

ISSN 0869-7803

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕО ЭКОЛОГИЯ

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ
ГИДРОГЕОЛОГИЯ
ГЕОКРИОЛОГИЯ

1

1995

ГЕОЭКОЛОГИЯ

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ. ГЕОКРИОЛОГИЯ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В ЯНВАРЕ 1979 ГОДА

1 · 1995

(до 1993 г. назывался «Инженерная геология»)

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

январь—февраль

МОСКВА «НАУКА»

СОДЕРЖАНИЕ

Мироненко В. А., Петров Н. С. Загрязнение подземных вод углеводородами	3
Гарецкий Р. Г., Каракаев Г. И. Основные проблемы экологической геологии	X
Крайнов С. Р., Закутин В. П. Причины и тенденции изменения качества подземных вод	28
	36

Грунтоведение

Месчян С. Р. Длительное и предельно длительное сопротивление сдвигу глинистых грунтов	50
Джурек В. И., Басов А. Д., Дреннов А. Ф. Сейсмические свойства глинистых грунтов различного состояния	X
	60

Природные и природно-техногенные процессы

Аникеев А. В. Особенности разрушения влажных и водонасыщенных песков покровной толщи в карстовых районах	72
Медведев О. Ю. Изучение связи сейсмичности Южных Карпат с солнечной активностью	80

Методы и методика исследований

Трофимов В. Т., Зилинг Д. Г. О роли подхода при инженерно-геологическом районировании	86
Косачевский Л. Я., Сюй Л. С. О проблеме «самозахоронения» радиоактивных отходов	X
	96

Геоэкологические проблемы урбанизированных территорий и исторических памятников

Болгов М. В., Дзекцер Е. С. О пространственной изменчивости показателей процесса подтопления застраиваемых территорий	103
---	-----

CONTENTS

Mironenko V. A., Petrov N. S. Hydrocarbon pollution of underground waters	3
Garetsky P. G., Karataev G. I. Major issues of ecogeology	28
Krainov S. R., Zakutin V. P. Causes and tendencies of underground water quality alteration	36
 Soil and Rock Engineering	
Meschyan S. R. Protracted and ultimate shear strength of clayey soils	50
Dzhurik V. I., Basov A. D., Drennov A. F. Seismic properties of clayey soils in different states	60
 Natural and Natural Technogenic Processes	
Anikeev A. V. Destruction specifics of damp and water saturated covering sands in karst areas	72
Medvedev O. Yu. Seismicity in the South Carpathians in connection with solar activity	80
 Research Methods and Techniques	
Trofimov V. T., Ziling D. G. On the approach importance during engineering geological zoning	86
Kosachevsky L. Ya., Sui L. S. On the «self-burial» of radioactive waste	96
 Geoenvironmental Problems in Urbanized Areas and Historical Monuments	
Bolgov M. V., Dzektser E. S. Spatial inconstancy of the underflooding indices in the built-over areas	103
Pinneker E. V., Shenkman B. M. Technogenic alteration of hydrogeochemical situation in the Angaro-Lensky artesian basin	110
Pashkin E. M., Dzektser E. S., Nikiforov A. A. The monitoring of cultural layer as a geoenvironmental element	123

УДК 624.131

© 1995 г.

В. А. МИРОНЕНКО, Н. С. ПЕТРОВ

ЗАГРЯЗНЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД УГЛЕВОДОРОДАМИ

Обобщены результаты отечественных и в основном зарубежных исследований по изучению загрязнения подземных вод углеводородами (УВ). Особое внимание уделено анализу влияния на распространение и трансформацию УВ в условиях гетерогенности и неоднородности пород, физико-химических процессов (сорбции и биодеградации УВ), растворения и испарения, колебаний уровней грунтовых вод и др. Приведены экспериментальные данные о растворимости, удельной плотности, вязкости, поверхностном напряжении, остаточной насыщенности и сорбционных параметрах отдельных органических соединений. Проанализированы возможности полевых методов обнаружения и очистки скоплений УВ.

1. ВВЕДЕНИЕ

В проблеме загрязнения подземных вод все более важную роль играют жидкие углеводороды (УВ), как результат утечек из поверхностных и подземных хранилищ углеводородного топлива, развития различных нефтеперерабатывающих производств, потерь нефти при добыче и транспортировке и т. д. [11, 36, 38].

Большинство УВ имеет очень низкие значения ПДК (в некоторых случаях — на пределе обнаружения); для примера можно заметить, что 1 л бензина при полном растворении способен загрязнить до недопустимых концентраций 2 млн. л подземных вод. Далее, после ликвидации источника загрязнения и откачки жидких скоплений УВ остаточная их насыщенность, с учетом весьма ограниченной растворимости, обеспечивает длительное — на десятки, а то и сотни лет — загрязнение на больших площадях [26]. Вполне реальны ситуации, когда такое загрязнение начинает проявляться, скажем, в водозаборных скважинах через многие годы после того, как поверхностные его источники были полностью устранены; при этом здоровье людей может долгое время подвергаться невыявленной опасности [43].

Иногда концентрация загрязнений достигает таких масштабов, что они практически заполняют колодцы и скважины. При близком к земной поверхности расположении скоплений УВ их пары могут поступать в жилые помещения или даже приводить к взрыву.

2. ОСОБЕННОСТИ МИГРАЦИИ УГЛЕВОДОРОДОВ**2.1. УВ как несмешивающиеся с водой жидкости в горных породах**

Попадая в водоносные пласты, углеводороды мигрируют как несмешивающиеся с водой жидкости (НВЖ), хотя некоторая их доля может поступать в растворенном (в воде) или парообразном состоянии. Соответственно, на контакте НВЖ и воды действует поверхностное напряжение ($\sigma_{\text{НВ}}$), величина которого меняется в диапазоне от нуля (для полностью растворимых соединений)

Таблица 1

Результаты лабораторных экспериментов
по определению угла смачивания тяжелых НВЖ (по [32])

Несмешивающаяся жидкость	Субстрат	Среда	Угол смачивания, °C
Тетрахлорэтан	Глина	APL	23—48
		Воздух	153—168
1,2,4-Трихлорбензол	»	APL	28—38
		Воздух	153
Гексахлорбутадин	»	Вода	32—48
		»	32—41
Гексахлорцикlopентадиен	»	»	30—38
		»	30—52
2,6-Дихлортолуол	»	»	27—31
		»	27—34
4-Хлорбензотрифтогид	»	»	29—31
		APL	21—54
Четыреххлористый углерод	»	Вода	20—37
		Воздух	170—171
Хлорбензол	»	Вода	30—40
		»	20—37
Хлороформ	»	»	33—50
		APL	33—45
S-Area THVЖ	»	Вода	16—19
		Воздух	164—169
Тетрахлорэтан	Мелкозернистый песок и ил Глинистая морена (30—40% глины)	APL	45—105
		Вода	50—122
S-Area THVЖ	Мелко-грубо-зернистый песок, Оттава Мелко-грубо-зернистый песок, Оттава Доломит, Локкорт Доломит (Локкорт)	Воздух	16—21
		Вода	171
To же	»	Воздух	16—19
		Вода	31
S-Area THVЖ с растворителями	Мелко-зернистые пески, загрязненные НВЖ Почвы с растительным материалом	Воздух	34—37
		Вода	131—154
Глина	Бумага Дерево Нержавеющая сталь	Вода (SA)	25—54
		Вода	15—46

Примечание. APL — относится к жидкостям водной фазы (растворенные в воде компоненты). S-Area THVЖ — содержит главным образом тетрахлорбензол, трихлорбензолы, тетрахлорэтан, гексахлорцикlopентадиен и октахлорцикlopентан. SA — относится к поверхностно-активным агентам, которые добавлялись к воде.

Адсорбированные S-Area (Нью-Йорк, США) компоненты были обнаружены на некоторых глинистых образцах.

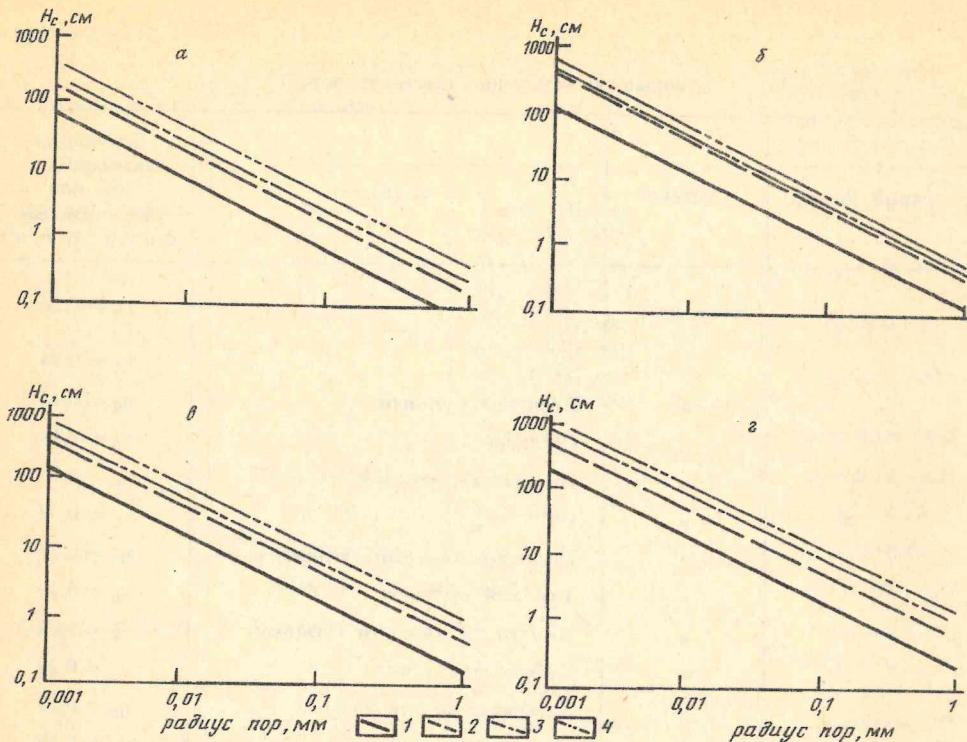


Рис. 1. Зависимость капиллярного давления (H_c) от поверхностного натяжения (σ , дин/см) и угла смачивания (φ , град) $a - \sigma = 15$; $b - \sigma = 30$; $c - \sigma = 45$; $d - \sigma = 60$; $1 - \varphi = 0^\circ$, $2 - 40^\circ$, $3 - 60^\circ$, $4 - 80^\circ$

до 72 дин/см (поверхностное натяжение воды); наиболее характерные значения составляют 15—20 дин/см (приложение II).

Так как вода обычно является в этой ситуации смачивающей фазой, а НВЖ — несмачивающей¹, поверхностное натяжение на их контакте ассоциируется с результирующим перепадом давлений:

$$P_{\text{кан}} = P_{\text{н}} - P_{\text{в}}, \quad (1)$$

где $P_{\text{н}}$ и $P_{\text{в}}$ — давления в НВЖ и воде соответственно ($P_{\text{н}} > P_{\text{в}}$).

Аналогично капиллярному давлению на контакте воды и воздуха, для однородных грунтов с радиусом пор r_k

$$P_{\text{кан}} = 2\sigma_{\text{нв}} \cos \varphi / r_k, \quad (2)$$

где φ — угол смачивания. Численные значения угла смачивания приведены в табл. 1.

Таким образом, для внедрения в водонасыщенную пористую среду НВЖ должна преодолеть некоторое пороговое давление, которому эквивалентна минимальная пьезометрическая высота;

$$h_{\min} = 2\sigma_{\text{нв}} \cos \varphi / (\rho_{\text{в}} g r_k), \quad (3)$$

где $\rho_{\text{в}}$ — плотность воды. Отсюда следует, что слои пород с малыми значениями r_k могут служить капиллярными барьерами для НВЖ. Характерные значения h_{\min} даны на рис. 1.

¹ В углях и некоторых карбонатных породах ситуация может оказаться обратной. Кроме того, смачиваемость НВЖ может расти со временем их нахождения в горных породах.

Таблица 2

Данные об остаточной насыщенности

Остаточный флюид	Система	Среда	Остаточная насыщенность (η_0) или удерживающий фактор (R , л/м ³)
Вода	Ненасыщенная	Песок	$\eta_0 = 0,10$
		Супесь	$\eta_0 = 0,14$
		Песчаный суглинок	$\eta_0 = 0,16$
		Суглинок	$\eta_0 = 0,18$
		Пылеватый суглинок	$\eta_0 = 0,15$
		Ил	$\eta_0 = 0,07$
		Песчаный тяжелый суглинок	$\eta_0 = 0,26$
		Тяжелый суглинок	$\eta_0 = 0,23$
		Пылеватый тяжелый суглинок	$\eta_0 = 0,19$
		Песчанистая глина	$\eta_0 = 0,26$
Газолины	»	Алевритистая глина	$\eta_0 = 0,19$
		Глинистая почва	$\eta_0 = 0,18$
		Крупный гравий	$R = 2,5$
		Крупный песок — гравий	$R = 4,0$
		Средне-крупнозернистый	$R = 7,5$
		Мелко-среднезернистый песок	$R = 12,5$
		Тонко-среднезернистый песок	$R = 20,0$
		Крупный гравий	$R = 5,0$
		Крупнозернистый песок — гравий	$R = 8,0$
		Средне-крупнозернистый песок	$R = 15$
Средние дистилляты	»	Мелко-среднезернистый песок	$R = 25$
		Тонко-мелкозернистый песок	$R = 40$
		Крупный гравий	$R = 10$
		Крупнозернистый песок — гравий	$R = 16$
		Средне-крупнозернистый песок	$R = 30$
		Мелко-среднезернистый песок	$R = 50$
		Тонко-мелкозернистый песок	$R = 80$
		Почва	$\eta_0 = 0,18$
		»	$\eta_0 = 0,15$
		»	$\eta_0 = 0,20$
Топливные нефти	»	Крупный песок	$\eta_0 = 0,15—0,19$
		Среднезернистый песок	$\eta_0 = 0,12—0,27$
		Мелкозернистый песок	$\eta_0 = 0,40—0,60$
		Хорошо отсортированный мелко-крупнозернистый песок	$\eta_0 = 0,46—0,59$
		»	
		»	
		»	
		»	
		»	
		»	
Легкая нефть и газолин	»	»	
		»	
Дизельная и легкая топливная нефть	»	»	
		»	
Машинная и тяжелая топливная нефть	»	»	
		»	
Газолин	»	»	
		»	

Остаточный флюид	Система	Среда	Остаточная насыщенность (η_0) или удерживающий фактор (R , л/м ³)
Минеральная нефть	Ж—В	Песок, Оттава ($d_{50} = 0,5$ мм)	$\eta_0 = 0,110$
		Песок, Оттава ($d_{50} = 0,35$ мм)	$\eta_0 = 0,140$
		Песок, Оттава ($d_{50} = 0,25$ мм)	$\eta_0 = 0,172$
		Песок, Оттава ($d_{50} = 0,18$ мм)	$\eta_0 = 0,235$
		Морена	$\eta_0 = 0,15—0,28$
		Ненасыщенная	$\eta_0 = 0,12—0,21$
		Аллювий	$\eta_0 = 0,19$
		»	$\eta_0 = 0,19$
		Лёсс	$\eta_0 = 0,49—0,52$
		Крупный песок	$\eta_0 = 0,12$
Парафинистая нефть	Ненасыщенная	Мелкозернистые отложения	$\eta_0 = 0,52$
		Пески, Оттава	$\eta_0 = 0,11—0,23$
		Песчаник	$\eta_0 = 0,35—0,43$
		»	$\eta_0 = 0,16—0,47$
		Нефтяной коллектор	$\eta_0 = 0,25—0,50$
		Песчанистые почвы	$\eta_0 > 0,01—0,10$
		To же	$R > 3—30$
		»	$\eta_0 > 0,02—0,15$
		»	$R > 5—50$
		Трещина размером 0,2 мм	$R = 0,05 \text{ л/м}^2$
Сырая нефть	Насыщенная	Песок (92% — песок, 5% — ил, 3% — глина)	$\eta_0 = 0,24$
		Бензол	»
		О-ксилен	»
		Трихлорэтан	»
		Тетрахлорэтан	»
		Бензол	»
		О-ксилен	»
		Трихлорэтан	»
		Тетрахлорэтан	»
		1,1,1-Трихлорэтан	»
Тяжелые НВЖ	Ненасыщенная	Грубозернистый песок, Оттава	$\eta_0 = 0,15—0,40$
		To же	$\eta_0 = 0,15—0,25$
		Супесь	$\eta_0 = 0,08$
		»	
		»	
		»	
		»	
		»	
		»	
		»	

Примечание. Ненасыщенная — система НВЖ — вода — воздух; насыщенная — система НВЖ — вода; Ж—В — ненасыщенная система НВЖ — воздух (вода отсутствует); величина — R связана с параметром η_0 через зависимость: $R = \eta_0 \times n \times 1000$ (n — пористость) и означает количество остаточной НВЖ в 1 м³ породы.

С другой стороны, равновесное положение контакта НВЖ и воды, как и профильное перемещение НВЖ, существенно зависят от их плотности ρ , соответственно, выделяются легкие ($\rho_w < \rho_v$) и тяжелые ($\rho_w > \rho_v$) НВЖ, первые (большинство УВ) тяготеют к понижениям депрессионной поверхности, а вторые погружаются в глубь пласта.

При ограниченных (случайных и кратковременных) утечках УВ из поверхностных источников жидкое скопление легких УВ над уровнем грунтовых вод принимают в конце концов квазистабильное положение², такие линзы УВ имеют мощность, обратно пропорциональную размеру минеральных зерен (в мелкозернистых песках — порядка 2 м), а их горизонтальное распространение (при заданном объеме поступивших стоков) определяется скоростью грунтового потока (в мелкозернистых песках — десятки метров) [2].

Тяжелые НВЖ при достаточно больших объемах их поступления в пласт образуют жидкое скопление у подошвы водоносного пласта или на промежуточных водоупорах (капиллярных барьерах). Так как насыщенность по НВЖ в таких скоплениях достаточно высокая (до 50—60% [19]), их равновесное положение может сравнительно легко нарушаться при гидродинамических возмущениях, связанных с откачкой на соседних участках, бурением, отбором проб и т. д.

Распределение НВЖ в горных породах резко усложняется благодаря зависимости их подвижности и степени иммобилизации от относительной насыщенности (η); в частности, для каждой НВЖ в данной горной породе существует предельная (остаточная) насыщенность η_0 , при которой НВЖ оказываются в неподвижном, иммобилизованном состоянии. Существенно, что для несмачивающих НВЖ остаточное насыщение является не непрерывным, а дискретным, причем НВЖ в зоне флюидного насыщения занимают более крупные поры, а вода (смачивающая жидкость) — мелкие. В этой ситуации на остаточную насыщенность влияет не только и не столько распределение пор по размерам, но и структура связей между ними, возможность обтекания скоплений НВЖ в крупных порах водой, поэтому в гетерогенных и неоднородных породах остаточная насыщенность обычно заметно выше и распределение ее весьма неравномерное (в виде отдельных включений), зависящее к тому же от исходной (максимальной) насыщенности [19]. Типичные значения η_0 для зоны насыщения имеют порядок 0,15—0,5 и обычно существенно больше, чем в зоне аэрации, где $\eta_0 \approx 0,1—0,2$ (табл. 2). Последнее объясняется тем, что в зоне аэрации имеет место большой (вертикальный) гидравлический градиент и НВЖ являются смачивающей фазой по отношению к воздуху, благодаря чему они сравнительно непрерывно перемещаются в соседние зоны.

При насыщенности большей, чем остаточная, подвижность НВЖ определяется, как и в общем случае многофазной фильтрации [3, 37], относительной проницаемостью (K_{oh}), которая является функцией степени насыщения НВЖ (в системе вода — НВЖ для зоны насыщения, в системе вода — воздух — НВЖ для зоны аэрации), и вязкостью НВЖ (μ_w). В частности, применительно к проблеме вытеснения НВЖ водой целесообразно использовать относительную подвижность, определяемую соотношением коэффициентов подвижности (K_0/μ) воды и НВЖ. Однако в реальной неоднородной и гетерогенной среде процесс вытеснения сильно осложняется нестабильностью фронта вытеснения, образованием отдельных «языков» внедряющегося флюида [21]; соответственно за задним фронтом ореола загрязнения могут оставаться иммобилизованные включения НВЖ.

² При резких колебаниях уровня грунтовых вод подобные скопления могут оказаться и несколько ниже его.

2.2. Влияние гетерогенности и неоднородности на миграцию УВ

Прежде всего подчеркнем, что для НВЖ с достаточно высоким поверхностным натяжением этот фактор проявляется гораздо сильнее, чем для смешивающихся жидкостей [22, 41]. Выше мы уже мельком отметили его значение для остаточной насыщенности; очень велико оно и в распределении движущихся компонентов, определяемом, в частности, макродисперсией [19]. Так, в слоистых пластах это распределение исключительно чувствительно даже к малым различиям проницаемости отдельных прослоев — в пределах десятков процентов, что оказывается достаточным для резко избирательной послойной миграции НВЖ — даже при мощностях отдельных слоев, измеряемых миллиметрами [19]. При этом степень вовлечения в миграционный процесс относительно слабопроницаемых прослоев растет с увеличением давления на контуре поступления НВЖ в пласт. Аналогичные макродисперсионные эффекты имеют место в трещиноватых и трещиновато-пористых породах³; так, степень вовлечения в миграцию НВЖ отдельных трещин зависит от соотношения их раскрытия, давления на «входе» в трещину и поверхностного натяжения НВЖ.

Благодаря малым ПДК реальное загрязнение НВЖ, связанное с макродисперсией, проявляется гораздо раньше, чем в прогнозных построениях, ориентированных на расчеты по схеме поршневого вытеснения (фронт с относительной концентрацией 50%). Даже малые объемы НВЖ, поступившие в водоносный пласт, быстро протекают в виде «языков» по наиболее проводящим зонам на большие расстояния; поэтому при осреднении содержания НВЖ на всю мощность пласта нередко оказывается, что их проникновение максимальное там, где осредненная насыщенность по ним минимальна.

В зоне аэрации гетерогенность (слоистость) приводит к сильному площадному расширению исходного «ядра» загрязнения благодаря боковому растеканию, особенно в случаях тяжелых НВЖ. Так, если загрязняющая несмачивающая жидкость встречает на своем пути слабопроницаемую субгоризонтальную зону, то распределение насыщенности НВЖ стремится к такому состоянию, при котором давление на контакте превысит «пороговую» величину (см. формулу 3). Подъем давления на контакте сопровождается образованием субгоризонтального потока, тем более ярко выраженного, чем больше пороговое давление (или поверхностное натяжение). Даже после превышения порогового давления и внедрения НВЖ в слабопроницаемую зону проницаемость (по НВЖ) над контактом остается более высокой, нежели под ним, так что субгоризонтальный отток НВЖ сохраняется. Если же подтока НВЖ сверху не хватает для преодоления порогового сопротивления на контакте, то имеет место только горизонтальный отток — до тех пор, пока НВЖ не распространится до какой-либо субвертикальной зоны макронеоднородности. В результате вертикальное внедрение НВЖ через контакт будет проявляться в виде отдельных «языков», которые, в свою очередь, могут постепенно (с погружением вниз) развиваться в латеральном направлении и смыкаться друг с другом [23]. Аналогичный характер имеет миграция НВЖ по трещиноватым породам зоны аэрации. В конечном счете это приводит к тому, что загрязнение НВЖ распространяется на гораздо большую (нежели исходный участок загрязнения) площадь, и в то же время по отдельным субвертикальным путям (прежде всего трещинам) загрязняющие компоненты могут далеко опережать основной фронт загрязнения.

³ В последнем варианте миграция НВЖ может осложниться их диффузионным проникновением в пористую матрицу, хотя подобные сочетания трещиновато-пористых пород и НВЖ не очень характерны для нерастворенных НВЖ.

2.3. Значение процессов растворения и испарения

После первичного поступления и распространения УВ в виде НВЖ, дальнейшая их судьба во многом определяется процессами растворения и испарения. В частности, при насыщенности, равной остаточной или меньшей последней, именно эти процессы играют доминирующую роль в последующем распространении загрязнения на новые участки.

Весьма характерно, что концентрации УВ (как и других НВЖ), растворенных в подземных водах, практически никогда не достигают предельных величин растворимости (C_n) и обычно не превышают 10% от C_n или от соответственно уменьшенной величины в сложных растворах (приложение I). Объясняется это конвективно-диффузионным перемешиванием в условиях реальных, неоднородных и гетерогенных горных пород [25]. К тому же по мере выноса водой более растворимых соединений постепенно меняется и состав исходной НВЖ. Впрочем, в большинстве своем ПДК для УВ намного (на два и более порядков) меньше их предельной растворимости, так что реально наблюдаемые концентрации свидетельствуют о недопустимом загрязнении. Данные о растворимости некоторых органических компонентов приведены в приложении I.

Показателем интенсивности процессов растворения может служить коэффициент скорости массопереноса (λ_n), отражающий массу НВЖ, переходящую в раствор через единицу площади контакта с водой в единицу времени. Нужно отметить, что значения λ_n растут с увеличением скоростей фильтрации и убывают со временем — по мере «старения» НВЖ, поэтому величины λ_n колеблются в довольно широком диапазоне (табл. 3). В целом, однако, они свидетельствуют о быстром достижении локального (на уровне пор) равновесия на контакте между НВЖ и водным раствором. На макроуровне такое равновесие достигается лишь в условиях лабораторных экспериментов, ибо помимо величины λ_n решающее значение для процессов растворения НВЖ имеет величина удельной межфазной поверхности $S_{\text{нв}} = S_{\text{нв}}/V_n$ ($S_{\text{нв}}$ — площадь межфазной поверхности, V_n — объем НВЖ). Временные изменения концентрации НВЖ в водном растворе (C) описываются уравнением

$$\frac{1}{V_n} \frac{dM_n}{dt} = \frac{dC}{dt} = \bar{S}_{\text{нв}} \lambda_n (C_n - C), \quad (4)$$

где M_n — масса НВЖ.

В гетерогенных и неоднородных горных породах величина $\bar{S}_{\text{нв}}$ намного меньше, чем достигаемая в лабораторных экспериментах с однородными пористыми средами: вода течет по наиболее проницаемым зонам, не занятых НВЖ, а последние образуют скопления в менее проницаемых зонах. Поэтому суммарная масса растворенного НВЖ может во времени заметно возрастать, ибо по мере распространения загрязнения и снижения насыщенности до остаточной величины многократно увеличивается общая площадь контакта НВЖ с водой.

При всем при том растворение НВЖ — весьма длительный процесс (десятки — сотни лет), что видно хотя бы из явно заниженной оценки времени растворения по формуле $t_p = M/QC_n$, где Q — расход воды, проходящей через первичное ядро НВЖ с массой M . На самом деле время t_p — гораздо больше, так как концентрация C_n в натурных условиях практически никогда не достигается. Таким образом, для умеренно и слаборастворимых НВЖ трудно рассчитывать на очистку загрязненного пласта за счет естественных процессов растворения остаточных их продуктов.

Испарение НВЖ играет важную роль, когда они приурочены к приповерхностной зоне и имеются условия для интенсивного движения воздуха и пара — породы характеризуются невысокой относительной влажностью и хорошей проницаемостью, отмечается высокое давление пара и т. п. Мигрируя

Численные значения коэффициентов скорости массопереноса некоторых нефтепродуктов

Углеводороды	Коэффициент скорости массопереноса λ_n (10^{-3} мг·м $^{-2}$ ·с $^{-1}$)
Бензин, смолистая нефть	100
Топливная нефть, дизель, керосин	10
Машинные масла, тяжелая топливная нефть	1

Данные о концентрации паров и суммарной плотности газов для отдельных НВЖ при 25° С [16]

Химический компонент	Молекулярный вес, г/моль	Давление пара при 25° С	Концентрация насыщенного пара, кг/м 3	Суммарная плотность газа, кг/м 3
Трихлорэтан	131,4	9,9	0,52	1,58
Толуол	92,1	3,8	0,14	1,27
Бензол	78,1	12,7	0,40	1,42
Хлороформ	119,4	25,6	1,23	2,11
Тетрахлорэтан	165,8	2,5	0,17	1,31
1,1,1-Тетрахлорэтан	133,4	16,5	0,89	1,87
Этилбензол	106,2	1,3	0,06	1,22
Ксилен	106,2	1,2	0,05	1,21
Дихлорметан	84,9	58,4	2,00	2,50
1,2-Дихлорэтан	99,0	10,9	0,44	1,48
Хлорбензол	112,6	1,6	0,07	1,22
1,1-Дихлорэтан	99,0	30,1	1,20	2,03
Тетрахлорметан	153,8	15,1	0,94	1,93
Воздух при 1 атм, 25° С	28,6	101,3	Не опр.	1,17

в газовой фазе, компонент в конце концов конденсируется, сорбируется⁴, разлагается или уходит в атмосферу [16, 40].

Испаряемость (летучесть) компонента определяется, с одной стороны, закономерностью Генри, отражающей распределение в смеси вода — воздух: парциальное давление (p) или концентрация (C_r) компонента в газовой фазе связаны с его водной концентрацией (C , моль/м 3) через константу Генри (H , атм·м 3 ·моль $^{-1}$, приложение 1):

$$p = HC, \text{ или } C_r = \frac{H}{RT} C. \quad (5)$$

С другой стороны, определяющими являются закономерности переноса газовой фазы, причем доминирует обычно диффузионная составляющая [28, 33]: коэффициент диффузии для нее оказывается примерно на 4 порядка выше, чем для жидкой фазы. Однако существенную роль может играть и конвекция в зоне аэрации, обусловленная высоким давлением газа или его плотностным градиентом [16, 30, 31].

⁴ В частности, на «сухой» породе пар может сорбироваться и непосредственно.

Последний фактор становится заметным для слабосорбируемых в газообразном состоянии УВ при увеличении плотности естественной газовой компоненты более чем на 10% и при проницаемости, превышающей 10^{-11} м^2 (характерные значения плотностей и концентраций насыщенного пара даны в табл. 4). Плотный газ, образовавшийся при испарении НВЖ (в частности, ароматических УВ) в зоне аэрации, погружается к зеркалу грунтовых вод и смешивается здесь с газом, испарившимся из насыщенной зоны, где интенсивность испарения тем больше, чем больше давление насыщенного пара (и чем меньше константа Генри). В этом же направлении мигрирует по зоне аэрации та часть паров УВ, которая, смешиваясь с внутрипоровым воздухом, выделяется на жидкой (водной) фазе, а затем движется вниз с инфильтрующейся водой. При этом равновесному разделению фаз отвечает скорость вертикальной миграции УВ с коэффициентом задержки (относительно скорости инфильтрации воды, без учета сорбции):

$$R = 1 + \frac{n_b}{n_r} \frac{1}{H}, \quad (6)$$

где n_b и n_r — пористость, отвечающая соответственно заполнению водой и газом, H — безразмерная константа Генри.

Что же касается легких летучих компонентов в газовой фазе, то они удаляются в атмосферу [14, 27, 30].

Рассмотренные здесь процессы приводят к постепенной трансформации исходного состава загрязнений и к частичному разделению загрязняющих компонентов, причем часть из них (легкие летучие) может вообще не достигнуть уровня грунтовых вод.

2.4. Значение процессов сорбции и биодеградации

Считается, что сорбция жидким (растворенным) УВ на твердой фазе протекает сравнительно активно, лишь если в ней присутствует минеральный углерод или органический материал⁵. Например, даже чистые монтмориллонитовые глины сорбируют УВ сравнительно слабо, но резко увеличивают свою сорбционную способность при добавке угольной пыли. При этом чем более гидрофобен тот или иной компонент⁶, тем сильнее он сорбируется: таковы, например, галогенные УВ — хлороформ, трихлорэтан и трихлорэтил.

Наименее сорбируемыми оказываются относительно сильно растворимые УВ, например бензол, имеющий растворимость 1800 мг/л: коэффициент задержки R для него (по отношению к трассерам) в песках, не содержащих органики на твердой фазе, мало отличается от единицы. Величина R растет с увеличением гидрофобности — в направлении бензол — толуол — ксиол.

Сорбция протекает гораздо активнее в ненасыщенной зоне — в первую очередь из газовой фазы летучих УВ, пары которых могут усваиваться в процессе их диффузии через породы зоны аэрации [39] — до достижения концентрационного равновесия с жидкой фазой, согласно уравнению (5). Соответственно, значение коэффициента задержки (6) возрастает за счет сорбции до величины

$$R = 1 + \frac{n_b}{n_r} \frac{1}{H} + \frac{\rho_{ск}}{n_r} \frac{K_r}{H}, \quad (7)$$

где $\rho_{ск}$ — плотность скелета породы, K_r — коэффициент распределения.

Значения R для характерных песчано-глинистых образований зоны аэрации для бензола составляют 4—10, хлорбензола — 8—28, толуола — 5—14 [16].

⁵ В виде частиц и пленок на минеральных зернах. Пески и гравий содержат незначительное количество органического вещества, еще меньше — трещиноватые породы.

⁶ Это отражается водно-октановым коэффициентом разделения (приложение I): чем больше он, тем меньше растворимость.

При планировании мероприятий по очистке подземных вод следует учитывать кинетику десорбции [11]. Проявление кинетики заключается в медленном удалении НВЖ из водоносных пластов: значительно увеличивается как время, требуемое для успешной очистки пласта, так и общий объем откачиваемой скважинами воды с целью «промывки» загрязненной зоны. Кроме того, прекращение откачки до полной очистки пласта будет способствовать концентрированию загрязнений в подземных водах, так как десорбция будет продолжаться.

Десорбция НВЖ обычно намного слабее сорбции и протекает медленно.

Еще более важную роль в трансформации УВ играет их биодеградация, которая в первую очередь идет через растворимую их фазу, в том числе сорбированную на минеральном скелете. Поступление УВ в подземные воды стимулирует жизнедеятельность бактерий, использующих УВ в качестве питательной органики, если таковая отсутствует в естественных условиях. В этом смысле биодеградация дополняет сорбцию УВ, которая, наоборот, протекает наиболее интенсивно при наличии естественной органики на твердой фазе и к тому же нередко обратима. Свидетельством интенсивно протекающей биодеградации такого широко распространенного загрязнения, как бензол, является то обстоятельство, что он почти никогда не встречается в скважинах, удаленных от источника загрязнения хотя бы на первые сотни метров [35]. Впрочем, важную роль для этого легкого загрязнителя, тяготеющего к поверхности грунтовых вод, могут играть и благоприятные условия для его испарения в атмосферу через зону аэрации.

Для биодеградации необходимо наличие в среде электронных акцепторов. В аэробных условиях таковым является прежде всего кислород. Поэтому кинетика собственно процесса биодеградации на микроуровне играет относительно малую роль, и его интенсивность часто решающим образом зависит от наличия кислорода (так как его растворимость невелика — лишь 8—15 мг/л), а также от скорости его поступления с фильтрационным потоком (конвективно-дисперсионный перенос) или из ненасыщенной зоны (диффузия воздуха). Именно поэтому анализ условий биодеградации требует самого внимательного описания конфигурации ореола загрязнения: с ростом последнего увеличивается поверхность для поступления кислорода не только конвекцией и диффузией, но и поперечной дисперсией. По той же причине замена реальной конфигурации некоторыми приведенными обобщающими величинами часто дает неприемлемые результаты. Это относится к параметрам макродисперсии, не позволяющим описать особенности поступления растворенного кислорода на микроуровне, а именно на этом уровне и протекают процессы биодеградации [7].

Если подвод кислорода в водоносную структуру ограничен, то по мере его использования на биодеградацию мигрирующих УВ среда из аэробной может превратиться в анаэробную. Кроме того, тяжелые УВ, проникающие в глубь водоносного пласта, могут изначально оказаться в анаэробных условиях. В таком варианте роль электронного акцептора могут принять на себя нитратные и сульфатные соединения: в процессах денитрификации и десульфатизации УВ используются как источник углерода, если содержание последнего на твердой фазе недостаточно велико [7, 35].

В целом биодеградация УВ оказывается обычно гораздо более интенсивной, чем их небиологическая деградация.

2.5. Значение колебаний уровня грунтовых вод

Для легких УВ, мигрирующих вдоль кровли грунтовых водоносных горизонтов, важную роль в их дальнейшем распространении и трансформации играют колебания уровня грунтовых вод, вызывающие изменения в положении контакта УВ с водой [1]. При этом часть УВ защемляется выше их зоны

насыщения или отводится вниз от нее, а первоначальная, водная капиллярная кайма постепенно разрушается. Здесь образуется динамичная область УВ загрязнения [1], включающая в себя (сверху вниз): 1) зону газообразных УВ — над максимальным уровнем жидких УВ; 2) зону защемленных УВ, обволакивающих частицы грунта, поры которого заняты воздухом, — между максимальным уровнем жидких УВ и его текущим положением; 3) зону УВ-насыщения; 4) зону капельных УВ в воде — между текущим и минимальным положением подошвы насыщенной зоны; 5) зона эмульгированных и растворенных УВ — ниже минимального положения подошвы насыщенной зоны⁷. В соответствии со сказанным выше подвижность УВ (первоначально растекающихся вдоль исходной поверхности грунтовых вод в условиях, близких к полному насыщению) в разных зонах оказывается резко различной. В частности, движение УВ третьей зоны по-прежнему определяется уклоном зеркала грунтовых вод, в то время как УВ, попавшие во вторую и четвертую зоны, оказываются весьма слабоподвижными, но зато подвергаются более интенсивному растворению (во второй зоне — при наличии инфильтрации).

3. ИЗУЧЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ СКОПЛЕНИЙ УВ В ПОЛЕВЫХ УСЛОВИЯХ

3.1. Наблюдения и опробования по скважинам

Скважины являются основным источником информации о подземных скоплениях УВ, хотя информация эта зачастую оказывается крайне искаженной, особенно по уже пройденным скважинам. Такие искажения в пределах насыщенной зоны могут быть связаны с нисходящими перетоками по скважинам из жидких скоплений УВ над водоупорами, вскрытыми при бурении на полную мощность. С другой стороны, сильно искажают картину и излишне короткие фильтры скважин, не охватывающие всю загрязненную УВ зону с учетом колебаний уровней подземных вод. Свое искажающее влияние оказывает и обсыпка фильтра, особенно если ее материал ненамного крупнее естественного грунта. Поэтому наиболее полезные данные получают в процессе бурения⁸ скважин, сопровождающего отбор образцов и флюидов, а также каротажных работ [4].

Опыт показывает [18, 19, 25], что нисходящие перетоки УВ по скважине и сопровождающее снижение зеркала воды в ней могут увеличить наблюдаемую мощность зоны насыщения УВ (m_n) в 2–10 раз по сравнению с истинной (m_i); это отношение (m_n/m_i) растет с уменьшением размеров частиц грунта и с увеличением плотности УВ (ρ_y):

$$m_n/m_i \approx \rho_y/(\rho_w - \rho_y). \quad (8)$$

Однако вычисление величины m_n согласно формуле (8) может также приводить к ненадежным результатам, ибо само представление о зоне, полностью насыщенной УВ, является сильной идеализацией: при колебаниях уровня грунтовых вод происходит ее дифференциация (см. разд. 2.5) с мало предсказуемыми изменениями в положении контакта УВ и воды. Дополнительные осложнения вызываются неустановившимися субвертикальными потоками УВ в слабопроницаемых слоях по прискважинным зонам, которые могут служить причинами аномальных взаимоотношений между видимой мощностью УВ и положением контакта их с водой. Все это приводит к тому, что объемы подвижных УВ не могут быть надежно определены по прямым замерам их мощности в скважине, в том числе и при кратковременном тартировании последней, приводящем к смешению УВ и воды.

Более перспективны в этом плане методы скважинной геофизики, в

⁷ При экстремальных положениях уровней зоны 2 или 4 исчезают.

⁸ По загрязненной зоне — короткими интервалами.

частности диэлектрический каротаж [19]. Отметим, что, согласно накопленному опыту, нефтяное загрязнение увеличивает электрическое сопротивление капиллярной зоны примерно вдвое.

Отбору проб флюидов из скважин, не находящихся в процессе бурения, пробоотборниками (селективно⁹ или откачкой) обычно предшествуют кратковременные прокачки для исключения погрешностей, связанных с изменениями состава жидкости в створе скважин [5, 6]. Они могут быть обусловлены, в частности, взаимодействием УВ с материалом фильтра — коррозией, абсорбцией и др. Однако большие понижения уровней при прокачке вызывают дегазацию и испарение летучих компонентов, поэтому прокачки лучше вести с неглубоким отбором, а в слабопроницаемых породах — вообще от них отказаться [6]. Это позволяет снизить погрешность отбора до 10–20% (по крайней мере, в достаточно проницаемых породах).

Что касается пробных и опытных откачек, то они могут быть целесообразными для оценки подвижности УВ в пласте и возможности очистки. Впрочем, ценность таких опытов ограничена, так как результаты сильно зависят от длины фильтра и его расположения относительно контакта УВ с водой, а также от интенсивности и длительности отбора [43]. Поэтому условия откачки по возможности должны наилучшим образом соответствовать предполагаемой схеме очистки пласта (опытно-эксплуатационный подход).

В целом приходится признать весьма ограниченные возможности буровых работ для непосредственного выявления, оконтуривания и опробования жидких скоплений и тем более остаточных включений НВЖ в водоносных пластах. Кроме уже отмеченных, причин тому множество: и малые их размеры в разрезе (а нередко и в плане), и сильное разбавление проб за счет излишне длинного интервала вскрытия, и интенсивная дисперсия (разд. 2.2), и неравномерность сорбции или биодеградации, и т. д. К тому же любое бурение в пределах площади распространения жидких скоплений НВЖ чревато дополнительным распространением загрязнений на ранее «чистые» зоны пласта. Поэтому более надежные в целом, хотя и косвенные сведения дает опробование на предмет растворенных НВЖ по скважинам, располагаемым вниз по потоку. Впрочем, и здесь есть свои трудности: из-за различной растворимости отдельных компонентов их динамика носит весьма сложный характер, нередко концентрации одних компонентов растут во времени на фоне убывания или полного исчезновения других, так что даже на сравнительно небольших расстояниях от источника загрязнения иногда могут фиксироваться «чистые» пробы.

В ненасыщенной зоне основная информация получается по отбирами образцам загрязненных грунтов; для приповерхностных слоев это могут быть просто цилиндры из нержавеющего металла.

Во всех случаях должны соблюдаться повышенные требования к консервации проб, в частности, для ограничения искажений, связанных с потерей летучих компонентов и биодеградацией. С другой стороны, емкости, используемые для отбора и консервации, должны подлежать систематической тщательной очистке или замене, особенно при низких определяемых концентрациях. Но если пробоотборник не отвечает этим требованиям или не может обеспечить достаточной однородности пробы (при малой толщине отдельных характерных зон загрязнения), то лучше заранее ориентироваться на отбор непосредственно у насоса.

Помимо фиксации жидких УВ в стволе скважины и анализа отобранных проб, косвенные данные от УВ-загрязнения могут быть получены путем измерения содержания растворенного кислорода. Эффективным методом выявления УВ, скопившихся в горных породах, является также газометрия.

⁹ Иногда, ввиду малых мощностей характерных зон, селективный отбор однородных образцов практически невозможен или требует использования коленчатых пробоотборников.

3.2. Изучение почвенного газа

Поступление летучих УВ в почвенный газ с последующей диффузией части из них в атмосферу (разд. 2.3) позволяет довольно легко выявлять площади распространения УВ-загрязнений, особенно сравнительно неглубокого залегания, по газовой съемке (отбору проб газа) на поверхности земли или в речных, озерных и других наносах¹⁰.

Учитывая, однако, затрудненность восходящей миграции газообразных УВ при наличии субгоризонтальных «барьеров» (верховодка, слабопроницаемые прослои), необходимо сочетать газовую съемку на поверхности с контрольной газометрией по скважинам, обеспечивающим отбор газовых проб ниже упомянутых «барьеров», при этом опробование может быть как статическим, так и динамическим (с принудительной откачкой или всасыванием газа).

3.3. Особенности индикаторных исследований

При изучении УВ-загрязнений подземных вод полезная дополнительная информация может быть получена как наблюдениями за ландшафтными индикаторами (в частности, известными методами определения возраста загрязненных подземных вод), так и индикацией через скважины, позволяющей, например, оценить остаточную нефтенасыщенность (η_0) пород ниже уровня подземных вод [24]. В последнем случае используются индикаторы (например, этил-ацетат), усваиваемые и нефтью, и водой в соответствии с некоторым коэффициентом разделения¹¹ $K_p = C_n/C_w$ (C_n и C_w — концентрации индикаторов в нефти и воде соответственно):

$$\eta_0 = \frac{1}{1 + K_p/\beta}, \quad (9)$$

где

$$\beta = \frac{t_p - t_{np}}{t_{np}}, \quad (10)$$

t_p и t_{np} — соответственно время миграции разделяющегося и неразделяющегося (трассер) индикатора между запускной и улавливающей скважиной, возможно также применение односкважинных опытов (закачка-откачка).

Важно еще раз подчеркнуть, что интенсивность очистки пород от УВ-загрязнения во многом определяется потенциально активной поверхностью скоплений УВ на микроуровне. Поэтому традиционные трассерные методы оценки показателей макродисперсии оказываются в этих условиях недостаточными и требуется разработка специально ориентированных методов индикаторных опробований, подобных только что описанному. Отметим, например, что вследствие исключительно сильных проявлений дисперсии определение важнейшего сорбционного параметра — коэффициента распределения по переднему фронту загрязнения может давать большие ошибки в сторону его занижения [20].

3.4. Геоботанические и фотографические методы

Изменчивость растительности под влиянием УВ в почве может проявляться в различного рода внешних аномалиях (деградация или, наоборот, ускоренный рост, изменение внешнего вида, токсичность), которые могут быть выявлены геоботаническими исследованиями и фотографированием в различных диапа-

¹⁰ С помощью подводных пробоотборников.

¹¹ Он определяется заранее лабораторными экспериментами: для этил-ацетата K_p имеет порядок 4—5.

зонах длин световых волн. Такого рода методы с успехом использовались, например, в ряде нефтеносных районов Западной Сибири для обнаружения загрязненных УВ площадей [1].

Особого разговора заслуживает применение в рассматриваемых целях поверхностных и скважинных геофизических методов.

4. МЕТОДЫ ОЧИСТКИ ПЛАСТОВ, ЗАГРЯЗНЕННЫХ УВ

При неглубоком загрязнении его можно ликвидировать выемкой загрязненного грунта. При неподвижных (остаточных) УВ можно использовать гидравлические барьеры, а для удаления растворенных легких УВ — откачу из скважин или траншей [9, 17], для тяжелых УВ эта мера менее эффективна. Что же касается удаления остаточных УВ, то для этого приходится использовать более дорогие методы (см. далее), хотя очень часто их эффективность заранее трудно предсказать, а, например, данные по неглубокой очистке могут оказаться абсолютно нехарактерными для последующих стадий.

4.1. Откачка загрязнений

При малых глубинах ведется откачка легких УВ из траншей: либо только приповерхностного жидкого слоя (по мере накопления УВ в траншее), либо путем откачки всей массы жидкости с созданием градиентов и принудительной фильтрации. При больших глубинах используют скважины: одна создает депрессионную воронку, в кровле которой собирается УВ, а другая отбирает УВ. Иногда обе эти операции осуществляются в одной скважине, оборудованной двумя насосами. Одной скважиной можно откачивать также воду и УВ вместе. Насос при этом должен находиться вблизи контакта воды и УВ, а необходимое понижение следует регулировать и поддерживать поплавковой системой. Фильтр должен устанавливаться с учетом ожидаемого понижения уровня контакта. Откачка и очистки могут интенсифицироваться нагнетательными скважинами.

Большие понижения, увеличивая интенсивность откачки, создают и большие обезвоженные зоны (ранее, возможно, и не загрязненные), в которых собираются УВ. Значительная доля УВ остается в «очищенной» зоне. Поэтому рекомендуется по возможности минимизировать величину понижения, в частности не располагать скважины непосредственно на участке скопления загрязнений.

Обычно откачкой удается удалить менее половины УВ [10], что связано не только с их большой остаточной насыщенностью, но и с десорбцией, медленной диффузией загрязнений из сравнительно слабопроницаемых зон, наличием относительно застойных зон в искусственно созданном конвективном поле, и т. д.

Удаление тяжелых УВ намного труднее. Лучше всего откачивать их из локальных понижений водоупорной почвы или из нижних зон по ее уклону (куда мигрирует загрязненная масса). Скорости откачки должны выбираться так, чтобы не создавать возможности для смешения УВ с водой и образования эмульсии. Надо иметь в виду, что вода, расположенная над тяжелыми УВ, обычно тоже загрязнена и требует очистки. Для этого могут использоваться как разные скважины, так и одна скважина, оборудованная двумя насосами.

