна нулю (движение отсутствует). Динамическая составляющая — объем воды, скорость которой равна действительной скорости фильтрации, движение описывается обычным уравнением переноса. Застационарная и проточная вода диффузационно обмениваются растворенными веществами, при этом в каждой из составляющих происходит идеальное перемешивание.

В зависимости от типа и назначения имитатора в него может быть включена одна из названных математических моделей перемешивания вод разного химического состава или обе одновременно.

Возможности имеющейся у нас вычислительной техники (IBM 386/486) вынуждали ограничиваться одномерными задачами или их комбинациями. Разработаны специальные программы-синхронизаторы, позволяющие нескольким задачам комбинированной модели (например, квази-трехмерной) работать согласованно и даже в разном масштабе времени.

Поскольку программные имитаторы для систем с потоками разрабатываются пока только на основе одномерных моделей переноса, ниже дается описание лишь одномерного случая.

### 2.2 Описание

Для каждого из растворенных в воде компонентов одномерный перенос в направлении  $x$  описывается уравнением диффузионного типа и уравнением обмена на проточных и застационарных зонах, иногда называемого также уравнением блокового обмена [5, 7]:

$$n\lambda \frac{\partial C_i}{\partial t} = \delta V \frac{\partial^2 C_i}{\partial x^2} - V \frac{\partial C_i}{\partial x} \gamma (C_i - C_i^*), \quad (1)$$

$$n(1 - \lambda) \frac{\partial C_i^*}{\partial t} = \gamma (C_i - C_i^*), \quad (2)$$

где  $i = 1, \dots, N$ ,  $N$  — число растворенных компонентов;  $t$  — время;  $V$  — скорость фильтрации;  $n$  — полная пористость;  $\lambda$  — доля проточной пористости;  $\gamma$  — коэффициент обмена проточных и застационарных зон;  $\delta$  — параметр продольной гидродинамической дисперсии;  $C_i$  и  $C_i^*$  — объемно-весовые брутто-концентрации компонента  $i$  в воде проточных и застационарных зон соответственно. Система уравнений (1) и (2) решается методом конечных разностей (МКР) для условий:

$$C_i(0, t) = C_i^0(t), \quad (3)$$

$$C_i(x, 0) = C_i^*(x, 0) = C_{i0}(x), \quad (4)$$

где  $C_i^0(t)$  — химический состав входного потока, варьируемый в ходе вычислительного эксперимента;  $C_{i0}(x)$  — начальное распределение растворов разного состава.

В реализации МКР используется явная трехточечная схема. Величина шагов не одинакова и подбирается компьютером в зависимости от скорости входного потока (тоже варьируемой в вычислительном эксперименте) и параметров среды так, чтобы решение было устойчивым.

## 3. МИГРАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ЯЧЕЙКЕ

### 3.1. Основные процедуры

Ячейкой названа элементарная нуль-мерная гидрохимическая система, состоящая из проточной и застационарной частей, каждая из которых включает две (три) подсистемы — воду, породу (и свободную газовую fazу). Объектом нижнего (наиболее глубокого) уровня моделирования являются процессы в проточной или в застационарной частях ячейки. На этом уровне каждая из частей ячейки предполагается самостоятельной изолированной системой, каким-то образом выведенной из состояния равновесия. Цель моделирования — расчет и внесение тех химических изменений, которые произойдут в твердой, жидкой и газовой fazах рассматриваемой части ячейки при полном или частичном восстановлении равновесия (адаптации). Полная адаптация характеризует равновесные процессы, частичная — неравновесные.

Имитация химических превращений в проточной или застационарной части ячейки осуществляется путем итерационного выполнения многочисленных процедур трех основных типов: А — расчет всех внутренних равновесий в подсистеме «вода»; Б — оценка потенциальной способности раствора обмениваться веществом с подсистемами «порода» или «газ»; В — имитация обмена, т. е. гетерогенных физико-химических процессов.

Процедуры типа «А» (расчеты ионных равновесий) делают известным реальный внутренне равновесный состав раствора, который в отличие от начального брутто-состава учитывает все ассоциированные и диссоциированные формы растворенных компонентов.

Процедуры типа «Б» при уже известном реальном составе раствора оценивают потенциальную способность последнего участвовать в моделируемых химических реакциях взаимодействия или обмена со смежными fazами данной ячейки (расторжение, седиментация, адсорбция, ионный обмен и т. д.). Для этого соотношения активностей компонентов-участников взаимодействия сравниваются с

константами равновесий соответствующих реакций, вычисляется кажущийся недостаток (или избыток) компонентов в той или иной подсистеме, определяется степень протекания реакции по Де Доне (De Donder).

Процедуры типа «В» (имитация гетерогенных процессов в ячейке) заключаются в простой алгебраической операции перемещения известных (после выполнения процедур «А» и «Б») величин избытка компонентов из подсистемы с избытком в подсистему с недостатком. Последовательность имитации нескольких одновременных процессов — от быстрых к медленным (например, сначала катионный и изотопный обмены, потом седиментация или растворение минералов). В случае однотипных по кинетике процессов (например, растворение нескольких минералов) приоритет — у реакции с минимальной величиной степени протекания и максимальной удельной поверхностью контакта реагирующих фаз.

*Итерации.* После каждого перемещения избытка компонента из одной фазы в другую (осуществляемого процедурами типа «В») измененный этим брутто-состав раствора пересчитывается в реальный и т. д.— итерационно повторяются процедуры типов А, Б, В до момента установления равновесия в рассматриваемой части ячейки (полная адаптация). Частичная адаптация (в случае неравновесного процесса) имитируется преждевременным прекращением итераций. В этом случае момент остановки итераций зависит от подгоночного кинетического параметра конкретной модели, определяемого экспериментально — по данным лабораторных или полевых опытно-миграционных работ.

Совокупность процедур типа «А» и «Б» по своему назначению и особенностям функционирования является улучшенным современным аналогом программ семейств AQWA1 [9] и WATEQ [28], включая многие более поздние программные модификации соответствующих методов и алгоритмов (MIF5, WATEQ4F, PHREEQE, SOLMNEQ88 и др.). Процедуры типа «В» (действующие совместно с «А» и «Б» внутри более общей итерационной процедуры) в свое время были разработаны на примере задачи о растворимости гипса и ангидрита в рассолах [10] и сейчас значительно модернизированы.

### 3.2. Вспомогательные процедуры

Каждый раз до начала моделирования химической адаптации в данной ячейке вычисляется текущая плотность раствора, а значения концентраций компонентов переводятся из весообъемной шкалы в моляльную. Во время работы основных процедур после большинства итераций вычисляются текущие значения активности воды, ионной силы раствора, коэффициентов активности компонентов, а также, если это необходимо, констант равновесий, изменений объемов раствора, твердых фаз и порового пространства. По завершении адаптационных процедур вычисляется новая плотность раствора, концентрации переводятся в весообъемную шкалу (для корректности последующей имитации потоков вещества).

### 3.3. Моделируемые процессы

Каждый программный имитатор в зависимости от своего назначения содержит ту или иную комбинацию относительно самостоятельных алгоритмов численной имитации следующих физико-химических процессов: 1) ионные равновесия в растворе (комплексообразование, гидролиз, кислотно-основные взаимодействия); 2) многокомпонентная ионно-обменная адсорбция; 3) изотопно-обменная адсорбция; 4) радиоактивный распад; 5) выпадение минеральных осадков; 6) растворение минералов (включая инконгруэнтное растворение); 7) инвазия или эвазия газов (при наличии свободной газовой фазы); 8) удаление растворителя (испарение, вымораживание и т. д.).

Разработаны (но еще не реализованы в практических задачах) алгоритмы имитации молекулярной адсорбции, окислительно-восстановительных процессов, встречной (поликомпонентной) молекулярной диффузии.

## 4. МОДЕЛИ НЕКОТОРЫХ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Ввиду ограниченности объема статьи ниже дается описание математических моделей, разработанных для первых трех из перечисленных выше процессов. Следует заметить, что модели остальных процессов, используемые в наших имитаторах, либо достаточно традиционны (как у процессов 4—6), либо тривиальны (процессы 7, 8).