В целом откачка УВ до пределов остаточной насыщенности — с последующей поверхностной обработкой обходится, как правило, существенно дешевле, чем очистка от тех же объемов УВ *in situ*, хотя для тяжелых НВЖ таких сопоставлений на практике не делалось.

4.2. Вытеснение и растворение в возмущенном потоке

Остаточные скопления — «капли» УВ в насыщенной зоне могут вытесняться (приводиться в движение) увеличением градиента фильтрации (I). Мерой подвижности в этом случае служит капиллярное число: $N_c = K_0 \rho_b g I / \sigma_{nv}$, где

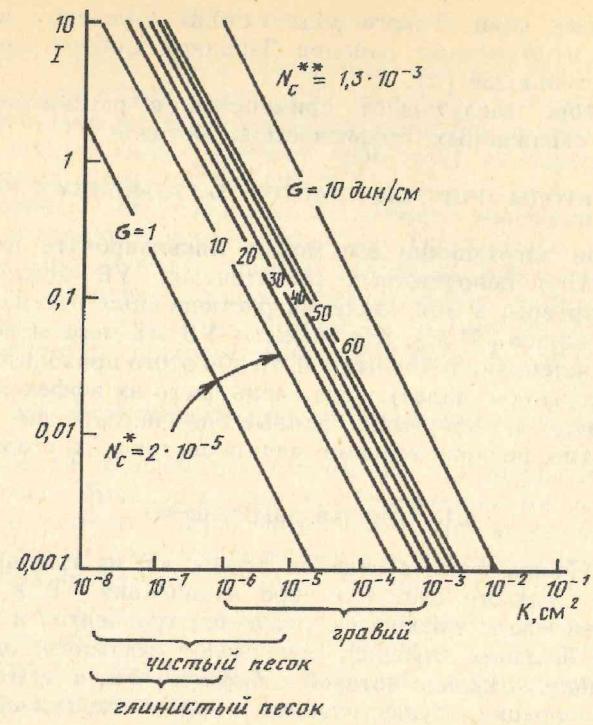


Рис. 2. Гидравлический градиент I , необходимый для вытеснения капель (при N_c^*) в грунте различной проницаемости и УВ с разными значениями поверхностного натяжения σ . Верхняя прямая представляет градиент, необходимый для полного удаления всех углеводородов (N_c^{**}) с $\sigma = 10$ дин/см (10^{-8} см 2 = 1 дарси, N_c — капиллярное число) [32]

K_0 — проницаемость. Началу движения «капель» отвечает критическое капиллярное число i , соответственно, критический градиент (рис. 2). В гравии и грубозернистом песке создание таких критических градиентов достаточно реально, в мелко- и среднезернистых песках достигается лишь частичный эффект, а в менее проницаемых грунтах удаление УВ за счет роста градиента мало реально.

Длительные откачки из скважин, расположенных вниз по потоку от источника загрязнения, могут постепенно ликвидировать остаточные скопления некоторых НВЖ, обладающих достаточно высокой растворимостью, однако длительность таких откачек должна измеряться годами.

4.3. Методы удаления остаточных УВ, аналогичные применяемым для стимуляции нефтеотдачи

Эти методы основаны на уменьшении поверхностного натяжения или вязкости УВ путем закачки: а) горячей воды или пара, б) углекислого газа, в) поверхностно-активных веществ, г) алкалоидов, д) щелочей, е) полимеров. Необходимо обязательно контролировать образующийся при этом поток УВ, ибо иначе ими могут быть заняты ранее не загрязненные зоны.

Термальные методы увеличивают растворимость УВ, меняют в лучшую сторону их подвижность за счет падения вязкости; при высоких температурах усиливается испарение УВ [9]. Кроме того, так как движение пара во многом контролируется температурным градиентом и теплоемкостью среды, вытеснение УВ носит существенно более равномерный характер, особенно в

неоднородных средах. С другой стороны, при термической обработке тяжелые УВ могут перейти в легкие и переместиться в новую зону пласта. К тому же стоимость этих методов — высокая.

Закачка CO₂ также меняет подвижность (вязкость) по мере растворения CO₂ в НВЖ. Метод требует больших давлений закачки и применим лишь при сравнительно глубоких загрязнениях в напорных пластах.

Закачка ПАВ уменьшает поверхностное натяжение и тем самым снижает влияние гетерогенности на остаточную насыщенность; при этом, однако, тяжелые НВЖ могут переместиться вниз, загрязняя ранее «чистые» зоны пласта.

В целом все упомянутые методы, давая хорошие результаты в лабораторных опытах, мало опробованы на практике и вряд ли достаточно экономичны. Кроме того, даже при благоприятном исходе эти методы удаляют не более 30—50% остаточных НВЖ.

4.4. Извлечение аэрированием

Пропускание воздуха, иногда попутно с вакуумированием, используется для летучих компонентов вблизи или выше уровня грунтовых вод [12, 13]. Получающиеся пары собираются и очищаются. Наибольший эффект обычно достигается при принудительном отводе образовавшихся при аэрировании паров [15, 29, 34]. Во избежание поступления воздуха сверху, с дневной поверхности, вблизи скважины устраивается непроницаемое покрытие. Поток подаваемого в пласт воздуха вызывает конвективный поток пара, меняющий равновесие в системе пар — жидкость и усиливающий испарение УВ, в особенности с низким молекулярным весом и высокой летучестью, в зоне аэрации; фильтр воздухоподающей скважины лучше располагать в нижней части очищаемой зоны.

Метод наиболее эффективен в приповерхностных однородных проницаемых средах. Но при достаточно густой сетке скважин (первые метры) он может применяться и вместе с откачкой или с методами, основанными на разогреве, либо с методом биодеградации (при аэрировании подается дополнительный кислород). Вместе с тем в неоднородных и гетерогенных средах контакт воздуха или пара с остаточными УВ существенно ограничен, так что приходится резко увеличивать время и интенсивность аэрирования (в сравнении с однородными грунтами); в том же направлении могут сказываться и значительные понижения уровня грунтовых вод при сопряженных откачках.

4.5. Биологические методы очистки

Во многих грунтовых водоносных горизонтах поддерживается существование аэробных микроорганизмов, разрушающих органические загрязнители, иммобилизованные на твердой фазе [8, 42]. С другой стороны, многие тяжелые УВ (галогенизированные соединения) разрушаются только в анаэробных условиях или вообще остаются стабильными. Более того, деградируя, они образуют нередко не менее вредные компоненты.

Типичная схема биочистки, применяемой обычно для легких УВ, такова. Сначала удаляются подвижные УВ, после чего проводятся лабораторные эксперименты для оценки устойчивости остаточных загрязнений по отношению к естественно развивающимся бактериям. Затем в очищенную зону подается смесь кислорода и питательных веществ для стимуляции процесса деградации УВ; имеются сведения о том, что лучшим окислителем служит смесь перекиси водорода и озона в молярном

отношении 1 : 1. Скоростью подвода окислителя (а не кинетикой биодеградации) обычно и лимитируется биоочистка, и поэтому очень важна достаточно детальная предварительная оценка поля проницаемости [7].

К сожалению, в лабораторных условиях результаты обычно получаются существенно лучше, чем в реальных гетерогенных средах. Объясняется это прежде всего влиянием неоднородности и гетерогенности горных пород, определяющих наличие ограниченных зон преобладающего переноса (так называемые «быстрые пути») и относительно застойных зон, где поступление кислорода и развитие жизнедеятельности бактерий затруднено. Об этом свидетельствуют, в частности, опытные данные о распределении кислорода в слоистых пластах, полученные на участках действующего УВ-загрязнения на относительно большой (более 10 м) глубине. Так, на переднем фронте самого подвижного загрязняющего компонента в наиболее проницаемом слое фиксируется минимальное содержание кислорода, поскольку он уже во многом исчерпан здесь в результате процессов биодеградации. На заднем фронте наименее подвижного компонента в сравнительно слабопроницаемых слоях фиксируется фоновое содержание кислорода, определяемое естественным потоком. Наконец, внутри ореола загрязнения отмечается весьма сложное послойное распределение кислорода, определяемое степенью доступности отдельных слоев для УВ-загрязнений.

При принудительной подаче кислорода в пласт с целью поддержания аэробных условий нередко отмечается интенсивный рост биомассы и газоизделие с «закупориванием» проводящих пор и падением проницаемости. Нередко это имеет место при попытках использования органических ПАВ с целью обеспечения большей доступности УВ для бактерий; в этом плане более эффективны добавки пирофосфата (0,5%), ускоряющего переход УВ в растворенное состояние. Для ограничения биогенного колымажа рекомендуется пульсационный режим подачи воды, обогащенной кислородом. Полезно также последовательно менять местами нагнетательные (инфилтратционные) и откачивающие скважины, пройденные на загрязненную зону, что способствует периодическим подъемам и опусканиям уровней в этой зоне: тем самым биодеградация стимулируется и за счет более интенсивного подвода кислорода, и вследствие обновления и расширения активной поверхности УВ-загрязнений.

Так как наличие в подземных водах катионов тяжелых металлов сильно подавляет биологическую активность, то их целесообразно по возможности удалять путем предварительной обработки пласта.

В анаэробных условиях биодеградация может активизироваться через стимуляцию процессов денитрификации и сульфатредукции, когда подаваемые в пласт нитраты и сульфаты (существенно более растворимые нежели кислород) используются в качестве электронных акцепторов (разд. 2.4).

В целом, несмотря на успехи в разработке рассматриваемых здесь методов, часто единственным эффективным подходом является «гидродинамическое ограничение» загрязненной воды. При этом необходим тщательный контроль за очищенной зоной и оставшейся массой УВ, хотя, как уже отмечалось (разд. 3.1), организация подобного мониторинга — задача достаточно сложная. Для ее решения нередко разумно прекратить на время гидрогеологическое возмущение, дождаться восстановления естественного потока и провести опробование, ориентируясь на оценку концентраций растворенных НВЖ.

Эта работа была выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (шифр проекта 93-05-14100) и программы «Университеты России», а также Международного научного фонда (фонда Союса, грант R 48 000).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гидрогеологические основы охраны подземных вод. Центр международных проектов. М.: 1984.
- Лукьянчикова Л. Г. Гидрогеологическое обоснование охраны эксплуатируемого водозабора на основе анализа структуры потока и учета поглощения вещества породой: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ВСЕГИНГЕО, 1980.
- Abriola L. M. Multiphase flow and transport models for organic chemicals: A review and assessment. Electr. Power Res. Inst., Palo Alto, Calif., EA-5976, 1988. 93 p.
- A guide to the assessment and remediation of underground petroleum releases. Washington: D. C., Publ., Amer. Petr. Inst. 1989. № 1628. 2nd ed. 81 p.
- Barker I. F., Travis G. M. Development and validation of protocols for sampling surface and groundwaters for organic contaminants//Liq. and Sol. Waste Res. 1985. № 11/12.
- Barker I. F., Patrick G. C., Lemon L., Travis G. M. Some Biases in Sampling Multilevel Piezometers for Volatile Organics. Reprinted from Spring'87 GWMR, 1987. 7 p.
- Barker I. F., Sudicky E. A., Mayfield C. I., Gillham R. W., Patrick, Barry-Spark K. L. The fate and Persistence of aromatic hydrocarbons dissolved in groundwater: Results from controlled field experiments. Waterloo Centre for groundwater Research, University of Waterloo, 1988.
- Barker I. F., Sudicky E. A., Mayfield C. I., Gillham R. W. Petroleum hydrocarbon contamination of groundwater: Natural fate and in situ remediation. A summary report. Prepared for Petroleum Association for Conservation of the Canadian Environment. Ottawa, Ontario, K1P 5H9, May 1989.
- Blake S. B., Levis P. W. Underground oil recovery//Ground Water Monit. Rev. 1983. 3(2): 40-46.
- Burris D. R., Cherry J. A. Emerging peume management technologies: in situ treatment zones. For presentation at the 85th annual Meeting and Exhibition Kansas City. Missouri, 1992. June 21—26.
- Cherry J. A. Groundwater contamination by petroleum producirs. Institute for Groundwater Research. University of Waterloo, Waterloo, Ontario N2L 3G1. Canada, Twelfch World Petroleum Congress, Houston, Texas, April 26 — May 1, 1987. P. 115—123.
- Crow W. L. et al. Subsurface venting of hydrocarbon vapors from an underground aquifer//Amer. Petr. Inst., Wash. D. C., Publ., 1985. № 4410.
- Crow W. L. et al. Subsurface venting of hydrocarbons emanating from hydrocarbon product on groundwater//Ground Water Monit. Rev. 1987. 7(1). P. 51—57.
- Devitt D. A., et al. Soil gas sensing for detection and mapping of volatile organics. V. S. Environ. Prot. Agency-Environ. Monit. Systems Lab., Las Vegas. Nev., 1987. EPA/600/8—87/036. 265 p.
- Dunlap L. E. Abatement of hydrocarbon vapors in duildings//Petroleum Hydrocarbons and Organic Chemicals in Ground Water Worthington, Ohio, Natl. Water Well Assoc., 1984. P. 504—518.
- Falta R. W. et al. Density-driven flow of gas in the unsaturated zone due to evaporation of volatile organic chemicals//Water Resour. Res. 1989. V. 25(10). P. 2159—2169.
- Ferry J. P. et al. Occurrence and recovery of a DNAPL in a low-yielding bedrock aquifer//Proceedings of Petroleum Hydrocarbons and Organic Chemicals in Ground Water: Prevention, Detection and Restoration. Natl. Water Well Assoc. Houston, Texas. Nov. 12—14. 1986. P. 722—733.
- Hampton D. R., Miller P. D. G. Laboratory investigationship between actual and apparent product thickness in sands//Proceedings of the Conference on Petroleum Hydrocarbons and Organic Chemicals in Ground Water. Prevention and Restoration. Dublin, Onio. Nat. Water Well Assoc., 1988. 147—181 p.
- Kemblowski N'aW., Chiand C. Y. Hydrocarbon thickness fluctuations in monitoring wells//Ground Water, 1990. V. 28(2). P. 244—252.
- Kueper B. H., Feenstra S., Rivett M. O., Cherry J. A. A series of controlled field experiments to study DNAPL behivor//Proc. MAZMAT Internat. Atlantic City, NJ, 1992. 17 p.
- Kueper B. H., Frind E. O. An overview of immiscible fingering in porous media//Contam. Hydrol. 1988. № 2. P. 95—110.
- Kueper B. H., McWhorter D. B., Frind E. O. The behaviour of dense nonaqueous phase liquid contaminants in heterogeneous porous media. Proceeding Intl//Symposium on Contaminant transport in Groundwater. Stuttgart, 1989. 7 p.
- Kueper B. H., Frind E. O. Numerical Modelling of Multiphase//Multicomponent flow and transport in porous media. An overview Waterloo, Ontaril, Canada, 1990. № 2L 3G1. 3p.
- Gin E. C., Huang E. T. S. The effect of rock wettability on water beaching during miscible displacement//SPE Res. Eng. 1990. 5(2). V. P. 205—218.

25. Mackay D. M., Roberts P. V. Transport of organic contaminants in groundwater. Distribution and fate of chemicals in sand and gravel aquifers//Environ. Sci. Technol. 1985. V. 19. № 5. P. 384—392.
26. Mackay D. L., Cherry J. A. Groundwater contamination: Pump-and-treat remediation//Environ. Sci. Technol. 1989. 23(6). P. 620—636.
27. Marrin D. L. Soil-gas sampling and misinterpretation//Groundwater Monit. Rev. 1988 8(2). P. 51—54.
28. Marrin D. L., Kerfoot H. B. Soil-gas surveying techniques//Environ. Sci. Technol. 22(7). 1988. P. 740—745.
29. Marley M. C., Hoag G. E. Induced soil venting for recovery/restoration of gasoline hydrocarbons in the vadose zone//Proceedings of Petroleum Hydrocarbons and Organic Chemicals in Ground Water. Worthington, Ohio: Nat. Water Well Assoc., 1984. P. 473—503.
30. Mendoza C. A., Frind E. O. Advective-dispersive transport of dense organic vapours in the unsaturated zone. 1. Model development//Water Resour. Res. 1990. 26(3). P. 379—387.
31. Mendoza C. A., McAlary T. A. Modeling of ground-water contamination caused by organic solvent vapors//Ground Water. 1990. 28(2). P. 199—206.
32. Mercer I. W., Cohen R. M. A review of immiscible fluids in the subsurface: properties, models, characterization and remediation//Contam. Hydrol. 1990. 6. P. 107—163.
33. Myrand D., Gillham R. W., Cherry J. A., Johnson R. L. Diffusion of volatile organic compounds in Natural clay deposits. Waterloo, Ontario, Institute for Groundwater Research, University of Waterloo, 1987. 22 p.
34. O'Connor M. J. et al., 1984. Practical experience in the management of hydrocarbon vapors in the subsurface//Petroleum Hydrocarbons and Organic Chemicals in Ground Water. Worthington, Nat. Water Well Assoc., Ohio, 1984. P. 519—533.
35. Patrick G. C., Barker I. F., Ptacek C. I., Gillham R. W., Mayfield C. I., Major D. The behaviour of soluble petroleum product derived hydrocarbons in groundwater//Pase phase II report № 86—1, Petroleum Association for Conservation of the Canadian Environment, Ottawa, 1986. P. 59.
36. Pfannkuch H. Hydrocarbon spills, their retention in the subsurface and propagation into shallow aquifers//Off. Water Res. Technol., Washington, D. C., Rep. 1983. W83—0289, 51 p.
37. Pinder G. F., Abriola L. M. On the simulation of nonaqueous phase organic compounds in the subsurface//Water Resour. Res. 1986. 22(9): P. 1098—1198.
38. Schwille F. Dense Chlorinated Solvents in Porous and Fractured Media. Lewis. Chelsea, Mich., 1988. 146 p.
39. Schoemaher C. A., Culver T. B., Lion L. W., Peterson M. G. Analytical model of the impact of two-phase sorption on subsurface transport of volatile chemicals//Water Resour. Res. 26(4) 1990. P. 745—758.
40. Sleep B. E., Sykes J. F. Modeling the transport of volatile organics in variably saturated media//Water Resour. Res. 1989. 25(1). P. 91—92.
41. Sudicky E. A., Mac Quarrie K. T. B. Behaviour of biodegradable organic contaminants in random stationary hydraulic conductivity fields. Waterloo Centre for Groundwater Research University of Waterloo, Waterloo, Ontario, Canada, 1989. N2L 3G1.
42. Yaniga P. M., Mulry J. Accelerated aquifer restoration: In situ applied techniques for enhanced free product recovery//adsorbed hydrocarbon reduction via bioreclamation//Proceedings of Petroleum Hydrocarbons and Organic Chemicals in Ground Water. Worthington, Ohio, Nat. Water Well Assoc., 1984. P. 421—440.
43. Winters S. L., Lee D. R. Organic solute transport in groundwater. University of Waterloo, Waterloo, Ontario, 1984. N2L 3G1, 1984. 13 p.

Санкт-Петербургский горный институт

Поступила в редакцию
27.XII.1993Данные о растворимости в воде, давлении паров, значениях константы Генри, K_{oc} и K_{ow} для некоторых органических компонентов [32]

Химический компонент	Растворимость в воде, мг/л	Давление паров, мм Hg	Константа Генри, атм·м ³ /моль	Коэффициент разделения органического углерода, K_{oc}	Воднооктановый коэффициент разделения, K_{ow}
<i>Алифатические компоненты:</i>					
Акрилонитрил (2-пропенитрил)	$7,94 \cdot 10^4$	$1,00 \cdot 10^2$	$8,84 \cdot 10^{-5}$	$8,50 \cdot 10^{-1}$	1,78
Бромдихлорметан (дихлорбромметан)	$4,40 \cdot 10^3$	$5,0 \cdot 10$	$2,40 \cdot 10^{-3}$	$6,10 \cdot 10$	$7,59 \cdot 10$
Дибромдихлорметан	$4,00 \cdot 10^3$	$1,50 \cdot 10$	$9,90 \cdot 10^{-4}$	$8,40 \cdot 10$	$1,23 \cdot 10^2$
1,2-Дибромэтан (этилендибромид)	$4,30 \cdot 10^3$	$1,17 \cdot 10$	$6,73 \cdot 10^{-4}$	$4,40 \cdot 10$	$5,75 \cdot 10$
1,1-Дибромэтан (этилендибромид)	$5,50 \cdot 10^3$	$1,82 \cdot 10^2$	$4,31 \cdot 10^{-3}$	$3,00 \cdot 10$	$6,17 \cdot 10$
1,2-Дихлорэтан (этилендихлорид)	$8,52 \cdot 10^3$	$6,40 \cdot 10$	$9,78 \cdot 10^{-4}$	$1,40 \cdot 10$	$3,02 \cdot 10$
1,1-Дихлорэтан (винилиденхлорид)	$2,25 \cdot 10^3$	$6,00 \cdot 10^2$	$3,40 \cdot 10^{-2}$	$6,50 \cdot 10$	$6,92 \cdot 10$
1,2-Дихлорэтан (цис)	$3,50 \cdot 10^3$	$2,08 \cdot 10^2$	$7,58 \cdot 10^{-3}$	$4,90 \cdot 10$	5,01
1,2-Дихлорэтан (транс)	$6,30 \cdot 10^3$	$3,24 \cdot 10^2$	$6,56 \cdot 10^{-3}$	$5,90 \cdot 10$	3,02
Дихлорметан (метиленхлорид)	$2,00 \cdot 10^4$	$3,62 \cdot 10^2$	$2,03 \cdot 10^{-3}$	8,80	$2,00 \cdot 10$
1,2-Дихлорпропан	$2,70 \cdot 10^3$	$2,50 \cdot 10$	$2,31 \cdot 10^{-3}$	$5,10 \cdot 10$	$1,00 \cdot 10^2$
<i>Ароматические компоненты:</i>					
Анизол (метоксибензол)	$1,53 \cdot 10^3$	2,60	$2,43 \cdot 10^{-4}$	$2,00 \cdot 10$	$1,29 \cdot 10^2$
Анилин (аминобензол)	$3,66 \cdot 10^4$	$3,00 \cdot 10^{-1}$	$1,00 \cdot 10^{-6}$	7,00	
Бензол	$1,75 \cdot 10^3$	$9,52 \cdot 10$	$5,59 \cdot 10^{-3}$	$8,30 \cdot 10$	$1,32 \cdot 10^2$
Бромбензол (бромистый фенил)	$4,46 \cdot 10^2$	4,14	$1,92 \cdot 10^{-3}$	$1,50 \cdot 10^2$	$9,00 \cdot 10^2$
Хлорбензол	$4,66 \cdot 10^2$	$1,17 \cdot 10$	$3,72 \cdot 10^{-3}$	$3,30 \cdot 10^2$	$6,92 \cdot 10^2$
2-Хлорфенол (<i>o</i> -хлорфенол)	$2,90 \cdot 10^4$	1,80	$1,05 \cdot 10^{-5}$	$4,00 \cdot 10^2$	$1,45 \cdot 10^2$
Хлортолуол	$3,30 \cdot 10^3$	1,00	$5,06 \cdot 10^{-5}$	$5,00 \cdot 10$	$4,27 \cdot 10^2$
<i>m</i> -Хлортолуол	4,80 · 10	4,60	$1,60 \cdot 10^{-2}$	$1,20 \cdot 10^3$	$1,90 \cdot 10^3$
<i>o</i> -Хлортолуол	7,20 · 10	2,70	$6,25 \cdot 10^{-3}$	$1,60 \cdot 10^3$	$2,60 \cdot 10^3$
<i>n</i> -Хлортолуол	4,40 · 10	4,50	$1,70 \cdot 10^{-2}$	$1,20 \cdot 10^3$	$2,00 \cdot 10^3$
Крезол (технический) (метилфенол)	$3,10 \cdot 10^4$	$2,40 \cdot 10^{-1}$	$1,10 \cdot 10^{-6}$	$5,00 \cdot 10^2$	$9,33 \cdot 10$
1,2-Дихлорбензол (<i>o</i> -дихлорбензол)	$1,00 \cdot 10^2$	1,00	$1,98 \cdot 10^{-3}$	$1,70 \cdot 10^3$	$3,98 \cdot 10^3$
1,3-Дихлорбензол (<i>m</i> -дихлорбензол)	$1,23 \cdot 10^2$	2,28	$3,59 \cdot 10^{-3}$	$1,70 \cdot 10^3$	$3,98 \cdot 10^3$
Дихлортолуол	2,50	$3,00 \cdot 10^{-1}$	$2,54 \cdot 10^{-2}$	$9,00 \cdot 10^3$	$1,60 \cdot 10^4$
Этилбензол (фенилэтан)	$1,52 \cdot 10^2$	7,00	$6,43 \cdot 10^{-3}$	$1,10 \cdot 10^3$	$1,41 \cdot 10^3$
Нитробензол	$1,90 \cdot 10^3$	$1,50 \cdot 10^{-1}$	$2,20 \cdot 10^{-5}$	3,60 · 10	$7,08 \cdot 10$
1,3-Дихлорпропен	$2,80 \cdot 10^3$	$2,50 \cdot 10$	$1,30 \cdot 10^{-3}$	$4,80 \cdot 10$	$1,00 \cdot 10^2$

(Окончание Приложения I)

Значения удельной плотности, вязкости, межфазового и поверхностного натяжения некоторых органических компонентов [32]

Химический компонент	Растворимость в воде, мг/л	Давление паров, мм Hg	Константа Генри, атм·м ³ /моль	Коэффициент разделения органического углерода, K_{oc}	Водно-октановый коэффициент разделения, K_{ow}
Гексахлорциклопентадиен	$1,50 \cdot 10^{-1}$	2,00	4,57	$2,90 \cdot 10^4$	$6,02 \cdot 10^4$
Иодометан (иодистый метил)	$1,40 \cdot 10^4$	$4,00 \cdot 10^2$	$5,34 \cdot 10^{-3}$	$2,30 \cdot 10$	$4,90 \cdot 10$
Пентахлорэтан	$3,70 \cdot 10$	3,40	$2,44 \cdot 10^{-2}$	$1,90 \cdot 10^3$	$7,76 \cdot 10^2$
1,1,1,2-Тетрахлорэтан	$2,90 \cdot 10^3$	5,00	$3,81 \cdot 10^{-4}$	$5,40 \cdot 10$	
1,1,2,2-Тетрахлорэтан	$2,90 \cdot 10^3$	5,00	$3,91 \cdot 10^{-4}$	$1,18 \cdot 10^2$	$2,45 \cdot 10^2$
Тетрахлорметан (четыреххлористый углерод)	$7,57 \cdot 10^2$	$9,00 \cdot 10$	$2,41 \cdot 10^{-2}$	$4,39 \cdot 10^2$	$4,37 \cdot 10^2$
Трибромметан (бромуформ)	$3,01 \cdot 10^3$	5,00	$5,52 \cdot 10^{-4}$	$1,16 \cdot 10^2$	$2,51 \cdot 10^2$
1,1,1-Трихлорэтан (метилхлороформ)	$1,50 \cdot 10^3$	$1,23 \cdot 10^2$	$1,44 \cdot 10^{-2}$	$1,52 \cdot 10^2$	$3,16 \cdot 10^2$
1,1,2-Трихлорэтан (треххлористый винил)	$4,50 \cdot 10^3$	$3,00 \cdot 10$	$1,17 \cdot 10^{-3}$	$5,60 \cdot 10$	$2,95 \cdot 10^2$
Трихлорэтан	$1,10 \cdot 10^3$	$5,79 \cdot 10$	$0,10 \cdot 10^{-3}$	$1,26 \cdot 10^2$	$2,40 \cdot 10^2$
Трихлорфромметан (фрион II)	$1,10 \cdot 10^3$	$6,67 \cdot 10^2$	$1,10 \cdot 10^{-1}$	$1,59 \cdot 10^2$	$3,39 \cdot 10^2$
Трихлорметан (хлороформ)	$8,20 \cdot 10^3$	$1,51 \cdot 10^2$	$2,87 \cdot 10^{-3}$	$4,70 \cdot 10$	$9,33 \cdot 10$
Стирин (этинилбензол)	$3,00 \cdot 10^2$	4,50	$2,05 \cdot 10^{-3}$	$7,76 \cdot 10^2$	$8,91 \cdot 10^2$
Толуол (метилбензол)	$5,35 \cdot 10^2$	$2,81 \cdot 10$	$6,37 \cdot 10^{-3}$	$3,00 \cdot 10^2$	$5,37 \cdot 10^2$
<i>o</i> -Толуидин (2-аминотолуол)	$7,35 \cdot 10$	1,0		$4,10 \cdot 10^2$	$7,58 \cdot 10^2$
1,2,4-Трихлорбензол	$3,00 \cdot 10$	$2,90 \cdot 10^{-1}$	$2,31 \cdot 10^{-3}$	$9,20 \cdot 10^3$	$2,00 \cdot 10^4$
1,2,4-Триматилбензол	$5,76 \cdot 10$	2,03	$5,57 \cdot 10^{-3}$		
<i>m</i> -Ксиол (1,3-диметилбензол)	$1,30 \cdot 10^2$	$1,00 \cdot 10$	$1,07 \cdot 10^{-2}$	$9,82 \cdot 10^2$	$1,82 \cdot 10^3$
<i>o</i> -Ксиол (1,2-диметилбензол)	$1,75 \cdot 10^2$	6,60	$5,10 \cdot 10^{-3}$	$8,30 \cdot 10^2$	$8,91 \cdot 10^2$
<i>n</i> -Ксиол (1,4-диметилбензол)	$1,98 \cdot 10^2$	$1,00 \cdot 10$	$7,05 \cdot 10^{-3}$	$8,70 \cdot 10^2$	$1,41 \cdot 10^3$
<i>Фталаты:</i>					
Бис-(2-этилгексил)фталат	$2,85 \cdot 10^{-1}$	$2,00 \cdot 10^{-7}$	$3,61 \cdot 10^{-7}$	$5,90 \cdot 10^3$	$9,50 \cdot 10^3$
Бутилбензилфталат	$4,22 \cdot 10$	$8,60 \cdot 10^{-6}$	$1,30 \cdot 10^{-6}$	$2,07 \cdot 10^2$	$6,31 \cdot 10^4$
Ди- <i>n</i> -октилфталат	3,00	$1,40 \cdot 10^{-4}$	$1,47 \cdot 10^{-12}$	$9,77 \cdot 10^8$	$1,58 \cdot 10^9$
Дибутилфталат	$1,30 \cdot 10$	$1,00 \cdot 10^{-5}$	$2,82 \cdot 10^{-7}$	$1,70 \cdot 10^5$	$3,98 \cdot 10^5$
Диэтилфталат	$8,96 \cdot 10^2$	$3,50 \cdot 10^{-3}$	$1,14 \cdot 10^{-6}$	$1,42 \cdot 10^2$	$3,16 \cdot 10^2$
Диметилфталат	$4,32 \cdot 10^3$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$4,20 \cdot 10^{-7}$	$4,27 \cdot 10$	$1,32 \cdot 10^2$
<i>Эфиры:</i>					
Бис-(2-хлорэтил)эфир	$1,02 \cdot 10^{-1}$	$7,10 \cdot 10^{-1}$	$1,30 \cdot 10^{-5}$	$1,39 \cdot 10$	$3,16 \cdot 10$
Бис-(2-хлоризопропил)эфир	$1,70 \cdot 10^3$	$8,50 \cdot 10^{-1}$	$1,13 \cdot 10^{-4}$	$6,10 \cdot 10$	$1,26 \cdot 10^2$
2-Хлорэтал винилэфир	$1,50 \cdot 10$	2,67 · 10	$2,50 \cdot 10^{-4}$	6,61	$1,90 \cdot 10$
4-Хлорфенил фенилэфир	3,30	$2,70 \cdot 10^{-3}$	$2,19 \cdot 10^{-4}$	$3,98 \cdot 10^3$	$1,20 \cdot 10^4$

Примечание. Значения растворимости и давления паров приводятся для $T = 20 - 30^\circ\text{C}$.

Химический компонент	Удельная плотность	°C	Абсолютная вязкость, сП	°C	Межфазовое натяжение жидкости, дин/см	°C	Поверхностное натяжение ($a - b$ или дин/см)	°C
<i>Алифатические компоненты:</i>								
Акрилонитрил (2-пропенитрил)	0,8060	20	0,35	20			29,58—0,1178	
Бромдихлорметан (дихлорбромметан)	1,97	20	1,71	20				
Дибромхлорметан	2,38	20						
1,2-Дибромэтан (этилендибромид)	2,1687	25	1,490	30	36,5	20	35,43—0,1428	
1,1-Дихлорэтан (этилidenхлорид)	1,1835	15	0,505	25			27,03—0,1186	
1,2-Дихлорэтан (этилинденхлорид)	1,2600	15	0,887	15	30	25	35,43—0,1428	
1,1-Дихлорэтан (винилиденхлорид)	1,22	20	0,36	20	37	23	24	15
1,2-Дихлорэтан (цис)	1,2736	25	0,444	25	30	20	24	20
1,2-Дихлорэтан (транс)	1,2546	20	0,404	20	30	20	24	20
Дихлорэтан (метиленхлорид)	1,3348	15	0,499	15	28,3	20	30,41—0,1284	
1,2-Дихлорпропан (пропилен дихлорид)	1,558	20			37,9	23	31,42—0,1240	
1,3-Дихлорпропан	1,1859	20					31,2	27
Гексахлорциклопентадиен	1,7119	20					37,5	20
Иодометан (иодистый метил)	2,2790	20	0,518	15			33,42—0,1234	
Пентахлорэтан	1,6881	15	2,751	15			37,09—0,1178	
1,1,2,2-Тетрахлорэтан	1,6026	16	1,844	15			38,75—0,1268	
Тетрахлорэтан	1,6311	15	1,932	15	44,4	25	38,86	20
Тетрахлорметан (четыреххлористый углерод)	1,5842	20	0,965	20	45,0	20	29,49—0,1224	
Трибромметан (бромуформ)	2,9035	15	2,152	15			48,14—0,1308	
1,1,1-Трихлорэтан (метилхлороформ)	1,3492	20	0,903	15	45	20	28,28—0,1242	
1,1,2-Трихлорэтан (треххлористый винил)	1,4424	20	0,119	20			37,40—0,1251	
Трихлорэтан	1,4679	20	0,566	20	34,5	24	29,5	20
Трихлорфторметан (фрион II)	1,49	20					23	20
Трихлорметан (хлороформ)	1,4985	15	0,596	15	32,8	20	29,91—0,1295	

(Продолжение Приложения II)

Химический компонент	Удельная плотность	°С	Абсолютная вязкость, сП	°С	Межфазовое натяжение жидкости, дин/см	°С	Поверхностное натяжение (а — b или дин/см)	°С
<i>Ароматические компоненты:</i>								
Анизол (метоксибензол)	0,9823	25	0,789	30			38,11—0,1204	
Анилин (аминобензол)	1,0217	20	0,400	20	5,8	20	44,88—0,1085	
Бензол	0,8737	25	0,6028	25	35,0	20	28,9	
Бромбензол (бромистый фенил)	1,4882	25	0,985	30	36,5	25	38,14—0,1160	
Хлорбензол	1,1063	20	0,799	20	37,4	20	35,97—0,1191	
2-Хлорфенол (<i>o</i> -хлорфенол)	1,2410	18	2,250	45			42,5—0,1122	
Хлортолуол	1,0993	20	1,400	20	30	20	39,92—0,1227	
<i>o</i> -Хлортолуол	1,0817	20						
<i>n</i> -Хлортолуол	1,0697	20					34,93—0,1082	
Крезол (технический) (метилфенол)	1,05	20					37	
<i>m</i> -Крезол (3-метилфенол)	1,0380	15	24,67	15			38,00—0,0924	
1,2-Дихлорбензол (<i>o</i> -дихлорбензол)	1,3003	25	1,324	25	40	20	26,84	
1,3-Дихлорбензол (<i>m</i> -дихлорбензол)	1,2828	25	1,04	25			38,30—0,1147	
Дихлортолуол	1,26	20						
Этиленбензол (фенилэтан)	0,8670	20	0,678	20	35,5	20	31,48—0,1094	
Нитробензол	1,2033	20	1,643	20	25,7	20	46,34—0,1157	
Стирин (этинилбензол)	0,9060	20	0,751	20	35,5	19	32,3	
Толуол (метилбензол)	0,8623	25	0,552	20	36,1	20	30,90—0,1189	
<i>o</i> -Толуол (2-аминотолуол)	1,0028	15	5,195	15			42,87—0,1094	
1,2,4-Треххлорбензол	1,4634	25						
1,2,4-Триметилбензол	0,8758	20	0,895	15			31,76—0,1025	
<i>m</i> -Ксилол (1,3-диметилбензол)	0,8642	20	0,617	20	36,4	30	31,23—0,1104	
<i>o</i> -Ксилол-(1,2-диметилбензол)	0,8802	20	0,809	20	36,06	20	32,51—0,1101	
<i>o</i> -Ксилол (1,4-диметилбензол)	0,8611	20	0,644	20	37,8	20	30,69—0,1074	
<i>Фталаты:</i>								
Бис-(2-этилгексил)фталат	0,9843	20	81,4	20				
Дибутилфталат	1,0226	25	16,47	25			33,4	
Диэтилфталат	1,120	20	9,5	20				
Диметилфталат	1,1905	21	11	20				
<i>Эфиры:</i>								
Бис-(2-хлорэтал) эфиры	1,2130	25	2,14	25				

Химический компонент	Удельная плотность	°С	Абсолютная вязкость, сП	°С	Межфазовое натяжение жидкости, дин/см	°С	Поверхностное натяжение (а — b или дин/см)	°С
<i>Химический компонент</i>								
Бис-(2-хлоризопропил) эфир	1,11	20						
2-Хлорэтилвинил эфир	1,0525	15						
<i>Смешанные углеводородные продукты</i>								
Креозот (угольная смола)	1,05—1,1	15					20	20
Сырая нефть	0,70—0,98	20	8—87	10			24—38	20
Дизельное горючее	0,80—0,85	20	1,1—3,5	40	50	20	25	20
Бензил (автомобильный)	0,7321	20	0,45	20	50	20	21	20
<i>н</i> -Гептан	0,6338	20	0,409	20	50,2	20	19,3	20
<i>н</i> -Гексан	0,6603	20	0,33	20	51,0	20	18,4	20
<i>Минеральные масла</i>	0,822	20					47	27
<i>н</i> -Нонан	0,7176	20	0,7160	20	35	20	22,9	20
<i>н</i> -Октан	0,7025	20	0,225	20	50,8	20	21,7	20
<i>н</i> -Пентан	0,626	20	0,225	20	50,2	20	16	20
Дистилляты нефти	0,70—0,75	16					50	21
								20

* Если не приводится соответствующая температура, то поверхностное натяжение задается через значения *a* и *b*: (поверхностное натяжение) = *a* — *bT*, *T* — температура, °С.

УДК 551.3+662.83/85

© 1995 г. Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Г. И. КАРАТАЕВ

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Рассмотрены два аспекта взаимосвязи человека и природы: влияние человека на геологическую, геофизическую, геохимическую и гидрогеологическую обстановку; возмущающее воздействие естественных и искусственных геофизических полей и глубинных тектонофизических процессов на человека и продукты его деятельности. Показано, что основой для изучения закономерностей этих процессов, районирования территорий по степени нарушения экологического равновесия, рационального природопользования, конструирования гармонии человека и природы является экогеологическое картирование.

Геология — обширный комплекс наук о литосфере и Земле в целом, ее составе, строении, движениях, истории развития и размещении в ней полезных ископаемых. В соответствии с конкретными задачами и направленностью исследований геология подразделяется на ряд более узких научных дисциплин: динамическая геология, историческая, структурная, инженерная, угольная, космическая, экономическая и т. д. В последнее время в самостоятельное направление стала оформляться экологическая геология и как ее разделы — экологические геофизика и геохимия. «Принципиально новое направление геологических наук — экологическая геология. Задача сохранения природной среды требует специального изучения геологических процессов, связанных с развитием биосферы и техногенного воздействия человека на природу. Не менее важно рациональное использование минерально-сырьевых ресурсов...» [4, с. 543]. Геологические исследования, связанные с решением проблем экологии, составляют предмет экологической геологии.

В проблеме экологической геологии можно выделить два аспекта: прямой — воздействие человека на среду его обитания, приводящее к нарушению геологической, геофизической, геохимической и гидрогеологической обстановок, и обратный — воздействие естественных и искусственных физических полей и современных глубинных тектонофизических процессов на человека и продукты его хозяйственной деятельности.

Мощное техногенное воздействие на природу стало одной из существенных геологических сил современного периода развития Земли, по справедливости получившего название антропогена. Ежегодно человечество выбрасывает миллионы тонн твердых и жидкых отходов производства, не меньшее количество горной породы перекапывается на земной поверхности и добывается из более глубоких частей карьерами, шахтами и другими выработками. Колебания относительных отметок техногенного рельефа достигают многие десятки и даже первые сотни метров. Большая загрязненность гидросферы делает ее небезопасной для здоровья человека и всего живого. Огромные объемы газообразных и пылевидных выбросов в атмосферу изменяют ее состав. Все это оказывает влияние на геофизические поля, изменяет климат, возбуждает кислотные дожди. Уже ощущается действие так называемого парникового эффекта, опасным становится состояние озонового слоя. Естественные ландшафты изменяются до неузнаваемости, многие из них становятся типично

техногенными. Отдельные генетические типы рельефа исчезают бесследно. Например, на территории Беларуси таких форм рельефа, как озы, остались единицы [9]. Человек создает новые геохимические провинции, которые иногда существенно ухудшают среду его местообитания. Неумелое обращение с теми или иными современными объектами производства приводит к катастрофическим последствиям и для человека, и для окружающей среды. Ярким примером является чернобыльская катастрофа, охватившая огромные пространства Беларуси, Украины и России. Результаты хозяйственной деятельности человека сейчас таковы, что наука о «доме нашем» — экология — становится одной из важнейших, ибо состояние окружающей среды катастрофично и речь уже идет о выживании человечества.

С другой стороны, биофизические исследования, проведенные в Институте атомной энергии им. И. В. Курчатова, в Институте радиотехники и электроники РАН и ряде иных научных учреждений, свидетельствуют о том, что человек и прочие живые существа являются генератором электромагнитных, тепловых и акустических излучений [5]. Так, основные органы человека (сердце, желудок, мозг и др.) в силу происходящих в них электрохимических процессов генерируют переменное электрическое поле в диапазоне 0—1 кГц с соответствующими для каждого органа параметрами. Эти поля создают в свою очередь магнитные поля, фиксируемые (в отличие от электрических) на больших расстояниях от объекта. С помощью высокочастотной аппаратуры, в сотни раз превышающей точность геофизических магнитометров, записаны и изучены энцефалограммы а-ритмов мозга; установлено местоположение источника и характер протекания его магнитных силовых линий; зафиксированы инфразвуковые и ультразвуковые сигналы, связанные с источниками на молекулярном и клеточном уровне; изучено тепловое излучение в различных диапазонах.

Иначе говоря, человек в целом, а также отдельные его органы являются генераторами физических полей, которые вступают во взаимодействие с геофизическими полями. Изучение характера этого взаимодействия и поиск путей исключения или смягчения отрицательного влияния геофизических полей на человека — предмет экологической геофизики и тектоники. Геофизические поля и тектонические процессы нередко оказывают сильное отрицательное воздействие на прецизионную аппаратуру и оборудование, сооружения типа АЭС, химические заводы, метро, высотные здания, могильники радиоактивных и других опасных химических отходов.

Рассмотрим три основных геофизических поля — магнитное, гравитационное, сейсмическое, воздействие которых на человека и его жизнедеятельность, как известно, огромно. Причем в качестве физических объектов, вступающих во взаимосвязь с геофизическими полями, будем рассматривать человека и созданные им такие объекты, влияние геофизических полей на которые может привести к их деформации, разрушению и даже уничтожению.

Общеизвестно, что магнитные бури, воздействуя непосредственно на магнитное поле человека, оказывают отрицательное влияние на его психику и различные органы, а как переменное поле, кроме того, индуцируют в проводящих средах земной коры электрические (теллурические) токи, нарушающие работу искусственных электрических сетей и электромагнитной аппаратуры. Известны, например, случаи отказа работы светофоров на Белорусской железной дороге во время интенсивных магнитных бурь. Подобные явления могут привести к авариям. Теллурические токи особенно ярко проявляются в зонах глубинных разломов мантийного заложения, где и в настоящее время протекают интенсивные тектонофизические процессы в низах земной коры, в ее околоводородной зоне. Так, по данным магнитотеллурических зондирований, на севере Беларуси и Полоцкой зоне субширотных глубинных разломов мантийного заложения в низах коры обнаружен высокопроводящий слой [1]. Здесь же отмечены вековая отрицательная

вариация магнитного поля, изменение во времени поля силы тяжести, понижение плотности губинного вещества и повышение сейсмичности [3, 7].

Говоря об экологической значимости магнитных бурь, следует заметить, что магнитные поля техногенной природы, обусловленные ферромагнитными свойствами искусственных сооружений и работой различных электромагнитных устройств и генераторов, имеют интенсивность и частоту такие же, как магнитные бури, или даже больше. Спектр колебаний техногенного магнитного поля непрерывен (по крайней мере, в частотном диапазоне от долей герц до 500 Гц), что характерно и для естественных вариаций магнитного поля. Например, интенсивность магнитного поля телефонной трубы на расстоянии 10–20 см соизмерима с интенсивностью большой бури; железобетонные конструкции мостов, межэтажных перекрытий домов, плит тротуаров создают поля в 10 000–15 000 нТл, что в 5–10 раз больше самых интенсивных магнитных бурь; магнитное поле в вагоне электропоезда в 2 раза выше нормального поля Земли [11]. Почему же магнитные бури тем не менее обладают отрицательным воздействием на организм человека, а техногенное магнитное поле не оказывает или оказывает на человека слабое влияние? Может быть, суть в микроволнах, которыми обладает человек, и, возможно, они существуют и в магнитных бурях, но не фиксируются в них современной геофизической аппаратурой? Замечено, что переменное земное и внешнее магнитное поле наиболее интенсивно проявляется в зонах глубинных разломов литосферы, особенно в местах их пересечений. Оно возбуждается солнечной активностью, космическим излучением, внутриземными физико-тектоническими процессами, движением подземных вод, техногенными и другими причинами [12]. По-видимому, эти зоны в силу активного воздействия геомагнитного и биомагнитного полей являются геопатогенными. Механизм этого взаимодействия представляется следующим. Магнитные бури, как аномальное проявление естественного переменного магнитного поля Земли, воздействуя на магнитное поле человека, изменяют параметры его биомагнитного поля. В связи с этим изменяются и параметры электрических полей соответствующих органов человека. Это нарушает нормальное (здравое) протекание электрохимических процессов в органах человека, что приводит к нарушению их функциональной деятельности, т. е. к заболеванию.

С другой стороны, человек, по-видимому, способен самонастраиваться на магнитное поле других объектов. Известны феноменальные способности некоторых высокочувствительных в магнитном отношении людей реагировать на переменные магнитные поля геопатогенных зон, других людей, месторождений полезных ископаемых, фиксируя момент взаимодействия с помощью рамки-антенны или лозы (выполняющими роль индикатора). Эту способность можно использовать, в частности, для картирования современных активных глубинных разломов, а также для восстановления нормальной работы электрохимических процессов в органах человека (т. е. для лечения, что в сущности и делают экстрасенсы, не отдавая себе отчета в магнитной природе этого феномена).

Сейсмические процессы, проявляющиеся в резких и быстрых вертикальных и горизонтальных смещениях земных пластов, нередко приводят к разрушению важнейших объектов жизнеобеспечения человека. По современным данным землетрясения (практически все сильные и 90% слабых) обусловливаются главным образом резким нарушением сплошности, сдвигом глубинного вещества земной коры и верхней мантии в зонах глубинных разломов. Сейсмическая волна от очага землетрясения распространяется неравномерно, ее скорость зависит от структуры, вещественного состава, тектоники земной коры. Поэтому на равных расстояниях от очага интенсивность землетрясения (выражаемая в баллах), как правило, бывает разной. Для оценки этого строятся, как известно, изосейсты — линии равных интенсивностей землетрясений.

Даже, казалось бы, на такой спокойной и стабильной в геологическом

отношении территории как Беларусь проявляется активная сейсмическая жизнь. Источниками сейсмических колебаний земной поверхности в Беларуси, во-первых, являются наведенные сотрясения, обусловленные землетрясениями, очаги которых находятся далеко за ее пределами (о их влиянии можно судить по характеру изосейст); во-вторых, местные землетрясения, зарождающиеся непосредственно в недрах территории Беларуси. Наведенные землетрясения слабой силы, фиксируемые только аппаратурой, проявляются в виде нескольких толчков в месяц. Сейсмические записи таких землетрясений используются для изучения губинного строения и физического состояния вещества литосферы Беларуси. Наведенные сильные землетрясения (4–5-балльности) следует ожидать главным образом со стороны Карпат (особенно района Вранча). Структура земной коры между Румынскими Карпатами и Беларусью такова, что изосейста в 4 балла вырисовывается в виде сильно вытянутого в сторону Беларуси узкого эллипса («языка») примерно по оси Бухарест — Минск. Поэтому очень важным является изучение структуры литосферы по направлению Беларусь — Карпаты.

Другая область, являющаяся источником наведенных землетрясений, — Скандинавия. Здесь, в связи с возможным началом формирования современного рифта, выраженного в виде котловины восточной части Балтийского моря и его заливов — Ботнического и Финского (тройное соединение), нередки значительные землетрясения, которые воздействуют на соседние территории Прибалтийских стран и Беларуси. Так, в 1976 г. 25 октября западнее Таллинна зафиксировано землетрясение с магнитудой 4,7. Это заставляет ориентироваться на интенсивное изучение литосферы не только в южном, но и в северном направлении.

Местные слабые землетрясения в Беларуси инструментально зафиксированы в виде сейсмических роев в Солигорском районе и в Полоцкой зоне глубинных разломов (до нескольких десятков в месяц). Хотя и слабое, но периодическое воздействие на земную поверхность крупных роев землетрясений, согласно теории А. И. Добролюбова [6], может привести к неблагоприятной для промышленных сооружений сейсмической ситуации. Сильные же землетрясения с магнитудой ~ 5 и интенсивностью в эпицентре 6–7 баллов наблюдались на границе Беларуси с Литвой, в Ошмянском и Островецком районах в 1908 г. (по историческим данным). Всего на территории Беларуси и Прибалтики за историческое время произошло около 40 заметных землетрясений.

О причинах возникновения землетрясений существует много гипотез. Но для решения экологических задач для нас важен факт приуроченности подавляющего большинства очагов землетрясений к глубинным разломам в земной коре и верхней мантии. Используя материалы о глубинных разломах мантийного заложения как зон сопряжения блоков земной коры с существенно различной структурой типов земной коры [8], удалось выделить участки проявления наиболее сильной сейсмичности в Беларуси. К ним относятся глубинные разломы, проходящие по линии Кобрин — Ивацевичи — Вилейка — Верхнедвинск, Столин — Березино — Мстиславль, Березино — Новолукомль — Оболь в полосе шириной 20–30 км, а также в зонах широтных разломов, проходящих на севере через Полоцк, а на юге — через Солигорск [2].

Суммарные наведенные и местные землетрясения в Беларуси могут иметь интенсивность до 6 баллов, т. е. при самых неблагоприятных условиях, согласно шкале MSK-64, в высотных домах могут произойти разрушения. С учетом этого и должно вестись строительство жилых и производственно-хозяйственных зданий. Но для особо ответственных сооружений (АЭС, ГЭС, метрополитен, подземные хранилища газа, химические заводы, трубопроводы с горючим и т. п.) эти оценки, по-видимому, следует завышать до 7 баллов.

Отсюда видно, что прежде всего необходимо выполнить сейсмическое (а точнее, сейсмотектоническое) районирование территории с выделением наиболее опасных приразломных зон. Для районов расположения объектов повы-

шенной ответственности большое значение приобретает детальное сейсмическое районирование, а вблизи самих таких объектов (особенно АЭС) следует наладить геофизический и прежде всего сейсмологический мониторинг. Последний особенно необходим на уже действующих АЭС, так как они были сооружены без достаточного геологического (в том числе и сейсмологического) обоснования места выбора площадки строительства.

Отметим еще один аспект сейсмичности. Как известно, при подготовке землетрясений и их свершении, а также в процессе релаксации сейсмических напряжений возникают инфразвуковые и ультразвуковые волны. Человек как биофизический объект реагирует на поля, связанные с землетрясениями в этом диапазоне волн: инфразвуковые волны землетрясений возбуждают в нем страх, панику, а ультразвуковые — галлюцинации. Такие ситуации возможны не только в случае сильных землетрясений, но при постоянном воздействии роев слабых землетрясений, как это имеет место, например, в Полоцкой зоне разломов.

Наряду с быстрыми колебаниями земной поверхности, вызванными землетрясениями, большую опасность с экологической точки зрения представляют длиннопериодные современные вертикальные и горизонтальные движения земной поверхности, обусловленные как общими медленно протекающими глубинными процессами в тектоносфере, так и процессами, подталкивающими землетрясения. Этот фактор очень коварен — медленно, почти незаметно земная поверхность в зоне сочленения стабильных блоков земной коры, разделенных глубинными разломами, деформируется: блоки медленно смещаются относительно друг друга в горизонтальном и вертикальном направлениях, амплитуда этих смещений постепенно нарастает. Если в таких зонах, где построены ответственные сооружения, установлены прецизионные станки, оборудование, то легко себе представить, что произойдет, когда амплитуда вертикального или горизонтального смещения превысит предел прочности промышленной конструкции. В Беларуси вертикальные смещения крупных блоков относительно друг друга, вызванные именно глубинными процессами, по инструментальным данным достигают 8—15 мм/год. Горизонтальные смещения в районе Речицкого глубинного разлома в Припятском прогибе за 8—10 лет составили 15—20 мм.

Воздействие гравитационного поля Земли на человека практически не изучено (если не считать специальные ситуации, возникающие на обитаемых искусственных спутниках Земли). Однако известно, что временные вариации гравитационного поля довольно тесно коррелируют с характером солнечной деятельности — с числами Вольфа [10]. Солнечная и магнитная активности также связаны между собой [12]. Поэтому можно полагать, что переменная составляющая гравитационного поля Земли оказывает влияние на человека. К слову, поскольку наблюдаемое в каждой точке земного шара гравитационное поле так или иначе зависит, кроме других факторов, и от характера расположения в данный момент планет Солнечной системы (прежде всего) и звезд, возможно, что гороскопы, рассчитываемые по расположению звезд и планет, не так уж и мистичны, как нам кажется. Вероятнее всего, гравитационное поле весьма сильно воздействует на организм человека, его психику, в особенности в период формирования его органов. И этот факт опосредованно, через взаимное расположение планет и звезд, используют составители гороскопов. Представляется, что проблема влияния гравитационного поля Земли на человека еще ждет своего исследования.

Говоря об экологической значимости геофизических полей, следует обратить внимание и на техногенный фактор. Деятельность человека — строительство сооружений, разработка месторождений полезных ископаемых, в особенности железорудных, строительство ГЭС, каналов, мелиорация, создание радиотелерадиорадиовещательных установок, высоковольтных ЛЭП, подземных силовых кабелей, теплотрасс, водопроводов и канализаций, карьеров, отвалов горных пород, уничтожение

лесов в крупных масштабах и др.— приводит к существенному изменению земного гравитационного, магнитного и сейсмического полей. Меняется их структура, динамика, характер взаимосвязей земного и техногенного фактических полей. Что в конечном итоге несомненно отрицательно сказывается на экологической обстановке.

Из изложенного следует, что рассматриваемые геофизические и тектонические факторы — магнитные бури, сейсмичность, интенсивные современные движения земной поверхности — особенно существенно проявляются в зонах глубинных разломов земной коры длительного развития. Эти зоны должны быть поставлены в ряд особо важных экологических объектов, требующих к себе научного и практического внимания. Необходимо детальное изучение разломных зон для выяснения многих параметров: длины, амплитуды смещения (вертикальной и горизонтальной), глубины проникновения, ширины зоны влияния, густоты и интенсивности трещин и их систем, времени возникновения и развития и т. д. Особое значение имеет выяснение активности разлома в недавнее и настоящее время. Большую опасность представляют разломы с горизонтальной составляющей тектонических движений — надвиги, шаряжи, сдвиги, взбросы.

Техногенные факторы, связанные с вторжением человека в недра Земли (бурение, шахты, изъятие породы и жидкости из глубин Земли при добыче полезных ископаемых и, наоборот, закачка воды в подземные горизонты и т. д.), вызывают нарушение равновесного напряженного состояния земной коры. Такое же воздействие вызывают крупное строительство, водохранилища, карстовые явления и др. Техногенные факторы приводят к резкому снятию напряженности («спусковой крючок»), вызывают медленные колебания земной коры и землетрясения. Такие землетрясения (до 100 в год) зафиксированы в районе Солигорска, причем наиболее крупные из них достигают 4—5 баллов. Карстовые провалы, отвалы в шахтах и другие подобного рода явления могут провоцировать чисто техногенные землетрясения. К тому же отбор нефти, газа, воды, выемка пород из глубин и др. вызывают просадки земной поверхности, что создает различные негативные явления (заболачивание, разрушение наземных сооружений и т. д.). Просадки глубиной до 1—5 м широко развиты в Солигорском калийном районе, в результате чего многие площади отличной пахотной земли выведены из строя и даже приходится переселять ряд деревень.

Большие экологические проблемы, помимо уже ранее названных, возникают при эксплуатации месторождений практически всех полезных ископаемых. Это — загрязнение атмосферы и гидросферы, нарушение водного режима, отвалы, уничтожение пахотных земель, урон лесному хозяйству и т. п. Важное значение приобретает правильная и рациональная рекультивация многочисленных карьеров и других горных выработок. С уменьшением экологически вредного воздействия связана необходимость создания малоотходных производств при добыче и обогащении минерального сырья, что требует комплексного использования полезных ископаемых, а в целом — рационального освоения природных ресурсов.

При решении ряда экологических вопросов большое значение имеет проблема герметичности и открытости недр. Особенно это важно при создании искусственных залежей нефти и газа, при поисках и разработке хранилищ для подземного захоронения вредных отходов, промышленных стоков, радиоактивных веществ и др. В этих случаях изучение тектоники региона, вещественного состава пород, гидрогеологической и геофизической ситуации приобретает первостепенное значение: наиболее подходящими хранилищами являются соляные структуры с массивами соли в ядре, кристаллические породы фундамента, иногда синклинали и мульды (для захоронения отходов) или антиклинали и купола (для искусственных залежей нефти и газа) с хорошими коллекторами, окруженными непроницаемыми покрышками.

Следует отметить, что питьевые подземные воды с каждым годом становятся все более ценным полезным ископаемым. Особенно они приобретают большую ценность в условиях чрезвычайного загрязнения поверхностных вод. Для территорий, подвергнувшихся радиоактивному загрязнению, подземные воды — наиболее безопасный источник питьевой воды. Изучение геологического строения территории и ее гидрогеологической ситуации, режима, динамики и запасов подземных вод; выявление источников загрязнения с целью их ликвидации или уменьшения влияния, путем проникновения загрязняющих веществ в подземные водоносные горизонты (в частности, обнаружение возможных сквозных окон, разломных трещиноватых зон), величины подземных воронок, связанных с эксплуатацией водоносных пластов или с горными выработками; выяснение качества вод в депрессионных воронках, которые могут стать ловушками различных загрязнителей и т. д. — все это необходимые элементы исследований при рациональном использовании подземных вод.

Ряд проблем связан с экологической геохимией. Необходимо выяснение натурального геохимического фона и распределения различных элементов техногенного происхождения (включая и радиоактивные) в разных ландшафтах, в том числе как сельских, так и городских агломераций. Важно установить пути и скорость миграции этих элементов в самых разнообразных условиях.

В проблеме поисков экологически чистых источников энергии как альтернативы теплоэлектроцентралей на угле и мазуте, АЭС и др. перспективно использование геотермальной энергии, так как петротермальные ресурсы чрезвычайно велики и экологически безопасны.

Изложенное позволяет заключить, что экологическая геология — это раздел геологии, прежде всего посвященный изучению негативных воздействий геологических, геофизических, геотектонических, геохимических, гидрогеологических факторов на биологические объекты и сооружения. Основа всех исследований экологической геологии — экогеологическое картирование, которое должно стать государственным, регулярным и охватывать всю территорию страны. Оно должно быть разного масштаба: региональное (1 : 1 000 000 или 1 : 500 000) — для выяснения общего состояния и динамики геологической среды; среднемасштабное (1 : 200 000) — для сравнительного рассмотрения изменения геологической среды в течение нескольких десятилетий в наиболее важных областях; крупномасштабное (1 : 50 000 и крупнее) — для детального изучения эколого-геологической среды в наиболее крупных промышленных районах и городах. Цель такого картирования — долгосрочный прогноз изменения геологической среды и прогнозная оценка степени эколого-геологической опасности для рационального освоения территории, перспектив планирования хозяйственной деятельности человека и органы его здоровья.

Экогеологическое картирование — относительно новое направление исследований, и поэтому оно требует оригинальных методических разработок, составления соответствующих легенд различных карт. На экогеологических картах должна быть изображена экологическая взаимосвязь между геологической средой и хозяйственной деятельностью человека, отражающая, с одной стороны, отрицательные последствия этой деятельности на геологическую, геофизическую, геохимическую и гидрогеологическую обстановку, а с другой — отрицательное влияние динамики геофизических полей и геологических процессов на человека и продукты его деятельности. Такие карты должны явиться основой для планирования экологически безопасных условий существования и хозяйственной деятельности человека, для оценки степени устойчивости экосистем и расчета допустимых нагрузок на окружающую среду.

Одной из ведущих задач является изучение современной тектонической и геофизической динамики глубинных разломов: картирование разломов, характеризующихся активным проявлением современных вертикальных и горизонтальных движений земной поверхности, аномальной динамикой геофизических полей; выявление геопатогенных зон и участков особо опасного

воздействия тектонофизического фактора на промышленные сооружения и прецизионное оборудование; создание на этих участках геолого-геофизического мониторинга.

В сущности экогеологическое картирование — это основа правильного освоения любой территории, рационального природопользования, безопасного существования человека и природы, конструирования гармонии человека и природы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астапенко В. Н., Кузнецов Ю. Н., Мастюлин Л. А. Геоэлектрическая характеристика тектоносферы севера Белоруссии//Докл. АН БССР. 1990. Т. 35. № 7. С. 638—639.
2. Гарецкий Р. Г., Коженов В. Я. Строение поверхности фундамента//Тектоника запада Восточно-Европейской платформы/Под ред. Р. Г. Гарецкого. Минск: Наука и техника, 1990. С. 52—56.
3. Гирин Р. Э. Глубинный сейсмический разрез литосферы по профилю Бреслав — Плещиццы//Докл. АН БССР. 1990. Т. 35. № 7. С. 640—644.
4. Горная энциклопедия. Т. 1. М.: Сов. энциклопедия, 1984. 558 с.
5. Гуляев Ю. В., Годин Э. Э. Физические поля биологических объектов//Вестн. АН СССР. 1983. № 8. С. 118—125.
6. Добролюбов А. И. Бегущие волны деформации. Минск: Наука и техника. 1987. 144 с.
7. Карамаев Г. И., Папушина Л. Б. Вековые вариации геомагнитного поля Белорусско-Прибалтийского региона//Докл. АН БССР. 1990. Т. 35. № 9. С. 850—853.
8. Карамаев Г. И., Пашкевич И. К. Геологический анализ комплекса геофизических полей. Киев: Наук. думка, 1986. 166 с.
9. Матвеев А. В. История формирования рельефа Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1990. 143 с.
10. Собакарь Г. Т. Неприливные изменения силы тяжести. Киев: Наук. думка, 1982. 135 с.
11. Шапиро В. А. Верен ли прогноз магнитных бурь?//Земля и Вселенная. 1988. № 5. С. 64—68.
12. Яновский Б. М. Земной магнетизм. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. 445 с.

Институт геологии, геохимии
и геофизики АН Беларуси

Поступила в редакцию
8.VI.1993

УДК 624.131

© 1995 г. С. Р. КРАЙНОВ, В. П. ЗАКУТИН

ПРИЧИНЫ И ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ КАЧЕСТВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Формирование подземных вод с повышенным содержанием токсичных нормируемых компонентов — результат природных и техногенных геохимических процессов. Среди природных процессов важнейшее значение имеют: увеличение минерализации подземных вод в результате их испарительного концентрирования и рассоления галогеновых формаций, изменение соотношений между натрием и кальцием, изменение окислительно-восстановительного потенциала вод, увеличение концентраций компонентов — лигантов комплексообразования. Наряду с техногенными (поступление в водоносные горизонты промышленных, сельскохозяйственных, коммунально-бытовых стоков, нерациональная эксплуатация месторождений подземных вод) природные процессы приводят к образованию региональных гидрохимических провинций загрязненных вод, увеличению экологической значимости отдельных групп органических веществ, формированию новых хорошо мигрирующих токсичных форм химических элементов и соединений.

Рассматривая проблему геохимико-экологического состояния подземных вод, надо вначале подчеркнуть следующие важные положения.

1. Формирование некондиционных и экологически опасных подземных вод нельзя рассматривать только как результат их загрязнения промышленными, сельскохозяйственными, коммунально-бытовыми отходами и средствами. Причины образования таких вод гораздо более многообразны. Прежде всего, некондиционные подземные воды могут формироваться в ходе естественных геохимических процессов, ведущих к генезису определенных геохимических типов подземных вод, благоприятных для миграции и накопления в них различных нормируемых химических элементов и веществ.

2. Существует достаточно сильная взаимосвязь между естественными и техногенными геохимическими процессами формирования качества подземных вод. Среди техногенных процессов, влияющих на химический состав подземных вод, важнейшее значение имеет привнос различных видов промышленных, сельскохозяйственных и коммунально-бытовых загрязнений и средств в водоносные горизонты, а также нерациональная эксплуатация месторождений хозяйственно-питьевых подземных вод, в результате которой усиливаются гидродинамические и геохимические взаимодействия водовмещающих отложений, и в процесс водоснабжения втягиваются еще менее кондиционные воды смежных водоносных горизонтов. (Классическим примером в этом отношении среди стран СНГ является Молдова, где в артезианском бассейне, заполненном фтороносными подземными водами, осуществлялась нерациональная эксплуатация нижнесарматского и верхнемелового водоносных горизонтов и в итоге были увеличены территории и число людей, пораженных эндемическим флюорозом.)

В журнальной статье невозможно рассмотреть все изменения химического состава, которые происходят в подземных водах. Поэтому мы сосредоточили внимание только на региональных изменениях качества подземных вод,

которые приобретают уже глобальное экологическое значение и в отличие от локальных изменений трудноустранимы.

Так как в статье пойдет речь о региональных аспектах проблемы геохимико-экологического состояния подземных вод, мы будем оперировать понятием «гидрохимическая провинция». Под этим понятием понимается территория, объединяющая комплекс водоносных горизонтов артезианских бассейнов или гидрохимических массивов, подземные воды которых имеют повышенные (по отношению к ПДК) концентрации нормируемых химических элементов и веществ. Для таких гидрохимических провинций характерны: а) высокий уровень фоновых концентраций нормируемых химических элементов (веществ), приближающийся к ПДК по ГОСТ «Вода питьевая» и приведенному в [13] или превышающий его; б) высокая частота встречаемости ($> 50\%$) в подземных водах их концентраций, превышающих ПДК.

Естественные геохимические процессы, определяющие высокие концентрации нормируемых химических элементов в подземных водах

Важнейшие среди этих процессов: а) увеличение минерализации подземных вод; б) изменение соотношений между концентрациями компонентов, лимитирующих распределения нормируемых химических элементов; в) изменение Е_H-рН подземных вод; г) увеличение концентраций компонентов, являющихся лигандами для элементов-комплексообразователей.

Увеличение минерализации подземных вод. Прежде всего на формирование некондиционных подземных вод влияет простое увеличение их минерализации. Существуют два основных естественных геохимических процесса, приводящих к повышению минерализации подземных вод верхних водоносных горизонтов: а) испарительное концентрирование грунтовых вод и б) растворение и диффузионное рассоление минералов галогеновых формаций и первичных седиментационных рассолов [9]. Увеличение минерализации подземных вод осуществляется за счет появления в них хорошо растворимых сульфатных и хлоридных соединений кальция и натрия. В связи с этим формируются гидрохимические провинции сульфатных и хлоридных подземных вод. Такие гидрохимические провинции характерны для аридной климатической зоны, где рост концентраций SO_4^{2-} и Cl^- происходит в грунтовых водах вследствие их испарительного концентрирования, и для геологических структур, в пределах которых имеются рассоляющиеся галогенные формации и первичные седиментационные рассолы. На территории России известно несколько гидрохимических провинций сульфатных и хлоридных грунтовых вод¹: Прикаспийская, Западно-Сибирская и Южно-Забайкальская (рис. 1). Но гораздо более широко распространены на территории России напорные сульфатные и хлоридные подземные воды. Наиболее опасными в этом отношении являются Восточно-Европейская, Западно-Сибирская, Восточно-Сибирская провинции, включающие многие гидрохимические структуры второго порядка (Волго-Камскую, Северо-Двинскую, Восточно-Предкавказскую, Прикаспийскую и пр.). В этих гидрохимических провинциях нижележащие водоносные горизонты, содержащие минерализованные сульфатные и хлоридные воды, самым непосредственным образом влияют на формирование химического состава подземных вод верхних водоносных горизонтов, и поэтому нерациональная эксплуатация этих горизонтов уже приводит к увеличению концентраций нормируемых химических элементов в хозяйственно-питьевых водах.

Соответственно в подземных водах сульфатных и хлоридных гидрохе-

¹ Сульфатные и хлоридные воды мы выделяем и называем на основе превышения в них концентраций SO_4^{2-} и Cl^- над ПДК, равными соответственно 500 и 350 мг/л (ГОСТ 2874-82 «Вода питьевая» и перечню [13]).

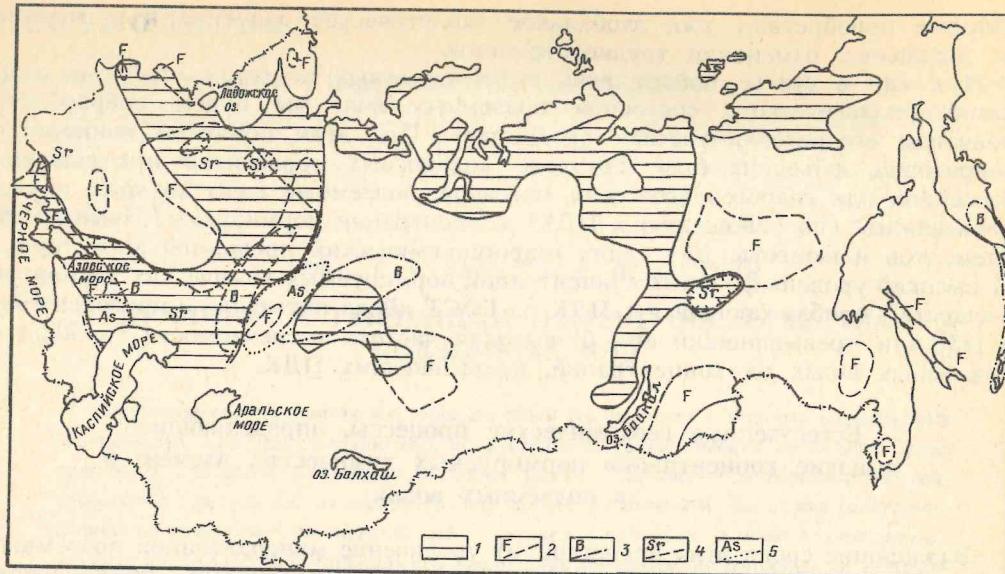


Рис. 1. Гидрохимические провинции подземных вод на территории бывшего СССР (республики Средней Азии и Кавказа не показаны) с повышенными (относительно ПДК) концентрациями: 1 — SO_4^{2-} и Cl^- ; 2 — F^- ; 3 — B ; 4 — Sr ; 5 — As

химических провинций увеличиваются концентрации нормируемых микрокомпонентов, имеющих высокую растворимость своих соединений с катионами и анионами этих вод. К числу таких микроэлементов прежде всего относится стронций. Но распределения стронция в подземных водах в значительной степени связаны еще и с его содержаниями во вмещающих породах, и поэтому гидрохимические провинции подземных вод с высокими содержаниями стронция далеко не всегда совпадают с площадями распространения сульфатных и хлоридных вод. Обычно эти гидрохимические провинции занимают менее обширные площади, тяготея только к определенным структурам (рис. 1).

Изменение соотношений между натрием и кальцием в подземных водах. Натриевые соединения многих анионов нормируемых элементов (F^- , BO_3^{3-} , AsO_4^{3-} и др.) имеют хорошую растворимость, а их кальциевые соединения чаще труднорастворимы. Поэтому кальций является компонентом подземных вод, который лимитирует распределение в них концентраций этих анионов [2, 8, 9]. Соответственно благоприятность геохимической среды подземных вод для концентрирования в них этих анионов определяется их Na/Ca -отношением. В верхних частях разреза Na/Ca -отношение в подземных водах обычно минимально (< 1), а в нижних всегда превышает единицу и может быть очень большим (до $n \cdot 1000$). Соответственно натриевые геохимические зоны подземных вод всегда оказываются благоприятными для накопления в них F^- , As , B^2 и других анионогенных элементов. Классическим в этом отношении компонентом является фтор, образующий обширные гидрохимические провинции с его высокими содержаниями в подземных водах (см. рис. 1). Известно [2, 8, 9], что содержания фтора в маломинерализованных подземных водах лимитируются P_{CaF_2} . Поэтому уменьшение концентраций кальция в подземных водах и рост в них Na/Ca -отношения всегда приводит к увеличению в них концентраций фтора. Происхождение источника фтора

² ПДК F^- , As и B согласно ГОСТ 2874-82 «Вода питьевая» и перечню в [13] равны соответственно 0,7—1,5; 0,05; 0,5 мг/л.

в данном случае не имеет значения, поскольку кларковые концентрации фтора составляют 660 мг/кг и этого всегда вполне достаточно, чтобы обеспечить в подземных водах его содержания, превышающие ПДК. Подземные воды с минимальными содержаниями кальция и высокими Na/Ca -отношениями закономерно и зонально распространены в гидрохимических структурах земной коры на территории России, и поэтому гидрохимические провинции фтороносных вод часто встречаются как в артезианских бассейнах, так и в гидрохимических массивах. Классическими провинциями фтороносных вод на территории России являются Московско-Волго-Камская, Западно-Предкавказская, Кулундинская, Якутская, а за пределами России — Молдавская, Днепровско-Донецкая, Прибалтийская (см. рис. 1).

Аналогичные по составу подземные воды формируются в пределах гидрохимических массивов России. Наиболее крупные среди них — Кольская, Забайкальская, Приморская. В этих провинциях фтороносными являются трещинно-жильные маломинерализованные воды HCO_3-Na - и $\text{HCO}_3-\text{CO}_3-\text{Na}$ -состава, содержащие до 10 мг/л и более фтора.

В последние годы на территории России установлены и изучены гидрохимические провинции пластовых и трещинно-жильных вод с высокими содержаниями мышьяка и бора. Они обязаны своим происхождением сочетанию двух благоприятных факторов: а) формированию подземных вод натриевого состава и б) повышенным содержаниям мышьяка и бора во вмещающих породах. Классической в этом отношении надо считать Восточно-Предкавказскую гидрохимическую провинцию. Высокие, превышающие ПДК, содержания мышьяка и бора в ней приурочены к относительно маломинерализованным (< 3,0 г/л) пластовым водам HCO_3-Na и $\text{HCO}_3-\text{Cl}-\text{Na}$ состава третичных водоносных горизонтов. В то же время имеются и чисто бороносные гидрохимические провинции — Предуральская и Зауральская. Их формирование связано не столько с высоким Na/Ca -отношением в подземных водах, сколько с их расположением в пределах бороносных геохимических зон [2].

Изменение окислительно-восстановительного потенциала оклонейтральных подземных вод. Как уменьшение Eh подземных вод, так и его увеличение приводят к росту концентраций нормируемых переменновалентных компонентов. Уменьшение Eh имеет своим следствием увеличение концентраций Fe^{2+} , Mn^{2+} , NH_4^+ , а его увеличение — рост концентраций селена, цинка, меди, свинца, кadmия.

Уменьшение окислительно-восстановительного потенциала подземных вод — закономерное явление в общей вертикальной гидрохимической зональности геологических структур; с определенной глубины кислородсодержащие подземные воды всегда сменяются бескислородными, и это определяет падение Eh подземных вод до низких положительных значений, благоприятных для накопления в них Fe^{2+} , Mn^{2+} , NH_4^+ . Бескислородные подземные воды с высокими содержаниями Fe^{2+} , Mn^{2+} , NH_4^+ распространены во всех больших и малых артезианских бассейнах (рис. 2). Классическими в этом отношении являются Средне-Русская, Западно-Сибирская, Ангаро-Ленская гидрохимические провинции, включающие крупные артезианские бассейны, а также Дальневосточная и Забайкальская гидрохимические провинции, объединяющие системы малых артезианских бассейнов этих регионов [6]. Кроме артезианских бассейнов, гидрохимические провинции с повышенными содержаниями Fe^{2+} , Mn^{2+} , NH_4^+ формируются также в пределах гидрохимических массивов, сложенных кристаллическими интрузивными, эфузивными и песчано-сланцевыми породами. Типичными в этом отношении

³ ПДК Fe , Mn и NH_4^+ по ГОСТ 2874-82 «Вода питьевая» и стандартам ЕС составляют соответственно 0,3; 0,1; 0,5 мг/л.

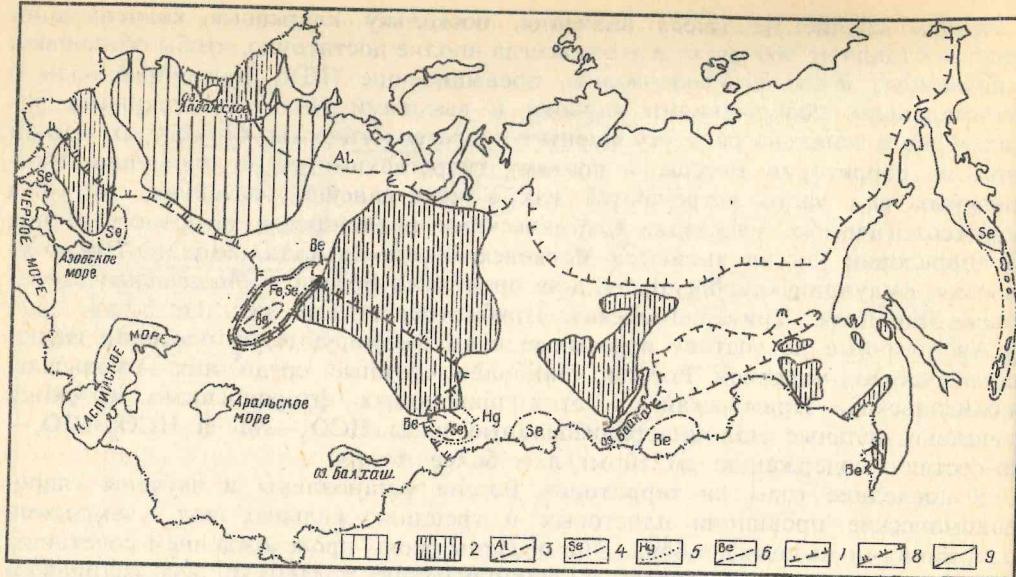


Рис. 2. Гидрогеохимические провинции подземных вод на территории бывшего СССР (республики Средней Азии и Кавказа не показаны) с повышенными (относительно ПДК) концентрациями: 1 — Fe; 2 — Fe + Mn; 3 — Al; 4 — Se; 5 — Hg; 6 — Be; 7 — область подземных вод многолетнемерзлых пород с повышенными содержаниями Fe, Mn; 8 — граница гумидной зоны с повышенным содержанием Fe в грунтовых водах; 9 — зона высоких содержаний Fe в грунтовых водах Южного Урала

являются гидрогеологические массивы Карелии, Урала, многих регионов Сибири и Дальнего Востока (см. рис. 2).

Особые гидрогеохимические провинции бескислородных подземных железомарганецсодержащих вод распространены в регионах многолетнемерзлых пород. Межмерзлотные и подмерзлотные напорные воды лишены кислорода, они имеют низкие значения окислительно-восстановительного потенциала и как следствие содержат высокие (значительно превышающие ПДК) концентрации железа и марганца. Гидрогеохимические провинции таких железомарганецсодержащих вод занимают практически всю зону постоянной многолетней мерзлоты (см. рис. 2).

Совершенно иной набор нормируемых элементов формируется в подземных водах при увеличении их окислительно-восстановительного потенциала. Это часто происходит в районах сульфидных месторождений, следовательно, типоморфными элементами подземных вод с высокими значениями Eh являются цинк, медь, свинец. Но ПДК этих элементов весьма высоки, и поэтому с точки зрения хозяйствственно-питьевого водоснабжения они обычно не представляют угрозы. Гораздо более опасным в подземных водах с высокими значениями Eh является селен. В оклонейтральной среде Eh-pH граница $HSeO_3/Se_{\text{тв}}$ находится на уровне + 200 мВ [3]. Грунтовые и напорные подземные воды, имеющие высокие значения окислительно-восстановительного потенциала, всегда благоприятны для миграции в них селена [3, 19, 20] (рис. 3). Но кларк селена минимален ($5 \cdot 10^{-4}\%$), и поэтому для превышения концентраций над ПДК (10 мкг/л) необходим его основательный источник в породах. Источником Se для подземных вод являются обогащенные им породы или селенсодержащие минералы в селеновых металлогенических зонах. В силу этого все гидрогеохимические провинции подземных вод с повышенными содержаниями селена приурочены к регионам, в металлогеническом облике которых присутствуют селенсодержащие породы и минералы. В настоящее время

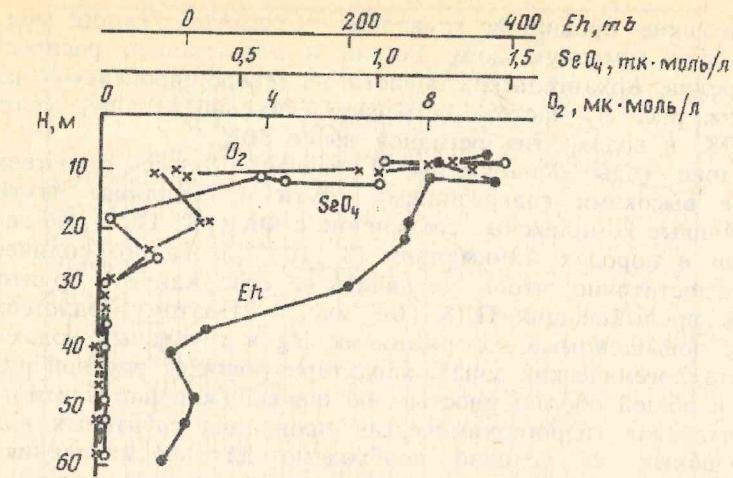


Рис. 3. Изменение содержаний селена в подземных водах по глубине их залегания в зависимости от содержаний кислорода и изменений Eh (по [20])

на территории России вполне определенно выделяются Уральская, Тувинская и Алтайская гидрогеохимическая провинции с повышенными содержаниями селена в грунтовых и напорных водах, а за ее пределами — Донецкая, Среднеазиатская и Молдавская (см. рис. 2).

Увеличение концентраций компонентов, являющихся лигандами для элементов-комплексообразователей. Среди лигандов важнейшее влияние на распределения нормируемых химических элементов в оклонейтральных водах имеют органические вещества гумусового происхождения (фульво- и гуминовые кислоты), а также фтор. Они определяют формирование гидрогеохимических провинций подземных вод с высокими концентрациями Fe, Hg, Be⁴. Влияние органических веществ и других анионов-лигандов на концентрации нормируемых химических элементов двояко. Во-первых, растворимость соединений твердой фазы увеличивается с ростом концентраций в подземных водах анионов-лигандов, образующих с компонентами растворяющегося вещества устойчивые комплексные соединения [9, 11]. При этом растворимость твердой фазы и экстракция из нее химических элементов растет прямо пропорционально увеличению констант устойчивости комплексных соединений элементов. Fe³⁺, Fe²⁺, Hg²⁺, Be²⁺ образуют весьма устойчивые комплексные соединения с анионами фульво- и гуминовых кислот, и поэтому увеличение их концентраций в подземных водах всегда означает интенсификацию извлечения из пород этих элементов. Во-вторых, все элементы-гидролизаты (а рассматриваемые нормируемые химические элементы являются элементами с минимальными значениями ПР гидроокисей) в случае образования устойчивых комплексных соединений труднее подвергаются гидролизу и уже не осаждаются из оклонейтральных подземных вод. Больше того, они проявляют способность накапливаться в этих водах при увеличении концентраций анионов-комплексообразователей. В результате комплексообразования, например, концентрации Fe³⁺ в оклонейтральных кислородных подземных водах, содержащих фульвокислоты, могут значительно (на несколько порядков) превышать его расчетные концентрации (~ 20 мкг/л), которые могут быть при взаимодействии только с неорганическими лигандами [6]. Установлено, что в 1 л подземных вод, содержащих 5–10 мг ФК, может находиться несколько миллиграммов Fe³⁺, что уже намного превышает ПДК железа в питьевых водах. В связи с этим

⁴ ПДК Hg и Be в питьевых водах по ГОСТ 2872-82 «Вода питьевая» и перечню в [13] составляют соответственно 0,0005 и 0,0002 мг/л.

гидрохимические провинции грунтовых железосодержащих вод занимают практически всю гумидную зону России и максимально распространены в Мещере, Карелии, Архангельской области, на севере европейской части России и Сибири (см. рис. 2). Частота встречаемости концентраций железа, превышающих ПДК, в водах этих регионов выше 50%.

В последние годы обнаружены и изучены также гидрохимические провинции с высокими содержаниями ртути и бериллия. Ртуть образует весьма устойчивые комплексные соединения с ФК (pK_1 11, 2), но ее кларковые концентрации в породах минимальны ($8 \cdot 10^{-6}\%$). Такого количества ртути в породах недостаточно, чтобы увеличить ее содержание в грунтовых водах до значений, превышающих ПДК (0,5 мкг/л). Поэтому гидрохимические провинции с повышенными содержаниями Hg в грунтовых водах возникают только в металлогенических зонах, характеризующихся ртутной рудной минерализацией и общей обогащенностью юго-запада Европейской части СССР. Типичной в этом отношении является Алтайская гидрохимическая провинция грунтовых вод. Существование подобных же условий необходимо для формирования гидрохимических провинций бериллийсодержащих подземных вод. Устойчивость комплексных соединений Be с ФК достаточно велика ($pK_{Be\text{F}^+}$ 5,11; $pK_{Be(\text{F}_2)^2}$ 9,0), поэтому сочетание бериллиевых металлогенических зон с общей гумидностью среды всегда определяет вероятность превышения содержаний бериллия над ПДК. В пределах России обнаружены несколько гидрохимических провинций с повышенными содержаниями Be. Классическими среди них являются Уральская, Рудно-Алтайская, Забайкальская, Приморская (см. рис. 2). Кроме того, бериллиевая минерализация в металлогенических зонах часто сопровождается флюоритовой минерализацией, и подземные воды в таких случаях всегда содержат высокие концентрации фтора. F⁻ является прекрасным лигандром для Be ($pK_{Be\text{F}^+}$ 5,39; $pK_{Be\text{F}_2^0}$ 9,55). Он удерживает бериллий от процессов гидролиза и способствует его накоплению в подземных водах [2, 8]. Поэтому распространение гидрохимических провинций бериллийсодержащих подземных вод не ограничивается только гумидной зоной. Именно такая ситуация характерна для Забайкалья, где бериллийсодержащие подземные воды циркулируют и в пределах аридной зоны.

В заключение этого раздела важно резюмировать, что повышенные содержания нормируемых химических элементов в подземных водах — это неизбежный итог формирования их геохимической зональности в гидрохимических структурах. Наличие такой зональности детерминировано имеет своим обязательным следствием образование гидрохимических провинций, своим составом химических элементов в которых закономерно определяется геохимическим обликом водоносных систем.

Антropогенное влияние на формирование химического состава подземных вод

Если абстрагироваться от локальных частностей, то ухудшение качества подземных вод в результате деятельности человека сопровождается следующими главными гидрохимическими явлениями: а) формированием техногенных региональных гидрохимических провинций загрязненных подземных вод; б) возрастанием экологической опасности отдельных групп органических соединений; в) образованием новых более токсичных и хорошо мигрирующих форм химических элементов.

Формирование техногенных региональных гидрохимических провинций загрязненных подземных вод. Техногенные гидрохимические провинции выделяются по повышенным содержаниям соединений азота (особенно нитратов и аммония), алюминия, железа, марганца, бериллия, ртути, кадмия. Имеются следующие причины регионального увеличения концентраций нитратов в

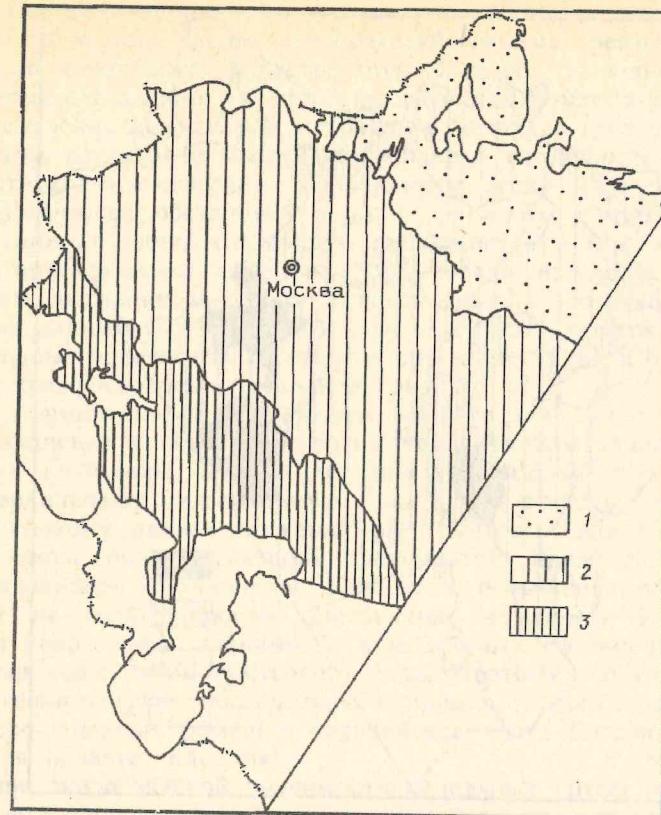


Рис. 4. Встречаемость повышенных (> 45 мг/л) содержаний NO_3^- в грунтовых водах европейской части бывшего СССР: 1 — < 10%; 2 — 10—50%; 3 — > 50%

подземных водах [4]. Темпы внесения удобрений в бывшем СССР были достаточно высоки и во многих регионах их количество превышало 90—100 кг/га. Это привело к тому, что на территории бывшего СССР уровень концентраций нитратов в подземных водах многих регионов основательно повышен и достигает сотен миллиграммов, а в экстремальных случаях и нескольких граммов в 1 л (при ПДК в питьевых водах — 45 мг/л). Типичными примерами таких регионов являются Молдова, Литва, Латвия, Эстония, Припятское Полесье, Окско-Волжский водораздел, Зауралье и др. При невысоком уровне внесения удобрений (< 90—100 кг/га) формирование нитратных техногенных гидрохимических провинций обычно сдерживается естественным процессом денитрификации. В случае же превышения указанного уровня процессы денитрификации отстают от темпов роста техногенного внесения NO_3^- , и происходит возрастающее накопление нитратов в грунтовых водах, которое особенно интенсифицируется в южных засушливых регионах (рис. 4) и сопровождается параллельным ростом их минерализации.

Формирование нитратных гидрохимических провинций — это общее явление, характерное для развитых стран. Так, в США некондиционные по азоту подземные воды распространены на 27% территории, в ФРГ число эксплуатационных скважин, дающих воду с повышенными концентрациями нитратов, достигает 6,6—9,0%, в Нидерландах и Англии — 7,5 и 19% соответственно [4].

В настоящее время площади нитратных грунтовых вод постоянно увеличива-

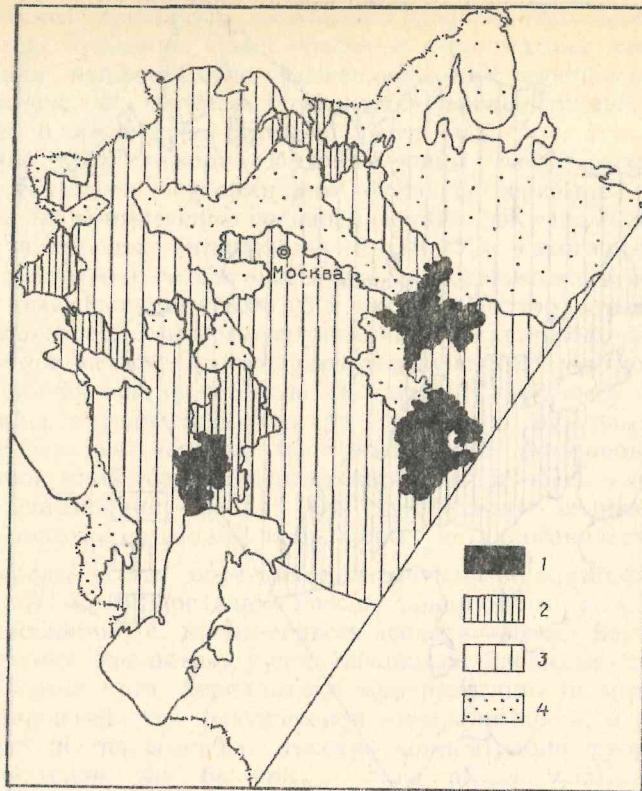


Рис. 5. Изменение содержаний NO_3^- в подземных напорных водах в пределах административных областей европейской части бывшего СССР. Содержания NO_3^- , мг/л: 1 — > 45 ; 2 — 45—22; 3 — 22—9; 4 — < 9

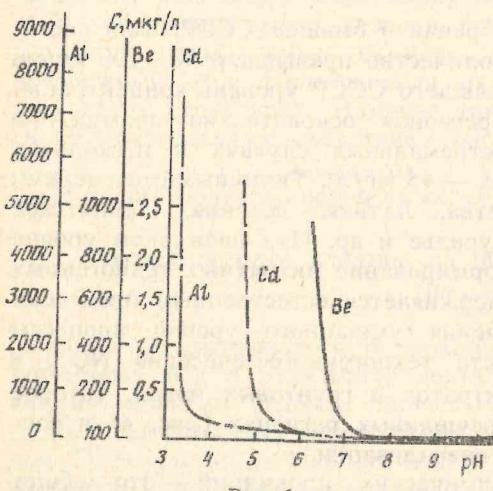


Рис. 6

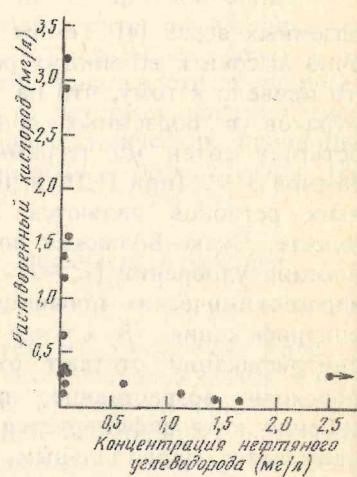


Рис. 7

Рис. 6. Изменение содержаний Al, Be, Cd в грунтовых водах северных регионов в зависимости от их pH

Рис. 7. Изменение концентраций кислорода в подземных водах в зависимости от содержаний в них нефтяного углеводорода (по [15])

ются. Данные мониторинга свидетельствуют о возрастании концентраций нитратов в грунтовых водах сельскохозяйственных регионов. Обобщение материалов по мониторингу качества грунтовых вод, выполненное во многих развитых странах, показало, что при существующих темпах внесения удобрений скорость увеличения содержаний нитратов в водах составляет 0,1—6 мг/л в год. При этом достаточно быстро повышается токсичность грунтовых вод, что способствует эндемическим заболеваниям среди населения. Неблагополучная экологическая обстановка в таких регионах усугубляется еще тем, что фронт движения нитратов быстро продвигается в глубокие горизонты и во многих артезианских бассейнах уже достиг напорных вод. Скорость вертикального движения нитратов в водоносных известняках и песчаниках по некоторым данным составляет ~ 1 м в год. Поэтому загрязнение напорных вод продуктивных водоносных горизонтов артезианских бассейнов нитратами — уже широко распространенное явление (рис. 5).