### 4.1. Ионные равновесия в растворе

#### Постановка задачи

В соответствии с представлениями об ассоциативно-гидратационной природе растворов электролитов компонентами раствора являются не только ионы, определяемые аналитически (*брутто-состав*), но также их различные устойчивые ассоциации (комплексные ионы, ионные пары, тройники и т. д.). *Реальный состав* раствора, включающий в отличие от брутто-состава все ассоциированные формы, в общем случае не определяется аналитически, а вычисляется. Необходимость такой расчетной работы вытекает из хорошо известного факта зависимости поведения в миграционных процессах растворенных веществ именно от их *реальных* концентраций — так называемых миграционных форм. Задача оценки ионных равновесий и состоит в расчете реального состава по заданному брутто-составу. Применительно к природным гидрохимическим системам она была сформулирована около 30 лет назад С. А. Брусиловским [1] и Г. Хелгесоном [24].

С вычислительной точки зрения гидролиз катионов и диссоциацию кислот и оснований удобно записывать в форме реакций комплексообразования и формально считать их частным случаем последнего.

Излагаемый подход к решению задачи разработан в начале 70-х годов [9] и является оригинальным, хотя в основных своих чертах он очень близок к подходам, реализованным в известных американских программах семейств WATEQ, PHREEQE и SOLMNEQ (1974—1989).

#### Обозначения

Символы растворенных компонентов:  $A_i$  — анионы с зарядами  $z_i$  ( $i = 1, \dots, p$ );  $C_j$  — катионы с зарядами  $z_j$  ( $j = p + 1, \dots, p + r$ );  $C_j^l A_k^{(i)}$  — ионные ассоциации с зарядами  $kz_i + lz_j$ .

Стехиометрические уравнения реакций комплексообразования:



$$(i = 1, \dots, p; j = p + 1, \dots, p + r; k = 1, \dots, m; l = 1, \dots, n),$$

где  $p$  и  $r$  — число типов неассоциированных анионов и катионов,  $m$  — максимальное число ступеней в реакциях ступенчатого комплексообразования,  $n$  — максимальное число ядер в полиядерных комплексах.

Брутто-состав раствора (заданные величины):  $M_p, M_j$  — моляльные концентрации анионов и катионов.

Неизвестные величины, требующие определения:  $x_p, x_j$  — реальные (равновесные) моляльные концентрации неассоциированных анионов и катионов,  $y_{ijkl}$  — то же для ионных ассоциаций.

Известные параметры:  $L_{ijkl}$  — термодинамические константы устойчивости ионных ассоциаций,  $K\omega$  — термодинамическая константа реакции диссоциации воды,  $\gamma_p, \gamma_j, G_{ijkl}$  — моляльные коэффициенты активности.

## Соглашение

1. Кинетический аспект игнорируется, так как скорость установления ионных равновесий превосходит скорости других миграционных процессов.

2. В случаях, когда какая-либо ионная ассоциация из формально описывающих стехиометрическим уравнением реакции (5) не существует или отсутствуют сведения о ее существовании, соответствующая термодинамическая константа устойчивости принимается равной нулю.

3. Ионы  $H_3O^+$  и  $OH^-$  всегда стоят первыми в списках анионов или катионов, т. е.  $A_1 = OH^-$  и  $C_{p+1} = H_3O^+$ .

4. Анионы многоосновных кислот и разновалентные катионы элементов с переменной валентностью учитываются как самостоятельные компоненты раствора типа  $A_i$  или  $C_j$ .

5. Математическая модель содержит два возможных варианта постановки и решения задачи: величина pH задана и постоянна, является параметром состояния гидрогеохимической системы; величина pH является функцией и должна вычисляться.

*Первый вариант:* величина pH — параметр

Неизвестные значения  $x_i$  и  $x_{p+1}$  вычисляются непосредственно из pH:

$$x_i = \gamma_i^{-1} \cdot \exp(2,3026 \cdot pH + \ln K_\omega), \quad (6)$$

$$x_{p+1} = \gamma_{p+1}^{-1} \cdot \exp(-2,3026 \cdot pH). \quad (7)$$

Применение закона действующих масс к реакциям комплексообразования (5) позволяет выразить равновесные концентрации ионных ассоциаций через равновесные концентрации неассоциированных анионов и катионов:

$$y_{ijkl} = x_i^k \gamma_i^k x_j^l \gamma_j^l G_{ijkl}^{-1} L_{ijkl} \quad (8)$$

$$(i = 1, \dots, p; j = s, \dots, p+r; k = 1, \dots, m; l = 1, \dots, n),$$

где  $s = p + 2$ , если лиганд является анионом слабой многоосновной кислоты, включая воду (амфолит),  $s = p + 1$ , если лиганд — анион сильной кислоты.

Используются уравнения баланса вещества:

$$x_i + \sum_{j=s}^{p+r} \sum_{k=1}^m \sum_{l=1}^n k y_{ijkl} = M_i \quad (i = 2, \dots, p), \quad (9)$$

$$x_j + \sum_{i=1}^p \sum_{k=1}^m \sum_{l=1}^n l y_{ijkl} = M_j \quad (j = p+2, \dots, p+r). \quad (10)$$

Замена в уравнениях баланса всех равновесных концентраций ионных ассоциаций их выражением (8) приводит к системе  $(p+r-2)$  уравнений с таким же числом неизвестных:

$$\begin{cases} x_i + \sum_{j=s}^{p+r} \sum_{k=1}^m \sum_{l=1}^n k (x_i \gamma_i)^k (x_j \gamma_j)^l G_{ijkl}^{-1} L_{ijkl} = M_i \quad (i = 2, \dots, p), \\ x_j + \sum_{i=1}^p \sum_{k=1}^m \sum_{l=1}^n l (x_i \gamma_i)^k (x_j \gamma_j)^l G_{ijkl}^{-1} L_{ijkl} = M_j \quad (j = p+2, \dots, p+r). \end{cases} \quad (11)$$

Полный расчет реального (равновесного) состава раствора заключается в решении системы (11) и последующем вычислении равновесных концентраций ионных ассоциаций по уравнениям (8). Используемый алгоритм решения системы

(11) опубликован ранее [2, 11], причем во второй из названных работ приведено строгое доказательство сходимости итерационной процедуры.

*Второй вариант:* величина pH-функции

Разумеется, основой математической модели по-прежнему остается система (11). Поскольку теперь число неизвестных превышает на два число уравнений, система дополняется уравнением диссоциации воды и уравнением макроскопической электронейтральности раствора:

$$\begin{aligned} & x_i x_{p+1} = (\gamma_1 \gamma_{p+1})^{-1} \cdot K_\omega, \\ & \sum_{f=1}^{p+r} x_f z_f + \sum_{i=1}^s \sum_{j=s}^{p+r} \sum_{k=1}^m \sum_{l=1}^n (x_i \gamma_i)^k (x_j \gamma_j)^l G_{ijkl}^{-1} L_{ijkl} (z_i k \rightarrow z_j l) = 0. \end{aligned} \quad (12)$$

Объединенная система уравнений (11) и (12) решается методом итераций с нулевым приближением:  $pH^0 = 7$ ,  $x_i^0 = M_i$ ,  $x_j^0 = M_j$ . Полученные в результате значения равновесных концентраций неассоциированных анионов и катионов подставляются в уравнения (8) для вычисления реальных концентраций остальных компонентов.

### Коэффициенты активности

Для вычисления коэффициентов активности растворенных компонентов пресных и солоноватых вод используется формула Дебая — Гюкеля в модификации Дейвиса [17]:

$$\lg \gamma_i = |z_i| [A \sqrt{I}/(1 + \sqrt{I}) + 0,1I], \quad (13)$$

где  $\gamma_i$  — молярный коэффициент активности  $i$ -го компонента,  $z_i$  — величина его заряда,  $I$  — ионная сила,  $A$  — температурная поправка.

Для соленых и рассольных вод используется зависимость коэффициентов активности от моляльности раствора и активности воды [9]:

$$\gamma_i = \varphi a_\omega^3 \exp [(m\varphi)^{A_i} (B_i \ln(m\varphi) + C_i + \exp(-1,15m\varphi))], \quad (14)$$

где  $a_\omega$  — активность воды в растворе,  $\varphi$  — осмотический коэффициент раствора,  $m$  — суммарная моляльность,  $A_i$ ,  $B_i$ ,  $C_i$  — эмпирические параметры. При расчетах по формуле (14) осмотический коэффициент определяется величиной активности воды:

$$\varphi = \frac{55,51}{m} \ln \frac{1}{a_\omega}, \quad (15)$$

а логарифм активности воды  $y = \lg \frac{1}{a_\omega}$  вычисляется как корень трансцендентного уравнения:

$$y = \lg \left( 1 + \sum_{i=1}^N \beta_i m_i + y \sum_{i=1}^N \alpha_i m_i \right), \quad (16)$$

где  $N$  — число компонентов,  $m_i$  — моляльности растворенных компонентов,  $\alpha_i$  и  $\beta_i$  — эмпирические параметры.

### Константы равновесий

Термодинамические константы равновесий заимствованы главным образом из справочных изданий Г. Б. Наумова [8], Л. Силлена [26], Р. Смита и А. Мартелла [27], а также из других российских и зарубежных журнальных

публикаций. Температурные зависимости констант приведены к форме  $\ln K = A + B/T + C/T$ .

## 4.2. Ионно-обменная адсорбция

### Постановка задачи

Как показывают натурные наблюдения и эксперименты, адсорбция или десорбция катионов-загрязнителей в горных породах, почвах и грунтах играет исключительно большую роль в переносе загрязнений подземными водами. Адсорбция может приводить к задержке и концентрированию загрязнений на отдельных участках или в интервалах разреза и очищению подземных вод, а десорбция — к хотя бы частичному очищению грунтов и вторичному загрязнению вод, иногда неожиданному.

Довольно многочисленные известные попытки включения адсорбции катионов в миграционные модели ограничиваются обычно простейшим механизмом однокомпонентной молекулярной адсорбции. Правомерность распространения такого подхода на многие радионуклиды и тяжелые металлы вызывает серьезные сомнения, так как существуют экспериментальные доказательства ионно-обменной многокомпонентной природы адсорбции соответствующих катионов. Это означает, что результат сорбционного процесса для данного катиона существенно зависит от исходного соотношения концентраций других катионов как в растворе, так и в твердой фазе. Однокомпонентная модель не позволяет учесть конкуренцию катионов за место на адсорбенте, не только снижая тем самым достоверность прогнозов, но и полностью исключая возможность моделировать различные варианты принудительных (химических) воздействий на миграцию загрязнений.

Задача численного моделирования ионно-обменной адсорбции формулируется в наиболее общем виде следующим образом: зная обменную емкость твердой фазы, начальные концентрации обменных катионов в каждой из фаз системы и предполагая отсутствие в ней сорбционного равновесия, вычислить конечный равновесный состав системы. Представленная ниже формализация задачи, как и сама математическая модель, теоретически обоснованы и описаны нами ранее.

Рассматриваемая гидрохимическая система состоит из породы и пропитывающего ее водного раствора. Обе фазы содержат  $n$  типов обменных катионов. В такой системе могут протекать  $n^2$  реакций би-ионного обмена:



$$(i = 1, \dots, n; j = 1, \dots, n),$$

где  $Me$  и  $[Me]$  — символы обменного катиона в жидкой и твердой фазах,  $z$  — ненулевой стехиометрический коэффициент, равный заряду соответствующего катиона, при  $i = j$  имеем тривиальную реакцию (обмен катиона на самого себя).

Понятно по смыслу и доказывается алгебраически, что любое из  $n^2$  стехиометрических уравнений (17) представляет собой линейную комбинацию  $(n - 1)$ -го базисного уравнения.

### Соглашения:

1) будем называть базисным катионом тот из них, который является непременным участником всех базисных реакций обмена (он может быть назначен произвольно);

2) выбранный базисный катион имеет заряд +1 и он всегда стоит первым в списке катионов (т. е. имеет индекс 1).

Далее рассматривается только базисная система уравнений ( $n - 1$ )-й реакции би-ионного обмена:



Заданы:  $E'$  — массовая обменная емкость твердой фазы;  $r_i^0$  — начальные эквивалентные объемные брутто-концентрации обменных катионов в растворе ( $i = 1, \dots, n$ );  $e_i^0$  — начальные эквивалентные количества обменных катионов в породе, отнесенные к объему раствора, пропитывающего породу. Требуется определить конечный состав системы:  $r_i$  — равновесные концентрации обменных катионов в растворе;  $e_i$  — то же для твердой фазы ( $i = 1, \dots, n$ ).

### Вспомогательные зависимости и обозначения

Равновесия реакций ионного обмена (18) описываются системой уравнений закона действующих масс:

$$\frac{N_i a_i^{z_i}}{a_i N_i^{z_i}} = K_i \frac{f_i^0}{f_i} \quad (i = 2, \dots, n), \quad (19)$$

где  $a_i$  — активность обменных катионов в растворе,  $N_i$  — эквивалентная доля обменных катионов в твердой фазе,  $K_i$  — термодинамическая константа реакции обмена  $i$ -го катиона раствора и адсорбированного базисного катиона,  $f_i$  — коэффициенты активности обменных катионов в твердой фазе.

Значения параметров  $K_i$ ,  $f_i$  и  $f_1$ , как правило, не известны. Однако полные данные многих экспериментов по ионному обмену с образцами грунтов и почв позволяют вычислить величины выражений, стоящих в (19) справа от знака равенства. Эти значения используются в математической модели в качестве эмпирических констант би-ионных реакций. В принятых обозначениях и в согласии с допущениями Баррера [23] и Панченкова [16] о связи отношения  $f_i^0/f_i$  с составом обменных катионов в твердой фазе эмпирические константы определяются следующим образом:

$$K_i \frac{f_i^0}{f_i} = A_i \exp \left( B_i \frac{e_i^2 - e_1^2/z_i}{E^2} \right), \quad (20)$$

где  $A_i$  и  $B_i$  — эмпирические параметры  $i$ -й би-ионной реакции обмена,  $E$  — обменная емкость твердой фазы, отнесенная к объему реагирующего с ней раствора.

Обменная емкость в свою очередь определяется выражением:

$$E = E' \rho_r (1 - p)/p, \quad (21)$$

где  $\rho_r$  и  $p$  — плотность и пористость твердой фазы.

Для преобразования системы уравнений (19) к виду, удобному в практических расчетах, используются еще два соотношения:

$$N_i = e_i/E, \quad (22)$$

$$a_i = (r_i y_i)/(z_i s_i) \quad (i = 1, \dots, n), \quad (23)$$

где  $s_i$  и  $y_i$  — функция закомплексованности и молярный коэффициент активности катиона в растворе, причем

$$y_i = \gamma_i / (\rho_s - S) \quad (i = 1, \dots, n), \quad (24)$$

здесь  $\gamma_i$  — молярный коэффициент активности,  $\rho_s$  — плотность раствора,  $S$  — сумма растворенных солей в кг/л.

Система уравнений (19) после учета (20)–(24) и соответствующих подстановок преобразуется к виду

$$\frac{e_i r_1^{z_i}}{r_i e_1^{z_i}} = \frac{s_i^z \gamma_i (\rho_s - S)^{z_i-1}}{s_i \gamma_1^z i z_i E^{z_i-1}} \cdot A_i \exp\left(B_i \frac{e_i^2 - e_1^2/z_i}{E^2}\right). \quad (25)$$

Правые части соотношений (25) удобно обозначить:

$$q_i = \text{правые части (25)}. \quad (26)$$

### Математическая модель

Для вычисления равновесных концентраций всех обменных катионов  $r_i$  и  $e_i$  ( $i = 1, \dots, n$ ) составляется и решается система уравнений, включающая ( $n - 1$ ) уравнение закона действующих масс,  $n$  уравнений баланса катионов и одно уравнение эквивалентности обмена:

$$\begin{cases} \frac{e_i r_1^{z_i}}{r_i e_1^{z_i}} = q_i & (i = 2, \dots, n), \\ e_i + r_i = e_i^0 + r_i^0 & (i = 1, \dots, n), \\ E \sum_{i=1}^n r_i = R \sum_{i=1}^n e_i \end{cases} \quad (27)$$

$$\text{где } R = \sum_{i=1}^n r_i^0.$$

Решение системы (27) ищется относительно равновесного значения коэффициента распределения базисного катиона:

$$x = e_1/r_1. \quad (28)$$

Последовательные подстановки с использованием обозначения (28) приводят к полиному (его степень равна удвоенной величине максимального заряда обменных катионов)

$$\sum_{i=1}^n (e_i^0 + r_i^0) \frac{E - R q_i x^{z_i}}{1 + q_i x^{z_i}} = 0. \quad (29)$$

Левая часть (29) при  $x \geq 0$  представляет собой монотонно убывающую функцию, ограниченную асимптотами  $E(R + E)$  и  $-R(R + E)$ . Уравнение (29) имеет один действительный положительный корень, легко вычисляемый сочетанием методов хорд и касательных.