Другими нормируемыми элементами, приобретающими региональное экологическое значение в подземных водах под влиянием явлений техногенеза, надо считать алюминий, железо, марганец, бериллий, ртуть, кадмий. Эти элементы увеличивают миграционную способность в кислых подземных водах (рис. 6), и поэтому любые снижения pH грунтовых вод (будь то «кислые дожди» или стоки горнодобывающих предприятий) приводят к накоплению в них всех указанных компонентов. При этом повышению их концентраций способствует не только простое увеличение активности H^+ в подземных водах, но и возрастание значимости комплексных соединений элементов с органическими веществами гумусового ряда. Поэтому особую экологическую значимость геохимические последствия, например, «кислых дождей» приобретают в северо-западных регионах европейской части России (Архангельская и Мурманская области, Карелия).

Увеличение экологической значимости отдельных групп органических веществ. В настоящее время в водах хозяйственно-питьевого назначения нормируются более 1400 органических веществ, но далеко не все они фиксируются в подземных водах. Число наиболее часто обнаруживаемых в подземных водах техногенных органических веществ приближается сейчас к 100 и, как видим, эта цифра далека от общего числа нормируемых веществ. В то же время среди этих 100 веществ частота встречаемости отдельных соединений в загрязненных подземных водах различна.

Существуют определенные группы органических веществ, которые наиболее часто фиксируются в загрязненных подземных водах [10]. Это предельные и непредельные углеводороды, а также их хлорпроизводные (дихлорметан, трихлорметан, тетрахлорметан, дихлорэтан, трихлорэтан, тетрахлорэтан, трихлорэтилен, тетрахлорэтилен и др.); ароматические углеводороды (бензол, толуол, ксиол, фенол и др.) и их хлорпроизводные (хлорбензол, дихлорбензол, трихлорбензол, хлорфенол и др.).

Установлено, что хлорзамещенные углеводороды являются универсальными современными загрязнителями подземных вод, которые широко распространены не только в районах нефтегазовых промышленных производств. Хлорзамещенные углеводороды характерны для самых разнообразных техногенных ассоциаций загрязнений — промышленных и коммунально-бытовых. В качестве доказательства этого утверждения мы приводим данные о составе органических веществ, обнаруживаемых в настоящее время в грунтовых водах районов свалок — типичных комплексных источников загрязняющих веществ (см. таблицу).

Наиболее часто и в более высоких концентрациях в подземных водах обнаруживаются производные углеводородов, которые требуют более жестких (по сравнению с природными) условий окисления. Именно поэтому эти вещества наиболее устойчивы в реальных геохимических условиях подземных вод. Для полного их окисления необходимы или очень сильные окислители

Соединение	Концентрация, мкг/л		
	количество определений	средняя	максимальная
Тетрахлорэтэн	277	56,1	6504
Трихлорэтэн	277	1013	128000
цис-1,2-Дихлорэтэн	153	22095	411000
Бензол	127	141	1795
<i>n</i> -, <i>m</i> -Ксиол	92	39,9	447
1,1,1-Трихлорэтан	206	16,5	270
Трихлорметан	236	76,2	2800
1,2-Дихлорэтан	16	107	210
Винилхлорид	136	1693	12000
Толуол	127	73,2	911
Дихлорметан	114	38067	499000
Тетрахлорметан	201	1,2	23
4-метилфенол	124	42	283
2-метилфенол	124	10	63,9
Хлорбензол	93	52,9	388
1,2-Дихлорбензол	90	1,4	6,6
1,4-Дихлорбензол	90	31,9	265
Нафталин	124	2,2	12,6
Этилбензол	124	2,2	12,6
<i>o</i> -Ксиол	127	13,8	69
2,4,6-Трихлорфенол	124	3,2	24,1
3,5-Диметилфенол	124	16,2	61
Фенол	124	2,2	5,6
1,1,2-Трихлорэтан	140	36	190

(типа хлорной кислоты), или очень активные биохимические процессы при высоких концентрациях реакционноспособного кислорода. Так, для окисления 1 мг предельного нефтяного углеводорода необходимы 3—4 мг О₂, между тем как максимальное количество кислорода, обнаруживаемого в подземных водах верхних водоносных горизонтов, редко превышает 10 мг/л. Поэтому такие органические вещества уже в начальных стадиях своего окисления способны лишить окружающие подземные воды кислорода и снизить их Eh до низких положительных значений. Это автоматически прекращает дальнейший процесс окисления углеводородов. Известно, что углеводороды и кислород являются антагонистами в подземных водах (рис. 7) и появление углеводородов в них сопровождается ореолами бескислородных вод с низкими значениями окислительно-восстановительного потенциала. Поэтому важнейшим результатом загрязнений подземных вод органическими веществами является снижение их окислительно-восстановительного потенциала и создание геохимических условий миграции многих переменно-валентных элементов, низкоокисленные соединения которых имеют высокую растворимость (Fe²⁺, Mn²⁺ и др.).

Мы перечислили далеко не все органические вещества, которые представляют угрозу для качества подземных вод,— названы только наиболее часто

обнаруживаемые в промышленных регионах. В сельскохозяйственных регионах помимо нитратов все более острой становится проблема пестицидов, а в промышленных — проблема диоксинов.

В настоящее время в сельском хозяйстве развитых стран используется ~ 300 различных пестицидов. Но в подземных водах обнаруживают только ~ 50 пестицидов, и среди них максимальные концентрации характерны для полихлорпилена, дигромэтана, токсафена, эндосульфана (ХОП), дизиона, диметоата (ДОС), альдикарба, севина (карбаматы), 2,4Д, 2,4-5Т [10]. Особую опасность представляют мышьяксодержащие пестициды. Имеются материалы о том, что в районах их использования количество мышьяка в подземных водах увеличивается до 0,6 мг/л, что на порядок выше его ПДК [3, 16, 17].

Другим современным экологическим бедствием является проблема диоксинов — чрезвычайно токсичных кислородных соединений хлор-бромзамещенных ароматических углеводородов (особенно фенола и бензола). Образование диоксинов — универсальный процесс многих химических производств, использующих хлор- и бромзамещения ароматических углеводородов (особенно фенолов) в присутствии кислорода. Везде, где хлорируют фенолы, образуются диоксины. Но таких производств в России достаточно много. Весьма опасным является образование диоксинов при хлорировании питьевой воды, содержащей гумусовые вещества (фульво- и гуминовые кислоты) — природный источник фенолов, а также сами фенолы. Но ФК и ГК содержатся в поверхностных и грунтовых водах на большей части России, а просто фенолы уже распространены в водах всех ее крупных речных систем. Эксплуатационный водоотбор подземных вод в долинах рек методически таков, что в него обычно вовлекаются и речные воды. Наличие диоксинов в подземных водах — явление, характерное уже для многих промышленных регионов, при этом обнаруженные концентрации на несколько порядков могут превышать ПДК, равные 20 пг/л ($20 \cdot 10^{-12}$ г/л). В геохимико-экологическом отношении диоксины помимо высокой токсичности имеют два отрицательных качества. Во-первых, это уже окисленные соединения и поэтому они не участвуют в геохимических реакциях с веществом вод. Во-вторых, диоксины способны мигрировать в подземных водах, не распадаясь длительное время. Известно, что период полураспада диоксинов, например в почвах, составляет 10—12 лет (сообщение Л. А. Федорова). Отсюда следует вывод о том, что в условиях заполненной сорбционной емкости мелкодисперсных пород верхних водоносных горизонтов диоксины ведут себя как консервативные вещества и их миграция не может сдерживаться геохимическими барьерами.

Формирование новых, более токсичных и хорошо мигрирующих форм химических элементов. Одна из основных причин образования новых токсичных форм — снижение окислительно-восстановительного потенциала подземных вод верхних водоносных горизонтов. Ранее в работе [7] мы уже частично характеризовали это явление. Оптимальные для водоснабжения кислородсодержащие подземные воды имеют окислительно-восстановительный потенциал порядка (+ 250) ÷ (+ 450) мВ [1]. Такой Eh поземных вод определяет невозможность увеличения в них концентраций железа, марганца, аммония, фосфора, а также многих токсичных соединений тяжелых металлов с неокисленными органическими веществами (метилированные ртуть, свинец, мышьяк и др.). В настоящее время деятельность человека приводит к снижению окислительно-восстановительного потенциала подземных вод верхних водоносных горизонтов [7, 9]. Основной причиной снижения Eh подземных вод, как следует из изложенного выше, является поступление неокисленных органических веществ с промышленными, сельскохозяйственными и коммунально-бытовыми стоками. Грунтовые воды с низкими значениями Eh уже широко распространены в верхних водоносных горизонтах [1]. Eh этих вод уменьшается с нормальных для верхних горизонтов (+ 400) — (+ 500) мВ до + 250 и менее [7]. Важнейшим последствием этого является создание благоприятной геохимической среды для миграции и накопления в поземных водах новых токсичных веществ,

среди которых важнейшее значение принадлежит аммонию, а также соединениям химических элементов с органическими веществами. Прежде всего при снижении Eh происходят биохимические трансформации азота в ряду $\text{NO}_3^- \rightarrow \text{NO}_2^- \rightarrow \text{NH}_4^+$. Процесс замены нитратного загрязнения на аммонийное распространен не только в России — он известен во всех развитых странах и это ведет к сильному возрастанию NH_4^+ в водах верхних водоносных горизонтов. Так, в США известны содержания NH_4^+ до 2 г/л и более [14], в Литве и Молдове до 5—7 г/л [4]. Токсичность NH_4^+ гораздо более высокая сравнительно с NO_3^- .

Другое последствие снижения окислительно-восстановительного потенциала подземных вод — процесс метилирования ртути. Установлено, что в условиях анаэробной среды и существования неокисленных органических веществ происходит метилирование ртути с образованием весьма токсичной монометилртути CH_3Hg^+ , ПДК которой 0,1 мкг/л. Оказалось, что образование монометилртути CH_3Hg^+ — это универсальный процесс, происходящий повсеместно, где имеются Hg^{2+} (даже в прилаковых концентрациях в породах), органические вещества, которые могут быть донором CH_3^- , и анаэробная среда [12]. Там, где имеются такие условия до 20—30% ртути в воде находятся в форме метилртути (типичные примеры имеются в Алтайской ртутной гидрохимической провинции). Токсичность монометилртути на порядок выше токсичности собственно Hg^{2+} , и поэтому процесс ее метилирования значительно ухудшает экологическое состояние подземных вод. Пространственное распространение процесса метилирования ртути на территории России изучено пока явно недостаточно, но априори можно утверждать, что условия, благоприятные для его протекания, часто встречаются в водоносных горизонтах.

Установлено, что в процесс образования соединений с органическими веществами вовлекаются не только элементы-комплексообразователи, но и многие анионогенные элементы — фосфор, мышьяк, бор, бром и др. Мы уже рассматривали возможности и геохимические последствия образования в подземных водах соединений ортофосфорной кислоты с гумусовыми органическими веществами. В результате возникновения таких фосфорогранических соединений геохимические барьеры, создаваемые в естественных условиях для фосфора катионами Ca^{2+} и $\text{Fe}^{2+,3+}$, оказываются недейственными, они уже не лимитируют его распространение в подземных водах, и он приобретает способность накапливаться в подземных водах до сотен миллиграммов на 1 л [5].

Выводы

- Формирование подземных вод с повышенными содержаниями токсичных нормируемых элементов нельзя рассматривать только как результат их загрязнений промышленными, сельскохозяйственными и коммунально-бытовыми стоками и средствами. Важнейшее значение в формировании неизвестных и экологически опасных подземных вод имеют естественные геохимические процессы, закономерно связанные с образованием гидрохимической зональности геологических структур. Среди таких процессов доминируют: увеличение минерализации подземных вод, обусловленное испарительным концентрированием грунтовых вод и рассолением галогенных формаций и первичных седиментационных рассолов; изменение соотношений между натрием и кальцием; изменение окислительно-восстановительного потенциала подземных вод; увеличение в них концентраций компонентов, являющихся лигандами для элементов-комплексообразователей.

В результате этих процессов формируются региональные гидрохимические провинции подземных вод с повышенными содержаниями нормируемых химических элементов.

- Формирование качества подземных вод в современных гидрохимических

структурных является результатом сочетания естественных геохимических процессов с техногенными процессами, которые накладываясь на природные, вызывают совершенно новые, неизвестные ранее гидрохимические явления. Среди них важнейшее значение имеют: образование новых региональных техногенных гидрохимических провинций загрязненных подземных вод (NO_3^- , алюминий и др.); увеличение экологической значимости отдельных групп органических веществ (особенно хлорзамещенных углеводородов); возникновение новых, более токсичных и хорошо мигрирующих форм химических элементов (метилированная ртуть, аммоний, диоксины и др.).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (код проекта 93—05—8166).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Закутин В. П. Окислительно-восстановительные состояния хозяйствственно-питьевых вод//Отечественная геология. 1992. № 9. С. 65—73.
- Крайнов С. Р. Геохимия редких элементов в подземных водах. М.: Недра, 1973. 295 с.
- Крайнов С. Р., Закутин В. П. Селен и мышьяк в подземных водах хозяйствственно-питьевого назначения. М.: ВИЭМС, 1991. 56 с.
- Крайнов С. Р., Закутин В. П., Соломин Г. А. Соединения азота в подземных водах хозяйствственно-питьевого назначения. М.: ВИЭМС, 1989. 67 с.
- Крайнов С. Р., Матвеева Л. И., Закутин В. П. и др. Геохимия фосфора в подземных водах с оклонейтральной реакцией//Геохимия. 1993. № 4. С. 580—596.
- Крайнов С. Р., Соломин Г. А., Закутин В. П. Железо в подземных водах хозяйствственно-питьевого назначения. М.: ВИЭМС, 1987. 56 с.
- Крайнов С. Р., Фойгт Г. Ю., Закутин В. П. Геохимические и экологические последствия изменений химического состава подземных вод под влиянием загрязняющих веществ//Геохимия. 1991. № 2. С. 169—182.
- Крайнов С. Р., Швец В. М. Геохимия подземных вод хозяйствственно-питьевого назначения. М.: Недра, 1987. 237 с.
- Крайнов С. Р., Швец В. М. Гидрохимия. М.: Недра, 1992. 464 с.
- Мелькановицкая С. Г. Органические загрязнители подземных вод и методы их исследования. М.: ВИЭМС, 1988. 56 с.
- Методы геохимического моделирования и прогнозирования в гидрохимии//Под ред. С. Р. Крайнова. М.: Недра, 1988. 254 с.
- Поведение ртути и других тяжелых металлов в экосистемах. Ч. III. Новосибирск, 1989. 203 с.
- Предельно-допустимые концентрации (ПДК) и ориентировочные безопасные уровни воздействия (ОБУВ) вредных веществ в воде водных объектов хозяйствственно-питьевого и культурно-бытового использования. М.: Минздрав СССР, 1983. 61 с.
- Barcelona M. J., Naymik T. G. Dynamics of a fertilizer contaminant plume in groundwater//Environ. Sci. and Technol. 1984. V. 18. № 4. P. 257—261.
- Borden K., Bedient P. Transport of dissolved hydrocarbons influenced by oxygen-limited biodegradation//Water Resour. Res. 1986. V. 22. № 3. P. 1983—1990.
- Cohen S. Arsenic in the Ogallala aquifer//Ground Water Monitor. Rev. 1989. V. 9. № 1. P. 48.
- Horvath A. A study of arsenic pesticides in Jural Hungary//Stud. and Rept. Hydrol. 1980. № 3. P. 253—262.
- Milde G., Kerndorf H., Schleyer R. Zur bewertung hydrogeologischer barrieren — welche möglichkeiten bietet der broßraum Berlin: Proceedings des Abfall-Wirtschafts, 1990. 27 p.
- White A. Geochemical controls of selenium mobility in groundwater at the Kesterson reservoir//Transact. Amer. Geophys. Union. 1988. V. 69. № 44. P. 1191.
- White A., Peterson H., Soldan R. Measurement and interpretation of low levels of dissolved oxygen in ground water//Ground Water. 1990. P. 584—590.

УДК 624.131

© 1995 г. С. Р. МЕСЧЯН

ДЛИТЕЛЬНОЕ И ПРЕДЕЛЬНО ДЛИТЕЛЬНОЕ СОПРОТИВЛЕНИЕ СДВИГУ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ

В статье изложены основные вехи развития исследований длительного сопротивления глинистых грунтов сдвигу. На основании ранее выполненных исследований и новых экспериментальных работ установлено практическое равенство стандартного ($\tau_{f,sp}$ по ГОСТу 12248-78), остаточного (τ_r) и предельно длительного ($\tau_{f,\infty}$) сопротивления глинистых грунтов сдвигу.

Определение длительного сопротивления сдвигу (изменяемости сопротивления сдвигу во времени) $\tau_{f,t}$ и его наименьшего значения — предельно длительного сопротивления сдвигу $\tau_{f,\infty}$ — один из основных вопросов реологии глинистых грунтов.

Исследования длительного сопротивления сдвигу глинистых грунтов были начаты в начале 30-х годов Н. П. Анаховым [1], К. Терцаги [31], Г. Тидеманом [32], М. Хворослевым [27, 28] и др. Они изучали изменяемость τ_f , в зависимости от скорости среза образцов в режиме контроля касательных напряжений. Г. Тидеман и М. Хворослев испытания образцов грунтов проводили на приборах кольцевого среза [24].

Эти исследования получили широкое развитие после публикации в 1951 г. работы А. Казагранде и С. Уилсона [26], в которой были рассмотрены вопросы влияния ползучести на прочность глинистых грунтов в условиях трехосного сжатия. Наряду с возрастанием во времени прочности искусственного уплотненного неводонасыщенного грунта и одного водонасыщенного глинистого грунта с $I_p = 2$ ими было установлено снижение через 30 дней прочности грунта, испытанных в условиях отсутствия дренажа, в течение 15 мин, до 80—40%.

Работами, выполненными Р. Петерсоном [34], А. М. Скибицким в Гидропроекте (см. [11]), М. Н. Гольдштейном и С. С. Бабицкой [4—7] — в ДИИТе, позже С. С. Вяловым и его сотрудниками [2], было установлено снижение до 50% сопротивления сдвигу немерзлых глинистых грунтов по отношению к их «мгновенному» значению, названному «стандартным». М. Н. Гольдштейн и С. С. Бабицкая испытывали образцы грунтов на одноосное и трехосное (при закрытой системе) сжатие, а «мгновенное» («стандартное») сопротивление сдвигу определяли при продолжительности испытания образцов в течение 1 мин.

Существенное снижение «мгновенной» прочности глины природного сложения текучепластичной консистенции при трехосных испытаниях в условиях закрытой системы было установлено в опытах Л. Бьеерума, Н. Симонса и Д. Тарблеба [25]. При испытании образцов в условиях открытой системы снижение прочности грунта во времени ими не было обнаружено. Очевидно, что снижение прочности водонасыщенного грунта во времени обусловлено его испытанием в условиях отсутствия дренажа — при возникновении и развитии во времени избыточного давления в поровой воде. Подтверждением

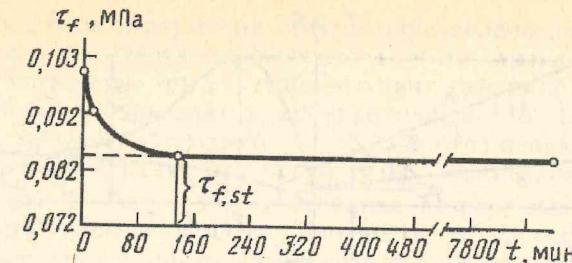


Рис. 1. Кривая длительного сопротивления суглинка сдвигу, определенная испытанием образцов-близнецом на приборах кольцевого среза при различных скоростях (продолжительностях) среза; $\sigma_z = 0,2$ МПа

тому являются результаты испытания того же грунта при открытой системе. Как неоднократно отмечалось нами [18], очевидно, что для исключения влияния фактора избыточного давления в поровой воде водонасыщенного грунта на τ_f , образцы должны быть испытаны в условиях свободного отжатия поровой воды. Это значит, что нужно исследовать изменяемость прочности скелета грунта.

В связи с изложенным выше и возникшей необходимостью снижения расчетных показателей сопротивления грунтов сдвигу [11] в бывшем СССР развернулась широкая дискуссия по вопросам ползучести и длительной прочности грунтов [10]. Были осуществлены исследования длительного сопротивления глинистых грунтов сдвигу при различных скоростях загружения (продолжительностях среза) в режиме контроля деформаций сдвига. В частности, Я. Л. Коган и А. И. Чухрова [9] на срезных приборах изучили сопротивление сдвигу глинистых грунтов при увеличении продолжительности среза от 1 до 500 мин. Они установили снижение их «мгновенной» прочности (минутной) до 15%, после чего она возрастает до 27% при увеличении длительности испытания образцов от 300 до 500 мин.

На Всесоюзном совещании по вопросам ползучести и длительной прочности глинистых грунтов [10] автор этой статьи изложил результаты своих исследований влияния длительности среза на сопротивление сдвигу глинистых грунтов, которые полностью совпали с результатами работ Я. Л. Когана и А. И. Чухровой. В отличие от них нами было определено также истинно стандартное сопротивление грунтов сдвигу $\tau_{f,st}$ (рис. 1) по принятому тогда в СССР методу затухающих деформаций сдвига [22], загостированному в 1978 г. (ГОСТ 12248-78) и названному М. Н. Гольдштейном [5, 6] «режимным».

Нашиими опытами было установлено уменьшение «мгновенного» (минутного) сопротивления грунта сдвигу $\tau_{f,0}$ до его истинно стандартного значения $\tau_{f,st}$. В частности, было показано, что если сопротивление сдвигу τ_f часовьярской глины ($I_p = 0,38$) текучепластичной консистенции нарушенного сложения не зависит от длительности среза, то $\tau_{f,0}$ суглинка ($I_p = 0,127$) и глины ($I_p = 0,18$) соответственно уменьшались на 20 и 30%. Независимость τ_f часовьярской глины от длительности среза полностью согласуется с опытами Л. Бьеерума и др., описанными выше. Опыты показали также, что дальнейшее увеличение продолжительности среза образцов, необходимое для определения $\tau_{f,st}$ (1—8 ч), практически не приводит к снижению прочности грунта. При дальнейшем увеличении продолжительности среза было установлено некоторое возрастание прочности грунта.

Отметим, что снижение «мгновенного» сопротивления сдвигу меотической глины природного сложения твердой и полутвердой консистенции до 40%

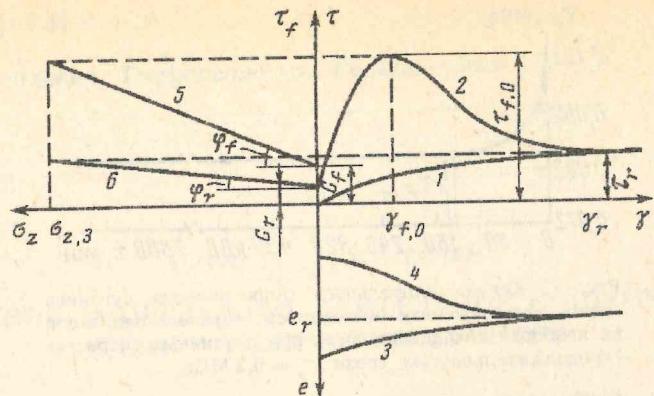


Рис. 2. Результаты испытаний образцов в режиме контроля касательных напряжений: 1 — кривая $\tau - \gamma$ недоуплотненного глинистого грунта; 2 — то же, переуплотненного глинистого грунта; 3 — изменяемость пористости в процессе сдвига недоуплотненного грунта; 4 — то же, переуплотненного грунта; диаграммы сопротивления сдвига: 5 — «пикового», 6 — «остаточного»

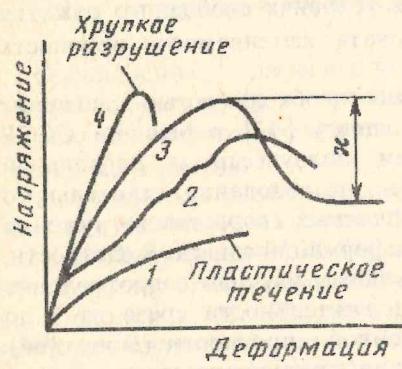


Рис. 3

Рис. 3. Характерные кривые напряжения — деформации грунтов с различными характеристиками основной грунтовой массы при определении их прочности в режиме контроля напряжений; консистенция: 1 — пластичная, 2, 3 — тугопластичная, 4 — полутвердая и твердая (по Д. Тролопу и К. Чэну [33])

Рис. 4. Экспериментальные зависимости касательного напряжения τ от угла закручивания θ иллитовой глины, полученные на приборах кольцевого среза в режиме контроля напряжений; скорость среза: 1 — наибольшая, 2 — наименьшая (по М. Н. Гольдштейну и С. С. Бабицкой [5])

было установлено В. В. Жихович [8]. Аналогичные результаты получены и другими исследователями [18, 19].

Результаты исследований позволили автору этой статьи прийти к заключению, что $\tau_{f,sl}$ является наименьшим значением $\tau_{f,r}$, которое практически совпадает с предельно длительным сопротивлением сдвига $\tau_{f,\infty}$ глинистых грунтов. В дальнейшем этот вывод был подтвержден обширными и весьма длительными (до 800 дней) испытаниями грунтов на ползучесть на приборах кольцевого среза и кручения плоских кольцевых образцов [18, 19].

В опытах на сдвиговую ползучесть кольцевых образцов в допредельном состоянии (при уровнях касательного напряжения $\tau/\tau_{f,sl} \leq 0,9$) нами не было зафиксирован ни один случай потери прочности грунта; наоборот, было установлено значительное увеличение его прочности [16]. Было установлено также, что повышение прочности грунта по отношению к $\tau_{f,sl}$ при кручении

в условиях отсутствия деформации объема обусловлено деформацией сдвиговой ползучести — свойством реопексии и что длительное выдерживание образцов под нагрузкой после стабилизации деформаций уплотнения без деформации сдвига не приводит к их упрочнению [16, 18].

Возрастание прочности грунтов до 25% по отношению к их мгновенному значению после ползучести при $\tau/\tau_{f,0} = 0,6$ установлено Д. Тролопом и К. Чэном [33]. По Х. Сиду [30], отмеченное возрастание прочности грунтов нельзя объяснить повышением их плотности в процессе испытания, что полностью согласуется с полученными нами данными, приведенными выше.

В работе [16] нами было показано, что развернутая тогда в СССР дискуссия вокруг вопроса о длительной прочности глинистых грунтов является результатом неверного толкования термина «стандартная прочность», отнесенного М. Н. Гольдштейном, С. С. Вяловым и др. к «мгновенной» прочности, перенесенной в реологию немерзлых грунтов из области механики мерзлых грунтов и льда. Причиной возникших в этом вопросе путаницы и споров было игнорирование указанными авторами общепринятого тогда в СССР испытания грунтов по методу затухающих деформаций сдвига. Высказанные нами соображения о стандартном сопротивлении грунтов сдвигу полностью совпадают с мнением В. А. Флорина [23], который считал, что стандартное сопротивление сдвигу следует определять методом затухающих деформаций сдвига, т. е. так же, как поступал и автор этой статьи. В дальнейшем аналогичное мнение было высказано М. Н. Гольдштейном и С. С. Бабицкой [6], как обычно, без ссылки на нашу работу.

Таким образом, еще в 1962 г. нами было установлено [16, 17], а в дальнейшем подтверждено многочисленными опытами практическое равенство истинно стандартного сопротивления глинистых грунтов сдвигу $\tau_{f,sl}$ определяемого методом затухающих деформаций сдвига, их предельно длительному сопротивлению сдвигу $\tau_{f,\infty}$.

В плане исследования предельно длительного сопротивления глинистых грунтов сдвигу представляют большой интерес испытания грунтов в режиме контроля касательных напряжений при постоянных скоростях сдвига — определение зависимости $\tau - \gamma$, «пикового» $\tau_{f,0}$ и «остаточного» τ_r сопротивления сдвигу (рис. 2). Первые исследования зависимости $\tau - \gamma$ глины нарушенного сложения на приборе кольцевого среза выполнены Г. Тидеманом [32] и М. Хворослевым [28]. Сам термин «остаточное сопротивление сдвигу» введен в науку Р. Хефели в 1938 г., который, как отмечает А. У. Скемптон [29], «неоднократно указывал на важность этого сопротивления в то время, когда едва ли кто-либо интересовался этим свойством глин».

Как показали весьма интересные работы Д. Тролопа и К. Чэна [33], характер кривой $\tau - \gamma$ зависит от состава и состояния (плотности — влажности) и структурной прочности грунта. Как было ими установлено, деформация пластичного грунта, в отличие от грунта тугопластичной консистенции, не сопровождается понижением прочности (рис. 3). Кривые $\tau - \gamma$ грунтов тугопластичной консистенции имеют экстремум, так что их сопротивление сдвигу характеризуется «пиковым» $\tau_{f,0}$ и «остаточным» τ_r значениями, а уменьшение прочности от «пиковой» до «остаточной» является результатом потери прочности основной грунтовой массы (разрушения структуры). Установлено также, что для грунтов полутвердой и твердой консистенций при достижении предельной величины деформаций наступает хрупкое разрушение.

Результаты, полученные Д. Тролопом и К. Чэном, полностью согласуются с результатами работ Н. Н. Маслова [12—14], согласно которым причиной изменения $\tau_{f,0}$ глинистых грунтов в процессе ползучести является нарушение жестких структурных связей при достижении больших деформаций сдвига. В работах Д. Хенкеля, Р. Роу и др., опубликованных в трудах IV Международного конгресса по механике грунтов и фундаментостроению (Лондон,

Таблица 1

Данные об остаточном (τ_r) и стандартном ($\tau_{f, st}$) сопротивлении сдвига суглинка нарушенного сложения, МПа

τ_r при скоростях сдвига (мм/мин):				$\tau_{f, st}$	$\frac{\tau_r}{\tau_{f, st}}$
0,2	0,5	2	среднее		
0,131	0,122	0,134	0,129	0,136	0,95

на приборах кручения сплошных образцов М-5 [19] в двух режимах — контроля касательных напряжений и контроля затухающих деформаций сдвига¹.

1. Осуществлено испытание суглинка нарушенного сложения ($\rho_s = 2690 \text{ кг}/\text{м}^3$, $w_L = 0,388$, $w_p = 0,247$, $I_p = 0,141$) для определения сопротивления сдвига методами затухающих деформаций сдвига (ГОСТ 12248-78) и при различных постоянных скоростях кручения (сдвига) — 0,2; 0,5 и 2 мм/мин.

Испытаны четыре серии образцов-близнецов в количестве 12 штук ($\rho_0 = 1789 \text{ кг}/\text{м}^3$, $w_0 = 0,264$) полувердой консистенции ($I_L = 0,12$) после месячного уплотнения под давлением $\sigma_z = 0,2 \text{ МПа}$ ($\rho_f = 1981 \text{ кг}/\text{м}^3$, $w_f = 0,237$). Повторность опытов трехкратная.

Для испытания образцов-близнецов в режиме контроля касательных напряжений при различных постоянных скоростях кручения (сдвига) был использован «гибрид» прибора М-5 и разрывной машины Р-5 Ивановского завода испытательных приборов.

Результаты испытания четырех серий образцов-близнецов приведены в табл. 1.

В опытах, выполненных в режиме контроля касательных напряжений, деформация не сопровождалась снижением прочности грунта (при отсутствии $\tau_{f, 0}$). Зависимость $\tau - \gamma$ соответствовала кривой пластичного грунта, установленной Д. Тролопом и К. Чэном (рис. 3, кривая I). Это вполне закономерно, поскольку испытывался грунт нарушенного сложения, который за месяц уплотнения под действием относительно небольшого давления не мог приобрести значительной структурной прочности.

Результаты опытов полностью подтвердили правильность сделанного выше предположения о практическом равенстве стандартного $\tau_{f, st}$ и остаточного τ_r сопротивления грунта сдвигу. Опыты подтвердили также независимость τ_r от скорости сдвига, установленную ранее другими исследователями.

2. Как и в пункте 1, осуществлено испытание суглинка нарушенного сложения ($\rho_0 = 1640 \text{ кг}/\text{м}^3$, $w_0 = 0,125$, $I_L = -0,227$) в режимах контроля деформаций сдвига (по ГОСТ 12248-78) и контроля касательных напряжений при трех различных постоянных скоростях сдвига: 0,4; 2 и 4 мм/мин. Повторность опытов трехкратная.

В отличие от случая, рассмотренного выше, испытывался грунт относительно небольшой плотности и твердой консистенции. Были рассмотрены изменения сопротивления грунта сдвигу при более высоких скоростях (до 4 мм/мин) и деформациях сдвига (до $\Delta s = 30 \text{ мм}$ и более).

Результаты испытания образцов-близнецов приведены в табл. 2.

Из данных табл. 2 следует, что при деформациях 10 мм и больше имеет место пренебрежимо малое (до 3%) снижение сопротивления грунта сдвигу.

¹ Опыты выполнены Т. Л. Петросяном при участии и под руководством автора статьи.

1957), сообщалось о возможном обращении полного сцепления в нуль и о необходимости его исключения при оценке длительной прочности глинистых грунтов.

Высказанные Д. Тролопом и К. Чэном соображения относительно природы снижения прочности глинистых грунтов в процессе сдвига полностью соглашаются также с мнением автора статьи [15], высказанным практически одновременно и независимо от них.

Представляют большой интерес результаты испытаний грунтов в режиме контроля касательных напряжений на приборе кольцевого среза различными скоростями кручения образцов-близнецов, полученные в 1964 г. М. Н. Гольдштейном и С. С. Бабицкой [5] (рис. 4). Было установлено снижение сопротивления грунтов сдвигу от пикового $\tau_{f, 0}$ до остаточного τ_r значения, зависимость $\tau_{f, 0}$ и независимость τ_r от скорости среза, уменьшение $\tau_{f, 0}$ при больших деформациях сдвига до той величины, которая получается при испытаниях на длительную прочность в режиме контроля деформаций сдвига. Они пришли к весьма важному выводу: установившаяся (остаточная) прочность грунта либо равна, либо не превышает предела длительной прочности; это полностью совпадает с выводом автора этой статьи [15—17], сделанным ранее по данным испытания грунтов в другом режиме.

В докладе А. У. Скемптона [29], прочитанном перед Британским геотехническим обществом в 1964 г., изложены результаты исследований, полностью совпадающие с результатами работ М. Н. Гольдштейна и С. С. Бабицкой. Сопоставляя диаграммы сопротивления сдвига переуплотненной Лондонской глины, построенные по данным пиковых и остаточных значений, А. У. Скемптон заметил, что при переходе от $\tau_{f, 0}$ к τ_r сцепление грунта практически равно нулю и что сопротивление сдвига по полевым данным не делается меньше (или слегка меньше) τ_r даже при смещении грунта на много метров.

В связи с этим А. У. Бишоп [24] отмечал, что интерес к «послекиповому» поведению глинистых грунтов, стимулированный лекцией А. У. Скемптона, привел к пересмотру задачи определения сопротивления сдвига при очень больших смещениях методом кручения образцов.

Совпадение изложенных выше результатов, полученных одновременно и независимо друг от друга, является неоспоримым доказательством их правильности. Оно подтверждает также правильность выводов автора статьи о предельно длительном сопротивлении глинистых грунтов сдвигу, сделанных ранее (1960—1962) при испытании образцов грунтов в режиме контроля больших деформаций сдвига и длительной сдвиговой ползучести на приборах кольцевого среза и кручения [17, 18].

Вряд ли можно сомневаться в том, что остаточное сопротивление сдвига τ_r , которое характеризует прочность грунта при предельно возможном разрушении его структуры и уменьшении сцепления до минимума, практически равно предельно длительному сопротивлению сдвига $\tau_{f, \infty}$. Нельзя сомневаться также в том, что если предельно длительное сопротивление сдвига $\tau_{f, \infty}$ практически равно остаточному сопротивлению сдвига τ_r , то последнее равно стандартному его значению $\tau_{f, st}$, определяемому методом затухающих деформаций сдвига (по ГОСТ 12248-78) в режиме контроля деформации сдвига: $\tau_r \approx \tau_{f, st} \approx \tau_{f, \infty}$.

М. Н. Гольдштейн [5—7] и другие, к сожалению, не попытались сопоставить результаты своих исследований с данными истинно стандартного сопротивления сдвигу $\tau_{f, st}$, поэтому вопрос о равенстве $\tau_r = \tau_{f, st} = \tau_{f, \infty}$ остался нерешенным. Чтобы решить этот вопрос и убедиться в справедливости высказанных выше соображений, в нашей лаборатории осуществлены испытания глинистого грунта

Таблица 2

Данные об определении сопротивления грунта сдвигу в двух режимах испытания

$\tau_{f, st}$ МПа	Деформации сдвига (мм)	Сопротивление сдвигу τ_f (МПа) при скоростях сдвига (мм/мин):				$\frac{\tau_{f, st}}{\tau_f}$
		0,4	2	4	среднее	
0,139	3	0,152	0,158	—	0,155	0,9
0,139	10	—	—	0,154	0,154	0,9
0,139	12	0,146	—	—	0,146	0,95
0,139	16	—	0,152	0,151	0,151	0,92
0,139	30	0,146	0,152	0,151	0,151	0,92

Иначе говоря, и в этом случае деформации сдвига практически протекают без снижения прочности грунта ($\tau_{f, 0} \cong \tau_r$) по причинам, изложенным выше.

Примечательным является то, что, как и в рассмотренном в пункте 1 случае, остаточное сопротивление грунта сдвигу τ_r практически не зависит от скорости сдвига в широком диапазоне ее изменения. Это говорит о стабильности остаточного сопротивления грунта сдвигу и о необходимости и целесообразности его использования при расчетах оснований и грунтовых сооружений по первому предельному состоянию.

Полученные нами данные полностью согласуются с данными, полученными ранее [5, 29]. Сопоставление остаточного τ_r и стандартного $\tau_{f, st}$ сопротивления сдвигу грунта показывает их практическое равенство. Следовательно, и в этом случае справедливо равенство $\tau_{f, st} \cong \tau_r \cong \tau_{f, \infty}$.

3. Осуществлено испытание рассмотренного выше грунта нарушенного сложения на кручение в двух режимах. Образцы-близнецы ($\rho_0 = 1,85 \text{ кг}/\text{м}^3$, $w_0 = 0,204$, $I_L = -0,3$) твердой консистенции в количестве 18 штук уплотнены тремя сериями (по 6 образцов в каждой серии) под давлениями σ_z 0,1; 0,3 и 0,5 МПа в течение 77 дней и испытаны на сдвиг (кручение) под действием этих давлений. Повторность опытов трехкратная.

В каждой серии по три образца-близнеца испытаны по ГОСТ 12248-78 для определения $\tau_{f, st}$ а три — с постоянной скоростью сдвига 2 мм/мин — для определения пикового $\tau_{f, 0}$ и остаточного τ_r сопротивления грунта сдвигу.

Средние показатели данных испытания образцов-близнецов приведены в табл. 3.

Данные, приведенные в табл. 3, показывают, что пиковое сопротивление сдвигу $\tau_{f, 0}$ обнаружено только при испытании четырех образцов. Уменьшение $\tau_{f, 0}$ до его остаточного значения τ_r составляет примерно 10%. В этом случае проявление $\tau_{f, 0}$ обусловлено как большой начальной плотностью, так и относительно большой продолжительностью предварительного уплотнения образцов, приводящего к возрастанию структурной прочности грунта.

В рассматриваемом случае расхождение между $\tau_{f, st}$ и τ_r колеблется в ту или другую сторону до 25% (см. табл. 3), что обусловлено сложностью изготовления образцов-близнецов грунта твердой консистенции. Поскольку примерно в таких же пределах находится разброс данных определения $\tau_{f, st}$ и τ_r , можно принять, что они практически равны.

Приведенные выше данные экспериментального исследования предельно длительного сопротивления глинистых грунтов сдвигу подтверждают справедливость равенства $\tau_r \cong \tau_{f, st} \cong \tau_{f, \infty}$.

С. С. Вялов [3] считает, что «...совпадение этих данных является только

Таблица 3

Данные о сопротивлении грунта сдвигу (МПа), определенном в трех различных состояниях

№ серии	σ_z	$\tau_{f, st}$	$\tau_{f, 0}$	τ_r	$\frac{\tau_{f, st}}{\tau_r}$	Разброс результатов определения	
						τ_r %	$\tau_{f, st}$ %
1	0,1	0,0903	0,087*	0,0724	1,25	12	26
2	0,3	0,113	0,145**	0,142	0,8	8	13
3	0,5	0,146	0,207*	0,187	0,78	20	12

* Одно определение.

** Два определения.

приближенным и в зависимости от вида грунта может колебаться. Иными словами, нужно иметь в виду, что прочность, полученная из стандартных испытаний (по ГОСТ 12248-78), не является инвариантной величиной». Ясно, что когда мы говорим об указанном выше равенстве, то имеем в виду совпадение данных сопротивления сдвигу в пределах их разброса. Как остаточное, так и стандартное сопротивление сдвигу является величиной инвариантной, стабильным физическим показателем прочности грунтов.

Прав С. С. Вялов [3], когда отмечает, что «при оценке устойчивости грунтового массива по «пиковую» прочности надо вводить в расчет коэффициент, учитывающий соотношение скорости смещения грунта в лабораторных и натуральных условиях». Это значит, что следует учесть снижение «пиковой» прочности до остаточной прочности грунта. Если же прочность глинистых грунтов оценить, исходя из остаточной (стандартной, предельно длительной) прочности, то необходимость ввода в расчет какого-либо коэффициента отпадает. Следовательно, при определении из эксперимента $\tau_{f, st} \cong \tau_r \cong \tau_{f, \infty}$ использование $\tau_{f, 0}$ для оценки устойчивости (прочности) грунтов в массиве теряет всякий смысл. При расчете прочности и долговечности грунтовых сооружений и оснований фундаментов следует исходить из стандартной (остаточной, предельно длительной), практически не зависящей от скорости испытания стабильной прочности грунта.

Как отмечает А. У. Скемптон [29], возможная погрешность по сравнению с натурой не превзойдет 2–5%, если скорость смещения изменяется в широком диапазоне — от 1 см/год до 100 см/сут. Это мнение А. У. Скемптона, подтверждающее стабильность остаточного (стандартного, предельно длительного) сопротивления грунта сдвигу, полностью совпадает с нашим выводом [15], подтвержденным в дальнейшем обширными экспериментами [16–19].

Для исследования длительного сопротивления глинистых грунтов сдвигу мы испытывали образцы нарушенного сложения, поэтому экстремальный характер кривой $\tau - \gamma$ практически не был установлен — точнее говоря, имело место весьма слабое уменьшение «пикового» сопротивления сдвигу. Это было обусловлено необходимостью испытания большого количества образцов-близнецов, получение которых из монолитов природного сложения практически не представлялось возможным. Если появится возможность получения необходимого количества образцов-близнецов грунтов природного сложения, то их испытания изложенными выше методами позволят еще раз проверить правильность изложенных выше результатов опытов.

Следует также отметить, что в этой статье мы не коснулись вопросов природы длительной прочности глинистых грунтов, поскольку они выходили за рамки поставленной нами задачи. Эти вопросы рассмотрены в работах

многих исследователей, в частности, в весьма интересных работах В. И. Осипова и его коллег, других авторов [18, 20, 21].

Выводы. Резюмируя изложенное выше, можно заключить, что стандартное сопротивление сдвигу $\tau_{f,st}$ практически равно остаточному τ_r , и предельно длительному сопротивлению глинистых грунтов сдвигу $\tau_{f,\infty}$. Отсюда следует, что для обеспечения прочности и долговечности оснований и сооружений из грунтовых материалов следует исходить из стандартного (по ГОСТу 12248-78) $\tau_{f,st}$ или остаточного τ_r сопротивления глинистых грунтов сдвигу.

Поскольку в бывшем СССР сопротивление грунтов сдвигу определяли по общепринятым стандартным методом затухающих деформаций сдвига [22], суждение ряда специалистов о необходимости снизить показатели их прочности [11] было ошибочным, а тревога за судьбу существующих и строящихся крупных гидroteхнических сооружений — ложной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анахов Н. П. Исследование динамического трения в грунтах // Тр. ВИОС. Сб. 3. М., Л.: ОНТИ, Госстройиздат НКТП СССР, 1934. С. 28—34.
2. Вялов С. С., Пекарская Н. К., Максимяк Р. В. Изменение прочностных свойств грунта в процессе ползучести // Acta Techn. Acad. Scientiarum Hungarical. 1968. Т. 63 (1—4). Р. 377—384.
3. Вялов С. С. Реологические основы механики грунтов. М.: Выш. шк. 1978. 447 с.
4. Гольдштейн М. Н. Ползучесть и длительная прочность глинистых пород // Тр. совещ. по инженерно-геологическим свойствам горных пород и методам их изучения. Т. II. М., 1957. С. 5—15.
5. Гольдштейн М. Н., Бабицкая С. С. Расчет устойчивости откосов с учетом ползучести сдвига // Вопр. геотехники. 1964. № 7. С. 83—95.
6. Гольдштейн М. Н., Бабицкая С. С. О длительной прочности грунтов // Вопр. геотехники. 1964. № 7. С. 44—56.
7. Гольдштейн М. Н., Бабицкая С. С. Влияние режима испытания на деформационно-прочностное поведение глинистых грунтов // Тр. I Всесоюз. симп. по реологии грунтов, Дилижан, 1972. Ереван: Изд-во Ерев. ун-та, 1973. С. 178—181.
8. Жихович В. В. О ползучести, стандартной и длительной прочности плотных меотических глин // Основания, фундаменты и механика грунтов. 1963. № 4. С. 7—10.
9. Коган Я. Л., Чухрова А. И. Влияние условий изменения напряженного состояния глинистых грунтов при определении сопротивления сдвига: Сообщ. № 153 ВНИИ транспортного строительства. М., 1959. 46 с.
10. Коган Я. Л., Иоселевич В. А. Совещание по вопросам ползучести и длительной прочности глинистых грунтов // Основания, фундаменты и механика грунтов. 1961. № 2. С. 27—29.
11. Коган Я. Л., Иоселевич В. А. Прочность и «длительная прочность» глинистых грунтов // Основания, фундаменты и механика грунтов. 1961. № 5. С. 19—20.
12. Маслов Н. Н. Прикладная механика грунтов. М.: Машиностроение, 1949. 329 с.
13. Маслов Н. Н. Условия устойчивости склонов в гидroteхническом строительстве. М., Л.: Госэнергоиздат, 1955. 467 с.
14. Маслов Н. Н. Длительная устойчивость и деформация смещения подпорных сооружений. М.: Энергия, 1968. 160 с.
15. Месчян С. Р. О влиянии длительности испытания на сопротивление сдвигу грунтов // Докл. АН АрмССР. 1961. Т. 32. № 1. С. 31—36.
16. Месчян С. Р. К вопросу о длительном сопротивлении глинистых грунтов сдвигу // Изв. АН АрмССР. Сер. физ.-мат. науки. 1962. Т. 15. № 2. С. 161—172.
17. Месчян С. Р. Кольцевой прибор для изучения ползучести и длительного сопротивления сдвигу глинистых грунтов методом кручения // Изв. АН АрмССР. Сер. физ.-мат. науки. 1962. Т. 15. № 5. С. 119—131.
18. Месчян С. Р. Начальная и длительная прочность глинистых грунтов. М.: Недра, 1978. 207 с.
19. Месчян С. Р. Экспериментальная реология глинистых грунтов. М.: Недра, 1985. 342 с.
20. Осипов В. И., Рашид М., Резниченко А. П. Длительная прочность глин с различным типом структурных связей // Инж. геология. 1986. № 3. С. 33—42.
21. Осипов В. И. Физико-химические основы микрореологии дисперсных грунтов // Инж. геология. 1990. № 4. С. 3—18.
22. Руководство по лабораторному определению физико-механических характеристик грунтов при устройстве оснований сооружений. М.: Госстройиздат, 1956. 76 с.
23. Флорин В. А. Основы механики грунтов. Т. 2. Л.; М.: Госстройиздат, 1961. 543 с.
24. Bishop A. W., Green G. E., Garga V. K., Andersen A., Brown J. D. A new ring shear apparatus and its application to the measurement of residual strength // Geotechnique. 1971. № 21. Р. 273—338.
25. Bierrum L., Simons N., Torbleba D. The effect of time on the shear strength of soft marine clay // Proc. Brussels. Conf. Earth Press Probl. 1958. V. 1. P. 148—158.
26. Casagrande A., Wilson S. D. Effect of rate loading on the strength of clays and shales at constant water content // Geotechnique. 1951. № 2. Р. 251—263.
27. Hvoroslev M. Torsion über die Festigkeitseigenschaften gestörter bindiger Böden // Ingen. skrif. A. Copenhagen. 1937. № 45.
28. Hvoroslev M. Torsion shear tests and their place in the determination of the shearing resistance of soils // Proc. Amer. Soc. Test. Mater. 1939. № 39. Р. 999—1022.
29. Skempton A. W. Long-term stability of clay slopes. // Geotechnique. 1964. V. 14. № 2. Р. 77—101.
30. Seed H. B., McNeil K., DeGuenin. Increased resistance to deformation of clay caused to remmated loading // Soil Mech. and Found. Div. 1958. V. 84. Sm. 2. P. 1—35.
31. Terzaghi K. The shearing resistans of saturated soils and the angle between the plane of shear // Proc. 1-st ICOSOMFE. V. 1. Harvard, 1936. P. 54—56.
32. Tidemann H. Über die schubfestigkeit bindiger Böden // Bautechnik 1937. B. 10. № 13. S. 8—14.
33. Trollop D., Chan C. Soil structure and stop-strain phenomenon // Proc. Amer. Soc. Civil Engrs. 1960. V. 86. Sm 2. Pt 1. P. 1—39.
34. Peterson R. // Discuss. Poceed. 3 Internat. Conf. Soil Mech. and Found. Eng. V. 3. Zurich, 1953. P. 211.