Когда величина  $x$  найдена, вычисляются равновесные концентрации всех обменных катионов в обеих фазах:

$$r_i = \frac{e_i^0 + r_i^0}{1 + q_i (e_1/r_1)^{z_i}}, \quad (30)$$

$$e_i = \frac{(e_i^0 + r_i^0) q_i (e_1/r_1)^{z_i}}{1 + q_i (e_1/r_1)^{z_i}}. \quad (31)$$

Поскольку условные константы равновесий  $q_i$  зависят от неизвестных концентраций обменных катионов в твердой фазе, задача имеет нелинейный характер и полученный результат является приближением. Более точное

определение равновесного состава ионно-обменной гидрохимической системы осуществляется несколькими итерациями.

### 4.3. Изотопно-обменная адсорбция

Как известно [18], изотопные отношения в твердой и жидкой фазах в равновесном состоянии практически одинаковы (так как различие в массах стабильного и радиоактивного изотопов  $i$ -го катиона невелико, заряды равны, константы изотопного обмена близки к единице). Учитывая сказанное и используя обозначение

$$\mu_i = S_i / [(1 + n_i)(1 + k_i)], \quad (32)$$

где  $S_i$  — сумма концентраций данного катиона в твердой и жидкой фазах,  $k_i$  — коэффициент распределения данного катиона, вычисленный при моделировании ионно-обменной адсорбции,  $n_i$  — общее изотопное отношение  $i$ -го катиона (суммарно в твердой и жидкой фазах), можно вычислить равновесные концентрации изотопов в каждой из фаз:

$$r_i^{(st)} = \mu_i, \quad (33)$$

$$r_i^{(ac)} = \mu_i n_i, \quad (34)$$

$$e_i^{(st)} = \mu_i k_i, \quad (35)$$

$$e_i^{(ac)} = \mu_i n_i k_i, \quad (36)$$

где  $r_i^{(st)}$  и  $r_i^{(ac)}$  — эквивалентные концентрации стабильного и радиоактивного изотопов  $i$ -го катиона в растворе,  $e_i^{(st)}$  и  $e_i^{(ac)}$  то же, но в адсорбированном комплексе твердой фазы.

### 5. ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В дополнение к изложенному необходимо отметить два момента. 1. Представленный материал далеко не исчерпывает тему и иллюстрирует лишь некоторые наиболее принципиальные аспекты методологии. Не менее важная роль принадлежит целому ряду не затронутых в статье, казалось бы, весьма частных вопросов. Приведем только два примера:

а) разработана (и применена в районе Чернобыльской катастрофы) методика имитации переноса катионов в составе органических комплексов. Растворенные карбоновые кислоты рассматриваются как жидкие катиониты. По опубликованным экспериментальным данным определены константы ряда обменных реакций. Математическая модель похожа на описанную в разделе 4.2. Аналогичный подход мы пытаемся применить к переносу катионов на псевдоколлоидах;

б) другой пример относится к еще более частной задаче — способу решения уравнения электронейтральности. Понятно, что решая его в виде, указанном в подсистеме (12), необходимо прибегнуть к двойной точности вычислений (не менее 9–10 значащих цифр), резко контрастирующей с точностью химико-аналитических данных (3–4 значащие цифры). Качество результатов подобных манипуляций представляется сомнительным (например, в программе GIBBS Ю. В. Шварова в МГУ). Не менее сомнительны грубые допущения (например, «фактор толерантности» в программе SOLMINEQ.88 (Y. K. Kharaka в Геологическом обществе США). Игнорирование уравнения электронейтральности, как это сделано в программах MIF5 или WATEQ4F, исключает возможность их использования для имитации гидрохимических процессов во времени и пространстве.

Специальное исследование этой задачи позволило нам разработать высокоточную и эффективную процедуру решения без грубых допущений и без двойной точности вычислений.

Количество частных методических приемов, аналогичных примерам «а» и «б», очень велико. Помимо них основу нашего «ноу — хау» составляют специальные методы алгоритмизации гидрохимических моделей и техника автоматизированного программирования, позволившие реализовать на практике принципы, изложенные в разд. 1.2, 1.3.

2. У читателя, по-видимому, уже сложилось впечатление о том, что авторы уделяют много внимания вопросам программирования. Уместно усилить это впечатление. Наш опыт разработки более 20 имитаторов разного назначения однозначно свидетельствует о следующем.

Теория и практика программирования сложных гидрохимических моделей играет не менее важную роль, чем физико-химическая их разработка. Оба этих, казалось бы, далеких друг от друга аспекта настолько тесно переплетены в работе по созданию имитаторов, что правомерна и своевременна постановка вопроса о необходимости подготовки специалистов соответствующего «смешанного» профиля.

## 6. КОНЦЕПЦИЯ РАЗВИТИЯ

Нам представляется, что изложенные выше результаты позволяют говорить о новой технологии разработок программных имитаторов химико-миграционных процессов в сложных гидрохимических системах. Принципиальные и отличительные ее особенности — специализация имитаторов, автоматизация программирования, учет поликомпонентности любого из моделируемых процессов. Не менее важными являются также известные принципы расщепления (раздельной имитации механического переноса и физико-химических процессов) и верификации (опытной проверки адекватности или реалистичности моделей).

Значение обсуждаемых ниже концептуальных аспектов дальнейшего развития этой технологии состоит в том, что предпосылки будущих разработок должны закладываться и уже присутствуют в разработках сегодняшнего дня.

Ближайшими целями развития мы полагаем максимальное повышение адекватности моделей и гибкости технологии их разработки. Две названные категории симметричны категориями качества и количества.

Необходимость повышения *адекватности* моделей продиктована (помимо хорошо известных причин) наблюдаемой тенденцией быстрого увеличения сложности моделируемых природных и техногенных систем. Наиболее актуальны два направления исследований и разработок: а) включение в модели новых компонентов и не рассматривавшихся ранее физико-химических процессов и б) повышение размерности задач. Реализация второго направления потребует в конечном счете довести принцип расщепления до физического уровня, т. е. каждому имитируемому естественному процессу выделить собственный процессор мультипроцессорного компьютера. Для начала необходимо по крайней мере «распараллелить» обработку гидродинамики, гидрохимии и графического вывода. Поэтому в большинстве наших алгоритмов уже заложен механизм организации параллельных вычислений, возможности же его активизации определяются лишь появлением соответствующей вычислительной техники.

Необходимость повышения *гибкости* технологии разработки имитаторов продиктована наблюдаемой тенденцией роста разнообразия моделируемых природных и техногенных систем. Основным инструментом достижения цели в этом случае остается генератор «В-12» [15], предназначенный для быстрого автоматизированного создания программного обеспечения гидрохимических моделей. Его идеология и достигнутый уровень разработки позволяют практически

неограниченно расширять возможности генерации новых задач, хотя и сейчас с помощью «В-12» создается до 10—15 мощных программных моделирующих систем в год.

Для более отдаленной перспективы концепция развития предполагает объединение компьютерных моделей миграции загрязнений в подземной среде с аналогичными моделями других сред (водной, воздушной) или с моделями технологических процессов в промышленности (например, при подземном захоронении жидких токсичных отходов).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брусиловский С. А. О миграционных формах элементов в природных водах//Гидрохимические материалы. 1963. Т. 35. С. 3—16.
2. Букаты М. Б., Озябкин В. Н. Оценка комплексообразования в подземных водах методами равновесной термодинамики//Геохимия техногенеза. Иркутск: СО АН СССР, 1985. С. 176—179.
3. Булатов Н. К., Лундин А. Б. Термодинамика необратимых процессов. М.: Химия, 1984. 336 с.
4. Гусев Н. Г., Дмитриев П. П. Радиоактивные цепочки. М.: Энергоатомиздат. 112 с.
5. Кафаров В. В. Основы массопередачи. М.: Высш. школа, 1979. 440 с.
6. Крайнов С. Р. Обзор термодинамических компьютерных программ, используемых в США при геохимическом изучении подземных вод. Система компьютеризации научных лабораторий США//Геохимия. 1993. № 5. С. 685—695.
7. Лукнер Л., Шестаков В. М. Моделирование миграции подземных вод. М.: Недра, 1986. 208 с.
8. Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971. 240 с.
9. Озябкин В. Н. Метод количественной оценки химического взаимодействия подземных вод с вмещающими породами//Методы изучения коллекторов нефти и газа и их покрышек. Л.: ВНИГРИ, 1974. С. 163—180.
10. Озябкин В. Н. Алгоритм и программа расчета растворимости ангидрита и гипса в подземных водах//Проблемы геофлюидодинамики. Л.: ВНИГРИ, 1976. С. 167—177.
11. Озябкин В. Н. О расчете действительного состава подземных вод методом последовательных приближений//Геологоматематическое моделирование в нефтяной геологии. Л.: ВНИГРИ, 1983. С. 166—172.
12. Озябкин В. Н. Гидрохимическое моделирование на ЭВМ, состояние и перспективы//Применение ЭВМ при гидрохимическом моделировании. Всесоюз. семинар. Тезисы докладов. ЛГУ, 1991. С. 14—15.
13. Озябкин В. Н. Математическая модель процессов эвапоритового осадконакопления//Проблемы морского и континентального галогенеза. Новосибирск: Наука, 1991. С. 60—67.
14. Озябкин В. Н. Результаты моделирования на ЭВМ процессов древнего морского галогенеза//Состав и условия образования морских и континентальных галогенных формаций. Новосибирск: Наука, 1991. С. 27—33.
15. Озябкин С. В. «В-12» — средство автоматизации программирования гидрохимических моделей//Применение ЭВМ при гидрохимическом моделировании. Всесоюз. семинар. Тезисы докладов. ЛГУ, 1991. С. 24—26.
16. Панченков Г. М., Толмачев А. М., Федоров В. А. Синтетические цеолиты как ионообменники//Журн. физ. химии. 1963. Т. 37. Вып. 2. С. 456—459.
17. Робинсон Р., Стокс Р. Растворы электролитов. М.: Иностранная литература, 1959. 646 с.
18. Стыро Д. Б. Вопросы ядерной гидрофизики. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 256 с.
19. Токгасева Г. Х. К проблеме разработки физико-химических моделей процессов галогенеза залива Кара-Богаз-Гол//Многоцелевые гидрохимические исследования в связи с поисками полезных ископаемых и охраной подземных вод. Томск: Политехнический университет, 1993. С. 112—113.
20. Форрестер Дж. Мировая динамика. М.: Наука, 1978. 167 с.
21. Apps J. A. Current Geochemical Models to Predict the Fate of Hazardous Wastes in the Injection Zones of Deep Disposal Wells. Berkley: LBL, 1992. 140 pp.
22. Barr A. E., Feigenbaum E. A., Cohen P. R. The Handbook of Artificial Intelligence. V. 1, 2. Los Altos: William Kaufmann Inc., 1982.

23. Barrer R. M., Sammon D. C. Exchange Equilibria in Crystals of Chabasite // J. of the Chem. Soc. 1955. N 8. P. 2838—2849.
24. Helgeson H. C. Complexing and Hydrothermal Ore Deposition. Pergamon, 1964. 128 p.
25. Moto-oka T. (Ed). Fifth Generation Computer System. Amsterdam, New York, Oxford: NHPC, 1982. 282 p.
26. Sillen L. G. Stability constants of Metal-ion complexes. The Chem. Soc. Spec. Publ. N 17. L.: Burlington House, 1964. P. 754.
27. Smith R. M., Martell A. E. Critical Stability Constants: Inorganic complexes. V. 4. N. Y.: Plenum Press, 1976. P. 257.
28. Truesdell A. H., Jones B. F. WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibria of natural waters. J. of Research. US Geol. Surv., 1974. V. 2. P. 233—248.

МП СОФДЭК (СПб)

Поступила в редакцию  
21.I.1994

## ГЕОЭКОЛОГИЯ

Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология

1 · 1996

УДК 624.131

© 1996 г. В. И. КЛИМЕНКО, В. Д. РЕЗВАН, Ю. Б. СЕЛЕЦКИЙ

### ОПЫТ ИССЛЕДОВАНИЯ КАРСТОВЫХ ВОДОНОСНЫХ СИСТЕМ БЗЫБСКОГО МАССИВА ИЗОТОПНЫМИ МЕТОДАМИ

Изложены результаты исследований авторов на Бзыбском карстовом массиве, типичном для спелеологической области южного склона спелеологической провинции Большого Кавказа, с целью выявления гидравлической связи между источниками и водосборами с использованием тяжелого стабильного изотопа кислорода.

Установлена высотная локализация областей питания карстовых вод водотоков пяти пещер и шести карстовых источников, укладывающаяся в представление о круглогодовом, с преобладанием зимнего, высокогорном атмосферном питании карстовых вод, дренируемых карстовыми водоносными системами. Сделанные выводы могут быть использованы в методическом и фактологическом аспектах при исследовании других карстовых систем Большого Кавказа.

При изучении массивов карстующихся пород выявление гидравлической связи между источниками и водосборами обычно производится методом окрашивания. Большой опыт использования стабильных изотопов водорода и кислорода для высотной привязки областей питания может быть, в частности, применен и в исследованиях карстовых массивов.

Бзыбский карстовый массив входит в состав спелеологической области южного склона спелеологической провинции Большого Кавказа [1] и расположен в междуречье Бзыбь-Аапста (рис. 1). Он ограничен с юга некарстующимися палеогеновыми отложениями, с севера на юг прорезан глубокой долиной р. Хипста, его восточную часть иногда выделяют в Хиптинский высокогорный массив. Бзыбский массив слагают нижнемеловые (валанжин-барремские) и верхнеюрский (лузитан-титонские) известняки мощностью до 2000 м, залегающие на вулканогенной толще байоса (нижний водоупорный горизонт) и перекрытые на юге некарстующимися отложениями мела (альб-сеноман) и палеогена (средний и верхний водоупорные горизонты). Северная часть массива представляет собой асимметричную синклиналь, а южная, отделенная от нее Чипширским сбросом, — моноклиналь [1].

На южном склоне Бзыбского массива расположен крупнейший источник Кавказа Мчишты (средний многолетний расход 9,5 м<sup>3</sup>/с, максимальный — 197 м<sup>3</sup>/с). Реальные гидравлические связи этого источника с водосборами до последнего времени не исследовались. Ни в одной из располагающихся на южных склонах массива крупных карстовых полостей Напра (с денивеляцией от входа (глубиной) 970 м), Форельная (740 м), Пионерская (815 м), Ноктурн (462 м), Весенняя (403 м), Студенческая (350 м), Изабелла (235 м), Белорусская (210 м) значительные подземные водотоки не обнаружены. Известна обводненная карстовая система Снежная-Меженного в восточной части Бзыбского массива, в 20 км на северо-восток от Мчишты. Она является одной из глубочайших карстовых систем (1370 м), имеет значительную протяженность (19 км), большой объем (17,4 млн. м<sup>3</sup>) и мощный подземный водоток (расход от 0,5 м<sup>3</sup>/с в межень до свыше 25 м<sup>3</sup>/с в паводок), место разгрузки которого точно установлено [1].