Институт механики НАН Армении

Поступила в редакцию
1.X.1993

УДК 624.131+550.347

© 1995 г. В. И. ДЖУРИК, А. Д. БАСОВ, А. Ф. ДРЕННОВ

СЕЙСМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ РАЗЛИЧНОГО СОСТОЯНИЯ

В статье приведены сведения о сейсмических свойствах глинистых грунтов в талом и мерзлом состоянии. Рассматривается сейсмическая опасность глинистых грунтов в различных состояниях, оцененная по записям близких землетрясений. Приведенные результаты могут быть использованы для прогноза изменения сейсмических свойств глинистых грунтов при изменении их состояния в результате строительства.

Сравнительная однородность глинистых грунтов по грансоставу и сильная зависимость их плотности и прочности структурных связей от температуры, влажности и давления приводят к необходимости детальных исследований влияния изменений отмеченных параметров на реакцию изучаемых грунтов при сейсмических нагрузках. Такие исследования для районов Восточной Сибири на первом этапе направлены на обобщение и изучение сейсмических свойств глинистых грунтов различного состояния и на их сравнительный анализ.

Глинистые грунты составляют 65—82% массы всех осадочных грунтов в приповерхностной части земной коры и в большинстве случаев являются основаниями или вмещающей средой при строительстве сооружений. К глинистым грунтам относятся связные, иногда пластичные глины, суглинки, супеси. В их составе различают тонкодисперсные глинистые материалы и обломочные первичные агрегаты [2]. Согласно «Рекомендациям по сейсмическому микрорайонированию» (PCM-73), в классификационных таблицах по сейсмическим свойствам глинистые грунты занимают место между песчаными и насыпными. По инженерно-геологическим данным глинистые грунты подразделяются на [7]: 1) покровные глинистые образования мощностью более 10 м (с уровнями грунтовых вод до 4 м и более 8 м); 2) элювий коренных глин мощностью более 10 м и 3) коренные глины.

Известно, что физико-механические свойства глинистых грунтов, доступ в них воды и температурный режим предопределяют их сейсмические свойства и поведение под статическими и динамическими нагрузками. Сжимаемость и сопротивление сдвигу являются основными показателями механических свойств глинистых грунтов. Важной особенностью глинистых грунтов считается анизотропия их механических и упругих (сейсмических) свойств, которая определяется микротекстурой. Так, слоистые текстуры служат вероятными поверхностями скольжения и путями фильтрации воды. Структура глинистых грунтов (пелитовая, алевропелитовая, псаммолитовая и другие) характеризует связи между частицами, гидрофильтрность, пластичность и набухание [1, 5].

Под воздействием статических и динамических нагрузок глинистые грунты могут проявлять тиксотропность (особенно пластичные грунты при малом количестве глинистых частиц), а также реологические свойства, что необходимо изучать и учитывать при исследованиях для целей сейсмомикрорайонирования.

Сейсмические свойства глинистых грунтов в зависимости от условий их формирования, залегания, строения, состава и физико-механических свойств

Вязкие свойства глинистых грунтов

Грунт	Плотность, г/см ³	Объемная влажность, %	Параметр вязкости, с ⁻¹	Коэффициент вязкости, кГс·с/см ²
Лёссовый	1,44—1,47	12—13	300	0,78
Глинистый	1,56	22	1000	0,13
Суглинистый	1,6—1,65	10—15	220	0,15

изучены в различной степени применительно к конкретным целям. Так, в промысловой геофизике в большей мере изучены свойства, определяющие проницаемость глинистых грунтов, в инженерной геологии и геофизике больше внимания уделяется определениям физических и механических (упругих и прочностных) свойств. Известные случаи исследования взаимосвязей сейсмических и физико-механических свойств не охватывают всего многообразия типов глинистых грунтов и условий их залегания, поэтому такие работы продолжаются. Немногочисленные данные указывают на влияние влажности на скорости распространения продольных и поперечных сейсмических волн в глинистых грунтах.

Если глинистый грунт длительное время находится под воздействием нагрузок, то в нем могут проявиться остаточные деформации, характерные для вязкопластичных сред. При исследованиях вязких свойств глинистых грунтов в условиях статических нагрузок можно пользоваться понятием коэффициента вязкости η , а при динамических (в том числе сейсмических) — параметра вязкости μ . Между η и μ существует следующая взаимосвязь:

$$\mu = \frac{E_c E_d}{\eta (E_d - E_c)},$$

где E_c — статический, E_d — динамический модули упругости. Вероятно, при оценке сейсмических свойств глинистых грунтов нужно использовать наряду с коэффициентом вязкости также и параметр вязкости. Вязкие свойства глинистых грунтов иллюстрирует таблица 1 [3]. Здесь вязкие свойства определялись при нагрузках порядка 1 МПа и, видимо, при больших нагрузках вязкость будет возрастать.

Возрастание вязкости глинистых грунтов при увеличении статических или динамических нагрузок обусловлено тем, что (за исключением случая разжижения песчано-глинистых грунтов при вибрациях) происходит уплотнение грунта за счет уменьшения пористости, отжим из пор воздуха и воды, что ведет к росту сцепления и внутреннего трения частиц грунта. Поскольку коэффициент вязкости и параметр пористости являются мерой внутреннего трения вязких сред при оценках их ползучести, их поведение должно подчиняться такой же закономерности. В частности, это подтверждается экспериментами Н. Н. Маслова и других в ЛИСИ, Н. А. Цытовича в МИСИ, в ходе которых, например, коэффициент вязкости значительно менялся в процессе увеличения сдвиговых нагрузок глинистых грунтов:

$$\eta_t = \eta_k - (\eta_k - \eta_0) e^{-rt},$$

где η_0 , η_k — начальное и конечное значение коэффициента вязкости глинистого грунта, $r = \frac{1}{t} \ln \frac{\eta_k - \eta_0}{\eta_k - \eta_t}$ — параметр свойств грунта, t — текущее время при нагружении.

Таблица 2

Пределы изменений скоростей, удельных электросопротивлений (УЭС) и влажности в грунтах у скважины С — 1 (пос. Баяндай)

Интервал глубин, м	Грунт	V_p , м/с	V_s , м/с	ρ , Ом · м	Природная влажность W , % (по образцам)
0—0,5	Почвенно-растительный слой	—	—	10—100	—
1—2	Суглинок с гумусом	—	—	10	—
2—4	Суглинисто-щебнистый с галькой, дресвой и песком	900—1600	600—800	100	30—32
4—6	Глина желтовато-серая песчаная	1600—1650	800—900	80—100	32—35
6—8	Глина песчаная тонкослоистая	1650—1800	900—1100	80—100	30—40
8—10	Глина песчаная тонкослоистая	1800—1750	1100—950	80—100	30
10—12	Глина темно-серая тонкослоистая	1750—2000	950—1150	80—100	30—35
12—14	Глина песчаная тонкослоистая	2000—1800	1150—1000	90	35—28
14—16	Глина тонкослоистая зеленовато-серая	1800—1700	1000—800	90	25—32
16—18	Глина темно-серая	1700—1650	800—900	90	32—28
18—20	Глина серовато-зеленая с прослойками песчаной и включениями ракушек	1650—1900	900—1050	90	28—67
20—22	Глина черная с включениями ракушек	1900—2000	1050—1000	60—90	32—28
22—24	Глина зеленовато-серая с включениями ракушек	2000—2100	1000	60—90	38—25
24—26	Глина серая	2100—2150	1000—1050	60—90	32
26—28	Глина тонкослоистая и пылеватая (облесованная)	2100—2150	1050—900	15—20	32
28—30	Торф и глина черная	2100—2150	900—1100	15—20	32—82

О характере поведения глинистых грунтов при землетрясениях можно судить по описаниям последствий в эпицентральных зонах сильных землетрясений. Например, при Муйском землетрясении 27.06.1957 г. ($M = 7,5$, $H = 20$ км), Хантском 10.07.1949 г. ($M = 7,5$, $H = 20$ км) и других в глинистых толщах образовывались оседания (просадки), провалы, обвалы, оползни на больших площадях. В этих ситуациях ярко проявилась чувствительность глинистых грунтов к динамическим нагрузкам.

В инженерной сейсмологии сейсмические свойства грунтов и их основные характеристики при сейсмических воздействиях исследуют комплексом инженерно-геологических и геофизических методов. Среди геофизических методов наиболее часто используют способы, рекомендованные РСМ-73: косвенный — сейсмических жесткостей и прямой — амплитудно-частотный, включающий анализ колебаний грунта при близких землетрясениях, взрывах и микросейсмах, а также занимающий особое место расчетный способ в его различных модификациях, также базирующийся на геофизических данных [9].

Детальные исследования сейсмических свойств грунтов возможны только в условиях специально организованных инженерно-сейсмологических полигонов, когда можно получать информацию об изменениях свойств грунтов во времени и накапливать данные для прогнозов поведения грунтов при землетрясениях.

На Байкальском прогностическом полигоне глинистые грунты занимают большую площадь. На полигоне выполнен большой комплекс инженерно-геологических и геофизических исследований по скважинам и вблизи них. На разных типах глинистых грунтов проведена регистрация местных землетрясений (средняя часть о-ва Ольхон).

Режимные геофизические наблюдения у опорных инженерно-геологических скважин, пробуренных в зоне Прибайкальского прогиба, составляли часть комплексных исследований. Другую часть составляли инженерно-геологические, гидрогеологические, криологические и сейсмологические исследования. Приведем краткое описание грунтовых условий участков полигона.

Верхнюю часть грунтовой толщи в зоне Прибайкальского прогиба составляют палеоген-неогеновые отложения баяндаевской свиты ($P_3^3 — N_2^1$) и ее аналога на о-ве Ольхон — Халагайской свиты. Приповерхностная 3—4-метровая часть разреза представлена лёссовидными или гумусированными суглинками и крупнообломочными отложениями (Q). Инженерно-геологическое описание для верхней 30-метровой толщи по данным бурения скважин имеется в работе [8].

По данным исследований, грунты у опорной скважины С — 1 (район с. Баяндай) в пределах всей вскрытой 30-метровой толщи находятся в мерзлом состоянии. Температура грунтов близка к 0°C . Отмечена высокая степень льдистости. Скважина была пробурена в феврале 1987 г. Результаты комплексных исследований по скважине С — 1 и вблизи ее представлены в табл. 2.

Инженерно-геологический разрез по скважине С — 1 характеризуется относительной однородностью и с глубин примерно 4 м представлен в основном глинистым грунтом. Верхняя часть сложена суглинками со щебнем, дресвой, редкой галькой и песком. На глубине 28 м встречены прослои торфа, а с 21 до 24 м — включения ракушек. При бурении скважины с каждого метра отбирали образцы для лабораторных исследований, в том числе для определения влажности. Самая высокая влажность (льдистость) зафиксирована на глубинах 19 м (до 67%) и 29 м (до 82%).

Скорости сейсмических волн (см. табл. 2) V_p (продольных) и V_s (поперечных) получены с помощью сейсмокаротажа в летнее время. По этим данным, скоростной разрез достаточно однородный. С глубины 2 м до 12 наблюдается постепенное увеличение скоростей V_p и V_s . Небольшое уменьшение скоростей встречено на глубинах около 16 и 28 м. На всех других интервалах глубин скорости с глубиной возрастают.

Сейсморазведочные и электроразведочные работы проводились у опорной скважины С — 1 периодически. Данные определений электросопротивлений по замерам 14.09.88 и 05.08.92 также приведены в табл. 2. Можно отметить, что и по электросопротивлениям геоэлектрический разрез достаточно однороден. Кривые ВЭЗ по центральной и левой ветвям (кривые типа К) практически совпадают. Различия в начале левой ветви обусловлены влиянием климатических условий на верхний слой. Такой же вывод сделан и по данным сейсморазведочных зондирований у этой скважины.

Многолетняя мерзлота в районе опорной скважины С — 1 характеризуется удельным электросопротивлением ~ 100 Ом · м и скоростями сейсмических волн $V_p \approx 2000$ и $V_s \approx 1000$ м/с. Каких-либо изменений в толще многолетней мерзлоты за период наблюдений не обнаружено. Все изменения параметров не выходят за пределы точности измерений и интерпретации геофизических данных.

По 17 скважинам Ольхонского полигона наличие многолетней мерзлоты однозначно установить не удалось. На участке полигона неогеновые глины залегают под 3-метровым слоем современных делювиальных отложений, которые представлены светло-коричневыми пылеватыми супесями и суглинками, дресвяно-щебенистыми образованиями. Толща глин однородна по составу, но

Таблица 3

Результаты геофизических исследований на Ольхонском инженерно-сейсмологическом полигоне

Номер скважины	Описание грунтов	Сейсморазведочные данные			Данные электроразведки	
		мощность слоя, м	V_p , м/с	V_s , м/с	мощность слоя, м	УЭС*, Ом · м
1	1. Поверхностно-растительный слой	—	—	—	0,5/0,6	54/18
	2. Суглинок коричневый	1	280	130	1,9/1,7	90/87
	3. Глина коричневая	7	750	310	6,5/10	28/22
	4. Глина коричневая, очень плотная	—	1370	640	—	10/10
5	1. Поверхностно-растительный слой	—	—	—	0,6/0,7	43/10
	2. Переслаивание глины, песка, супеси, прослои дресвы	7,8	470	220	0,7/0,3	4/8
	3. Переслаивание глины, песка, супеси, дресвы	—	1360	600	—	15/15
9	1. Поверхностно-растительный слой	—	—	—	0,5/0,4	47/42
	2. Глина коричневая	3,2	400	170	5/4,5	22/20
	3. Глина сине-голубая с линзами мерзлоты	—	1500	690	—	8,5/7

* Числитель — данные июля 1984 г., знаменатель — данные августа 1992 г.

ее части различаются по цвету, структуре и типу включений. Кроме того, по всему разрезу наблюдаются (в лупу) многочисленные бороздки-рытвины (1—2 мм) и неглубокие («недоразвитые») макропоры, реже каверны (0,2—0,5 мм). Структура зоны в основном комковато-сланцевая. Макропоры, «бороздки» и каверны свидетельствуют о криогенной переработке отложений, которая носила вторичный (эпигенетический) характер. Следовательно, многолетняя мерзлота на участке была и имеет островной тип распространения, но, видимо, происходит ее частичная деградация [8].

В табл. 3 представлены данные, полученные по результатам сейсмогеофизических работ, проведенных в 1984 г. и повторенных в 1992 г. примерно в одно и то же время сезона (вторая половина лета). В сравнении с данными табл. 2 скорости и удельные электросопротивления однотипных грунтов в массивах Ольхонского полигона заметно ниже, что, вероятно, можно объяснить отсутствием здесь многолетней мерзлоты. Значимых различий геофизических параметров в массивах глубже деятельного слоя грунтов вблизи скважин № 1, 5 и 9 Ольхонского полигона за 8-летний период наблюдений не обнаружено. Мощность деятельного слоя составляет не менее 3—5 м.

Обобщение данных о сейсмических свойствах глинистых грунтов Восточной Сибири показывает, что их можно разделить на две группы: 1) неводонасыщенные с малой влажностью и влажные; 2) водонасыщенные со степенью влажности 0,8—1 [10]. Для талых грунтов в естественном неводонасыщенном состоянии V_p имеет значения 200—850 м/с, V_s — 100—450 м/с. Наиболее вероятные значения близки к 440 м/с (V_p) и 210 м/с (V_s). Для глинистых

грунтов в неводонасыщенном состоянии установлена тесная корреляция между V_p и V_s ($R \cong 0,9$):

$$V_p = (290 \pm 28) + (1,54 \pm 0,11) (V_s - 144).$$

При расчетах этой взаимосвязи использовано 84 значения V_p и V_s и 12 пар значений, полученных на эталонном участке.

Связь между динамическим модулем упругости и скоростью P -волн для этого же состояния глинистых грунтов выражается следующим уравнением регрессии:

$$\lg E_d = 4 \lg (1,4 \pm 0,31) + \lg (2,202 \pm 0,19) V_p.$$

Коэффициент Пуассона может меняться от 0,16 до 0,4, наиболее вероятное значение — 0,34.

Сведения о скоростях V_p и V_s в глинистых грунтах в водонасыщенном состоянии в естественных условиях противоречивы, несмотря на их преобладающее распространение. Отмечено, что с увеличением влажности у глинистых грунтов скорости упругих волн падают, а затем постепенно снова возрастают. Такой эффект объясняется нарушением структурных связей скелета глинистых грунтов при увлажнении и характером поведения воды на контактах с глинистыми частицами. По результатам лабораторных ультразвуковых измерений в образцах суглинков, влажность которых изменялась от 2,5 до 17,2%, амплитуда колебаний при одинаковом усилиении сигнала достаточно велика и отмечается некоторое ее возрастание с ростом влажности. Дальнейшее увеличение влажности всего на 2% привело к значительному уменьшению амплитуды колебаний. Скорость V_p уменьшилась от 1330 м/с (при влажности 2,3%) до 300 м/с ($W = 19,7\%$).

Измерения скоростей в естественных условиях в районах строительства БАМ показывают, что скорости в мерзлых глинистых грунтах в основном лежат в пределах 2400—3900 м/с, а отношение скоростей V_p/V_s составляет 1,7—2,2. По данным ультразвуковых измерений, при значениях объемной льдистости глинистых грунтов 10—100% и температуре 0 — 10° С скорости продольных волн могут меняться от 1100 до 3800 м/с, отношение скоростей V_p/V_s лежит в интервале 1,8—2,3, и эти изменения носят неравномерный характер в зависимости от температуры и льдистости.

По прочностным характеристикам глинистые грунты разделяются на жесткие, скрытопластичные и пластичные. Угол внутреннего трения жестких глинистых грунтов слабо зависит от степени увлажнения породы. Скрыто-пластичные глины характеризуются тем, что их сопротивление сдвигу зависит от нагрузки и плотности — влажности. В пластичных глинах с увеличением влажности сопротивление сдвигу уменьшается.

Модуль сдвига G_0 неводонасыщенной глины в пределах изменения влажности 10—18% уменьшается от 22 до 4 МПа. В зависимости от плотности при ее изменении от 1,6 до 1,7 г/см³ G_0 начинает возрастать (с увеличением влажности W) в 1,4—1,8 раза.

Определения предела сопротивления сдвигу для мерзлых глин при разных отрицательных температурах показали [11], что чем ниже температура мерзлых глин, тем больше их сопротивление сдвигу. Интересно, что в покровных глинах в твердом состоянии для одних и тех же нормальных нагрузок порядка 1 МПа сопротивление сдвигу (для глин влажностью 23—30%) при $t = -2^{\circ}\text{C}$ равно 0,8—1,2 МПа, при $t = -1^{\circ}\text{C}$ — 0,5—0,8 МПа, а при $t = +20^{\circ}\text{C}$ — 0,08—0,1 МПа, тогда как сцепление и угол внутреннего трения меняются незначительно.

Эксперименты показывают, что угол внутреннего трения и сцепление для мерзлых глин при неизменной температуре снижаются при увеличении времени

Таблица 4

Грунтовые условия в пунктах наблюдения, где производилась регистрация землетрясений

№ п/п	Грунтовые условия	Мощность, м	Уровень грунтовых вод, м
1	Эталон — гнейсы	—	—
2	Водонасыщенные суглинки с незначительными прослойками песка	30	1
3	Неводонасыщенные глины	8	10

действия разрушающих нагрузок; так, для глинистого грунта с $W = 33\%$ и $t = -2^\circ\text{C}$ получили сопротивление сдвигу при мгновенной нагрузке $\sim 1 \text{ МПа}$, а при длительном нагружении — не более $0,1 \text{ МПа}$. Это снижение у мерзлых глин при длительных нагружениях происходит в основном за счет сил сцепления.

Сейсмометрические исследования относительной сейсмической опасности талых и мерзлых глинистых грунтов в условиях Восточной Сибири проводились на тех же полигонах, что и сеймо- и электроразведочные. Поведение талых (неводонасыщенных и водоносыщенных) глинистых грунтов анализировалось по данным регистрации 30 близких землетрясений энергетического класса $K \leq 10$ ($\Delta < 400 \text{ км}$). Для анализа использовали следующие параметры: приращение сейсмической балльности (ΔI), частотные характеристики (U) и спектральный состав колебаний, полученные в трех пунктах наблюдений (табл. 4).

Полученные для пунктов наблюдения 2 и 3 средние значения ΔI , их среднеквадратические отклонения s и доверительные интервалы при уровне вероятности 0,95 для водоносыщенных глинистых грунтов следующие: по горизонтальным компонентам регистрации — $\bar{\Delta I}_r = (0,3 \pm 2,45)$ балла при $s = 1,22$, по Z -компоненту — $\bar{\Delta I}_z = (0 \pm 1,2)$ балла при $s = 0,6$. Неводонасыщенные грунты характеризуются $\bar{\Delta I}_r = (0 \pm 1,16)$ балла при $s = 0,58$. Следовательно, по ΔI глинистые грунты при слабых близких землетрясениях независимо от состояния практически не различаются, обладают большим разбросом отдельных значений ΔI , и этот разброс зависит от эпицентрального расстояния: для $\Delta < 50 \text{ км}$ разброс ΔI достигает 4 баллов, а для $\Delta > 50 \text{ км}$ — не более 1 балла, т. е. с увеличением Δ (эпицентрального расстояния) разброс ΔI уменьшается. При этом замечено, что по Z -компоненту разброс ΔI для всех эпицентральных расстояний достигает примерно 2 баллов.

Анализ спектрального состава колебаний проводился по тем же данным, что и при оценках ΔI . Спектры рассчитывали для интервала частот 0,1—33 Гц. Разрешающая способность спектров по частоте составляла 1—1,5 Гц, что давало возможность определять спектры в координатах $(\lg S(t); f)$ с относительной ошибкой, не превышающей 20%.

На эталонном грунте спектры S -волн землетрясений являются широкополосными и практически не зависят от эпицентральных расстояний и энергии землетрясений. Изменение уровней спектров в интервале частот 1—15 Гц не превышает одного порядка (рис. 1).

Спектрам колебаний на неводонасыщенных глинистых грунтах свойственны те же особенности, что и спектрам колебаний эталонных грунтов.

Самые большие изменения в спектральном составе колебаний характерны для водоносыщенных глинистых грунтов. Спектры для таких грунтов более низкочастотны, а их уровень намного превышает уровни соответствующих спектров, полученных по тем же землетрясениям, зарегистрированным на

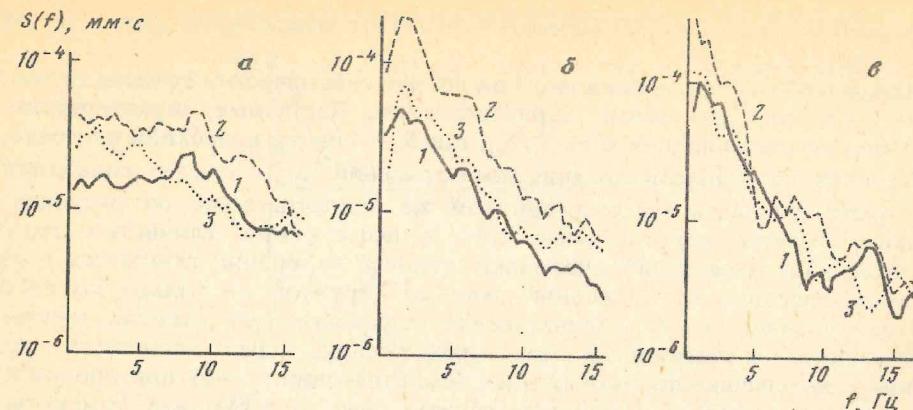


Рис. 1. Примеры спектров (спектральных плотностей) колебаний смещений почвы различных грунтов при слабых близких землетрясениях: *а* — спектры колебаний скальных талых грунтов при трех различных землетрясениях (1—3) (см. табл. 4); *б* — спектры колебаний водоносыщенных глинистых грунтов, соответствующие тем же землетрясениям; *в* — спектры колебаний мерзлых глинистых грунтов: 1 — суглинки с температурой, близкой к 0°C , 2 — суглинки с температурой $t = -2^\circ\text{C}$

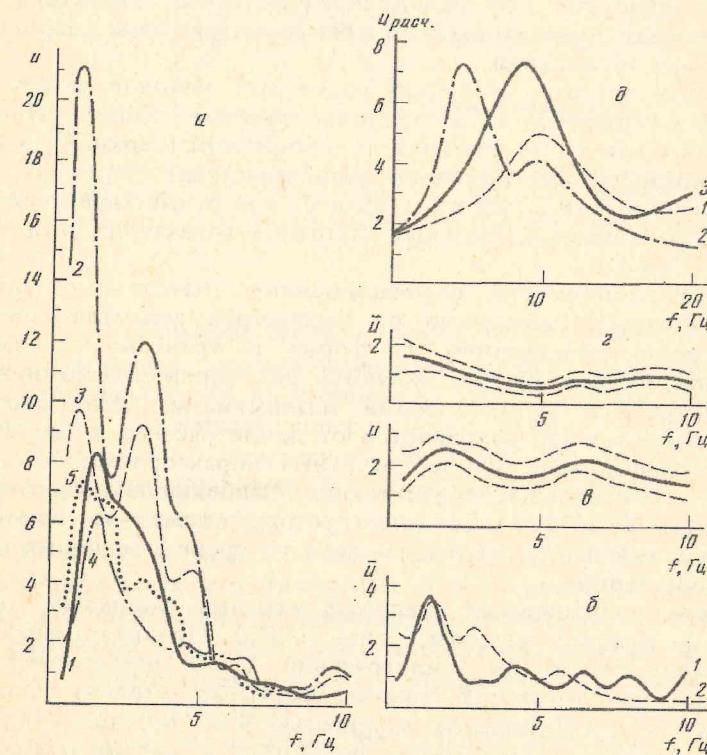


Рис. 2. Относительные частотные характеристики глинистых грунтов различного состояния: *а* — получены по записям землетрясений для водоносыщенных глинистых грунтов (см. табл. 4; цифрами (1—5) указаны номера землетрясений, по которым они получены); *б* — то же, для неводонасыщенных грунтов (см. табл. 4) — приведены осредненные по 5 землетрясениям частотные характеристики, полученные: 1 — по S -волнам, 2 — по P -волнам; то же, для суглинков: *в* — $c_t \approx 0^\circ\text{C}$, *г* — $c_t = -2,0^\circ\text{C}$ (пунктирными линиями показаны доверительные интервалы); *д* — расчетные частотные характеристики: 1 — верхней трещиноватой зоны разреза скальных грунтов, 2 — водоносыщенных глинистых грунтов, 3 — неводонасыщенных грунтов

эталонном грунте (рис. 1). В области 1—4 Гц это превышение может достигать одного порядка.

Наибольшей информативностью при оценке сейсмических свойств глинистых грунтов обладают частотные характеристики. Частотные характеристики U находились из соотношения $U = S_i/S_{ck}$, где S_i — спектр колебаний исследуемых (i -х) грунтов на поверхности при землетрясении, S_{ck} — спектр колебаний на поверхности скальных грунтов при том же землетрясении; на рисунках мы приводим спектры как скальных, так и исследуемых глинистых грунтов. Частотные характеристики показывают отличие колебаний глинистых грунтов при землетрясениях от колебаний скальных грунтов не только по частоте, но и по уровню, т. е. количественно характеризуют степень изменения интенсивности землетрясений при прохождении через глинистые толщи. Например, интенсивность пяти разных землетрясений (1—5) при прохождении сквозь водонасыщенные глинистые грунты (рис. 2, а) может изменяться в 3,5 раза, что зависит от собственных параметров землетрясений и их угла подхода к границе раздела коренного основания и рыхлой толщи, а также от наклона этой границы. Таким образом, при неизменных параметрах рыхлой толщи (в данном случае водонасыщенных глин) интенсивность различных землетрясений может значительно изменяться от землетрясения к землетрясению. Нормированные характеристики показали бы только изменения частотного состава различных землетрясений, пришедших в данный пункт наблюдения.

Необходимо отметить, что нахождение частотных характеристик таким путем не исключает влияния верхней трещиноватой зоны разреза скальных грунтов даже при осреднении.

В отличие от этого с помощью расчетных методов можно получить частотную характеристику в любой точке рыхлой толщи (учтено в программе). Поэтому для учета влияния трещиноватой (верхней) зоны разреза на рис. 2, б приведена ее частотная характеристика.

Для неводонасыщенных глинистых грунтов частотные характеристики сглажены. Уровень максимумов отдельных частотных характеристик не превышает 2,7 на частоте 2,6 Гц.

Частотные характеристики водонасыщенных глинистых грунтов имеют резонансный характер независимо от параметров землетрясений (рис. 2), причем количество максимумов, их форма и уровень различны, однако значимыми максимумами обычно являются два первых. Осложненность частотных характеристик неразрешимыми максимумами, когда доверительные интервалы перекрываются, сохраняется от землетрясения к землетрясению.

Уровням основных максимумов частотных характеристик не свойственна зависимость от эпицентрального расстояния. Особенностью частотных характеристик глинистых водонасыщенных грунтов является их сложная форма для P -волн по сравнению с S -волнами, хотя по уровню основных максимумов они вполне сопоставимы.

Относительная сейсмическая опасность мерзлых глинистых грунтов изучалась в районе Муйской впадины (район БАМа). Проанализированы результаты регистрации более 100 землетрясений 7—10 энергетических классов ($\Delta = 7$ —100 км) на следующих грунтах: скальных (эталон), температура -2°C , $V_p = 4400 \text{ м/с}$; суглинистых мощностью 9 м, подстилаемых гравийно-галечными отложениями, температура около 0°C , $V_p = 2600 \text{ м/с}$; суглинистых и супесчаных, температура -2°C . Общая мощность мерзлоты более 100 м, $V_p = 3900 \text{ м/с}$.

Типичные спектры мерзлых грунтов, представленные на рис. 1, в, показывают, что по величине основного максимума спектры колебаний скального и мерзлого (с температурой -2°C) грунтов близки. В то же время максимум спектра колебаний высокотемпературного мерзлого грунта малой мощности в несколько раз превышает максимумы спектров колебаний мерзлого низко-

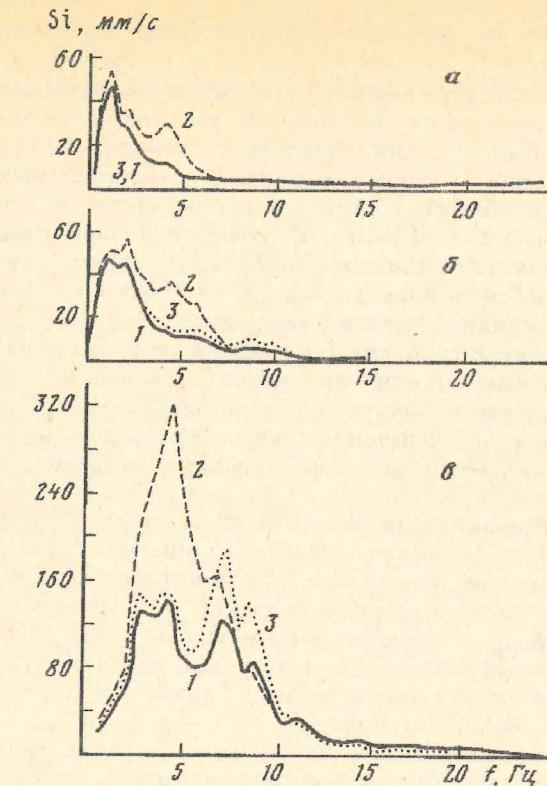


Рис. 3. Расчетные Фурье-спектры ускорений для моделей пунктов наблюдения 2, 3 и «эталона» (цифры соответствуют пунктам в табл. 4): а — $M = 6,5$, $\Delta = 218 \text{ км}$, $A_{\max} = 70 \text{ см}/\text{с}^2$; б — $M = 5,5$, $\Delta = 155 \text{ км}$, $A_{\max} = 81 \text{ см}/\text{с}^2$; в — $M = 5,4$, $\Delta = 18 \text{ км}$, $A_{\max} = 402 \text{ см}/\text{с}^2$

температурного и скального грунтов. Такая же закономерность наблюдается и для землетрясений с другими эпицентральными расстояниями.

Приращения балльности по отношению к скальному грунту, рассчитанные по максимальным амплитудам колебаний при землетрясениях [4], для отмеченных грунтов равны соответственно $0,34 \pm 12$ и $1,05 \pm 0,21$ баллов. Для того чтобы иметь представление о частотно-избирательных свойствах исследуемых грунтов, найдены средние частотные характеристики по спектрам записей землетрясений (рис. 2). Они говорят об отсутствии явно выраженных частотно-избирательных свойств грунтов. В то же время их уровни согласуются со значениями приращений балльности соответствующих мерзлых грунтов. Диапазон изменений балльности, рассчитанный по уровням частотных характеристик для зарегистрированных землетрясений, чрезвычайно широк — практически от 0 до 2 баллов.

Сейсмические свойства грунтов при сильных землетрясениях могут существенно отличаться от полученных по результатам исследований землетрясений слабой и средней интенсивности. Для исследований сейсмических характеристик грунтов при сильных землетрясениях широкое применение имеют расчетные методы. Эти методы включают расчет смещений на свободной поверхности и во внутренних точках тонкослоистого полупространства, расчет акселерограмм и спектров ускорений. С помощью расчетных методов в рамках их возможностей оценивают влияние слоя рыхлых грунтов на параметры

сейсмических колебаний от сильных землетрясений, зарегистрированных на скальном основании [6, 9].

Для трех моделей — эталон, водонасыщенные и неводонасыщенные грунты (см. табл. 4) — были проведены расчеты по указанной методике. Основной целью таких расчетов было их сопоставление с экспериментальными данными для слабых землетрясений и оценка изменения относительных величин расчетных параметров колебаний грунтов в зависимости от эпицентральных расстояний. По программе COEF-10 [6] рассчитывались акселерограммы и спектры ускорений для отмеченных моделей по трем землетрясениям с магнитудами 5,5, 4,6, 6,5 и эпицентральными расстояниями 18, 155 и 218 км. Данные этих землетрясений взяты из каталога.

Как показали расчеты, уровень колебаний верхнего слоя зависит от исходной акселерограммы. В то же время интенсивности колебаний в разных грунтовых условиях по трем указанным землетрясениям не сопоставляются между собой. С увеличением эпицентрального расстояния влияние неоднородностей рыхлой толщи, согласно проведенным расчетам, нивелируется (рис. 3).

Что касается сопоставления результатов экспериментальных и расчетных методов определений сейсмических свойств глинистых грунтов, то его проведение осложняется рядом факторов: 1) в программах COEF-10 выходные данные реализуются в виде спектров ускорений или спектров относительных максимумов ускорений, а в экспериментальных методах — в виде спектров смещений; 2) в расчетных методах используется идеально упругая модель и не учитывается возможность возникновения в глинистых толщах зон текучести при землетрясениях 9 баллов и более.

Несколько проще обстоят дела с частотными характеристиками грунтов, так как в этом случае сопоставляются только характеристики самой толщи глинистых грунтов. Они не зависят от исходного сигнала, так как определяются отношением спектра колебаний поверхности глинистого грунта к спектру колебаний скального основания. На рис. 2 приведены частотные характеристики, рассчитанные по двум землетрясениям с разными эпицентральными расстояниями, магнитудой и максимальными ускорениями. Идентичность частотных характеристик очевидна. Характерно, что водонасыщенные и неводонасыщенные грунты по уровням частотных характеристик одинаковы, но первые характеризуются более низкочастотным составом колебаний, хотя небольшой экстремум наблюдается и на частотах, близких к соответствующим точкам максимума частотной характеристики колебаний на «эталоне».

Частотные характеристики водонасыщенной глинистой толщи, полученные по данным регистрации близких слабых землетрясений (рис. 2), также имеют сложную форму, отмечается четкое различие кривых для разных землетрясений. Здесь также использованы землетрясения с разными эпицентральными расстояниями и энергией, но реакция этой толщи глинистых грунтов оказалась зависящей от источников воздействия, и частотная избирательность рыхлой толщи изменялась от землетрясения к землетрясению.

В наибольшей мере проявились различия в методических подходах, так как в расчетном методе акселерограмма колебаний поверхности грунтовой толщи получается путем пересчета с акселерограммы ее скального основания, а в экспериментальном методе используются реальные записи на дневной поверхности в пунктах наблюдения, расположенных на удалении друг от друга, а в такой ситуации в общем случае проявляется влияние статистической природы землетрясений и реакции грунтов как статистически неоднородной среды (в том числе и на «эталоне»). Следовательно, требуется проведение исследований в части совершенствования расчетных методов и приближения используемых в них моделей и методов решений к реальным ситуациям. Что касается экспериментальных методов исследований

сейсмических свойств среды по данным регистрации местных землетрясений, то одним из возможных решений было бы проведение регистрации землетрясений непосредственно в скальном основании грунтовых толщ, например скважинными сейсмографами, хотя бы на уже имеющихся скважинах и вблизи них.

Выводы

Нами приведены краткие сведения о сейсмических свойствах глинистых грунтов. Рассматривались в основном параметры, определяющие их поведение при землетрясениях. Нужно отметить, что глинистые грунты различного состояния недостаточно надежно разделяются по сейсмическим свойствам. Это объясняется тем, что в зависимости от температуры и влажности величины сейсмических параметров могут перекрываться на значительных интервалах, что требует дополнительных исследований их поведения при землетрясениях.

Наиболее уверенно можно говорить об увеличении сейсмической опасности при переходе льдонасыщенных твердомерзлых грунтов в талое неводонасыщенное (выше уровня грунтовых вод) и водонасыщенное (ниже УГВ) состояние. В этом случае различия существенны как по скоростям продольных и поперечных волн, так и по величинам динамических модулей упругости и прочностным характеристикам. Учитывая сказанное, собранные и обобщенные сведения могут использоваться для прогноза изменения сейсмических свойств глинистых грунтов при изменении их состояния в результате строительства.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бондарик Г. К., Царева А. М., Пономарев В. В. Текстура и деформация глинистых пород. М.: Недра, 1975. 168 с.
2. Лысенко М. П. Состав и физико-механические свойства грунтов. М.: Недра, 1980. 272 с.
3. Ляхов Г. М. Основы динамики взрывных волн в грунтах и горных породах. М.: Недра, 1974. 192 с.
4. Медведев С. В. Инженерная сейсмология. М.: Госстройиздат, 1962. 284 с.
5. Осипов В. И. Динамическое разжижение водонасыщенных грунтов: природа и факторы, его определяющие (научный обзор) //Инж. геология. 1988. № 2. С. 3—31.
6. Ратникова Л. И. Расчет колебаний на свободной поверхности и во внутренних точках горизонтально слоистого поглощающего грунта //Сейсмическое микрорайонирование. М.: Наука, 1984. С. 116—125.
7. Руководство по изучению глинистых грунтов при инженерных изысканиях для целей сейсмического микрорайонирования. М.: Стройиздат, 1984. 16 с.
8. Рященко Т. Г., Данилова Т. Ф., Нетесова Г. Е. и др. Инженерно-геологическая оценка мезо-кайнозойских отложений (Восточная Сибирь и Монголия). Новосибирск: Наука, 1992. 120 с.
9. Сейсмическое микрорайонирование. М.: Наука, 1977. 249 с.
10. СНиП П-15-7. М.: Стройиздат, 1975. 49 с.
11. Цытович Н. А. Механика мерзлых грунтов. М.: Высш. шк., 1973. 448 с.

ИЗК СО РАН

Поступила в редакцию
21.VII.1993

УДК 624.131.53 : 551.448

© 1995 г. А. В. АНИКЕЕВ

ОСОБЕННОСТИ РАЗРУШЕНИЯ ВЛАЖНЫХ И ВОДОНАСЫЩЕННЫХ ПЕСКОВ ПОКРОВНОЙ ТОЛЩИ В КАРСТОВЫХ РАЙОНАХ

Показано, что механизм нарушения устойчивости несцементированных песчаных пород в карстовых районах определяется напряженным состоянием покровной толщи над ослабленным участком и фундаментальными свойствами сыпучих сред — трением и дилатансией. Особенности разрушения влажных и водонасыщенных песков, обусловленные сцеплением и гидродинамическим давлением, не имеют самостоятельного значения. Получены простые инженерные формулы для определения размеров устойчивых полостей в капиллярно-влажных песках и критического объема вынесенного материала, объясняено возникновение локального восходящего потока подземных вод на фоне общей нисходящей фильтрации и связанные с ним особенности разрушения водонасыщенных грунтов. Подчеркивается, что некоторые представления об образовании подземных карстово-суффозионных форм, сложившиеся на основании данных физического моделирования, обязаны своим существованием чисто модельным эффектам.

Прогноз провалообразования в песчаной покровной толще закарстованных пород представляет собой одну из важных проблем инженерной геологии и геоэкологии. Известно [16, 18, 21], какой ущерб наносят деформации земной поверхности, вызванные поступлением несвязанных грунтов в трещинно-карстовые коллекторы, и как далеко от совершенства их локальное прогнозирование. Одна из причин такого положения заключается в недостаточной изученности механизма деформирования и разрушения влажных и водонасыщенных песков над ослабленными участками растворимых пород.

В настоящее время почти вся информация по этой проблеме получена на основании данных физического моделирования [1, 3, 4, 6, 12, 17, 20] и наиболее полно освещена в работе [19]. Кратко она сводится к следующему. В капиллярно-влажных песках формируются устойчивые водообразные полости (4 на рис. 1, а), обрушение которых в зоне аэрации у дневной поверхности и приводит к провалам (4, на рис. 1, б). В водонасыщенных несвязанных грунтах при нисходящей фильтрации образуются зоны вязкопластического истечения или фильтрационного выпора песка (5 на рис. 1, б), а также суффозионные полости (6 на рис. 1, б), останавливающие дальнейшее развитие процесса. В восходящем же фильтрационном потоке имеют место ползучее разжижение грунта над трещиной или полостью и как следствие — рост щели или конической полости в основании покровной толщи (рис. 1, в), который может прекратиться (10 на рис. 1, в) или спровоцировать разрушение большого объема грунтов (9 на рис. 1, в). Обычно все эти процессы и связанные с ними подземные формы рассматриваются как самостоятельные и независимые компоненты или карстово-суффозионные процессы и формы.

Механизм гравитационного деформирования-разрушения несвязанных пород, как известно [14, 15], определяется фундаментальными свойствами сыпучих сред — трением и дилатансией. Представляется, что наличие воды в порах грунта независимо от того, находится ли она в покое или в движении, не меняет этот механизм кардинально, но обуславливает некоторые особенности,

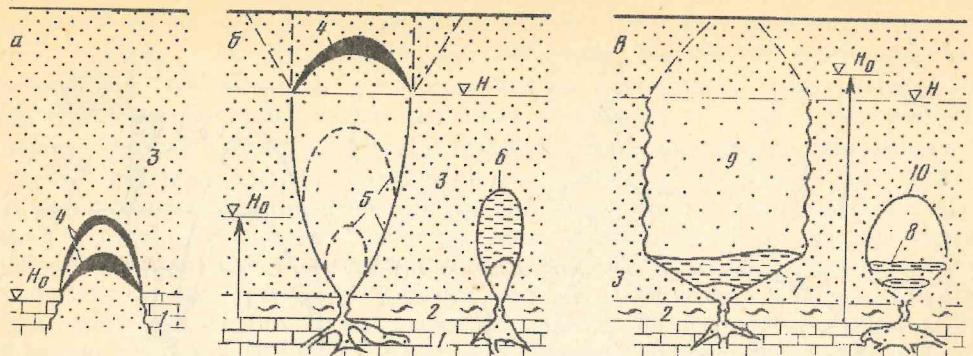


Рис. 1. Формы разрушения несвязанных грунтов покровной толщи закарстованных массивов: а — при отсутствии свободной воды, б — при нисходящей, в — восходящей фильтрации (1 — известняки, 2 — глины, 3 — пески; 4 — водообразная трещина или полость, 5 — область фильтрационного выпора или вязкопластического истечения песка, 6 — устойчивая суффозионная полость, 7 — неустойчивая коническая полость, 8 — щель, 9 — область внезапного разрушения, 10 — зона разуплотнения; H , H_0 — уровни грунтовых и трещинно-карстовых вод; пунктиром показаны границы возможного обрушения)

которые должны учитываться, исходя из базового процесса. Существуют самые разные представления о деформировании сухих сыпучих сред над отверстием [5, 7—9, 11, 14, 15], положенные в основу расчетов крепи горных выработок, давления на дно и стени бункеров, размеров канала течения материалов и т. п. Их анализ составляет задачу самостоятельного исследования. Результаты настоящей работы базируются на схеме строения области влияния отверстия в грунтовой толще (рис. 2, а), построенной по результатам экспериментального и теоретического исследования закономерностей деформирования несвязанных грунтов [2].

Главную роль в образовании канала движения сыпучего материала играют зоны АДВ и АДА', ВДВ' (рис. 2, а). В зависимости от их размеров, определяемых развитием граничных линий скольжения АД, ВД и ДА', ДВ', фиксируются сужающиеся, трубообразные (рис. 2, б) или расширяющиеся каналы или области деформирования. Положение границ этих зон в свою очередь зависит от свойств и состояния несвязанных грунтов, мощности толщи и диаметра или пролета отверстия, условий на выходе — скорости выпуска и дополнительных (гидродинамического, вибрационного и т. п.) воздействий. В воздушно-сухом сыпучем грунте высота разгружающего свода АДВ (рис. 2, а) находится из условия его статического равновесия в вершине Д и для сторон АД, ВД, аппроксимированных дугами окружностей, и равняется [2]:

$$b = r \operatorname{ctg}(\varphi/2). \quad (1)$$

Здесь r — радиус ослабленного участка, а угол внутреннего трения $\varphi = \varphi' + v$ (φ' — угол трения между зернами, v — связанный с упаковкой угол дилатансии изменяется в процессе деформирования от $\varphi_{\max} = \varphi' + v_{\max}$ до $\varphi_{\min} = \varphi' + v_{\min} \approx \varphi_0$ (φ_0 — угол откоса)). Соответственно увеличивается и высота b . Логично предположить, что в силу сдвиговой природы свода АДВ его высота в капиллярно-влажных песках также определяется углом внутреннего трения как основным показателем прочности несвязанных пород [13], а следовательно, и выражением (1). Связность влажного песка препятствует развитию сдвигов в верхней части поверхностей АД, ВД и по поверхностям ДА', ДВ' (рис. 2, а). Поэтому, как следует из экспериментов, на некоторой высоте b' от подошвы слоя появляется субгоризонтальная трещина отрыва, которая инициирует формирование зоны полных сдвигов не меньше, чем сдвиги на кромках полости (рис. 3). Это же показывает и анализ напряженного

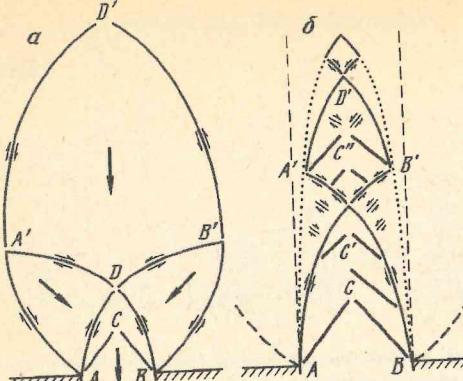


Рис. 2

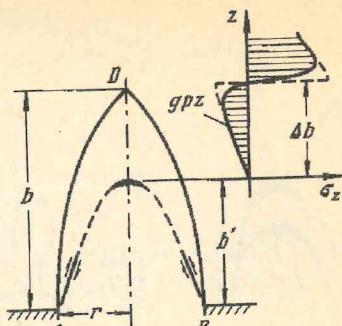


Рис. 3

Рис. 2. Строение области влияния ($AA'D'B'B$) отверстия в основании грунтовой толщи (a) и частный случай формирования трубообразного канала течения песков (b): ACB — зона полных сдвигов (случай формирования трубообразного канала течения песков) или выпадающий свод; $AD'B$ — зона разгрузки (разуплотнения, отрывов, блокового смещения) или выпадающий свод (трещинообразования) или потенциальная зона сдвигов; $A'D'A'$, $B'D'B'$ — зона опорного давления (трещинообразования) или возможного скольжения грунта; маленькими стрелками показано направление касательных напряжений (потенциальных сдвигов), большими — общее направление возможного движения несвязного грунта

Рис. 3. Схема к расчету высоты выпадающего свода (b') в слое влажных песков и эпюра вертикальных напряжений (σ_z) по оси отверстия

с состояния, в соответствии с которым непосредственно над отверстием по осевой линии грунты испытывают только растяжение. Растворению противостоит прочность влажных песков на разрыв C_p . Подставляя значение b из (1) в условие равновесия осевого столбика Δb (рис. 3), находящегося под действием собственного веса (gp) и сил сцепления, получаем

$$\begin{aligned} C_p &= gp\Delta b = gp(b - b'), \\ b' &= r \operatorname{ctg}(\phi/2) - C_p/gp. \end{aligned} \quad (2)$$

Условие (2) хорошо отражает установленное экспериментально [10, 17] увеличение крутизны выпадающего свода с ростом ширины полости. Видно, что при значениях $r < C_p \operatorname{tg}(\phi/2)/gp$ $b' < 0$, т. е. песок не будет падать в отверстие, даже если к подошве слоя прикрепить грузик. Когда же $r >> C_p \operatorname{tg}(\phi/2)/gp$, $b' \approx b$ и сцепление не способно блокировать разрушение верхней части разгружающего свода. Поэтому образование сужающегося или трубообразного канала в капиллярно-влажных песках будет отличаться от подобного процесса в воздушно-сухих грунтах (рис. 2, б) количественно лишь интенсивностью, а качественно — возникновением склонывающихся субгоризонтальных трещин. В интервале между указанными значениями r в песчаной покровной толще будут формироваться устойчивые водообразные полости. Поскольку разрывное сцепление влажных песков обычно не превышает 1 кПа , $gp \approx 2 \cdot 10^4 \text{ Н/м}^3$, $\phi = 20-40^\circ$, то этот интервал $r = 0,01-0,2 \text{ м}$.

Таким образом, результаты лабораторных опытов с влажным песком нельзя просто перенести на натурную песчаную толщу и предположить образование промежуточной полости в песках с пролетом до 10 м [12] или устойчивого свода обрушения над карстовой полостью, пролет которой соизмерим с мощностью песчаного слоя [17]. Этот вопрос, как и тот, что относится к появлению суффозионных полостей в водонасыщенных песках (б на рис. 1, б), тесно связан с проблемой критериального обоснования физических моделей.

В соответствии с общей теорией подобия сцепление материалов моделей должно быть связано с разрывным сцеплением натурных грунтов соотношением $C_p^m = C_p^n / a_p a_n$, в котором a_p и a_n — масштабы плотности и геометрических размеров. При имитации покровной толщи с помощью естественных песков ($a_p \approx 1$) в наиболее часто используемых масштабах $a_n = 50 \div 150$ необходимо, чтобы $C_p^m / C_p^n = 1/50 \div 1/150$. На самом же деле модельное сцепление в этом случае примерно равно натуральному, а иногда даже больше в силу ряда технологических причин. Поэтому реально существовать суффозионные полости могут только в супесях, суглинках и глинах, т. е. в связанных грунтах. Обнаруженные же в экспериментах с песком полости обязаны своей устойчивостью защемленному воздуху, который остается в порах засыпки даже при самом тщательном водонасыщении моделей и образует воздушную пленку в верхней части суффозионной полости, препятствующую росту канала течения. В моделях, не очень тщательно насыщенных водой, и в засыпках из мелкозернистых песков часто можно видеть образование крупных воздушных пузырей, а если их удалить, то происходит немедленное истечение материала и исчезновение полости. Другими словами, суффозионные полости в песках — явление чисто модельное, а в массиве несвязанных пород формируются либо области вязкопластического истечения при незначительных градиентах нисходящей фильтрации, либо зоны фильтрационного выпора, когда H существенно выше H_0 (рис. 1, б). И те и другие представляют собой расширяющиеся и эллипсообразные каналы и принципиально не отличаются от каналов движения воздушно-сухих сыпучих материалов при свободном выпуске (рис. 2, а). Если разность уровней воды $\Delta H = H - H_0$ в моделях велика, то установившееся движение песка достигается почти сразу вслед за созданием отверстия, и картина начальных стадий деформирования (разуплотнение, зарождение сдвигов, смещение блоков и т. п.) оказывается «смазанной». Виноваты в этом, по-видимому, вертикальные составляющие гидродинамического давления, тогда как его горизонтальные составляющие способствуют незначительному, судя по опытам, расширению канала вблизи ослабленного участка. Для аналитического описания этого процесса требуется рассмотреть форму линий тока и распределение напоров в сильно деформируемой пористой среде над отверстием. Это очень сложная фильтрационная задача, и ее решение автору неизвестно. Для ориентировочных расчетов поперечных размеров области истечения, необходимых при прогнозировании диаметра провалов на поверхности, вполне допустимо пользоваться формулами для определения размеров канала движения сухих сыпучих сред, полученными, например, в работах [9, 11, 15].

Любопытные особенности появляются у процесса деформирования-разрушения водонасыщенных песков в восходящем потоке подземных вод (рис. 1, в). Отмечается [19], что он способен протекать при равенстве уровней грунтовых и трещинно-карстовых вод. Нетрудно показать, что он может иметь место и тогда, когда положение уровней свидетельствует о нисходящей фильтрации. Парадокс объясняется напряженным состоянием грунтовой толщи в окрестности ослабленного участка.

Пусть слабодеформированный глинистый пласт перекрывает карстовую полость, а массив характеризуется установившейся фильтрацией, определяемой разностью $\Delta H = H - H_0$. Давление поровой воды для этого случая отражает линия 1 на рис. 4. Пусть по какой-либо причине экранирующий слой над полостью внезапно разрушается. В этот момент в вышележащих песках формируются зоны опорного давления и разгрузки (рис. 2, а), внутри которых грунты испытывают дополнительное сжатие и растяжение соответственно. Причем наибольших значений растягивающие напряжения достигают в подошве песчаной толщи. Из теории Терцаги — Герсеванова следует, что дополнительная сжимающая нагрузка, приложенная к водонасыщенному грунту, в первую очередь воспринимается поровой водой. Очевидно, эффект будет тем же

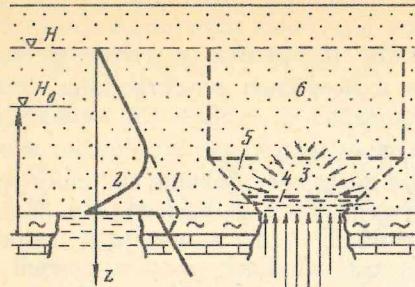


Рис. 4

Рис. 4. Распределение порового давления по оси карстовой полости до (1) и после (2) образования «окна» в слабопроницаемом слое и схема локального фильтрационного потока (3 — зона разгрузки, 4 — растущая полость или поднимающаяся щель, 5 — неустойчивая полость, 6 — внезапно разжиженный грунт; размер стрелок отражает интенсивность фильтрации. Остальные обозначения см. рис. 1

Рис. 5. Схема к расчету критического объема (ΔV) несвязного грунта, вынесенного из области деформирования (V_0), аппроксимированной круговым конусом (а), цилиндром (б) и эллипсоидом вращения (в)

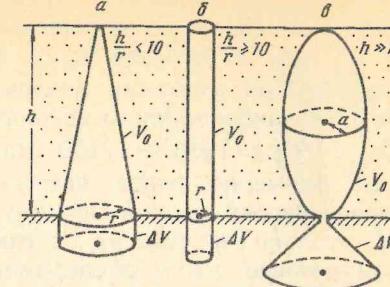


Рис. 5

самым, если нагрузка растягивающая, с той лишь разницей, что вода не отжимается, а поступает в образец грунта или некоторую область массива. Такая область расположена непосредственно над «окном» в водоупоре, имеет форму купола (3 на рис. 4) и отличается резким уменьшением давления воды от вершины к основанию (2 на рис. 4), где давление может быть даже отрицательным. Начинается локальная фильтрация по направлению к зоне разгрузки, наиболее интенсивная в подошве песчаной толщи (рис. 4). Здесь надо учитывать и то обстоятельство, что со стороны открытой полости вода не встречает сопротивления движению. Поэтому при определенных значениях h/r и ΔH восходящий поток может оказаться намного сильнее фонового нисходящего фильтрационного потока. Направленное вверх гидродинамическое давление и удерживает свод от обрушения. Только после выравнивания напоров в некотором элементарном слое (4 на рис. 4) он оседает, а в грунтовой толще появляется щель или полость в зависимости от скорости поступления песка в карстовые коллекторы. Как показали многочисленные опыты [19], ширина этой полости увеличивается. Это же следует и из рис. 4. После того как элементарный слой оседает, «реакция опоры», которую заменяет гидродинамическое давление, действует уже на уровне кровли «первичной» полости (4 на рис. 4), а ее борта разрушаются боковым фильтрационным потоком. Образуется новый разгружающий свод, приуроченный уже не к отверстию в водоупоре, а к кровле растущей полости, и процесс повторяется. Но он не имеет ничего общего с разжижением песка, так как представляет собой гравитационное оседание частиц грунта в воде, несколько осложненное дилатансионными эффектами. Последние заключаются в том, что песок над полостью разрыхляется, а в ее окрестности, возможно, уплотняется. Поэтому, несмотря на все увеличивающиеся размеры конической полости, локальный восходящий фильтрационный поток становится слабее. При некотором критическом пролете (5 на рис. 4) направленное вверх гидродинамическое давление (частичная «реакция опоры») не способно удержать вышележащий грунт от тотального разуплотнения. В этот момент и происходит не обрушение, а внезапное или цепное разжижение всего «столба» водоносных пород (6 на рис. 4). В этом, на наш взгляд, состоит главное отличие рассмотренного процесса от деформирования воздушно-сухих песков, дилатансия которых сопровождается формированием сдвиговых поверхностей. Из всего сказанного следует, что процесс возникновения и роста конической

полости (или щели) имеет практическое значение лишь при мгновенном обрушении экранирующего слоя или потолка карстовой полости. В противном случае поровое давление, обусловленное напряженным состоянием песчаной толщи в окрестности ослабленного участка, рассеивается и не вызывает негативных последствий.

Таким образом, внутренние закономерности деформирования-разрушения сухих, влажных и водонасыщенных несвязных грунтов достаточно похожи, что объясняется сходством напряженного состояния массива над ослабленным участком и определяющим значением двух свойств песков — трения и дилатансии. Многообразие же форм проявления процесса как в самом массиве, так и на его поверхности свидетельствует не о существовании принципиально различных механизмов, а лишь о богатстве и разнообразии природных условий. В связи с этим возникает вопрос, а нужно ли изучать все нюансы истечения сыпучих сред в отверстия с практической точки зрения? Ведь главную роль в нарушении устойчивости закартированных территорий играет не разрушение несвязных грунтов, а условия, сложившиеся ниже покровной толщи. Действительно, если трещинно-поровое пространство растворимых пород вблизи ослабленного участка заполнено вынесенным материалом и его расколыматация невозможна, то абсолютно неважно, каковы состав и свойства вышележащих грунтов, механизм их разрушения, положение уровней подземных вод и т. п.— массив будет устойчивым. Как показывают эксперименты [1], ощутимое деформирование поверхности слоя воздушно-сухих песков происходит только после разуплотнения сыпучего материала в пределах некоторой области V_0 высотой, равной мощности слоя h , т. е. после выноса вполне определенного объема грунта $\Delta V = V_{kp}$ (рис. 5). Тогда из уравнения баланса массы грунта

$$\rho(1 - n_0)V_0 = \rho(1 - n)V = \rho(1 - n)V_0 + \rho(1 - n)\Delta V,$$

в котором ρ — плотность его минеральной части, n_0 и n — средняя пористость грунтовой толщи в области V_0 до и после разрыхления, легко получается выражение для предельного объема материала, удаление которого почти не отразится на поверхности:

$$V_{kp} = \frac{(n - n_0)}{(1 - n)} V_0 = kV_0. \quad (3)$$

Для областей деформирования, аппроксимированных конусом, цилиндром и эллипсоидом вращения (рис. 5), равенство (3) записывается соответственно в виде

$$V_{kp} = k\pi r^2 h / 3, \quad (3a)$$

$$V_{kp} = k\pi r^2 h / h, \quad (3b)$$

$$V_{kp} = 4ka^2\pi h / 3. \quad (3v)$$

В последнем выражении $a = f(h, r, \varphi)$ — малая полуось эллипса разрыхления (рис. 5). Зависимости (3) пригодны не только для воздушно-сухих, но и влажных, и водонасыщенных песков. Различие будет заключаться лишь в значениях входящих в них показателей. Видно, что V_{kp} стремится к нулю при $r \rightarrow 0, h \rightarrow 0$. Причем изменение r оказывает наибольшее влияние на величину V_{kp} . Этим хорошо объясняется тот факт, что оседание мощной грунтовой толщи и особенно деформирование большой площади поверхности происходят, как правило, в форме медленного прогиба с небольшой амплитудой, тогда как провалы и воронки возникают «внезапно», могут быть довольно глубокими и нередко возобновляются. Кроме того, $V_{kp} \rightarrow 0$ как при $n_0 \rightarrow n$, так и при $n \rightarrow n_0$. Но в первом случае это указывает на возможность просадок поверхности без выноса грунта, например при увлажнении (лессах), вибрации

(рыхлые пески) и т. д., а во втором — на границу применения формул (3), у которой дилатансионные эффекты становятся незначительными.

Если на основании инженерно-геологического изучения закарстованных пород выделить массив потенциальной аккумуляции материала, то сравнение его объема, умноженного на коэффициент трещинно-карстовой пустотности, с V_{kp} покажет принципиальную возможность провалообразования. При этом, вообще говоря, не обязательно интересоваться, какие процессы и как протекают в области V_0 — важно только, что они приводят к изменению пористости. Однако, возвращаясь к поставленному вопросу, для правильного выбора той или иной расчетной схемы, определения границ ее применения и входящих в нее параметров необходимо хорошо знать механизм развивающихся там процессов. Представляется также, что простые инженерные формулы можно получить именно в результате детального анализа достаточно сложных закономерностей деформирования-разрушения несвязных грунтов. И наоборот, сложные, неработающие зависимости появляются в итоге схематического исследования процессов или априорного принятия какой-либо гипотезы разрушения.

Таким образом, изучив механизм процесса деформирования воздушно-сухих песков над отверстием и дополнив полученные закономерности новыми параметрами — сцеплением, гидродинамическим давлением и т. п., можно корректно решить проблему описания массовой суффозии как единого процесса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аникеев А. В. Моделирование провалообразования в песчаной покровной толще закарстованного массива//Геологические исследования литосферы. М.: Наука, 1988. С. 52—56.
2. Аникеев А. В. Закономерности деформирования несвязных грунтов над карстовой полостью//Докл. междунар. симп. Инженерная геология карста. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1993. Т. 1. С. 67—72.
3. Архидьяконских Ю. В. Опыт моделирования суффозионных воронок и возможность использования их при изучении карстовых колодцев и шахт//Пещеры. Пермь: Перм. кн. изд-во, 1971. Вып. 10—11. С. 145—149.
4. Архидьяконских Ю. В., Ерастов В. С., Кузнецов П. В. и др. О типах разрушения суффозионных полостей в обводненных несцементированных обломочных породах//Гидрогеология и карстоведение. Пермь: Перм. кн. изд-во, 1975. Вып. 7. С. 162—163.
5. Гячев Л. В. Основы теории бункеров и силосов//Учеб. пособие. Барнаул: АПИ, 1986. 84 с.
6. Давыдько Р. Б., Толмачев В. В. О моделировании механизма карстовых провалов//Тр. ПНИИС. М.: Стройиздат, 1977. Вып. 47. С. 123—133.
7. Казикаев Д. М. Геомеханические процессы при совместной и повторной разработке руд. М.: Недра, 1981. 288 с.
8. Клейн Р. Г. Строительная механика сыпучих тел. М.: Стройиздат, 1977. 249 с.
9. Куликов В. В. Совместная и повторная разработка рудных месторождений. М.: Недра, 1972. 328 с.
10. Лукин В. С. Провальные явления на Урале и в Предуралье//Гидрогеолог. Сб. № 3, Свердловск: Ин-т геол. Уральск. фил. АН СССР, 1964. Вып. 69. С. 133—160.
11. Механика гранулированных сред: Теория быстрых движений. Сост. И. В. Ширко. М.: Мир, 1985. 280 с.
12. Нещеткин О. Б. Вопросы механизма образования карстовых провалов в песках//Изучение св-в массивов пород и геол. процессов. М.: Наука, 1986. С. 87—94.
13. Осипов В. И. Природа прочности песков//Инж. геология. 1984. № 3. С. 7—19.
14. Ревуженко А. Ф. О деформировании сыпучей среды. Ч. 1. Плоская модель//ФТПРПИ. 1980. № 3. С. 3—16.
15. Стажевский С. Б. Задачи деформирования сред с внутренним трением и дилатансией в горном деле. Автореф. дис. ... д-ра техн. наук. Новосибирск: ИГД СО АН СССР, 1988. 37 с.
16. Тезисы докл. междунар. симп. Инженерная геология карста. Пермь: ПГУ, 1992. 151 с.
17. Толмачев В. В., Карпов Е. Г., Хоменко В. П. и др. Механизм деформаций горных пород над подземными карстовыми формами//Инж. геология. 1982. № 4. С. 46—59.
18. Толмачев В. В., Ройтер Ф. Инженерное карстоведение. М.: Недра, 1990. 151 с.
19. Хоменко В. П. Карстово-суффозионные процессы и их прогноз. М.: Наука, 1986. 97 с.
20. Jian Chen, Barry Beck. Qualitative modeling of the cover-collapse process//Proc. of the Third Multidisciplinary Conf. on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst. Rotterdam, Netherlands: A. A. Balkema Publishers, 1989. P. 89—95.
21. Newton J. G. Development of Sinkholes Resulting from Man's Activities on the Eastern United States. U. S. Geological Survey circular, 968. Denver, 1987. 54 p.

Поступила в редакцию
21.1.1994

ИГЦ РАН

УДК 556.535:550.34

© 1995 г. О. Ю. МЕДВЕДЕВ

ИЗУЧЕНИЕ СВЯЗИ СЕЙСМИЧНОСТИ ЮЖНЫХ КАРПАТ С СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТЬЮ

Проведен анализ и сопоставление данных землетрясений Южных Карпат и солнечной активности за период с 1780 по 1990 гг. Выявлена степень связи землетрясений различного ранга с максимумами солнечной активности. Сделан прогноз вероятности возникновения землетрясений, ощущаемых в г. Одессе.

Существующие представления о связи сейсмичности с солнечной активностью

Земля находится в сфере непосредственного влияния Солнца. По мнению А. Л. Чижевского, энергия Солнца — основной двигатель всех физико-химических процессов, протекающих на поверхности планеты и ее оболочках [10]. Несмотря на то что излучение солнечно-земных связей проводится уже сравнительно долгое время, в этой проблеме остается пока еще очень много неясного.

Большое влияние на ход процессов на Земле оказывают резкие изменения солнечной активности в течение 11-летних циклов [1, 3, 6, 7]. В результате циклической деятельности Солнца меняются напряженность земного магнетизма, частота полярных сияний, радиоактивность воздуха, циркуляция атмосферы, количество озона и космической пыли в воздухе, температура и давление воздуха, частота бурь, ураганов, смерчей, количество осадков, степень и распространенность засух, климат. Наблюдается связь солнечной активности с землетрясениями.

Первым предположение о связи между сейсмичностью и солнечной активностью высказал в 1754 г. Э. Кант [2]. В дальнейшем этому вопросу было посвящено достаточно много исследований. Согласно мнению американского геофизика Дж. Симпсона, солнечное воздействие на сейсмичность Земли сводится к триггерному эффекту и носит вероятностный характер в зависимости от мощности солнечного процесса [6]. Почти все катастрофические землетрясения за последние 220—230 лет происходили в непосредственной близости от солнечных экстремумов. Многочисленные данные, подтверждающие этот факт, приведены в работах Дружинина И. П. и Хамьяновой Н. В. [3], Русса П. [9]. Так, землетрясение, уничтожившее г. Лиссабон в Португалии 1 ноября 1755 г., случилось после солнечного экстремума 1754 г., землетрясение в Сан-Франциско (США) 1906 г. было в год солнечного экстремума, сильнейшее землетрясение 22 мая 1960 г. в Чили совпало с годом резкого уменьшения солнечной активности и оказалось в непосредственной близости от экстремума 1961 г. Это лишь несколько примеров из многочисленных имеющихся.

Любопытные результаты получаются при анализе перечня «самых смертоносных землетрясений, вошедших в историю», приведенного в книге П. Руссо [9]. Общее количество отмеченных автором особо смертоносных землетрясений, начиная с 1755 г., равно 55, а число землетрясений непосредственно близких по времени к солнечным экстремумам,— 51, т. е. почти 93%. При этом точно

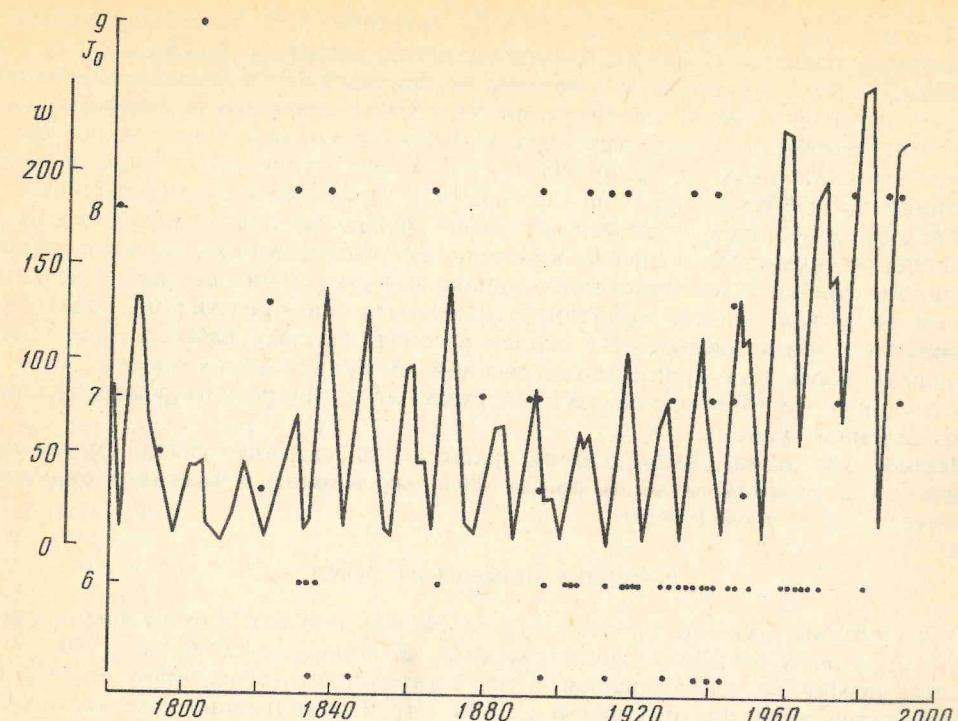


Рис. 1. Хронологический график солнечной активности и сильных землетрясений Южных Карпат за 1780—1990 гг.

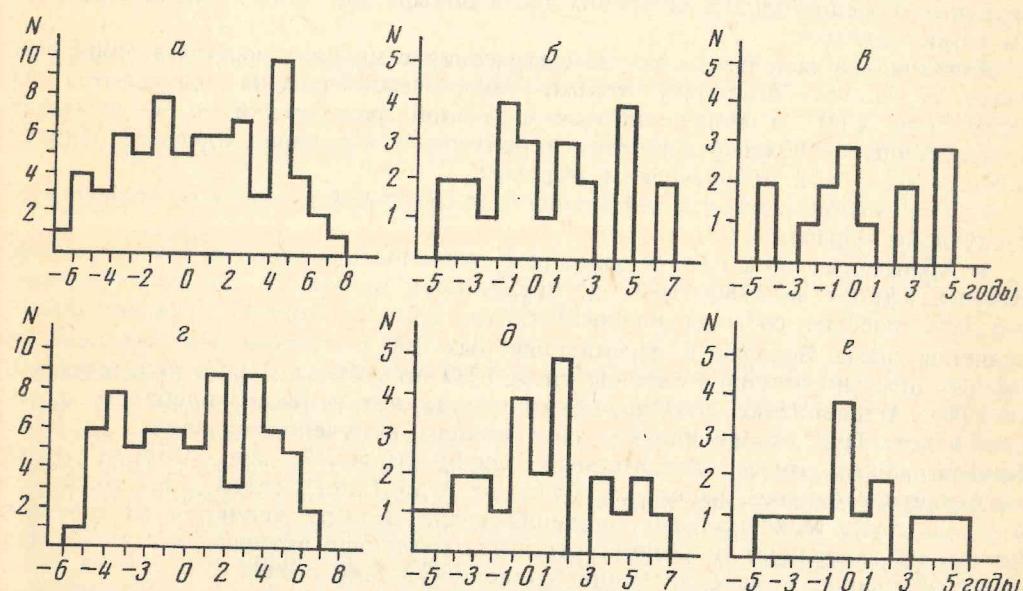


Рис. 2. Гистограммы распределения землетрясений Южных Карпат относительно максимумов солнечных циклов (a—e — реальных, c—e — стандартизованных): с I_0 : a — $\geq 5,5$; b — $\geq 7,0$; c — $\geq 8,0$

в годы солнечных экстремумов было 26 землетрясений (51% от наблюдавшихся), на один год позже — 17 (33,3%) и на один год раньше — 8 (15,7%).

Аналогичные результаты получаются и при сравнении времени наиболее сильных землетрясений (с магнитудами 8,4—8,9) с солнечными экстремумами [9]. Из 41 отмеченного землетрясения 37 (90%) случились в непосредственно близкое от солнечных экстремумов время, в том числе 23 — точно в годы солнечных экстремумов, 13 — на год позже и лишь одно на год раньше.

Главный недостаток приведенных выше работ по связи сейсмичности с солнечной активностью — просто констатация совпадения во времени пиков активности Солнца и землетрясений. Однако нет достаточно полного и четкого анализа того, как всплеск солнечной активности непосредственно переходит в конкретное землетрясение. На основе рассматриваемых работ нельзя прогнозировать вероятные сроки землетрясений. А ведь главная задача — это с достаточной степенью уверенности предсказать срок конкретного землетрясения в определенном районе.

в определенном районе. Исходя из этого, цель данной работы — выявление связи солнечной активности с сейсмичностью в районе Южных Карпат и прогнозе будущих землетрясений в этом районе.

Методика проведения работы

Для изучения солнечно-земных связей района Южных Карпат был собран материал о всех сильных землетрясениях в период с 1780 по 1990 г. В качестве источника использовался «Новый каталог землетрясений» (до 1975 г.) [8], ежегодники «Землетрясения в СССР» [4] и оперативные данные отдела сейсмологии Института геофизики АН Украины им. Субботина. За этот период известны параметры солнечной активности (в качестве индекса солнечной активности взято число Вольфа (w), характеризующее количество солнечных пятен и их распределение на солнечном диске). Источниками сведений являются: работа В. Г. Куликовского [5] и ежемесячник «Солнечные данные». Среднемесячные и среднегодовые величины числа Вольфа для этого периода подсчитаны самостоятельно.

Для анализа использовались землетрясения с интенсивностью в эпицентре более 5 баллов, поскольку только такие землетрясениящаются на территории СНГ и могут явиться причиной разрушений, а в наиболее приближенных к Южным Карпатам территориях (юго-запад Одесской области и Молдовы) — и к человеческим жертвам.

Сопоставление данных о сейсмичности и солнечной активности проводилось следующим образом.

1. Хронологический график солнечной активности и сильных землетрясений Южных Карпат за 1780—1990 гг. представлен на рис. 1. На нем показаны все сейсмические события интенсивностью $I_0 \geq 5,5$ баллов и среднегодовые значения числа Вольфа. В рассматриваемых 200 с лишним лет выделено 18 полных циклов солнечной активности (с 1784 по 1986 г.) и один неоконченный (с 1986 г.) цикл (рис. 1). Продолжительность лет в цикле колеблется от 10 до 14 лет. При осреднении по всем циклам получено значение 11,2 года. Кривая цикла имеет характерный несимметричный вид. Период роста активности в среднем равен 4,5 годам (от 3 до 7 лет), спада — 6,7 годам (от 3 до 11 лет). Максимальные значения числа Вольфа меняются от цикла к циклу, что затрудняет понимание сущности солнечной активности и усложняет прогнозирование и интерпретацию солнечно-земных связей.

2. Для выявления статистической приуроченности землетрясений Южных Карпат к циклам солнечной активности была составлена серия гистограмм (рис. 2), отдельно для землетрясений с $I_0 \geqslant 5,5; 7; 8$.

В качестве показателя отношения землетрясения к циклу было принято показывать на гистограммах временной промежуток между землетрясением и

Таблица I

№ цикла (годы)	Число лет	Восходящая ветвь		Нисходящая ветвь	
		продол- жительность, лет	пересчетный коэффициент	продол- жительность, лет	пересчетный коэффициент
1 (1784—1798)	14	3	1,5	11	0,6
2 (1798—1810)	12	6	0,75	6	1,1
3 (1810—1823)	13	6	0,75	7	0,9
4 (1823—1839)	10	7	0,6	3	2,2
5 (1839—1843)	10	4	1,1	6	1,1
6 (1843—1856)	13	5	0,9	8	0,8
7 (1856—1867)	11	4	1,1	7	0,9
8 (1867—1878)	11	3	1,5	8	0,8
9 (1878—1889)	11	5	0,8	6	1,1
10 (1889—1901)	12	4	1,1	8	0,8
11 (1901—1913)	12	6	0,75	6	1,1
12 (1913—1923)	10	4	1,1	6	1,1
13 (1923—1933)	10	5	0,9	5	1,3
14 (1933—1944)	11	4	1,1	7	0,9
15 (1944—1954)	10	3	1,5	7	0,9
16 (1954—1964)	10	3	1,5	7	0,9
17 (1964—1976)	12	5	0,9	7	0,9
18 (1976—1986)	10	5	0,9	5	1,3
19 (1986—...)	—	5	0,9	—	—
Среднее	11,2	4,5	—	6,7	—

Таблица 2

Интенсивность землетрясений, I_0 , балл	Число землетрясений (%) за периоды времени	
	-1 ÷ +1 год	-2 ÷ +2 года
5,5	15,5/15,5	35,2/36,6
7,0	16,7/25,0	45,8/50,0
8,0	28,6/35,7	42,9/57,1

максимумом солнечного цикла, в который данное землетрясение попадает. Как уже отмечалось, в изучаемом отрезке времени длительность солнечных циклов меняется от 10 до 14 лет. Это затрудняет прогноз землетрясений по солнечной активности в связи с невозможностью предсказания длительности солнечных циклов в будущем. Поэтому выполнен анализ связи землетрясений Южных Карпат с осредненными солнечными циклами. Для получения стандартизованного цикла за изучаемый период были подсчитаны: средняя продолжительность цикла (11,2 года), средняя продолжительность восходящей (4,5 года) и нисходящей (6,7 года) ветвей и пересчетные коэффициенты для обеих ветвей каждого цикла, позволяющие переходить от реальных циклов к стандартизованным (табл. 1). Значения пересчетных коэффициентов колеблются от 0,6 до 1,5 для восходящей ветви цикла; от 0,6 до 2,2 — для нисходящей.

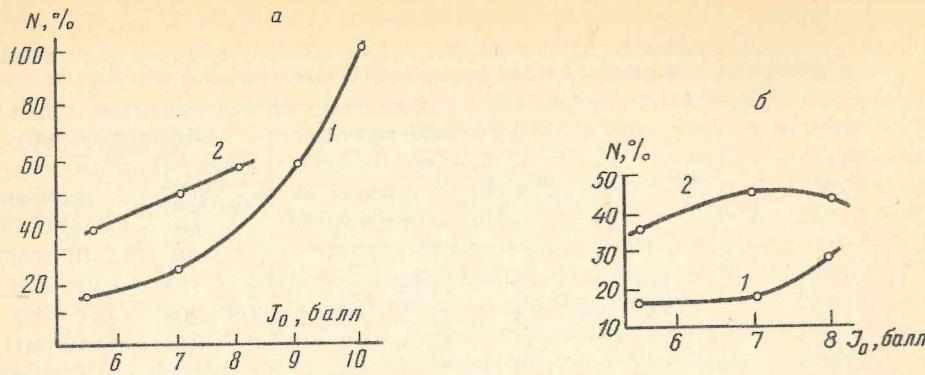


Рис. 3. Графики приуроченности землетрясений Южных Карпат к максимумам циклов солнечной активности для интервалов времени $-1 \div +1$ год (1) и $-2 \div +2$ года (2): а — стандартизованных; б — реальных

Гистограммы составлены как для реальных, так и для стандартизованных циклов.

На основании имеющихся гистограмм подсчитан процент землетрясений различной интенсивности относительно максимумов солнечных циклов (табл. 2) и построены графики приуроченности землетрясений Южных Карпат к максимумам циклов солнечной активности (рис. 3).

Результаты выполненных работ

Анализ хронологического графика и гистограмм (рис. 1, 2) связи землетрясений Южных Карпат с экстремумами солнечной активности позволяет сделать следующие выводы.

1. Определенная связь землетрясений Южных Карпат с солнечной активностью проявляется уже на графиках реальных циклов, однако гораздо более четко выражена эта связь на графике стандартизованных циклов.

2. Для всей совокупности землетрясений с $I_0 \geq 5,5$ (рис. 2) наблюдается: а) общее увеличение частоты землетрясений к максимуму солнечного цикла, причем оно происходит как по нисходящей, так и по восходящей ветви; б) наличие на общем фоне нескольких пиков. На гистограмме реальных значений особо выделяются два пика: первый за 2-й год до максимума и второй — через 4—5 лет после максимума (второй пик более значительный). На гистограмме стандартных циклов наблюдаются три пика: первый — за 4—3 года до максимума, второй — через 1—2 года после максимума, третий — через 3—4 года после максимума.

3. Для совокупности землетрясений с $I_0 \geq 7$ (рис. 2) общее возрастание частоты землетрясений к максимуму цикла сохраняется только на гистограмме стандартизованных циклов, где это видно очень отчетливо. Что касается гистограмм реальных циклов, то здесь по-прежнему имеются два максимума (описаны выше).

4. Для совокупности землетрясений с $I_0 \geq 8$, представляющих для нас наибольший интерес, поскольку именно они ощущаются на территории СНГ вплоть до Москвы, а на территории Одесской области и Молдовы могут быть разрушительными, на обоих графиках (рис. 2) выделяются пики, связанные с максимумами солнечной активности. При этом на гистограмме реальных циклов достаточно симметричный главный пик сочетается с тремя однолетними пиками: первым — за 5—4 года до максимума, вторым и третьим — через 2—3 и 4—5 лет после максимума соответственно. В период за 4—3 года до землетрясений и спустя 1—2, 3—4 и 5—7 лет после него сейсмические толчки

подобного масштаба не отмечены. На гистограмме стандартизованных циклов наблюдается достаточно равномерное распределение землетрясений по годам цикла, за исключением резкого пика в год, предшествующий солнечному максимуму, и менее отчетливого пика через 1—2 года после солнечного максимума.

5. Проанализирована степень связи землетрясений различного ранга с максимумами солнечной активности. В табл. 2 и на рис. 3 хорошо видно, что эта связь заметно возрастает при увеличении интенсивности землетрясений. Так, для толчков с интенсивностью в эпицентре $I_0 \geq 8$ для стандартизованных циклов 57% землетрясений приурочены к 4-летнему периоду — от 2 лет до максимума солнечной активности до 2 лет после максимума. Поскольку максимумы солнечной активности имеют обычно трехлетнюю продолжительность (рис. 1), этот четырехлетний период охватывает весь период максимальной активности солнца.

Таким образом, частота сильных землетрясений Южных Карпат в эти 4 года составляет 14,3% от общего числа землетрясений, а в остальные 7,2 года — 5,9%.

6. Изучение табл. 2 и рис. 3 позволяет сделать по крайней мере три важных вывода:

1) выявленная закономерность гораздо более отчетливо проявляется на стандартизованных циклах. Для периода $-2 \div +2$ года наблюдается четкое равномерное возрастание частоты землетрясений, для периода $-1 \div +1$ год нет той плавности, видимой на соответствующем графике для стандартизованных циклов. Таким образом, при сейсмопрогностических анализах солнечных ритмов необходимо пользоваться только стандартизованными циклами солнечной активности.

2) степень возрастания частоты землетрясений в период $-1 \div +1$ год на обоих графиках выше, чем для периода $-2 \div +2$ года, что является дополнительным подтверждением связи сильных сейсмических толчков Южных Карпат именно с максимумами солнечной активности.

3) при увеличении энергетического класса землетрясений связь с максимумами солнечной активности возрастает (чем сильнее землетрясение, тем теснее связь). Это позволяет с большей долей уверенности утверждать, что если в Южных Карпатах произойдет экстраординарное землетрясение (с балльностью в эпицентре 9—11), то оно произойдет именно за 2 года максимальной солнечной активности. Вероятность для гипотетического 9-балльного толчка — более 60%, для 10- и 11-балльных — 100%.

7. Исходя из приведенных закономерностей, можно предположить, что следующие сильные землетрясения Южных Карпат, которые могут ощущаться в Одессе, наиболее вероятны в 1997—1998 и 2000—2003 гг. (вероятнее всего в 2001—2002 гг.). Сильные землетрясения Южных Карпат, ощущаемые в Одессе, в другие годы предстоящих 10—15 лет возможны, но мало вероятны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Витинский Ю. И., Копецкий М. А., Куклин Г. В. Статистика пятнообразовательной деятельности Солнца. М.: Наука, 1986.
2. Голованов Л. В. Созвучий полное в природе. М.: Мысль, 1977.
3. Дружинин И. П., Хамьянова Н. В. Солнечная активность и переломы хода природных процессов на Земле. М.: Наука, 1969.
4. Землетрясения в СССР за 1976—1988 гг. М.: Наука, 1978—1990.
5. Куликовский В. Г. Справочник любителя астрономии. М.: Физматгиз, 1961.
6. Мирошниченко Л. И. Солнечная активность и Земля. М.: Наука, 1981.
7. Монин А. С. Солнечный цикл. Л.: Гидрометеоиздат, 1980.
8. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977.
9. Руссо П. Землетрясения. М.: Прогресс, 1966.
10. Чижевский А. Л., Шишина Ю. Г. В ритме Солнца. М.: Наука, 1969.

УДК 624.131

© 1995 г. В. Т. ТРОФИМОВ, д. г. зилинг

О РОЛИ ПОДХОДА ПРИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ

Рассматривается содержание понятий «принципы» и «признаки» инженерно-геологического районирования и «подходы» к нему. Оценивается роль подхода к содержанию и направленности районирования. Приводятся примеры инженерно-геологического районирования, осуществленные с использованием разных к нему подходов.

Разработка проблемы инженерно-геологического районирования насчитывает более пяти десятилетий и в целом может считаться близкой к завершению. Однако некоторые вопросы возникают вновь (в частности, использование количественных методов при районировании), другие — требуют своего повторного осмысливания и интерпретации. С одной стороны, это связано со сложностью проблемы, развитием методов районирования и наличием различных точек зрения у исследователей на этот вопрос, с другой — появлением в последние годы новых подходов к районированию, обусловленных становлением экономических методов управления и необходимостью формирования научной базы рационального природопользования и эколого-геологической оценки территории. Все эти позиции в той или иной мере нашли отображение в публикациях как отечественных, так и зарубежных ученых. Фундаментальные проблемы инженерно-геологического районирования рассмотрены в монографиях [7—9] и обобщающих статьях [2—6, 10—14]. Следует отметить, что в предыдущие годы достаточно острая дискуссия велась о содержании инженерно-геологического районирования, принципах, признаках и системах районирования. Можно констатировать, что в настоящее время, судя по отсутствию новых публикаций по этим вопросам в течение последних четырех лет (1990—1993 гг.), исследователи (или, по крайней мере, большинство из них) пришли к общим позициям в этих вопросах.

Показано [13], что «принципы» и «признаки» районирования — понятия совершенно различные. Первые (принципы) представляют собой те логические правила, которые обязан соблюдать исследователь при осуществлении любого типа и вида инженерно-геологического районирования. Признак же района — это выбранные и обоснованные конкретным исследователем критерии (показатели разного содержания), на основе которых производится выявление и ограничение совокупности индивидуальных территориальных элементов при региональном (индивидуальном) районировании, классификация (типовизация) территориальных единиц определенного ранга при типологическом районировании или оценка сложности инженерно-геологических условий при оценочном районировании.

Подчеркнем еще раз, что выбор признаков района имеет чрезвычайно важное значение. «Качественное выполнение этой операции (выбор признаков) по существу определяет направленность, содержание и глубину инженерно-геологического районирования. Такое значение этому вопросу придается еще и потому, что выбор и систематизация признаков осуществляются

на самом первом этапе работ по районированию, предшествующем выявлению и ограничению территориальных единиц разного ранга, проведению на карте границ между выделенными единицами в тех местах, где эти признаки изменяются» [14, стр. 15].

Чем же определяется выбор признаков районирования? Вслед за [14] утверждаем, что он определяется «подходом к инженерно-геологическому районированию». Именно *подход к районированию регламентирует природу и качество его признаков*, которые выбирает и обосновывает конкретный исследователь.

В настоящее время в практике инженерно-геологического районирования используются различные к нему подходы. Это следует из таких широко используемых словосочетаний, как «геолого-структурный подход к районированию», «морфогенетический подход», «зональный подход», «подход к районированию, основанный на анализе закономерностей пространственного изменения инженерно-геологических условий, обусловленных взаимодействием региональных и зональных геологических факторов», «целевой подход при районировании», «подход к районированию, основанный на использовании качественных признаков», «подход к районированию, основанный на использовании количественных признаков» и др.

Исходя из этого, надо признать, что именно подход к инженерно-геологическому районированию определяет теоретический базис, идеологию выбора исследователем критерии при осуществлении районирования, его направленность и содержание. Поэтому утверждение, что «подход к инженерно-геологическому районированию определяет природу и качество признаков района», представляется правомочным. Покажем это на примере платформенных территорий европейской части бывшего СССР.

Хорошо известно, что закономерность пространственного изменения инженерно-геологических условий определяется тремя основными факторами: геолого-структурным планом, морфогенетическим устройством территории и влиянием зональных геологических факторов. Геолого-структурный план территории — продукт истории ее развития и представляет собой мозаику геологических структур, сформировавшихся в различные этапы тектогенеза, местами существенно перестроенных на новейшем тектоническом этапе. Морфогенетические типы рельефа отражают различия его генетико-возрастных черт и рельефообразующие отложения. Главную роль в их формировании сыграли неотектонические движения, многократные материальные оледенения и морские трансгрессии. Зональность современного климата и палеоклиматов определила зональность инженерно-геологических условий, которая отражается через температурный режим верхней части толщи пород (их состояние), степень их увлажнения и засоления, а также свойства грунтов, особенно дисперсных.

Учитывая это, можно использовать при районировании, исходя из теоретико-идеологических позиций разных исследователей, неодинаковые к нему подходы (даже, если ограничиться вышеприведенной их выборкой). Естественно, что при этом мы получим разный набор классификационных признаков района и принципиально разные схемы района, которые в неодинаковой степени отвечают названию «инженерно-геологическая», но которые именно так называют авторы. Проиллюстрируем это конкретно на примере геолого-структурного, морфогенетического и зонального подходов к инженерно-геологическому районированию выше-названной территории. Эти подходы выбраны целенаправленно, поскольку при осуществлении каждого из них может быть реализован логический вариант района с использованием единственного (по своей природе) признака.

Схема района, созданная на основе реализации геолого-структурного подхода. На его основе в пределах территории могут быть обособлены

Систематика тектонических структур по В. Е. Ханну [15, 16]

Систематика тектонических структур по Н. И. Николаеву и В. И. Бабаку [1]			
Тектонический заложения	Классы (по глубине заложения)	Иерархические уровни структуры	Систематика неотектонических структур по Н. И. Николаеву и В. И. Бабаку [1]
Несколько тысяч	I Континенты и океаны II Материковые платформы и орогенные пояса	Континенты и океаны Структуры	I — II Несколько тысяч
Литосферного заложения	1000—2000 500—1000	III Шиты, плиты, зоны перикратонных опусканий, сводово-глыбовые горные страны IV Синеклизы, антиклизы, авлакогены; предгорные и межгорные прогибы, сводово-глыбовые поднятия мегантинклиноид и мегасинклиноид; интракратонные геосинклинали	Материковые платформы с разновозрастным складчатым основанием и орогенные пояса Щиты, плиты (субглобальные структуры) Геоблоки — главнейшие ступени рельефа фундамента и земной поверхности, отвечающие антиклизам, синеклизам, массивам, их системам
Глубинные корровые	150—300	V Своды, метавалы, впадины; горст-метавантиклинали, грабен-метасинклинали	Метаблоки — мегавалы, своды, соразмерные им структуры
«Чехольные»	Десятки, первые сотни	VI Купола, валы, мульды, прогибы	Макроблоки — крупные части метаблоков, ступени
	—	—	Сложные блоки (мезаблоки) — вады, впадины
	—	—	Блоки (элементарные структуры) — части, ступени мезаблоков
	—	—	Локальные структуры

(вычленены) региональные геологические структуры, сформировавшиеся на протяжении длительной геологической истории своего развития. Несмотря на кажущуюся простоту такого подхода, при его практической реализации возможны три варианта. Первый из них — тектонический, когда крупные структуры обособляются по возрасту складчатости; для платформенных структур — по времени превращения геосинклинальной области в платформенную, для орогенов — по времени становления горноскладчатого сооружения эпиплатформенного или эпигеосинклинального типа. Второй вариант — неотектонический, когда границы структуры (ее плановое положение) определяются по последней стадии (неотектонической) ее активизации и выраженности в современном рельефе. Возможен третий вариант, смешанный, когда структуры планетарного ранга выделяются по возрасту складчатости, а более мелкие — по последней фазе неотектонической активизации. Классическим примером может служить южная периферия Русской плиты, испытавшая существенные структурные перестройки в новейший этап тектонического развития. Только в неогене здесь оформились современные очертания Воронежской и Приволжской возвышенностей, Окско-Донской равнины и ряда других, более мелких структур.

Признаками выделения таксонов районирования различных таксономических уровней при геолого-структурном подходе следует считать протяженность структур и глубины их заложения. Эти критерии были использованы В. Е. Ханиным, Н. И. Николаевым и В. И. Бабаком при систематике тектонических и неотектонических структур. Сопоставление этих классификаций и иерархическая соподчиненность структур приводятся в таблице. Более подробно этот вопрос рассмотрен в публикации [5].

С использованием геолого-структурного подхода и рассмотренных выше признаков районирования в пределах территории бывшего СССР выделяется 20 таксонов первого порядка, включающих крупные планетарные структуры типа платформ, эпиплатформенных орогенов, орогенов промежуточного типа, эпигеосинклинальных прогибов и рифтогенов. В свою очередь таксоны первого порядка были подразделены на таксоны второго порядка, получившие собственные названия, заимствованные, как правило, от наименования формирующей регион структуры. Время завершения формирования выделенных структур было конкретизировано не только к последнему этапу тектогенеза, но и к отдельным его fazам, включая и четвертичную активизацию неотектонических движений. По сути завершения формирование каждой конкретной структуры дискретно по времени и определяется ходом ее геологического развития.

Каждый таксон второго порядка чаще всего соответствует одной крупной структуре типа антиклизы, синеклизы, авлакогена, предгорного прогиба для платформ, мегаантинклиноидов и мегасинклиноидов для орогенов. В ряде случаев в качестве таксонов второго порядка рассмотрены сложные структурные зоны, крупные наложенные впадины и межгорные прогибы. Иногда, при сложном структурном строении территории, выделяются более дробные таксономические единицы (таксоны третьего и четвертого порядков). Однако подход к их выделению остается неизменным — геолого-структурным.