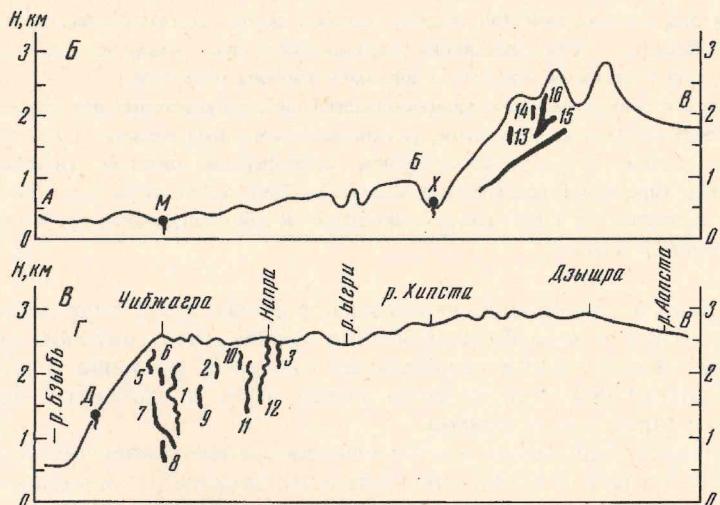
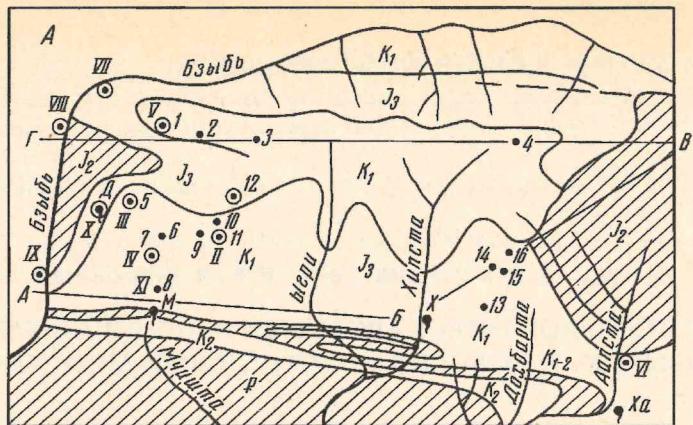


Рис. 1. Схема проведения индикаторных опытов на Бзыбском массиве. План (А) и разрезы по линиям А — Б — В (Б) и Г — В (В) Бзыбского массива. Карстовые полости: 1 — Пантиухина; 2 — Багъянская; 3 — Графский провал; 4 — Алексинского; 5 — Ноктурн; 6 — Весенняя; 7 — Пионерская; 8 — Белорусская; 9 — Изабелла; 10 — Студенческая; 11 — Форельная; 12 — Напра; 13 — Каньон; 14 — Сувенир; 15 — Снежная-Меженного; 16 — Вулкан. Основные источники: Д — Джирхва; М — Мчишта; Х — Хипста; Ха — Хабю. Водопункты: I — Напра; II — Форельная; III — Ноктурн; IV — Пионерская; V — Пантиухина; VI — р. Аапста; VII — (воклюз 19,4 км); VIII — р. Бзыбь (3-й воклюз); IX — р. Бзыбь (против Голубого озера); X — р. Джирхва; XI — р. Мчишта. Штриховкой показаны некарстующиеся породы палеогена, мела и средней юры.

В качестве естественного индикатора при исследованиях массива был использован тяжелый стабильный изотоп кислорода.

Поскольку все воды, пробы которых были отобраны на изотопный анализ, относятся к холодным, не было оснований опасаться влияния процессов кислородного изотопного обмена этих вод с породами, ведущих к искажению их естественной метки, отражающей стадию поверхностного формирования.

Пункты отбора проб воды на изотопный анализ представлены в таблице.

Известно, что концентрации кислорода-18 (как и дейтерия) в атмосферных осадках уменьшаются с увеличением абсолютных отметок местности, что является следствием уменьшения среднегодовых температур в этом же направлении [3, 5 и др.] (таблица). Изотопный высотный эффект для кислорода-18 варьируется для районов с различными климатическими условиями, как правило, в пределах 0,15—0,5% на каждые 100 м высоты [5].

#### Концентрация кислорода-18 в водах пещер, рек и источников Бзыбского массива \*

№ водопunkта	Водопункт	Высота над уровнем моря, м	Дата	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}, \text{\%}$
Пещеры				
I	Напра	1900(2350—450) **	08.08.87	-12,5
II	Форельная	1640(1840—200)	02.08.87	-12,6
III	Ноктурн	1650(1960—310)	09.08.87	-12,3
IV	Пионерская	1170(1500—330)	08.08.87	-12,6
V	Пантиухина	1125(1825—700)	04.08.87	-12,2
Реки и источники				
VI	Аапста	300	07.08.87	-12,6
	То же		15.09.87	-12,3
VII	Источник «воклюз 19,4 км»	120	07.08.87	-14,2
	То же		10.08.87	-14,5
VIII	Источник «3-й воклюз»	100	10.08.87	-13,5
	То же		15.09.87	-13,4
IX	Источник против Голубого озера	100	10.08.87	-14,1
	То же		15.09.87	-13,2
X	р. Джирхва	90	07.08.87	-12,6
	То же		15.09.87	-12,5
XI	р. Мчишта	80	28.08.87	-11,5
	То же		11.09.87	-11,8

\* Определения кислорода-18 проводились А. Ф. Бобковым (ВСЕГИНГЕО) на масс-спектрометре МИ-1201.

\*\* Первая величина в скобках здесь и ниже — высота входа в пещеру, вторая — глубина пещеры на месте отбора пробы.

Рассматривая результаты определений, представленные в таблице и на графике (рис. 2), можно обратить внимание на то, что пять образцов вод из пещер содержат практически одинаковое количество кислорода-18, несмотря на почти 800-метровую разницу в отметках уреза воды в пещерах. Это может объясняться тем, что воды всех пещер питаются на близких отметках, не меньших, чем отметки областей питания самой гипсометрически высокой пещеры (Напра). Если бы отметки областей питания каждой из пещер снижались пропорционально уменьшению отметок уреза воды в них, то по меньшей мере для пещер Пионерская и Пантиухина содержания кислорода-18 должны были быть значительно более высокими. Если принять даже нижний предел высотного изотопного градиента, равного для кислорода-18 0,15% на 100 м высоты [5], то соответствующие величины  $\delta^{18}\text{O}$  должны быть на уровне около -11,4% (рис. 2). Поскольку этого не наблюдается, есть основание полагать, что воды всех пещер, независимо от высотного положения, получают питание на отметках в среднем в интервале 1,7—2,0 м (рис. 2) и отражают условия хорошо перемешиваемого резервуара, т. е. пещеры могут быть звеньями единой карстовой водоносной системы (КВС). Несколько сдвинутая вправо точка, соответствующая водам пещеры Пантиухина, может свидетельствовать о поступлении в нее вод с более низких отметок из

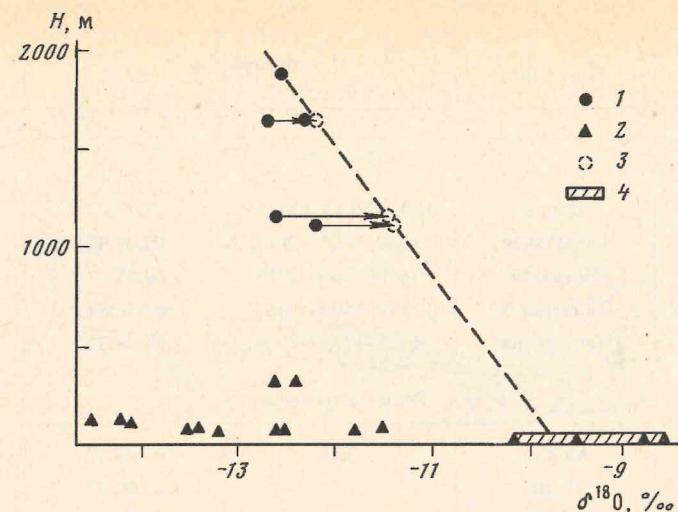


Рис. 2. Соотношения концентраций кислорода-18 и высот водопунктов:  
1 — воды пещер; 2 — воды рек и источников; 3 — воды пещер при условии питания их на отметках уреза воды (расчетные величины); 4 — среднегодовые величины  $\delta^{18}\text{O}$  для атмосферных осадков Батуми [4]

средних ветвей КВС, но доля таких вод в общем объеме исследуемых относительно невелика.