Применительно к Восточно-Европейской территории, взятой в качестве эталонной и охватывающей платформенные структуры европейской части бывшего СССР, в результате проведенного последовательного районирования были выделены следующие инженерно-геологические таксоны первого порядка (отвечающие структурам III иерархического уровня таблицы): Балтийский щит, Русская плита, Тимано-Печорская плита, Скифская плита, Прикаспийский перикратонный прогиб (рис. 1). Все они подразделены на таксоны второго порядка (структуры IV уровня, см. таблицу). Как видно из названий регионов (см. рис. 1), они соответствуют крупным массивам, антиклизам, синеклизам, авлакогенам, предгорным прогибам, интракратонным геосинклиналям и слож-

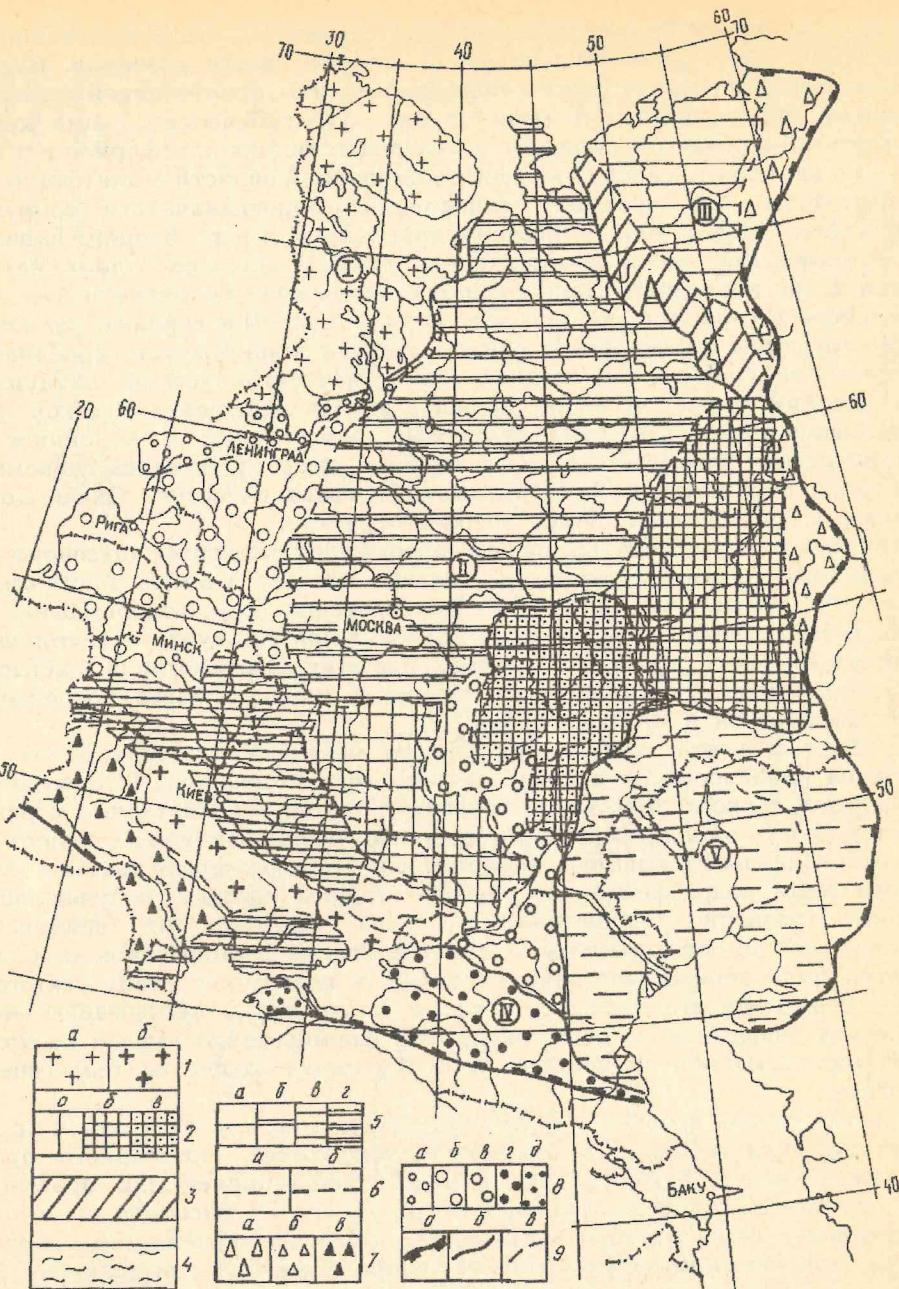


Рис. 1. Схема районирования Восточно-Европейской платформенной территории, составленная с использованием геолого-структурного подхода: I—V — таксоны первого порядка: I — Балтийский щит; II — Русская плита; III — Печоро-Тиманская плита; IV — Скифская плита; V — Прикаспийский перикратонный прогиб. 1—8 — таксоны второго порядка: I — щиты и массивы: а — Балтийский, б — Воронежский; 2 — антеклизы и крупные сводовые поднятия: а — Тиманский, б — Уральский; 3 — крупные горстовые поднятия: а — Донецкий; 4 — интакратонные геосинклинали: а — Приволжский, б — Приднепровский; 5 — синеклизы и крупные впадины: а — Печорский, б — Московский; 6 — перикратонные прогибы: а — Балаклавский, б — Керченский; 7 — предгорные прогибы: а — Предсевероуральский, б — Предуральский, в — Предкарпатский; 8 — сложные структурные зоны: а — Прибалтийско-Беломорский, б — Белорусско-Литовский, в — Окса-Донской и Ергенинский, г — Предкавказский; 9 — границы: а — Восточно-Европейской платформенной территории, б — таксонов 1-го порядка, в — таксонов 2-го порядка.

ным структурным зонам, состоящим из системы структур более низких иерархических уровней (V—VI в таблице).

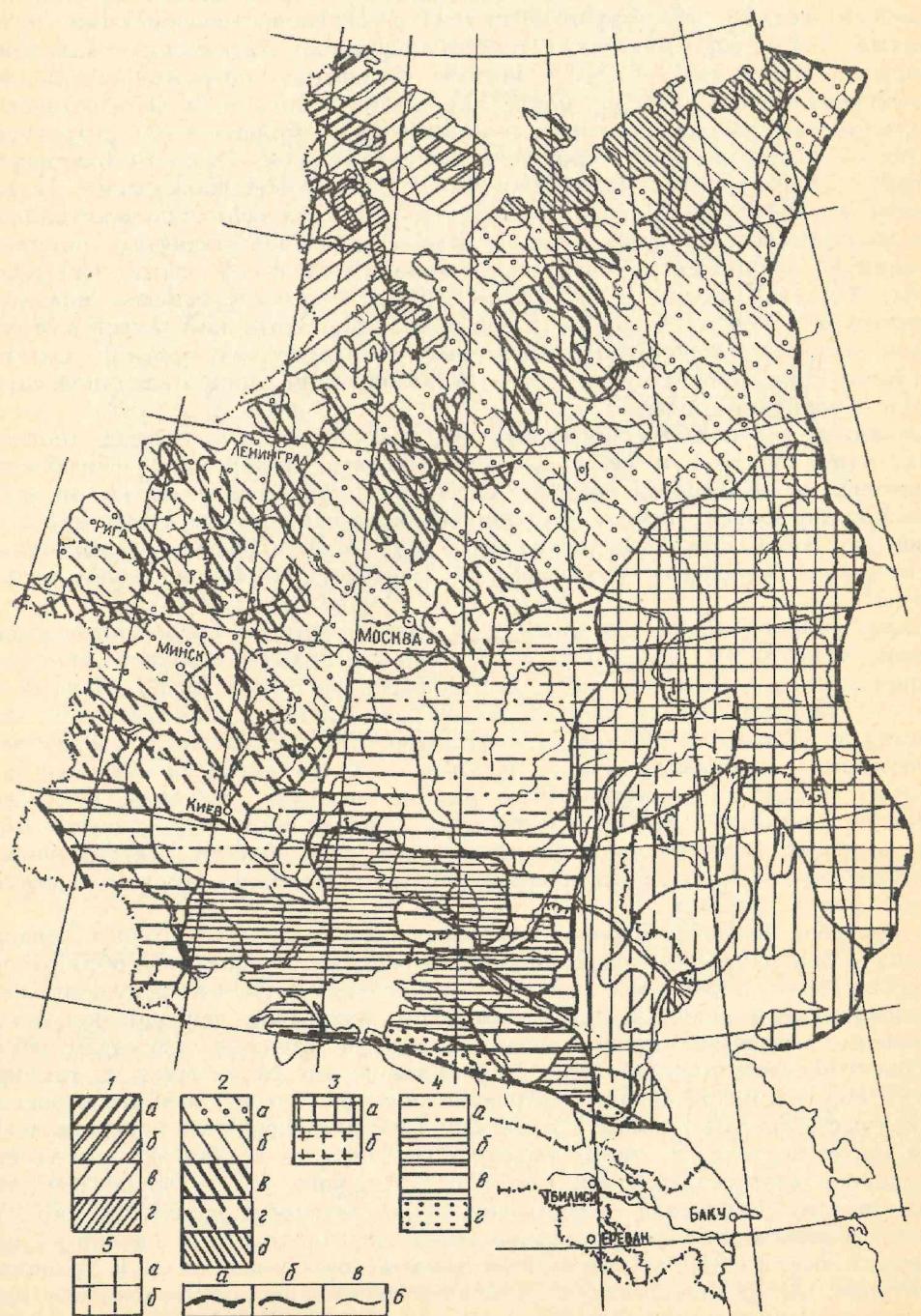
Наименования большинства таксонов второго порядка соответствуют названию общеизвестных крупных платформенных структур европейской части бывшего СССР и не требуют пояснения. Часть таксонов (8а—8д на рис. 1) отличается более сложным структурным строением и нуждается в комментарии. Прибалтийско-Беломорский таксон в структурном отношении представляет собой погруженный склон Балтийского щита с моноклинально залегающим осадочным чехлом, сформированным силуро-верхнепротерозойскими отложениями. Беломорско-Литовский таксон охватывает Латвийскую седловину, Белорусско-Литовский массив и южную периферию погруженного склона Балтийского щита в пределах центрального девонского поля. Окса-Донской и Ергенинский таксон совпадает с наложенной отрицательной структурой на периферическую часть Воронежской антеклизы, Рязано-Саратовский прогиб и Ергенинскую часть Скифской плиты. Предкавказский таксон охватывает структурную зону, включающую в себя серию положительных и отрицательных структур: Ставропольское сводовое поднятие, эпилатеральную зону Северо-Кавказской активизированной части Скифской плиты, Терско-Кумскую и восточное крыло Индоло-Кубанской впадины, Маныческий и Терско-Каспийский прогибы. Северокрымский таксон в структурном плане соответствует одноименному предгорному прогибу, Симферопольско-Евпаторийскому поднятию, Альминской впадине и западной части Индоло-Кубанского прогиба.

Оценивая результаты районирования, выполненного на основе геолого-структурного подхода к нему, следует отметить, что помимо обособления территорий, отличающихся историей своего геологического развития, он опосредованно позволяет оценить формационный состав формирующих их отложений, но почти полностью игнорирует учет мощного чехла четвертичных отложений и зональных геологических факторов инженерно-геологических условий.

Схема районирования, созданная на основе реализации морфогенетического подхода к нему. Использование этого подхода также позволяет обособить инженерно-геологические таксоны разных иерархических уровней. Первый из них, как индивидуальная или типологическая единица районирования, выделяется по генезису и формам рельефа. При этом обособляются территории, отличающиеся направленностью геологического развития в плиоцен-четвертичное время и направленностью неотектонических движений, что обуславливает специфику генетико-возрастных черт рельефа и в определенной мере комплекс формирующих его отложений. Это области денудационных, денудационно-аккумулятивных и аккумулятивных равнин, сложенных породами определенного генезиса.

В пределах Восточно-Европейской территории выделены таксоны первого порядка — денудационные возвышенности и равнины с ледниковой обработкой; аккумулятивные ледниковые и водо-ледниковые равнины; денудационные возвышенности и равнины на палеозойском основании; денудационно-аккумулятивные перигляциальные возвышенности и равнины; аккумулятивные морские и эоловые равнины (рис. 2). Каждая из них разделяется на таксоны второго порядка по различиям в строении рельефа и геологического строения верхней части разреза (генезису рельефообразующих пород). Они представляют собой морфогенетические типы рельефа более низкого уровня, которые могут выступать в качестве таксонов как индивидуального, так и типологического районирования. В пределах территории аккумулятивных равнин им соответствуют: ледниковые и флювиогляциальные возвышенности и равнины, водо-ледниковые, зандровые, морские и эоловые равнины и т. д. В границах территории денудационно-аккумулятивных возвышенностей и равнин — это лессовые равнины на днепровской морене или скифских глинах, денудационные

возвышенности и плато с чехлом лёссовых пород, наклонные предгорные равнины на грубообломочной молассе с чехлом лёссовых отложений. В пределах денудационных возвышенностей и равнин второго уровня выделяются по субстрату цоколя и перекрывающему маломощному чехлу четвертичных отложений. Полный их перечень приведен в подрисуночной подписи к рис. 2.



Этот подход позволяет дать более объективную оценку инженерно-геологических условий приповерхностной части разреза изучаемой территории и через вещественный состав пород и рельеф выявить ведущие парагенетические комплексы экзогенных геологических процессов и опосредованно судить о глубине залегания вод первого от поверхности безнапорного водоносного горизонта. Для полноты отражения инженерно-геологических условий не хватает только информации о состоянии, влажности и засоленности пород.

Схема районирования, созданная на основе реализации зонального подхода. Этот подход базируется на учете влияния изменений соотношений тепла и влаги на состояние грунтов верхних частей разреза геологической среды. В качестве признаков районирования [11] использованы фазовое состояние влаги в породах и степень их увлажненности. По первому признаку выделяются два таксона первого уровня: территория преимущественного распространения многолетнемерзлых пород и территория распространения немерзлых и талых пород. По второму признаку эти таксоны подразделяются соответственно на три и два таксона второго порядка (рис. 3).

Зональный подход к районированию позволяет учитывать такие факторы инженерно-геологических условий, как современное состояние пород, типы грунтовых вод, зональную приуроченность многих геологических процессов, условия формирования поверхностного стока, т. е. группу факторов, связанных с различными соотношениями тепла и влаги и имеющих четкое широтное зональное распространение на равнинных территориях и высотную поясность в горах.

Эти материалы убедительно свидетельствуют, что в зависимости от подхода к районированию исследователь для одной и той же территории выбирает разные его признаки и, естественно, получает принципиально различные схемы инженерно-геологического районирования. Это станет еще более доказательным, если мы мысленно составим схему районирования, основанную на использовании признаков, определенных «подходом, сформулированным И. В. Поповым» [7, 9, 10], а также на «анализе закономерностей пространственного изменения инженерно-геологических условий, обусловленных взаимодействием региональных и зональных геологических факторов».

Выводы

- Подход к инженерно-геологическому районированию наряду с принципами районирования представляет собой важнейшую теоретико-методологическую позицию районирования. Он (подход) определяется теоретическими взглядами исследователя и целевой направленностью работ. Подход к районированию должен четко формулироваться в каждой разработке.

Рис. 2. Схема районирования Восточно-Европейской платформенной территории, составленная с использованием морфогенетического подхода. 1—5 — таксоны 1-го порядка: 1 — денудационные возвышенности и равнины с ледниковой обработкой. С таксонами 2-го порядка: а — низкогорья, б — денудационные возвышенности и кряжи, в — ледниковые равнины на цоколе из кристаллических пород, г — морские равнины на цоколе из кристаллических и ледниковых пород; 2 — аккумулятивные ледниковые и водно-ледниковые равнины: а — ледниковые и флювиогляциальные равнины и возвышенности, б — ледниково-морские равнины, в — озерно-ледниковые равнины, г — зандровые равнины, д — морские равнины на ложе из разновозрастных ледниковых и ледниково-морских отложений; 3 — денудационные возвышенности и равнины: а — денудационные возвышенности с маломощным чехлом элювиально-делювиальных отложений, б — сыртовая равнина на цоколе из терригенно-карбонатных пород; 4 — денудационно-аккумулятивные перигляциальные возвышенности и равнины: а — лёссовые равнины на днепровской морене, б — лёссовые равнины на скифских глинах и неогеновых морских отложениях, в — денудационные возвышенности и плато с чехлом лёссовых пород, г — наклонные предгорные равнины на грубообломочной молasse с чехлом лёссовых отложений; 5 — аккумулятивные морские и эоловые равнины; а — морские равнины южных морей, б — эоловые равнины; б — границы: а — Восточно-Европейской платформенной территории, б — таксонов 1-го порядка; в — таксонов 2-го порядка

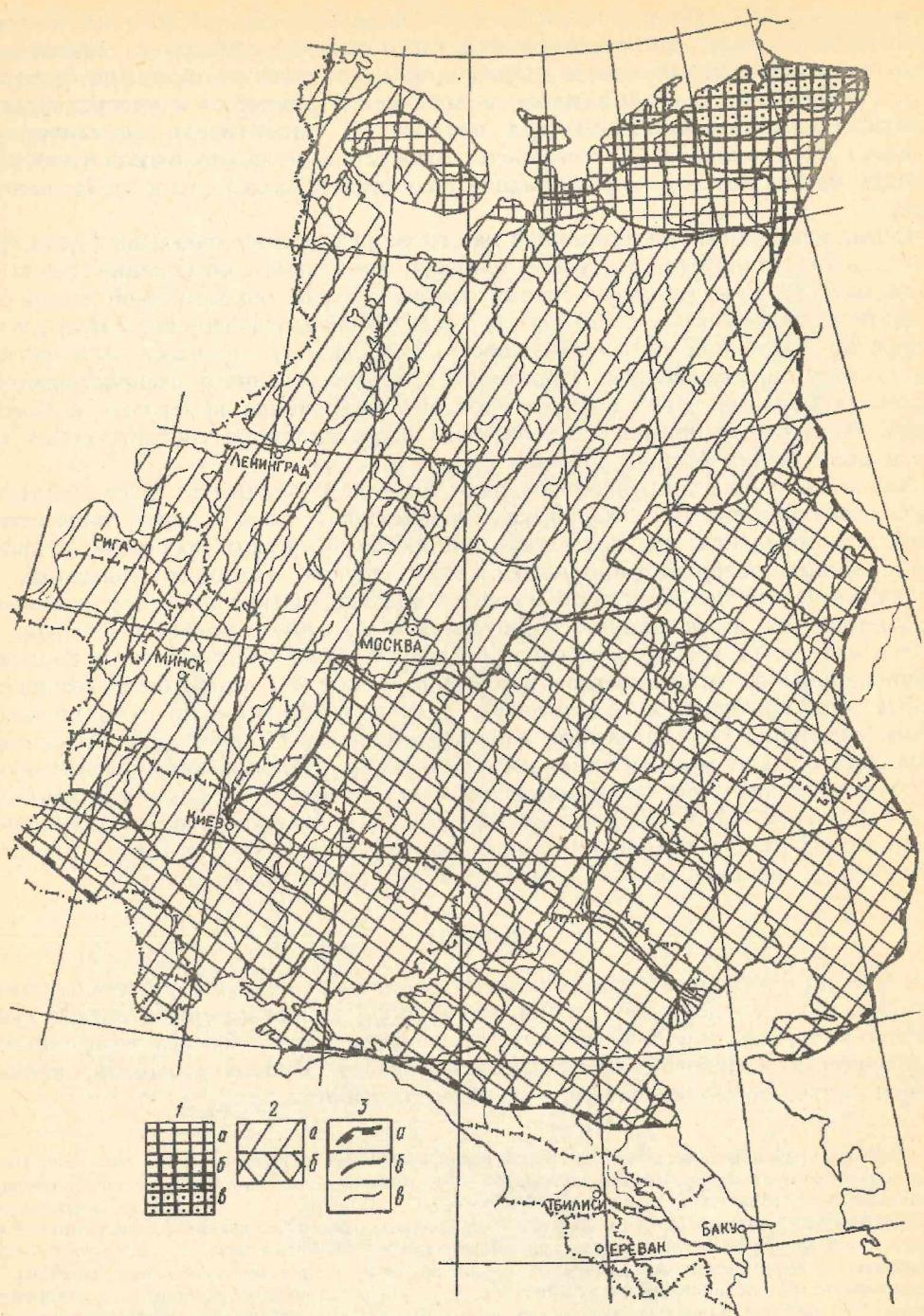


Рис. 3. Схема районирования Восточно-Европейской платформенной территории, составленная с использованием зонального подхода; 1, 2 — таксоны первого порядка: 1 — территория преимущественного распространения многолетнемерзлых пород с таксонами 2-го порядка: а — редкоостровного развития многолетнемерзлых пород с температурой от 0° до минус 1° С; б — прерывистого распространения многолетнемерзлых пород с температурой минус 1—3° С; в — практически сплошного распространения многолетнемерзлых пород с температурой ниже минус 3° С; 2 — территория распространения немерзлых и талых пород: а — сильно увлажненных пород, б — слабо и умеренно увлажненных пород; 3 — границы: а — Восточно-Европейской платформенной территории, б — таксонов 1-го порядка, в — таксонов 2-го порядка

2. Подход к инженерно-геологическому районированию регламентирует природу и качество признаков районирования, а следовательно, инженерно-геологическую направленность и глубину последнего. В этом отношении подход к инженерно-геологическому районированию первичен, а признаки районирования — вторичны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бабак В. И., Башилов В. И., Гаврюшова Е. А. и др. Геоморфолого-неотектоническое районирование//Почвенно-геологические условия Нечерноземья. М.: Изд-во МГУ, 1984. С. 53—57.
- Бондарик Г. К. Методика количественной оценки инженерно-геологических условий и специального инженерно-геологического районирования//Инж. геология. 1982. № 4. С. 82—89.
- Голодковская Г. А. Принципы инженерно-геологической типизации месторождений полезных ископаемых//Вопр. инж. геологии и грунтоведения. М.: Изд-во МГУ, 1983. № 5. С. 365—369.
- Ершова С. Б. Основные положения инженерно-геологической типизации поверхности Земного шара//Инж. геология. 1979. № 3. С. 31—43.
- Зилинг Д. Г. Вопросы теории и практики инженерно-геологического районирования//Инженерно-геологическое картирование. М.: Наука, 1989. С. 103—106.
- Зилинг Д. Г. Опыт типизации геологической среды Нечерноземной зоны РСФСР//Природные условия Нечерноземной зоны РСФСР. М.: Изд-во МГУ, 1982. Т. 1. С. 86—105.
- Инженерная геология СССР. Том 1. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 9—38.
- Сергеев Е. М. Инженерная геология. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 243—253.
- Теоретические основы инженерной геологии. Геологические основы. М.: Наука, 1985. 331 с.
- Трофимов В. Т. Теоретические вопросы инженерно-геологического районирования//Вестн. МГУ. Сер. Геология. 1979. № 1. С. 64—74.
- Трофимов В. Т. О путях учета закономерностей пространственной изменчивости инженерно-геологических условий при районировании крупных территорий//Инж. геология. 1979. № 1. С. 38—46.
- Трофимов В. Т. Инженерно-геологическая типизация и районирование территорий//Инж. геология. 1982. № 6. С. 47—51.
- Трофимов В. Т. Принципы, признаки, логические варианты и системы инженерно-геологического районирования//Состояние и перспективы инженерно-геологического картирования и съемок. М.: ВСЕГИНГЕО, 1983. С. 22—23.
- Трофимов В. Т. О содержании ряда фундаментальных понятий региональной инженерной геологии//Инж. геология. 1986. № 5. С. 10—22.
- Хайн В. Е. Основные типы тектонических структур, особенности и причины их развития//Докл. сов. геологов на МГК. XXI сессия, проблема № 18. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 89—99.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. С. 39—49.

МГУ

Поступила в редакцию
14.IX.1993

УДК 532.5.01.536.24

© 1995 г. Л. Я. КОСАЧЕВСКИЙ, Л. С. СЮИ

О ПРОБЛЕМЕ «САМОЗАХОРОНЕНИЯ» РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ

Решена задача о движении сферического контейнера с радиоактивными отходами в плавящейся горной породе под действием собственного веса. Плавление происходит за счет тепла, выделяемого отходами при радиоактивном распаде. Определены скорость погружения и поле температур. Получено выражение для предельно допустимого радиуса, при котором контейнер остается в твердом состоянии. Исследована зависимость этого радиуса и соответствующей скорости погружения от теплопроводности контейнера. Результаты иллюстрируются численными примерами для случаев погружения в базальт, гранит и кварц.

Проблема окончательного удаления радиоактивных отходов (РАО) в настоящее время стала весьма актуальной. Сейчас она решается путем захоронения отверженных РАО в глубинные геологические формации. Во избежание выхода активности в биосферу глубина захоронения должна быть достаточно большой, порядка нескольких сотен метров. Такие подземные сооружения требуют значительных материальных затрат. К тому же долговременный прогноз их состояния не надежен. Это заставляет искать другие варианты решения проблемы. Рассматривается возможность заброса РАО ракетами в дальний космос. Но опасность глобального загрязнения атмосферы не позволяет пренебрегать даже малой вероятностью аварии ракеты при запуске. Интенсивно разрабатываются различные способы переработки РАО. Однако существующие способы не пригодны для любых радионуклидов, а в ряде случаев после переработки остается часть высокоактивных отходов, требующих захоронения. В последнее время все большее внимание привлекает возможность удаления РАО путем их «самозахоронения» [4]. При этом отходы, помещенные в тугоплавкий контейнер, благодаря тепловыделению (за счет радиоактивного распада) проплавляют горную породу и погружаются в нее под действием собственного веса. Вариант самозахоронения представляется привлекательным как с экономической, так и с экологической точек зрения. Для его практической реализации необходимо провести теоретическое исследование движения контейнера с РАО в различных горных породах, определить скорость погружения и характеристики контейнера, обеспечивающие его сохранение в твердом состоянии. Движение теплового источника в плавящейся среде изучалось в работах [5, 6]. Источник рассматривался в виде однородных шара и цилиндра. Температура его поверхности предполагалась также однородной. Это предположение позволяет существенно упростить математическое решение задачи, однако, как показано в работах [1, 2], оно не соответствует действительности. В нижней критической точке сферического источника температура весьма незначительно превышает температуру плавления среды, а в верхней она может быть в несколько раз выше и возрастает с увеличением радиуса. Таким образом, существует предельно допустимый радиус, при котором эта температура достигает точки плавления материала контейнера.

В настоящей работе получено решение более общей задачи, учитывающее толщину сферического контейнера. Определены скорость погружения и поле

температур внутри и в стенке контейнера. Показано, что с увеличением ее теплопроводности скорость погружения и предельно допустимый радиус увеличиваются. Рассмотрены численные примеры погружения в базальт, гранит и кварц.

Стационарное осесимметричное распределение температуры в области, занятой РАО, $T(r, \xi)$ удовлетворяет уравнению Пуассона

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial T^i}{\partial r} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left[(1 - \xi^2) \frac{\partial T^i}{\partial \xi} \right] = -\frac{q}{k_i} r^2, \quad (1)$$

а в стенке контейнера $T^c(r, \xi)$ — уравнению Лапласа

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial T^c}{\partial r} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left[(1 - \xi^2) \frac{\partial T^c}{\partial \xi} \right] = 0. \quad (2)$$

$$\xi = \cos \theta$$

На внутренней границе стенки $r = R_i$ должны выполняться условия непрерывности температуры и потока тепла:

$$T^i(R_i, \xi) = T_c(R_i, \xi), \quad k_i \frac{\partial T^i}{\partial r}(R_i, \xi) = k_c \frac{\partial T^c}{\partial r}(R_i, \xi), \quad (3)$$

r и θ — сферические координаты текущей точки, q и k_i — удельная тепловая мощность и теплопроводность РАО, k_c — теплопроводность стенки контейнера.

Решение задачи (1)–(3) имеет вид

$$T^i(r, \xi) = T_m + \frac{4}{3} \frac{qR_i^2}{k_i} \left[\frac{1}{8} (1 - r^*)^2 + \sum_{n=0}^{\infty} D_n r^{*n} P_n(\xi) \right],$$

$$T^c(r, \xi) = T_m + \frac{4}{3} \frac{qR_i^2}{k_i} \sum_{n=0}^{\infty} (A_n r^{*n} + B_n^{-g-1}) P_n(\xi), \quad (4)$$

$$r^* = \frac{r}{R_i}$$

где T_m — температура плавления среды, $P_n(\xi)$ — полиномы Лежандра, а произвольные постоянные связаны соотношениями

$$A_0 = D_0 - \frac{k_i}{4k_c}, \quad B_0 = \frac{k_i}{4k_c}, \quad (5)$$

$$A_n = \frac{D_n}{2n+1} \left(n \frac{k_i}{k_c} + n + 1 \right), \quad B_n = \frac{D_n n}{2n+1} \left(1 - \frac{k_i}{k_c} \right), \quad n = 1, 2, \dots$$

При этом на внешней границе контейнера $r = R$ имеем выражения для числа Стефана:

$$S(\xi) = \frac{c_p}{h} [T^c(R, \xi) - T_m] = \frac{4}{3} v \sum_{n=0}^{\infty} C_n P_n(\xi) \quad (6)$$

и потока тепла:

$$-k_c \frac{\partial T^c}{\partial r}(R, \xi) = \frac{4}{3} \frac{qR_i^2}{R} \left[\frac{1}{4} \frac{R_i}{R} - \sum_{n=1}^{\infty} n \Gamma_n C_n P_n(\xi) \right]. \quad (7)$$

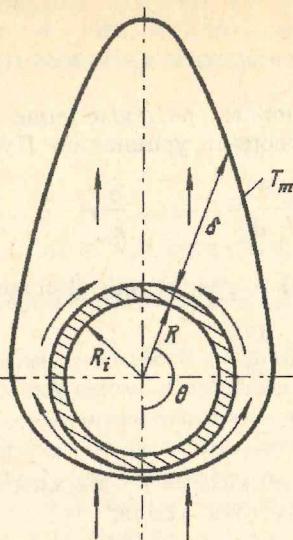


Рис. 1. Физическая модель и геометрия задачи

Параметр v , постоянные C_n и коэффициенты Γ_n определяются формулами

$$\begin{aligned} v &= \frac{c_p q R_i^2}{h k_i}, \quad C_0 = D_0 - \frac{k_i}{4k_c} \left(1 - \frac{R_i}{R} \right), \\ C_n &= D_n \Omega_n \left(\frac{R}{R_i} \right)^n, \\ \Gamma_n &= \frac{1}{\Omega_n} \left\{ 1 + \frac{n+1}{2n+1} \left(\frac{k_c}{k_i} - 1 \right) \left[1 - \left(\frac{R_i}{R} \right)^{2n+1} \right] \right\}, \\ \Omega_n &= 1 - \frac{n}{2n+1} \left(1 - \frac{k_i}{k_c} \right) \left[1 - \left(\frac{R_i}{R} \right)^{2n+1} \right], \quad n = 1, 2, \dots \end{aligned} \quad (8)$$

c_p и h — удельная теплоемкость и приведенная скрытая теплота плавления среды (равная сумме скрытой теплоты плавления и теплоты, необходимой для нагревания единицы объема среды до температуры T_m).

Вокруг контейнера образуется зона расплава, ограниченная изотермой T_m (рис. 1). В области $\xi > 0$ ее толщина $\delta(\xi)$ очень мала и течение расплава можно исследовать с помощью приближенных методов теории пограничного слоя. Таким путем в [1, 2] получены уравнение для определения $\delta(\xi)$:

$$\begin{aligned} \frac{1}{8} (1 - \xi^2) \delta'^* + \frac{1}{\beta \delta^*} &= \varphi(\xi), \\ \varphi(\xi) &= \frac{1}{S} [\xi (1 + 0,35S) - 0,1 (1 - \xi^2) S'], \end{aligned} \quad (9)$$

$$\beta = \frac{VR}{a}, \quad a = \frac{k}{\rho c_p}, \quad \delta^* = \frac{\delta}{R},$$

сила сопротивления расплава F :

$$F = 6\pi a \eta \beta^4 J, \quad J = \int_0^1 (1 - \xi^2) \varphi^3(\xi) d\xi \quad (10)$$

и поток тепла через нижнюю часть поверхности контейнера:

$$-k \frac{\partial T}{\partial r}(R, \xi) = \frac{k h \beta}{c_p R} \left\{ \xi - \frac{1}{4} [(1 - \xi^2) S'] \right\}, \quad (11)$$

где β , a , k , ρ и η — безразмерная скорость погружения, температуропроводность, теплопроводность, плотность и вязкость расплава. Штрихом обозначаем производную по ξ .

Согласно (9), толщина зоны расплава в нижней критической точке $\xi = 1$ равна

$$\delta^*(1) = \frac{S(1)}{\beta [1 + 0,35S(1)]}. \quad (12)$$

В области $\xi < 0$ толщина зоны расплава порядка нескольких радиусов. Градиент температуры здесь сравнительно мал и потоком тепла через верхнюю часть поверхности контейнера можно пренебречь.

Границное условие

$$k_i \frac{\partial T^i}{\partial r}(R, \xi) = \begin{cases} k \frac{\partial T}{\partial r}(R, \xi) & \text{при } \xi \geq 0 \\ 0 & \text{при } \xi < 0 \end{cases} \quad (13)$$

дает бесконечную систему уравнений для определения постоянных C_n :

$$\begin{aligned} S(0) &= \frac{8}{3} v \gamma \frac{R_i}{R} - 2, \\ -\frac{8}{3} \frac{v \gamma n}{2n+1} \Gamma_n C_n &= \int_0^1 \xi P_n(\xi) d\xi + \frac{1}{4} [S(0) P_n(0) + \int_0^1 S(\xi) (1 - \xi^2) P_n'(\xi) d\xi], \quad (14) \\ \gamma &= \frac{k_i}{k \beta}, \quad n = 1, 2, \dots \end{aligned}$$

С увеличением индекса постоянные C_n убывают. Ограничивааясь $n \leq 2$ и учитывая (6), находим из первых трех уравнений (14)

$$\begin{aligned} C_0 &= \frac{2\gamma R_i}{\Delta R} \left[\gamma^2 \Gamma_1 \Gamma_2 y b 2 + \frac{\gamma}{64} (5\Gamma_1 + 6\Gamma_2) + \frac{139}{10240} \right] - \frac{3}{3} v, \\ C_1 &= -\frac{\gamma R_i}{2\Delta R} \left(\gamma \Gamma_2 + \frac{3}{32} \right), \\ C_2 &= -\frac{5\gamma R_i}{32\Delta R} \left(\gamma \Gamma_1 - \frac{49}{160} \right), \\ \Delta &= \gamma^2 \Gamma_1 \Gamma_2 + \frac{3}{32} \gamma \left(\frac{5}{4} \Gamma_1 + \Gamma_2 \right) + \frac{33}{20480}. \end{aligned} \quad (15)$$

При этом число Стефана принимает вид

$$S(\xi) = S(1) + \frac{5\omega\gamma}{16\Delta} (1 - \xi) \left[\gamma \left(\Gamma_1 + \frac{32}{15} \Gamma_2 \right) - \frac{17}{160} + \left(\gamma \Gamma_1 - \frac{49}{160} \right) \xi \right], \quad (16)$$

где

$$\begin{aligned} S(1) &= \frac{8\omega\gamma}{3\Delta} \left(\gamma^2 \Gamma_1 \Gamma_2 - \frac{5}{32} \gamma \Gamma_2 + \frac{9}{640} \right) - 2, \\ \omega &= v \frac{R_i}{R}. \end{aligned} \quad (17)$$

Приравнивая силу сопротивления расплава (10) разности сил веса и Архимеда, находим значение интеграла J :

$$J = \frac{2}{9} \frac{d}{a\eta\beta^4}, \quad d = g [(\rho_i - \rho_c) R_i^3 + (\rho_c - \rho) R^3], \quad (18)$$

здесь ρ_c — плотность материала контейнера.

Для реальных сред $J \gg 1$, что возможно при $S(1) \ll 1$. Воспользовавшись приближенным равенством [2]

$$J = \frac{1}{S(1)[S'(1)]^2} \quad (19)$$

и учитывая (16), получаем значение числа Стефана в нижней критической точке:

$$S(1) = \frac{288}{25} \frac{a\eta\beta^6}{d} \left[\frac{k}{k_i\omega} f(\gamma) \right]^2, \quad (20)$$

$$f(\gamma) = \Delta / \left[\gamma \left(\Gamma_1 + \frac{16}{15} \Gamma_2 \right) - \frac{33}{160} \right].$$

Для определения параметра γ имеем уравнение (17). Если пренебречь $S(1)$, оно сводится к кубическому

$$\gamma^3 - \frac{\gamma^2}{4} \left(\frac{3}{\omega} + \frac{5}{8\Gamma_1} \right) - \frac{9\gamma}{128} \left[\frac{1}{\omega} \left(\frac{1}{\Gamma_1} + \frac{5}{4\Gamma_2} \right) - \frac{1}{5\Gamma_1\Gamma_2} \right] - \frac{99}{81920\omega\Gamma_1\Gamma_2} = 0, \quad (21)$$

единственным положительным корнем которого является

$$\gamma = \frac{1}{4} \left(\frac{1}{8\omega} + \frac{5}{24\Gamma_1} \right) + \frac{1}{2} L^{1/2} \cos \alpha, \quad (22)$$

$$L = \frac{1}{\omega^2} + \frac{1}{8\omega} \left(\frac{19}{3\Gamma_1} + \frac{15}{4\Gamma_2} \right) + \frac{1}{8\Gamma_1} \left(\frac{25}{72\Gamma_1} - \frac{3}{5\Gamma_2} \right),$$

$$\begin{aligned} \cos 3\alpha &= \left[\frac{1}{\omega^3} + \frac{3}{16\omega^2} \left(\frac{19}{3\Gamma_1} + \frac{15}{4\Gamma_2} \right) + \frac{1}{128\omega\Gamma_1} \left(\frac{95}{3\Gamma_1} + \frac{93}{10\Gamma_2} \right) + \right. \\ &\quad \left. + \frac{1}{128\Gamma_1^2} \left(\frac{125}{108\Gamma_1} - \frac{3}{\Gamma_2} \right) \right] L^{-3/2}. \end{aligned}$$

Число Стефана принимает наибольшее значение в верхней критической точке:

$$S(-1) = S(1) + \frac{4\omega\gamma}{3\Delta} \left(\gamma\Gamma_2 + \frac{3}{32} \right). \quad (23)$$

С увеличением ω параметр γ уменьшается, а скорость V и $S(-1)$ возрастают. Приравнивая $S(-1)$ максимально допустимой для данного контейнера величине S_* , соответствующей температуре его плавления T_* , находим наибольшее

ω и наименьшее γ :

$$\begin{aligned} \omega_* &= \frac{3}{4\gamma_*} \left[1 + \frac{S_*}{4} \left(1 + \frac{3}{32} \frac{160\gamma\Gamma_1 - 49}{32\gamma\Gamma_2 + 3} \right) \right], \\ \gamma_* &= \frac{1}{2} \left\{ \frac{1}{\Gamma_1} \left(\frac{1}{S_*} + \frac{5}{32} \right) + \left[\frac{1}{\Gamma_1^2 S_*^2} + \frac{1}{16\Gamma_1 S_*} \times \right. \right. \\ &\quad \left. \times \left(\frac{5}{\Gamma_1} + \frac{6}{\Gamma_2} \right) + \frac{1}{32\Gamma_1} \left(\frac{25}{32\Gamma_1} - \frac{9}{5\Gamma_2} \right) \right]^{1/2} \right\}. \end{aligned} \quad (24)$$

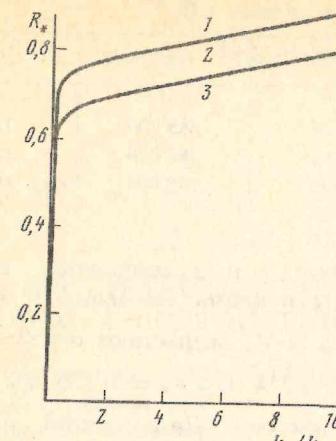


Рис. 2

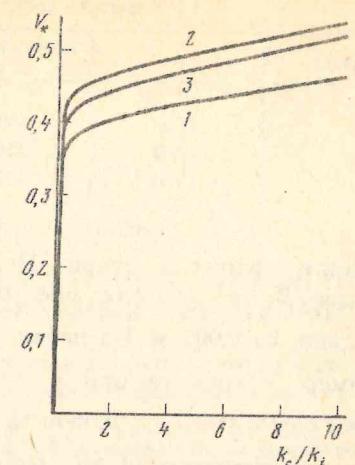


Рис. 3

Рис. 2. Зависимость максимального радиуса от теплопроводности контейнера при погружении в базальт (1), гранит (2) и кварц (3)

Рис. 3. Зависимость от теплопроводности контейнера скорости погружения в базальт (1), гранит (2) и кварц (3)

Отсюда вытекают уравнение для максимального радиуса

$$R_*^2 \left(1 - \frac{b}{R_*} \right)^3 = \frac{hk_i}{qc_p} \omega_* \quad (25)$$

и выражение максимальной скорости

$$V_* = \frac{k_i}{\rho c_p \gamma_* R_*}, \quad (26)$$

где b — толщина стенки контейнера. При $k_c/k_i = 1$ правая часть уравнения (25) не зависит от R_* и его решение имеет вид

$$R_* = \frac{2}{\sqrt{3}} R_*^0 \cos \alpha_* + b,$$

$$\cos 3\alpha_* = \frac{3\sqrt{3}}{2} \frac{b}{R_*^0}, \quad R_*^0 = \left(\frac{hk_i \omega_*}{qc_p} \right)^{1/2}, \quad (27)$$

здесь R_*^0 — значение максимального радиуса при $b = 0$. В случае $b/R_*^0 \ll 1$

$$R_* = R_*^0 + \frac{3}{2} b. \quad (28)$$

Для произвольных k_c уравнение (25) решается численно. В качестве характеристик теплового источника принимаем $q = 130\,000 \text{ Вт}/\text{м}^3$, $k_i = 36 \text{ Вт}/\text{м}\cdot\text{град}$, $T_* = 3480^\circ\text{C}$, $b = 0,02 \text{ м}$.

Значения физических постоянных горных пород указаны в таблице [3]. Полученная зависимость R_* и V_* от отношения теплопроводностей k_c/k_i представлена на рис. 2 и 3. Кривые 1—3 соответствуют случаям погружения

Порода	ρ	c_p	k	h_m	T_m
Базальт	2800	1494	2,176	585 800	1200
Гранит	2700	1301	3,013	585 800	1200
Кварц	2210	1205	1,996	795 000	1627

в базальт, гранит и кварц. На рис. 2 кривые 1 и 2 совпадают, так как значения R_* в базальте превышают соответствующие значения в граните всего лишь на 0,001 м. На начальном участке R_* и V_* возрастают очень быстро. Например, в граните при $k_c/k_i = 0,01$: $R_* = 0,274$ м, $V_* = 0,135$ км/год, а при $k_c/k_i = 0,1$: $R_* = 0,660$ м, $V_* = 0,386$ км/год. Дальнейший их рост происходит практически по линейному закону и при $k_c/k_i = 10$: $R_* = 0,896$ м, $V_* = 0,550$ км/год.

Таким образом, наряду с высокой температурой плавления контейнер должен иметь и достаточно большую теплопроводность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Косачевский Л. Я. О движении сферического теплового источника в плавящейся среде//Инж.-физ. журн. 1994. Т. 67. № 5—6, С. 173—179.
2. Косачевский Л. Я., Сюи Л. С. О «самозахоронении» радиоактивных отходов//Журн. техн. физики. 1994. Т. 64. № 6, с. 7—15.
3. Таблицы физических величин/Справочник. Под ред. Кикоина И. К. М.: Атомиздат, 1976. 1008 с.
4. Cohen J. J., Schwartz L. L., Tewes H. A. Transactions of the American Nuclear Society. 1974. V. 18. P. 194—195.
5. Emerman S. H., Turcotte D. L. Stokes's problem with melting//Intern. J. of Heat and Mass Transfer. 1983. V. 26. P. 1625—1630.
6. Moallemi M. K., Viskanta R. Melting around a migration heat source//J. Heat Transfer. Transactions of the ASME. 1985. V. 107. № 2. P. 186—195.

Московский государственный
университет природоустройства

Поступила в редакцию
2.XI.1993

УДК 622.587

© 1995 г. М. В. БОЛГОВ, Е. С. ДЗЕКЦЕР

О ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ПРОЦЕССА ПОДТОПЛЕНИЯ ЗАСТРАИВАЕМЫХ ТЕРРИТОРИЙ*

Методом вероятностно-детерминистического моделирования исследовано пространственное распределение некоторых расчетных статистических характеристик процесса подтопления: вероятность пересечения критического уровня, среднее время подтопления и др. Показано, что вероятностно-детерминистический метод, основанный на сочетании аналитических решений и имитационного моделирования, позволяет учитывать стохастическую природу дополнительного инфильтрационного питания.

Введение

Как показали результаты выполненных ранее исследований, детерминированные решения, используемые в практике гидрогеологических расчетов (как в аналитическом, так и в численном вариантах), не дают исчерпывающей характеристики опасности или риска подтопления застраиваемых территорий. Процесс колебаний уровней грунтовых вод носит здесь стохастический, нестационарный характер, что требует применения адекватных подходов к оценке степени риска.

В ряде работ решение этой задачи предлагается осуществлять методом вероятностно-детерминистического моделирования [1, 2, 4, 5]. Эффективность данного метода обусловлена наличием широкого набора аналитических решений, позволяющих конструировать «экономичные» вычислительные алгоритмы. Практически целесообразным оказалось сочетание аналитических решений с методами имитационного моделирования [1]. Тем не менее ранее полученные результаты исследований носили скорее принципиальный характер и относились к одномерным задачам. Анализировались результаты динамико-стохастического моделирования лишь в одной точке пространства (подтопляемой территории).

В данной работе рассматривается двумерный (в плане) случай. При этом проводится выполнение имитационных экспериментов с использованием известного принципа суперпозиции по следующей схеме.

В пределах исследуемой территории выделяются источники дополнительной инфильтрации, действующие, в частности, независимо друг от друга. Для каждого из них моделируется заданное число реализаций последовательности инфильтрации утечек и в каждой пространственной точке (с заданным интервалом дискретности) рассчитывается временной ход уровня грунтовых вод. Полученные в результате имитационного эксперимента искусственные ряды колебаний УГВ статистически обрабатываются, а искомые параметры соответствующим образом картируются.

Рассмотрим основные этапы рекомендуемого подхода более подробно.

Аналитические решения

Расчет изменения уровня грунтовых вод выполняется на основе существующих аналитических решений линейных уравнений геофильтрации.

Рассмотрим в качестве примера случай, когда очаг дополнительной

* Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда фундаментальных исследований. Код проекта 93-05-8921.

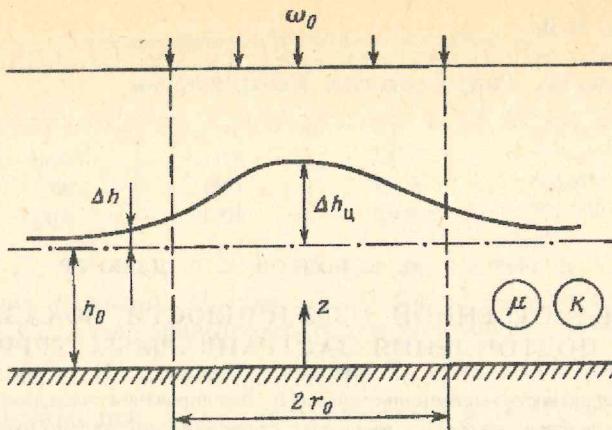


Рис. 1. Расчетная схема для случая промплощадки (области дополнительной инфильтрации), круглой в плане

инфилтратии имеет в плане круглую форму. Для неограниченного в плане, однослойного и изотропного пласта ограниченной мощности справедливы следующие расчетные зависимости для оценки подъема уровня грунтовых вод Δh [3], см. рис. 1:

$$\Delta h = \frac{\omega_0 r_0^2}{4K h_{cp}} R_{kp}(\bar{r}, \tau_1, \bar{h}_{cp});$$

$$\Delta h_u = \frac{\omega_0 r_0^2}{4K h_{cp}} R_{kp}(0, \tau_1, \bar{h}_{cp});$$

где $\bar{r} = \frac{r}{r_0}$, $\tau_1 = \frac{Kt}{\mu r_0}$, $\bar{h}_{cp} = \frac{h_{cp}}{r_0}$; r_0 — радиус очага инфильтрации с интенсивностью ω_0 ; значения функции R_{kp} опубликованы в [3]; h_{cp} — средний уровень грунтовых вод за период прогноза.