При сравнении изотопного состава вод пещер и атмосферных осадков для ближайшего пункта наблюдений (здесь — Батуми) [4], где были проведены режимные наблюдения почти 5-летнего периода (1980—1984 гг.), отмечаются значительно более высокие средние (взвешенные за год) величины  $\delta^{18}\text{O}$  для последних ( $-8,7; -10,2; -9,5; -8,8\text{\%}$ ), что подтверждает высокогорность питания карстовых вод пещер (широтным изотопным эффектом можно пренебречь из-за малой разницы в широте сравниваемых территорий) и может свидетельствовать о круглогодовом, с преобладанием зимнего, атмосферном питании карстовых вод Бзыбского массива.

Что касается изотопного состава вод рек и источников, то здесь наблюдается гораздо большая дисперсия концентраций кислорода-18 (рис. 2). При этом можно отметить, что р. Мчишта, исток которой, как отмечено выше, представляет собой крупнейший воклюз Кавказа, имеет несколько более высокие концентрации кислорода-18. Это при прочих равных условиях может свидетельствовать о том, что ближняя область питания подземной реки находится на более низких отметках (по меньшей мере на 300—400 м при градиенте 0,15‰ на 100 м — см. рис. 2), чем водосбор верхних звеньев гидрогеологической системы пещер (рис. 1). Водосбор воклюзов в долине основной водной артерии района реки Бзыбь, по-видимому, находится на более высоких отметках (приблизительно на 1 км в среднем выше при том же градиенте), чем водосбор карстовых вод на исследованном участке пещеры В. Пантиухина, дренируемой воклюзами 19,4 км, против Голубого озера и 3-м воклюзом. Это соответствует геоморфологическим и природно-климатическим условиям Бзыбского массива и подтверждает незначительную (по сравнению с воклюзом Мчишты) роль карстовых источников долины р. Бзыбь в дренировании подземных вод Бзыбского карстового массива. Выявляется наличие в КВС, в состав которой входит пещера Пантиухина, более высоко расположенных звеньев, в том числе пещеры Богуминская, что подтверждается результатами опыта с окрашиванием [2, с. 65]. Значительный разброс величин  $\delta^{18}\text{O}$  в воклюзах р. Бзыбь в разное время может, в частности, объясняться и реакцией на одновременные метеособытия (катастрофические субтропические ливни, интенсивное кратковременное таяние снегов и ледников), происходящие на высотах более двух

километров в верхних звеньях КВС. С учетом данных спелеологических и спелеоподводных исследований и окрашивания [1, 2] наличие таких аномалий в распределении величин  $\delta^{18}\text{O}$  объясняется существованием в недрах Бзыбского массива КВС Напра ( $-12,5\text{\%}$ ) — Форельная ( $-12,6\text{\%}$ ) — Пионерская ( $-12,6\text{\%}$ ) — Мчишта ( $-11,8\dots-11,5\text{\%}$ , западная часть Мчишинской КВС), северо-западной части КВС Ноктурн ( $-12,3\text{\%}$ ) — Джирхва ( $-12,6\dots-12,5\text{\%}$ ) и северной части КВС пещера Пантиухина ( $-12,2\text{\%}$ ) — воклюз против Голубого озера ( $-14,1\dots-13,2\text{\%}$ ) — «воклюз 19,4 км» в устье р. Гега ( $-14,5\dots-14,2\text{\%}$ ) [2].

Полученные выводы, по-видимому, могут быть использованы в методическом и фактологическом аспектах при исследовании других карстовых систем спелеологической провинции Большого Кавказа.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дублянский В. Н., Клименко В. И., Вахрушев Б. А., Резван В. Д. Комплексные карстолово-спелеологические исследования и охрана геологической среды Западного Кавказа. Сочи: ПНИИС, 1987. 125 с.
2. Резван В. Д. Карстовые водоносные системы Бзыбского массива: результаты и перспективы исследований // Изучение и использование карста Западного Кавказа. Сочи: ПНИИС, 1991. С. 61—67.
3. Справочное руководство по применению ядерных методов в гидрологии и гидрогеологии. М.: Недра, 1971. 256 с.
4. Таблицы данных наблюдений за изотопным составом атмосферных осадков и водяного пара // Матер. метеорологических исследований. № 12. Изотопный состав атмосферных осадков в Центральной и Восточной Европе. М.: Межведомств. геофиз. комитет при Президиуме АН СССР и ИВП АН СССР, 1987. С. 11—13.
5. Yourtever Y., Gat J. K. Stable isotopes in atmospheric waters // Stable Isotope Hydrology. Vienna: IAEA, 1981. P. 103—142.

Адлерская комплексная лаборатория  
ПНИИС Госстроя России  
ВСЕГИНГЕО

Поступила в редакцию  
15.1.1993

## ГИДРОПРОЕКТУ — 65 ЛЕТ

В начале XX-го века в России, в отличие от развитых западных государств, гидравлическая энергия для производства электроэнергии практически не использовалась. Вовлечение этого подлинного дара природы началось в 1918 г., когда был поставлен вопрос о сооружении ГЭС на р. Волхов. Позднее, в 20-е годы — в период полной хозяйственной разрухи, идеи электрификации были разработаны и претворены в план ГОЭЛРО, в котором гидроэнергия заняла достойное место. В то время мощность всех электростанций страны составляла 250 тыс. кВт. План ГОЭЛРО за 10—15 лет предусматривал ввод 1,75 млн. кВт электроэнергии. Такие замыслы на тот момент казались фантастическими и настолько грандиозными, что за рубежом практически никто не верил в их осуществление. Тем не менее план был выполнен силами специалистов, которые были вынуждены работать почти в полной изоляции от мирового опыта и практически не имели своего собственного, искали и прокладывали новые пути в развитии отечественного гидростроительства. К 1990 г. суммарная мощность введенных в строй гидроэлектростанций уже составила 63,2 млн. кВт.

Вслед за Волховской ГЭС, построенной на базе передовой по тому времени техники, триумфом российской гидроэнергетики было осуществление проекта крупнейшей тогда в Европе Днепровской ГЭС. Обширный опыт экспериментальных и научных исследований этих двух завершенных строек послужил основой для воспитания кадров отечественного гидроэнергетического строительства.

В последующие десятилетия для электрификации народного хозяйства все шире развертывались работы по исследованию и освоению водных ресурсов в разных районах страны, что требовало концентрации инженерных сил специалистов-гидротехников. 9 октября 1930 г. приказом Всесоюзного энергетического хозяйства из треста «Энергострой» был выделен трест «Гидроэлектрострой», которому поручались работы по проектированию и сооружению гидроэлектрических установок, а также работы по изысканиям в области гидростроительства. С этой даты и берет свое начало история института «Гидропроект».

До 1992 г. он представлял собой крупнейшую комплексную проектно-изыскательскую организацию, имевшую помимо головного института семь отделений и два филиала на территории России и союзных республик, которые, обретя в 1992 г. самостоятельность, объединились в Ассоциацию «Гидропроект». По проектам Гидропроекта созданы практически все гидроэлектростанции на территории бывшего СССР. Среди них такие уникальные по мировым критериям сооружения, как Братская, Саяно-Шушенская, Нурекская, Рогунская, Ингурин ГЭС и многие другие. Кроме того, «Гидропроект» выполнял изыскательские и проектные работы по многим зарубежным объектам, в их числе такие, как Асуанская плотина в Египте, Ефратская и Тишрин в Сирии, Хоабинь и Хамтхуан во Вьетнаме, Тери в Индии и т. д.

Инженерные изыскания, т. е. изучение природных условий строительства, начались с первых шагов осуществления плана ГОЭЛРО. Для обоснования первых проектов проводились такие работы, которые в России ранее не выполнялись, а за рубежом проводились изредка и в небольшом объеме. Принципы новаторства в изысканиях сохранялись и в дальнейшем.

Строительство гидротехнических объектов в самых разнообразных по природным, климатическим и геологическим условиям районах способствовало формированию в Гидропроекте мощной изыскательской службы со своими традициями. Не только у нас в стране, но и за рубежом известны имена таких выдающихся инженер-геологов, как Э. И. Роот, А. Г. Лыкошин и Р. Р. Тиздель. Изыскатели внесли ощутимый вклад в развитие теории и практики в области грунтоведения, механики скальных пород, гидрогеологии, геофизики, геодинамики, сейсмологии, гидрологии, топогеодезии и, конечно, геоэкологии. Сегодня сложнейшие проблемы инженерных изысканий, связанные с проектированием и эксплуатацией гидротехнических сооружений, в Гидропроекте решаются с участием таких крупных

специалистов как д. г.— м. н. А. А. Варга, д. г.— м. н. И. А. Парабучев, академик РАЕН А. И. Савич. Достоверному изучению различных природных и техноприродных процессов и явлений способствовало комплексное применение различных видов изысканий и исследований. Основания сооружений и зоны водохранилищ представляли собой прекрасный полигон для натурных исследований и практического опробования теоретических положений. В ходе работ на конкретных объектах создавались методы и методики исследований, разрабатывалось и внедрялось специальное оборудование для решения специфических вопросов изысканий, часто при совместном участии сотрудников Гидропроекта и приглашенных из вузов и академических институтов специалистов. Многолетние узы связывают изыскателей Гидропроекта с учеными МГУ, МГРИ, МИСИ, ИФЗ и др.

Огромный опыт, накопленный изыскательской службой Гидропроекта за время строительства самых разнообразных по типу и категории сложности, а также по спектру решаемых проблем объектов в самых различных природных условиях, безусловно дает ей возможность решать вопросы, необходимые для проектирования не только гидротехнических, но и иных сооружений, и служит гарантом качества выполняемых работ.

Коллективу Гидропроекта предстоит трудиться в новых сложных условиях, когда все большее значение приобретают экологические, природоохранные и социальные критерии оценки эффективности и безопасности источников энергии, что требует и новых подходов к изысканиям и проектированию, быстрой и серьезной перестройки проектно-изыскательского процесса в целом. Пожелаем им в этом успеха.

Редколлегия

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Главный редактор  
академик РАН  
В. И. ОСИПОВ

Зам. главного редактора  
доктор геолого-минералогических наук  
А. А. ВАРГА

Ответственный секретарь  
кандидат геолого-минералогических наук  
Н. А. РУМЯНЦЕВА

Доктор наук,  
Горно-геологическая академия (Болгария)  
К. АНГЕЛОВ

Доктор геолого-минералогических наук  
В. В. БАУЛИН

Доктор геолого-минералогических наук  
С. Д. ВОРОНКЕВИЧ

Доктор наук,  
геологический институт АН Китая  
ВАН-СЫ ЦИНЬ

Доктор наук, Ливерпульская лаборатория  
Калифорнийского университета (США)  
П. ВИТЕРСПУН

Доктор наук, Карлтонский университет  
(Канада)  
П. ВИЛЬЯМС

Доктор геолого-минералогических наук  
Э. Д. ЕРШОВ

Доктор технических наук  
Г. А. МАРКОВ

Доктор геолого-минералогических наук  
И. П. ЗЕЛИНСКИЙ

Доктор наук,  
Геологическая служба ФРГ  
М. ЛАНГЕР

Член-корреспондент РАН  
В. А. МИРОНЕНКО

Доктор геолого-минералогических наук  
И. А. ПАРАБУЧЕВ

Доктор геолого-минералогических наук  
Е. М. ПАШКИН

Член-корреспондент РАН  
Е. В. ПИННЕКЕР

Академик РАН  
Е. М. СЕРГЕЕВ

Доктор наук, Институт низких температур  
университета Хокайдо (Япония)  
М. ФУКУДА

Доктор геолого-минералогических наук  
В. М. ШВЕЦ

### Адрес редакции:

117049 Москва, ГСП-1 Мароновский пер. 26

Телефон: 230-79-67

Заведующая редакцией А. А. Мазаева

Технический редактор Н. И. Демидова

Сдано в набор 25.10.95 Подписано к печати 28.11.95 Формат бумаги 70 × 100<sup>1</sup>/16  
Офсетная печать Усл. печ. л. 10,4 Усл. кр.-отт. 7,3 тыс. Уч.-изд. л. 12,0 Бум. л. 4,0  
Тираж 686 экз. Зак. 3430

Адрес редакции: 117049 Москва, ГСП-1 Мароновский пер. 26, тел. 230-79-67  
Московская типография № 2 РАН 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

Пресс-релиз

## Второй Международный Конгресс и Техническая Выставка "Вода: Экология и Технология"

### "ECWATECH-96"

Международный Конгресс и Техническая Выставка "Вода: Экология и Технология" ("ЭКВАТЭК-96") будет проходить в Москве с 17 по 21 сентября 1996 г. согласно Распоряжению правительства Российской Федерации. Среди организаторов - Комитет РФ по водному хозяйству, Министерство строительства РФ, Министерство охраны окружающей Среды и природных ресурсов РФ, ММП "Мосводоканал", ГП "Водоканал С-Петербурга" и АО "СИБИКО Интернэшнл".

Как и первое мероприятие, проходившее в Центре Международной торговли в сентябре 1994 г., будущий Форум задуман как своего рода круглый стол, на который выносятся наболевшие вопросы в области водного хозяйства всех регионов бывшего Советского Союза, включая страны Балтии, а так же основные проблемы, связанные с водоснабжением, очисткой сточных вод, мониторингом и охраной окружающей среды за рубежом.

Учитывая опыт прошлых лет, организаторы сделали основной упор на экономические аспекты решения проблем в сфере водного хозяйства. Предусмотрено, что в период подготовки Форума будет проходить конкурс инвестиционных проектов, лучшие из которых будут отмечены наградами и предложены к рассмотрению специалистам Всемирного банка, программе TACIS Европейского союза и ЮНЭП, - международным организациям, активно поддерживающим идею проведения Конгресса и Выставки.

Уже на сегодняшний день получены заявки от представителей промышленных, научных и деловых кругов Германии, Швеции, Великобритании, США, Голландии, Чехии, Финляндии и других стран, выразивших свое желание участвовать в Форуме.

В настоящее время ведутся переговоры с Международной ассоциацией водоснабжения, Международной ассоциацией качества воды, ведущими водными ассоциациями стран Европы и США об участии в Конгрессе и Выставке.

Важнейшая часть "ЭКВАТЭК-96" - крупная международная техническая выставка. Ее главными направлениями являются: Технологическое оборудование и экологически чистые и водосберегающие технологии, водоизмерительные и регулирующие приборы и аппаратура, информационно-управленческие системы. Огромное значение и пользу участникам принесут возможность обмена опытом между отечественными и зарубежными производителями, рассмотрение различных подходов в решении общих для всех проблем. Выставочный Комитет проведет изучение представленных экспонентов с вручением Дипломов лучшим фирмам-участникам "ЭКВАТЭК-96".

Благодаря активной поддержке Сената города Берлина на Выставке вновь будет представлена обширная экспозиция Германских фирм и предприятий.

К сожалению, экологические вопросы не являются приоритетными по финансированию в России. И будущий Международный Форум проводится исключительно на средства спонсоров, поэтому Организационный Комитет готов рассмотреть предложения организаций, фирм и предприятий о поддержке Международного Форума и работать совместно со всеми заинтересованными структурами.

По вопросам участия в Конгрессе и Выставке Вы можете обратиться в Секретариат Конгресса по адресу: Россия, 107078, Москва, а/я 173 или по тел/факсам: 207-64-75

207-63-60,  
975-48-08.

## ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

Издательство "Наука" РАН  
обращает ваше внимание на следующие книги:

**Экосистемы Монголии: Природные условия и современное состояние.** – М.: Наука. 1995. – 20,8 л. (о)

В коллективной монографии рассмотрены абиотические условия и биота современных экосистем Монголии, их размещение, изменения под воздействием антропогенных факторов, вопросы стратегии охраны природы. Даются некоторые рекомендации по сохранению природных ресурсов экосистем, исходя из оценки их современного состояния.

**Мурзаев Э.М. Топонимика и география.** – М.: Наука. 1995. – 24 л. (п)

В монографии освещены топонимические аспекты этнокультуры и исторической географии, приведены сведения о происхождении и переименованиях географических названий.

*По всем вопросам приобретения книг  
просим обращаться в Торговую фирму "Академкнига" РАН  
по адресу: 103624, ГСП, Москва, Б. Черкасский пер., 2/10.*

*Тел. торгового отдела: 923-72-84*



«Н А У К А»