Приведенные выше формулы справедливы при постоянной величине инфильтрации ω_0 . В реальных условиях интенсивность дополнительной инфильтрации ω_0 во времени может изменяться. В рассматриваемой нами задаче инфильтрация колеблется во времени случайным образом (в соответствии с заданной стохастической моделью).

При расчетах повышения УГВ непрерывный график изменения дополнительной инфильтрации $\omega(t)$ заменяется ступенчатым и в дальнейшем используется принцип суперпозиции.

Стохастические модели

Исследование математических моделей методом имитационного эксперимента предполагает задание стохастических схем (моделей) для входных процессов; необходимо определить тип модели и ее параметры для последовательностей величин дополнительного инфильтрационного питания.

Как отмечалось в ряде работ, для этой цели целесообразно использование гауссовских процессов авторегрессии невысокого порядка, а при рассмотрении утечек из водонесущих коммуникаций аварийного характера достаточно ограничиться некоторой последовательностью независимых случайных величин.

Моделирование же гауссовских случайных чисел, как независимых, так и

подчиняющихся более сложным схемам, не представляет сложности и может быть выполнено в соответствии с известными рекомендациями, основанными на центральной предельной теореме.

Пространственное распределение статистических характеристик процесса подтопления

Вычисление вероятностных характеристик процесса подтопления представляет собой весьма сложную задачу, не имеющую аналитического решения, поэтому единственным методом исследования являются имитационные эксперименты.

Основным источником неопределенности прогноза подтопления является стохастический характер дополнительного инфильтрационного питания, учет которого и осуществляется путем имитационных экспериментов на основе решений линеаризованных уравнений геофiltрации и так называемого вероятностно-детерминистического подхода.

Развитый в ряде предыдущих работ [1, 2] метод построения вероятностно-детерминистической модели подтопления допускает обобщение на двумерный случай. При этом анализируется совместная работа нескольких источников дополнительного инфильтрационного питания, расположенных произвольным образом в плане и работающих как зависимо (в общем случае), так и независимо друг от друга (т. е. при наличии или при отсутствии корреляции между величинами инфильтрации различных источников).

Общая схема вычисления статистических характеристик процесса подтопления при этом остается в основных чертах одной и той же, не считая некоторых технических усложнений.

Предлагаются следующие этапы решения задачи.

а) Для каждого источника инфильтрации воспроизводятся (имитируются) псевдослучайные последовательности значений дополнительного инфильтрационного питания заданной продолжительности в соответствии с принятой выше стохастической моделью и в количестве, обеспечивающем необходимую точность численного решения.

Продолжительность искусственных последовательностей определяется требуемой заблаговременностью вероятностных расчетов (как правило, не более 25 лет), а объем (повторность испытаний) желательно принимать не менее 100. Эта цифра носит ориентировочный характер и в существенной мере определяется быстродействием используемой ЭВМ: двумерные задачи целесообразно решать, располагая ПЭВМ класса не ниже IBM 386.

б) Расчеты временного хода уровней грунтовых вод для каждой искусственной реализации питания выполняются путем применения принципа суперпозиции (ввиду принятой линейности задачи).

Для каждой расчетной точки исследуемой территории рассчитывается суммарное изменение уровня грунтовых вод от действия каждого из выделенных источников инфильтрационного питания также путем применения принципа суперпозиции.

В инженерных задачах удобно всю исследуемую территорию разбить на отдельные элементы регулярной прямоугольной сеткой заданного шага (в зависимости от принятого масштаба и необходимой степени детальности) и расчеты вести для каждого узла этой сетки.

Численное решение вероятностно-детерминистической задачи возможно для любого количества источников инфильтрации, их типа и геометрической формы в плане.

Рассмотрим в качестве примера прямоугольную однородную область с равномерной расчетной сеткой с шагом 200 м и с тремя источниками. Для каждого источника инфильтрации заданы следующие параметры: математиче-

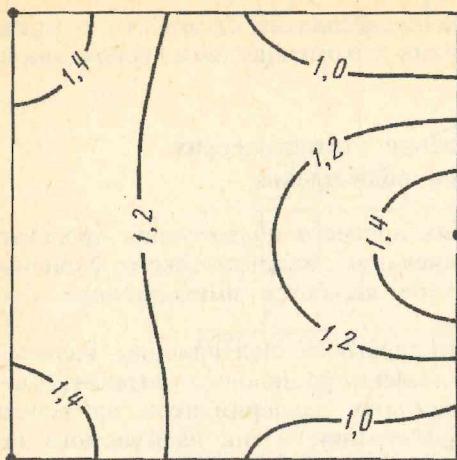


Рис. 2

Рис. 2. Математическое ожидание УГВ в узлах регулярной сетки при одновременной и независимой работе трех источников дополнительной инфильтрации через 10 лет от начала их работы: цифры у изолиний — отметки от водоупора

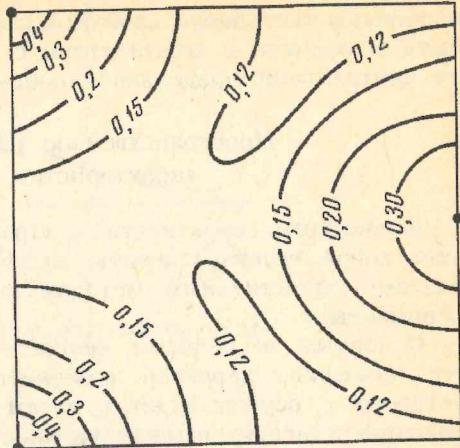


Рис. 3

Рис. 3. Среднеквадратическое отклонение УГВ при независимой работе трех источников инфильтрационного питания через 10 лет после начала поступления дополнительной инфильтрации

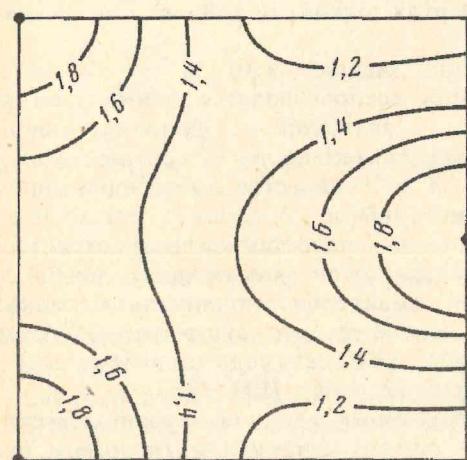


Рис. 4

Рис. 4. Пространственное распределение УГВ 5%-ной обеспеченности через 10 лет

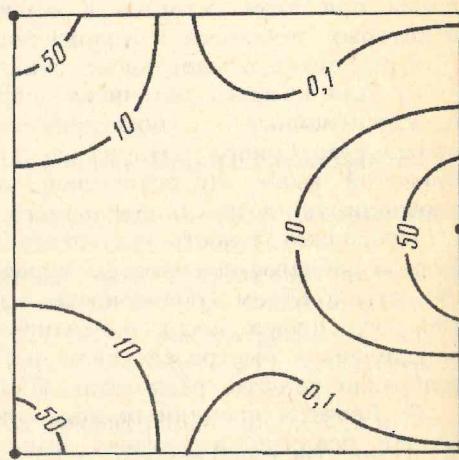


Рис. 5

Рис. 5. Обеспеченность (в процентах) критической глубины грунтовых вод (1,5 м) через 10 лет

кое ожидание дополнительного питания 10^{-4} м/сут, среднеквадратическое отклонение 10^{-4} м/сут, закон распределения нормальный, стохастическая модель процесса — белый шум (последовательность некоррелированных величин). Утечки, формируемые каждым источником, не коррелируют друг с другом. Надо заметить, что учет такой корреляции в принципе возможен, если соответствующие параметры (коэффициенты корреляции) статистически значимы.

Как указывалось выше, для каждого источника моделируется 100 после-

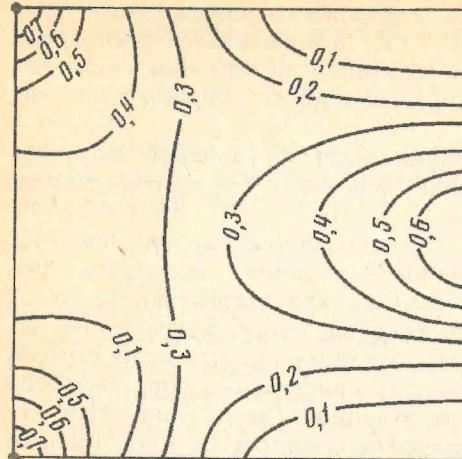


Рис. 6

Рис. 6. Вероятность превышения критического уровня как отношение числа лет с $h > h_{\text{крит}}$ к продолжительности расчетного периода (25 лет)

Рис. 7. Среднее за расчетный период (25 лет) число выбросов за критический уровень продолжительностью от 2 до 5 лет

довательностей дополнительного инфильтрационного питания длиной 25 членов, или иначе — 25 лет, поскольку имитируются среднегодовые значения. Для каждой из 100 реализаций на основе принципа суперпозиции рассчитывается временной ход уровня грунтовых вод во всех узлах регулярной сетки (рис. 2). Таким образом, в каждой точке сетки исследуемой области геофильтрации имеется 100 модельных реализаций временного хода УГВ при одновременной работе трех источников (очагов) инфильтрационного питания.

Располагая искусственными временными рядами, перейдем к вычислению статистических характеристик процесса подтопления.

На рис. 2 и 3 в качестве примера представлены изолинии (площадное распределение) значений математического ожидания (среднего) и среднеквадратического отклонения уровней грунтовых вод при одновременной работе трех источников инфильтрации через 10 лет после начала работы. Схемы, аналогичные представленным на рис. 2 и 3, могут быть получены для любого момента времени из принятого периода заблаговременности прогнозного расчета, что позволяет в заданный момент времени вычислить значение уровня грунтовых вод для требуемой вероятности (обеспеченности) превышения или непревышения, поскольку предполагается гауссовский закон распределения.

На рис. 4 для рассматриваемого случая представлена (в виде изолиний) прогнозная карта гидроизогипс грунтовых вод с обеспеченностью 5% для расчетного периода времени 10 лет. Анализ такого рода карт-схем позволяет визуально оценить степень подтопления территории грунтовыми водами с заданной вероятностью, т. е. указать наиболее опасные районы и выделить участки повышенного риска в случае непринятия решения по реализации защитных мероприятий.

Располагая параметрами законов распределения уровня в заданный момент времени, можно представить результаты имитационных экспериментов в несколько ином, более удобном для инженерных приложений, виде. При проектировании инженерной защиты нас интересует, не только каков будет уровень грунтовых вод с заданной обеспеченностью через заданное число лет (хотя это сама по себе принципиально новая и весьма полезная для

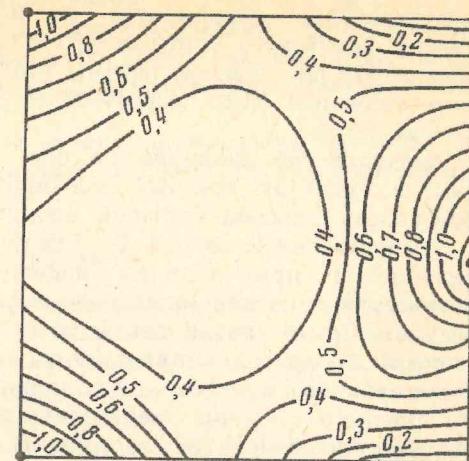


Рис. 7

проектирования информации), но и какова вероятность превышения этим уровнем некоторого критического положения УГВ, определяемого требованиями проекта. На рис. 5 представлены изолинии обеспеченности условного критического значения УГВ (вероятности его непревышения за период 10 лет), равного 1,5 м.

Расположение изолиний на рис. 5 позволяет весьма уверенно выделить зоны, в пределах которых подтопление мало вероятно и где это событие произойдет с весьма большой вероятностью.

Представленные на рис. 2—5 результаты дают подробную картину процесса подтопления при наличии инфильтрационного питания, носящего стохастический характер, однако во всех этих случаях характеристики процесса рассмотрены на уровне одномерных законов распределения. Как уже не раз отмечалось в других наших работах, такое рассмотрение процесса недостаточно исчерпывающее, и необходимо оперировать характеристиками типа выбросов или среднего времени пребывания уровня в заданной (допустимой или недопустимой) области его колебаний. Так, например, на рис. 6 представлено (в относительных единицах) среднее время нахождения УГВ в критической зоне (более $h_{kp} = 1,5$ м) за расчетный период 25 лет, т. е. за время прогноза подтопления.

Более общая характеристика процесса может быть сформулирована в терминах выбросов. В тех случаях, когда дисперсия процесса достаточно велика, а проектируемое сооружение по своему классу должно иметь высокую степень надежности защиты, необходимо оценить вероятность (или среднее число) выбросов уровня за критическую отметку различной продолжительности. На рис. 7 в качестве примера представлено в виде изолиний среднее число выбросов продолжительностью от 2 до 5 лет за принятый расчетный период 25 лет.

Предлагаемый подход позволяет характеризовать изменение уровней грунтовых вод в пределах интересующей нас области как случайное поле. Однако полученные рекомендации носят «точечный» характер, поскольку отражают корреляционную структуру случайного поля лишь косвенно.

Методом Монте-Карло могут быть вычислены и недостающие характеристики случайного поля уровней грунтовых вод, например корреляционная матрица или характеристики выбросов в двумерном случае. Последняя характеристика будет достаточно полно определять свойства случайного процесса подтопления, однако для ее вычисления требуется разработка специального программного обеспечения.

Выводы

1. Процесс подтопления носит вероятностный (стохастический) характер, обусловленный наличием целого комплекса неопределенностей, начиная с фильтрационных характеристик и кончая временной изменчивостью дополнительной инфильтрации.

2. Изученность временной изменчивости инфильтрации сегодня явно недостаточна, что вынуждает ограничиваться нормативным заданием соответствующих статистических характеристик.

3. В качестве основного метода получения вероятностных характеристик процесса подтопления рекомендуется вероятностно-детерминистический подход на основе существующих аналитических решений.

4. Для получения как условных параметров распределения уровня, так и характеристик типа выбросов и прочих рекомендуется метод имитационных экспериментов.

5. Как уже не раз отмечалось, детерминированное решение задачи подтопления не является исчерпывающим. Результаты исследований показали, что с вероятностью, существенной с точки зрения опасности процесса, факт

подтопления имеет место уже за некоторое время до того, как реализуется детерминированый прогноз. В некоторых случаях детерминированное решение вообще не фиксирует факта подтопления, в то время как вероятностно-детерминистический подход указывает на существенную вероятность такого события.

6. Возможно обобщение вероятностно-детерминистического подхода на двумерный случай; оно позволяет оценивать степень риска подтопления застраиваемой территории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Болгов М. В., Дзекцер Е. С. О вероятностно-детерминистических моделях в гидрогеологических прогнозах на застраиваемых территориях//Вод. ресурсы. 1991. № 1. С. 16—25.
2. Дзекцер Е. С., Миронов Ю. Е. Вероятностно-детерминистический подход к гидрогеологическому прогнозированию//Основы гидрологических прогнозов режима подземных вод в естественных и нарушенных условиях. Минск: БелНИГРИ, 1986. С. 37—44.
3. Рекомендации по прогнозам подтопления промышленных площадок грунтовыми водами. М.: Стройиздат, 1976. 324 с.
4. Швидлер М. И. Статистическая гидродинамика пористых сред. М.: Недра, 1989. С. 288.
5. Serrano S. E., Unny T. E. Semigroup solutions to stochastic Unsteady groundwater flow subject to random parameters//Stochastic Hydrol. and Hydraul. 1987. № 1. Р. 291—296.

ПНИИИС

Поступила в редакцию
20.XI.1993

УДК 556.314 (470.315)

© 1995 г. Е. В. ПИННЕКЕР, Б. М. ШЕНЬКМАН

**ТЕХНОГЕННОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ
ОБСТАНОВКИ В АНГАРО-ЛЕНСКОМ АРТЕЗИАНСКОМ БАССЕЙНЕ**

Проанализированы результаты техногенного преобразования состава подземных вод в зоне подпора Братского и Усть-Илимского водохранилищ, в районе полигона ядерного взрыва и рассолопромысла, на участках межпластового водообмена. Показано, что изменение состава связано с многократной обратимой адсорбцией в системе вода — порода.

При анализе изменения фонового состояния подземных вод чаще всего обращается внимание на антропогенные источники загрязнения. В предполагаемых обстоятельствах крупномасштабное и радикальное преобразование химического состава и минерализации подземных вод наблюдается не часто. Вместе с тем подобного рода явление в Ангаро-Ленском артезианском бассейне [8] проявляется достаточно заметно. Исследования последних лет дают основание полагать, что эти изменения тесно связаны с внутренним перераспределением вещества под воздействием геотехногенного объекта или системы. В настоящее время удалось проследить нарушение естественных гидрогеохимических условий в зоне подпора водохранилищ Братской и Усть-Илимской ГЭС, вблизи полигона подземного ядерного взрыва, на участке подземного выщелачивания каменной соли и на площадях межпластового искусственного водообмена.

Подпор подземных вод

При изучении последствий, сопряженных с этим явлением, основное внимание сосредотачивалось на подтоплении территорий [9]. О гидрогеохимических преобразованиях в зоне подпора грунтовых и напорных вод упоминалось вскользь и касалось это главным образом приплотинной области нижнего и верхнего бьефов [3, 5]. Между тем при ресурсном использовании пресных подземных вод зоны подпора гидрогеохимическая проблематика может выйти на первый план. В первую очередь это касается крупных речных долин, где прослеживается купол соленых вод и развиты загипсованные породы. Купольные гидрогеохимические структуры установлены почти повсеместно в долинах рек Ангары и Илма, но вблизи дневной поверхности и наиболее контрастно они проявляются в поле распространения кембрийских отложений на верхних участках водохранилищ. На средних и нижних участках акваторий стартовая мощность зоны пресных вод оказалась соизмеримой с величиной подпорного уровня. Поэтому преобразование гидрогеохимической обстановки здесь не распространилось на основные эксплуатационные водоносные горизонты. Таким образом, техногенное влияние изучено применительно к гидрогеологическим условиям верхних участков водохранилищ, к которым примыкает основная площадь хозяйственно освоенной территории Иркутской обл.

Исходная гидрогеохимическая обстановка на верхнем участке Братского

Таблица 1

Примеры типовой разгрузки соленых хлоридных натриевых вод в днище долины р. Ангара

Местоположение водопункта (источник)	Дата опробования	Минерализация, г/л	$\frac{r\text{Cl}}{r\text{Na}}$
Налюры	8.9.1954	8,3	1,00
Казачинское	4.8.1956	3,3	0,98
Эмыкей	26.8.1954	7,3	1,00
о-в Осинский	27.8.1954	13,3	1,01
о-в Бул-Бурайский	24.8.1954	12,4	1,01

Таблица 2

Химический состав воды в зоне формирования подпора на Хадаханском карстовом массиве

Местоположение водопункта	Дата опробования	Минерализация, г/л	$\frac{r\text{Cl}}{r\text{Na}}$
Балаганская пещера	15.2.1964	6,22	2,41
Карстовая воронка, д. Хадахан	»	3,97	2,28
Карстовая воронка, д. Мельхитуй	»	0,51	2,68

и Усть-Илимского водохранилищ подробно рассмотрена в ранее опубликованных работах [2, 11]. Основные результаты наблюдений за преобразованным гидрогеохимическим режимом обобщены в недавно изданной монографии [9]. Поэтому на этих вопросах остановимся вкратце.

При бытовом режиме р. Ангара разгрузка соленых вод хлоридного натриевого состава (табл. 1) происходила обычно в долине. Таким образом, сводовая часть купола залегала непосредственно у дневной поверхности. На крыльях структуры размещались солоноватые сульфатные воды. С обеих сторон купол поджимался грунтовым потоком пресных гидрокарбонатных и сульфатно-гидрокарбонатных вод. На участке повышенной загипсованности водовмещающих пород (между устьями рек Белой, Осы и Унги) пресные воды в большинстве своем замещались солоноватыми сульфатными. Такова принципиальная схема гидрогеохимической зональности, на фоне которой происходило формирование подпора подземных вод.

Изначально предполагалось, что по мере заполнения водохранилища образуется призма опреснения, максимальная мощность которой будет близка величине подпора [2]. Действительно, в период существования обратных уклонов опреснение подземных вод отмечалось по всему фронту подпора. Вместе с тем наблюдения выявили несоответствие между величиной подпорного уровня и геометрическими размерами призмы опреснения. На этом основании был сформулирован второй вариант прогноза, суть которого в том, что с восстановлением прямых уклонов произойдет воссоздание исходной гидрогеохимической ситуации [7]. Иными словами, конечный результат подпора обладал нулевым гидрогеохимическим эффектом. Последующие исследования зоны подпора показали, что оба прогноза не оправдались. Столь низкая надежность предсказаний связана главным образом с пересчур упрощенными представлениями о механизме формирования подпора и его последствиях. Кроме того, при составлении прогнозов не учитывался основной период в жизни водо-

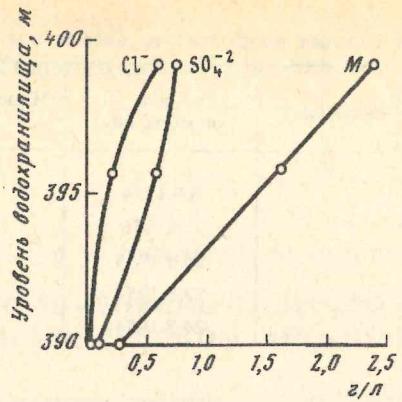


Рис. 1. Характер изменения минерализации (M) и химического состава подземных вод на участке выклинивания Братского водохранилища (г. Свирск)

хранилища — эксплуатационный, при котором в зоне подпора движение подземных вод имеет неустановившийся характер.

Одним из основных следствий подпора явилось переформирование гидро-геохимической обстановки, главным образом за счет изменения купольной структуры. Острая реакция на подъем уровня воды была отмечена сразу же. Она нашла свое выражение в том, что из Балаганской пещеры началось истечение солоноватых вод хлоридного кальциевого состава (табл. 2). Такие же воды обнаружены и в ранее сухих воронках. Появление хлоридных вод в глубине склона связано с перемещением места разгрузки напорных вод из русловой области в ложбину грунтового потока. Пока не исчезает пьезоминимум в зоне подпора подземных вод, гидро-геохимическая структура существует в виде подвижного двухвершинного купола. Таким образом, из-за отсутствия в карстовом массиве выдержанного водоупора между грунтовым и напорным потоками соленые хлоридные и хлоридно-сульфатные воды внедрились в зону подпора. При этом произошло существенное снижение эффекта опреснения, особенно на внешней стороне депрессии. По достижении НПУ и восстановлении прямых уклонов гидро-геохимический купол вновь стал одновершинным и возвратился на исходные позиции. Но его пространственное положение, морфологические особенности и внутреннее строение стало несколько иным. Граница раздела пресных и соленых вод приподнялась на величину, сопоставимую с подпорным уровнем, и стала более распластанной. Вертикальный градиент минерализации хлоридных вод в куполе заметно снизился. Вследствие этого к моменту заполнения акватории призма опреснения оказалась намного меньше по мощности и объему зоны подпора. Более того, на участках выклинивания водохранилища, где подпорный уровень не превышает максимальной величины сработки, характерна инверсия, при которой место пресных вод заняли солоноватые (рис. 1).

Относительно длительные и детальные наблюдения однозначно свидетельствуют, что и после заполнения водохранилища гидро-геохимическая обстановка в зоне подпора не стабилизовалась. Оказалось, что гидро-геохимический купол чувствительно реагирует на эксплуатационный режим водоема. При наполнении и опорожнении резервуара он претерпевает качественно аналогичную эволюцию, но уже в рамках годового цикла.

Итак, в техногенном воздействии водохранилищ можно выделить две фазы — заполнения и эксплуатации. В течение первого этапа происходит формирование зоны подпора и изменение внешнего облика и внутренней структуры купола соленых вод. Основным результатом этой стадии является появление мало-

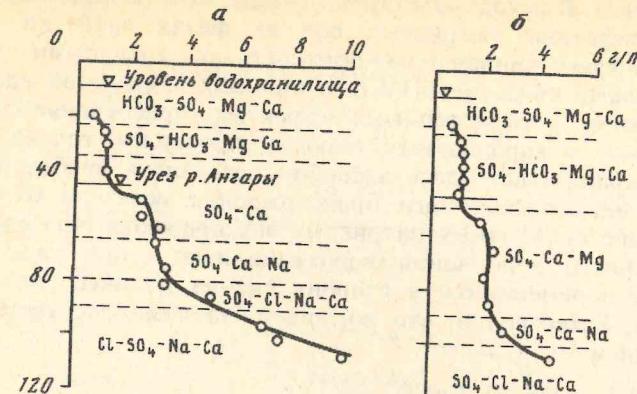


Рис. 2. Эпюра минерализации и гидро-геохимическая стратификация подземных вод в зоне подпора на верхнем участке Братского водохранилища (с. Игжей): а — фаза сработки; б — фаза наполнения. Символы состава расположены в порядке убывания

мощной призмы опреснения и солоноватых вод хлоридного кальциевого состава.

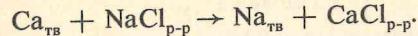
По сравнению с фазой наполнения эксплуатационный период не ограничен временными рамками. Но главное заключается в самом характере взаимодействия подземных и поверхностных вод. Циклический тип связи обуславливает ритмическое возвратно-поступательное движение купола соленых вод. При этом обеспечивается постоянный массообмен в системе водохранилище — грунтовые воды — напорные воды. Пространственно-временная подвижность купола служит причиной неустойчивости призмы опреснения, воссоздания дефицита насыщения подземных вод CaSO₄ и периодической метаморфизацией химического состава.

Внутригодовая и многолетняя изменчивость призмы опреснения подробно рассмотрена ранее [10]. Менее известны другие последствия перемещения купола соленых вод. Прежде всего отметим, что область изменения гидро-геохимической обстановки намного больше зоны подпора. При ежегодном подъеме уровня водохранилища купол перемещается в сторону выклинивания подпора и, вероятно, выходит за его пределы. Для рассматриваемого участка Братского водохранилища это означает, что соленые хлоридные воды попадают в загипсованные породы. И если до этого здесь сохранялось равновесное состояние в системе вода — порода, то теперь возникло резко агрессивная среда: сульфатно-хлоридные воды приобрели дефицит по гипсу, равный 1—2 г/л. К моменту спада уровня водохранилища дефицит частично либо полностью исчезал, а продукты карстового процесса вместе с куполом перемещались в сторону акватории. Во всяком случае ясно, что карстовый процесс в периферической области происходит по иной схеме, чем в береговой полосе, где значимые амплитуды колебания уровня самодостаточны для провалообразования. Вполне также очевидно, что при доминирующей роли выщелачивания гипса внешнее проявление процесса карстообразования окажется сильно смещенным во времени. Действительно, в периферической области подпора и вне ее (Ново-Нукутский, Ворота-ОНгойский и Осинский участки) активизация карстово-суффозионных процессов произошла через 12—15 лет после наполнения водохранилища [6]. При таком подходе получают рациональное объяснение и само карстообразование и временная инерционность его проявления.

Все сказанное выше свойственно лишь зоне подпора подземных вод в сульфатно-карбонатных породах нижнего кембрия. В сульфатно-терригенных отложениях средневерхнего кембрия гидро-геохимическая обстановка выглядит сложнее: обнаружены воды явно метаморфогенного происхождения — суль-

фатные натриевые. В исходном гидрогохимическом разрезе они отсутствовали. Появление сульфатных натриевых вод на фазах сработки водохранилища (рис. 2), пространственная совместимость с гипсовыми и хлоридными натриевыми водами свидетельствуют о процессе обратимой адсорбции. Таким образом, к ранее перечисленным эффектам присоединяется сорбционный процесс, который в карбонатных породах проявился только на стадии наполнения водохранилища. Здесь адсорбция оказалась необратимой, и в дальнейшем воды метаморфогенного происхождения исчезали из зоны подпора.

Формирование сульфатных натриевых вод происходит по следующей схеме. На фазе сезонного заполнения водохранилища купол соленых хлоридных натриевых вод перемещается в сторону склона долины, где распространены гипсовые воды. Естественно, что поглощенный комплекс твердой фазы представлен кальцием:



При сработке водохранилища купол возвращается в русловую зону, увлекая за собой хлоридные кальциевые воды. Их место занимают гипсовые растворы и в результате обратимой адсорбции появляются сульфатные натриевые воды:



Преобразование состава подземных вод подвержено годовой цикличности и происходит непрерывно, поскольку в подъеме и спаде уровней нет практически стабилизированного периода. Поэтому не удивительно, что в определенные отрезки времени в том или ином сечении зоны подпора сульфатные натриевые или хлоридные кальциевые воды могут отсутствовать. Разовое опробование одиночной скважины дает лишь «мгновенное» представление о гидрогохимической обстановке. В этом смысле приведенные на рис. 2 эпюры минерализации и гидрохимическая стратификация отражают не самые удачные интервалы цикла преобразования химического состава подземных вод. В конце спада (16.04.1991) хорошо прослеживалась подзона сульфатных натриевых вод. Ее положение между водами сульфатно-хлоридного кальциево-натриевого состава ($r\text{Cl}/r\text{Na} = 1$) и гипсовыми достаточно убедительно свидетельствует о метаморфогенном происхождении мирабилитовых растворов. Хлоридные кальциевые воды на завершении фазы подъема (18.8.1990 г.) в данном сечении зоны подпора не были обнаружены. Скорее всего, в момент опробования они находились в периферической области подпора.

В контролируемом сечении эти воды можно ожидать в середине периода подъема или спада уровня водохранилища. Впрочем, в чистом виде сульфатные натриевые и хлоридные кальциевые воды в зоне подпора встретить невозможно. Из-за повышенной динамичности водообмена и значительной минерализации первичных хлоридных натриевых вод в миграционном пространстве купола формируются воды только смешанного химического состава. Сравнение эпюр минерализации на фазе спада и наполнения не оставляет сомнений в том, что при среднегодовой амплитуде колебания уровня водохранилища 3 м, последствия перестройки гидрогохимической обстановки прослеживаются ниже бытового уреза р. Ангары не менее чем на 80 м. Во всяком случае о вероятном участии глубокозалегающих вод в «купольном» массообмене говорит концентрация водорасторимого гелия, которая на глубинах 80, 100 и 107 м соответственно равна 60, 200 и 590 фонам (региональный фон принят равным $5 \cdot 10^{-5}$ мл/л).

Хлоридные кальциевые воды (видимо, «реликты») обнаружены в периферической области подпора в Удинской акватории Братского водохранилища (рис. 3). На глубине 100–130 м на фазе глубокого спада (1.03.1990 г.) вскрыты хлоридные кальциево-натриевые воды с минерализацией 11–16 г/л $r\text{Cl}/r\text{Na} = 1,25$. Здесь также в массообмене участвуют воды глубокого залегания. Концентрация

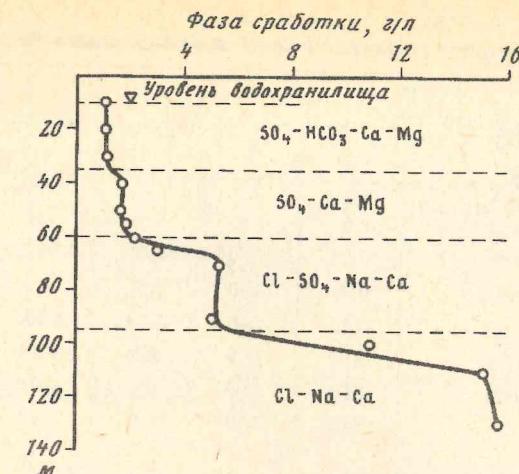


Рис. 3. Эпюра минерализации и гидрогохимическая стратификация подземных вод в зоне подпора. В верхний участок Братского водохранилища, Удинская акватория

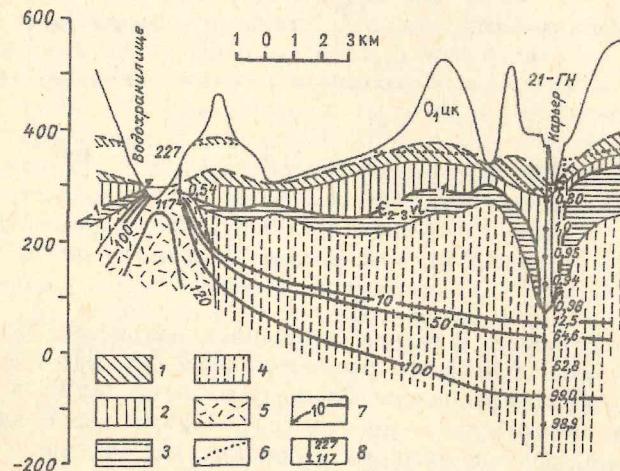


Рис. 4. Гидрогохимический разрез между водохранилищем (Илимская акватория) и карьером Коршуновского ГОКа. Химический состав подземных вод: 1 — гидрокарбонатный, 2 — гидрокарбонатно-сульфатный, 3 — сульфатный, 4 — хлоридный натриевый, 5 — хлоридный кальциево-натриевый; 6 — стратиграфические границы, 7 — изолинии минерализации, г/л; 8 — скважина (цифры: вверху — номер по первоисточнику, сбоку — минерализация воды в точке опробования, г/л)

водорасторимого гелия на глубинах 60, 90, 100 и 130 м соответственно достигла 140, 390, 500 и 740 фонов. Важно отметить отсутствие даже следов сульфатных натриевых вод. Еще более убедительное свидетельство существования хлоридных кальциевых вод получено при опробовании зоны подпора в середине фазы подъема уровня (28.6.1987 г.). Речь идет о верхнем участке Илимской акватории Усть-Илимского водохранилища, где купол соленых хлоридных натриевых вод размещается в загипсованных породах верхоленской свиты. До образования водохранилища разгрузка соленых вод и рассолов отмечалась непосредственно на урезе р. Илим. По данным ВСЕГЕИ, в 1955 г.

Таблица 3

Результаты дискретного гидрохимического каротажа скважины № 227

Глубина опробования от уреза воды, м	Минерализация, г/л	CaCl ₂		O ₂ , мг/л	Eh, мв	Не, фон	K ⁺ , мг/л
		г/л	%				
3	0,54	0,04	7,10	5,67	—	2	6,1
8	0,53	0,03	5,50	5,01	—	5	6,8
13	0,52	0,01	2,40	4,35	—	2	6,6
18	2,67	0,12	4,40	1,64	+250	5	20,9
23	17,8	3,91	21,9	0,25	+205	21	96,4
28	99,0	22,1	22,3	0,0	+105	213	337
33	117	24,5	20,8	0,0	+83	258	398

Таблица 4

Результаты дискретного гидрогеохимического каротажа скв. 7

Глубина опробования, м	Минерализация, г/л	CaCl ₂		O ₂ , мг/л	Не, фон	K ⁺ , мг/л	$r\text{Cl}/r\text{Na}$
		г/л	%				
65	0,35	0,02	7,0	5,29	5	1,65	1,62
70	9,95	3,13	31,9	4,26	359	14,3	1,73
75	22,3	7,18	32,2	0,88	551	28,6	1,79
85	23,6	7,04	29,8	0,69	—	29,2	1,71
96	23,8	8,04	33,8	0,59	993	30,5	1,77

у с. Шестаково опробован источник хлоридных натриевых рассолов ($r\text{Cl}/r\text{Na} = 1,04$), минерализация которого равнялась 136,3 г/л. Рассолы аналогичного состава, но меньшей минерализации (09 г/л) вскрыты также в карьере Коршуновского ГОКа на отметке «—100 м» (рис. 4). Как видно из приведенных материалов, до формирования подпора хлоридные кальциевые воды в верхней части гидрогеологического разреза отсутствовали. После установления подпорного горизонта в 30 м максимальная мощность призмы олеснения едва приблизилась к 15 м (табл. 3). Граница раздела пресных и соленых вод приподнялась и расположилась в зоне подпора. Кационный обмен между жидкой и твердой фазами происходит в широком диапазоне минерализации раствора. Впечатляет и продуктивность многократно обратимой адсорбции, которая в изученном интервале глубин обеспечила образование хлоридных кальциевых вод с минерализацией до 24,5 г/л. Глубина преобразования вод исходного химического состава довольно высока, что отразилось на величине хлор-натриевого отношения (1,43). Не исключено, что в процесс массообмена вовлечены воды и более глубокого залегания: несмотря на сильное разбавление вершины купола здесь все еще высоки содержание калия и гелия.

Подземный ядерный взрыв

Летом 1986 г. во время поисков пресных подземных вод для водоснабжения районного центра Оса пришлось столкнуться с явлением, дотоле неизвестным. В одной из скважин глубиной 100 м были вскрыты соленые воды с мине-

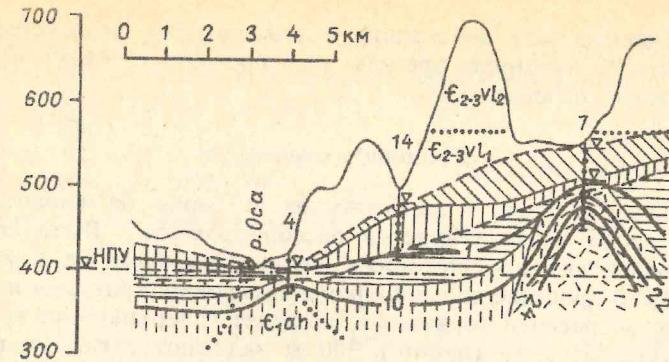


Рис. 5. Гидрогеохимический разрез по линии с. Каха — с. Оса.
(Условные обозначения см. рис. 4)

риализацией 10—24 г/л, причем на долю хлоридов кальция приходилось 3—8 г/л (табл. 4). Появление хлоридных кальциево-натриевых вод невозможно объяснить влиянием водохранилища. Скважина находится в 33 км от него, и самое главное — ее забой выше НПУ на 55 м (рис. 5). Формирование таких вод в зоне интенсивного водообмена, вдали от мест естественной разгрузки, должно, видимо, означать, что внедрение в толщу загипсованных пород верхоленской свиты произошло по водовыводящему разлому или разломам. Можно предположить, что заложение или обновление водовыводящей системы не связано с геологическим масштабом времени, поскольку продолжительная сохранность хлоридных кальциевых вод в открытой системе невозможна. Конечно, гидрогеохимические преобразования в принципе могут быть стимулированы современной сейсмической деятельностью. Но в этом случае сходные результаты удалось бы обнаружить уже не единожды — опробованы ведь тысячи скважин. Уникальность ситуации подсказывает, что она связана с редким специфическим воздействием техногенного объекта на геологическую среду. Причем само воздействие по моему является тектонически значимым. Техногенным объектом такого класса может быть только подземный ядерный взрыв. Действительно, за 4 года до опробования скв. 7 в 40 км к северо-востоку от с. Оса, в долине р. Обуса был произведен взрыв на полигоне Рифт-3 (1). Заряд, размещенный в скв. 135 на глубине 860 м, обладал мощностью в 10 килотонн (в тротиловом эквиваленте). Взрыв сопровождался сильным толчком и землетрясением (в Иркутске — 3 балла). Таким образом, вблизи эпицентра взрыва могла образоваться тектонически ослабленная зона, куда устремились хлоридные натриевые рассолы. Для этого не требуется слишком больших вертикальных перемещений. Рассолы залегают довольно близко от дневной поверхности. Так, 200-метровой скважиной в 1970 г. вскрыты хлоридные натриевые рассолы ($r\text{Cl}/r\text{Na} = 1,04$) с минерализацией 134 г/л всего в 12 км к юго-западу от полигона. Так или иначе, но в массообмене участвуют глубокозалегающие воды. Этот вывод подтверждается очень высоким (до 1000 фонов) содержанием водорастворимого гелия. Однако приведенные в табл. 4 данные по растворенному кислороду указывают на разбавление соленых вод исходящим потоком пресных. Такая возможность реальна, поскольку перепад уровней равен 42 м (см. рис. 5).

Потенциально воздействие взрыва отразилось на большой территории. Если допустить, что радиус влияния достиг 50 км, то площадь, в пределах которой формирование хлоридных кальциевых вод возможно, оценивается в 8000 км². Проверить это предположение, видимо, можно, обследовав территорию, особенно ее западный сектор, где много эксплуатационных на воду скважин. С каждым годом шансы на успех уменьшаются, потому что здесь появление

хлоридных кальциевых вод не связано с циклическим воздействием геотектонического объекта. С течением времени они постепенно будут вытеснены из гидрогохимического разреза.

Рассолопромысел

На левобережье р. Оки, в окрестностях г. Зимы на территории электроромического завода эксплуатируется рассолопромысел. Выщелачивание каменной соли происходит в отложениях нижнего кембрия на глубинах более одного километра. В процессе добычи, транспортировки, хранения и переработки какое-то количество рассола теряется и попадает в верхнюю часть гидрогохимического разреза. Здесь до глубины 300 м залегают загипсованные породы верхоленской свиты. В нарушенных условиях вблизи поверхности распространены гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные магниево-кальциевые воды с минерализацией до 1 г/л. Мощность зоны пресных вод не превышала 80 м. Ниже располагались солоноватые гипсовые воды (2,3—2,9 г/л). В районе г. Зимы мощность этой подзоны превышает 120 м. Во всяком случае скважина глубиной 200 м (санаторий «Сосновая горка») не вскрыла ее нижнюю границу. Гипсовые воды вниз по разрезу замещаются сульфатными натриевыми, минерализация которых на правобережье р. Оки (Ухтуйский участок) приближается к 7 г/л. Еще ниже солоноватые воды постепенно сменяются солеными водами и рассолами хлоридного натриевого состава. В интервале плавного изменения химического состава преобладают сульфатно-хлоридные натриевые воды.

С запуском рассолопромысла гидрогохимическая зональность претерпела существенные изменения. По данным поинтервального опробования куста наблюдательных скважин в июне 1987 г. (табл. 5), из разреза исчезли гидрокарбонатные и гипсовые воды. Место первых заняли слабосолоноватые хлоридные кальциево-натриевые воды. Сульфатно-кальциевые растворы оказались замещенными солоноватыми хлоридно-сульфатными кальциево-натриевыми водами.

Вполне очевидно, что произошедшие изменения тесно связаны с острой неравновесностью поглощенного комплекса водовмещающих пород и хлоридных натриевых растворов. Менее очевиден вопрос об устойчивости наблюдаемых изменений. В отличие от зоны подпора водохранилища здесь массообмен между твердой и жидкой фазами слабо упорядочен и, следовательно, обратимая адсорбция скорее всего проявляется эпизодически. В открытой системе это приводит к восстановлению исходной ситуации либо к полному замещению метаморфогенных вод хлоридными натриевыми растворами. Чаще всего приходится наблюдать промежуточное состояние системы. Вероятно, этим обстоятельством объясняется своеобразие преобразованной части гидрогохимического разреза.

Достаточно взглянуть на табл. 5, чтобы убедиться в этом. Прежде всего обращает на себя внимание одновременное присутствие в пределах единого типа поглощенного комплекса хлоридных кальциевых и сульфатных натриевых вод. Хорошо известно, что эти воды принадлежат двум последовательно протекающим фазам метаморфизации. К сожалению, ход техногенного преобразования гидрогохимической обстановки не отслеживался и поэтому документальные свидетельства отсутствуют. И все же можно утверждать, что по завершению первого этапа трансформации граница раздела между метаморфогенными водами (хлоридные кальциевые) и водами нормального гидрогохимического разреза (сульфатные натриевые) находилась на глубине 170 м. С течением времени в интервале глубин 70—170 м хлоридные кальциевые воды были замещены сульфатными натриевыми. Понятно, что подобная смена состава возможна при обратимой адсорбции, когда в пласт возвращаются гипсовые воды. На примере зоны подпора водохранилищ видно, что десорбция,

Результаты зонального гидрогохимического опробования наблюдательных скважин

Глубина опробования, м	Глубина статистического уровня, м	Минерализация, г/л	$r \text{Cl} / r \text{Na}$	Гелий, фон	Калий, мг/л	Eh, мв
20	1,62	1,45	1,65	—	86	—
30	1,62	1,49	1,65	10	88	-40
40	1,62	1,53	1,47	—	85	
60	1,62	1,54	1,48	—	86	-145
83	15,9	2,19	0,34	964	20	—
105	15,9	5,34	0,44	—	16	+50
125	15,9	5,46	0,40	1310	15	—
155	15,9	5,21	0,63	3150	18	-13
270	37,1	6,59	1,00	78	24	—
390	37,1	253	1,02	364	305	-230

к тому же — многократная, свойственная породам верхоленской свиты. Что же касается гипсовых растворов, то они непрерывно поступают с подземным стоком, местом разгрузки которого является русловая зона долины р. Ока. В конечном счете мощность хлоридных кальциевых вод уменьшилась, а объем сульфатного натриевого элемента в разрезе сильно увеличился. Преобразования сопровождались полным исчезновением пресных вод.

Для расслоения подзоны хлоридных кальциевых вод одной обратимой адсорбции недостаточно. Естественно предположить, что при общем источнике поступления хлоридных натриевых растворов расслоение разреза просто не произошло бы. Остались бы либо хлоридные кальциевые, либо сульфатные натриевые воды. Таким образом, для верхней и нижней частей области техногенной метаморфизации существуют по крайней мере два самостоятельных источника хлоридных натриевых вод. Поверхностный источник постоянного действия образован утечками из рассолохранилища и технологического оборудования. Именно постоянство притока обеспечивает сохранность хлоридных кальциевых вод в верхней части гидрогохимического разреза. С другой стороны, для источника характерна высокая концентрация калия, если в слабосолоноватых водах его более чем 80 мг/л.

В нижнюю часть области метаморфизации хлоридные растворы поступают, видимо, из глубоких горизонтов во время сооружения эксплуатационных скважин. Этим, пожалуй, можно объяснить большие временные перерывы между «инъекциями», когда собственно и реализуется процесс десорбции. В пользу глубинного источника свидетельствуют и высокие концентрации водорастворимого гелия, которые на порядок выше, чем в неглубокозалегающих хлоридных водах.

Техногенная метаморфизация химического состава подземных вод рассмотрена на схематическом уровне. Может статья, что последствия преобразования намного сложнее. Например, до глубины по крайней мере 423 м обнаружены органические растворители, которые сформировали резко восстановительную обстановку, совершенно не свойственную естественным условиям.

Межпластовый водообмен

Сильное и обширное влияние на естественную гидрогохимическую обстановку оказывают поисковые, разведочные и эксплуатационные скважины. Особенно велико их влияние там, где мощность зоны пресных вод мала, а

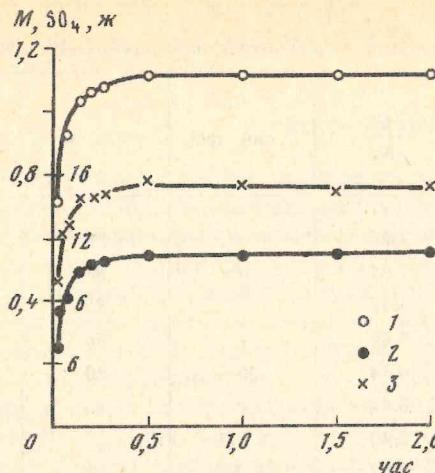


Рис. 6. Хронологический график изменения минерализации и химического состава воды на начальном этапе откачки: 1 — минерализация, г/л; 2 — содержание сульфатов, г/л; 3 — общая жесткость, мг-экв

выдержаные водоупоры отсутствуют. Подобные условия существуют на громадной территории верхнего Приангарья, где маломощная зона пресных вод залегает на солоноватых водах сульфатного кальциевого состава. Близость статических уровней этажно залегающих водоносных горизонтов почти всегда при эксплуатации приводит к подтягиванию соленых вод на площади депрессионной воронки. Поэтому при нарушенных условиях в сфере влияния скважин формируются воды смешанного химического состава, как правило, гидрокарбонатно-сульфатные с минерализацией, равной или более 1 г/л, и жесткостью, зачастую значительно превышающей 7 мг-экв. На участках, где мощность подзоны сульфатных вод невелика, наблюдается подток и хлоридных вод. Обычно формирование области смешивания происходит очень быстро. На рис. 6 видно, что стабилизация состава и минерализации достигается через 15 мин после запуска скважины. Подобного рода график типичен для рассматриваемых условий. В тех случаях, когда граница раздела пресных и солоноватых вод прорезана, получить пресные воды вообще невозможно. Помимо увеличения минерализации и сульфатной жесткости снижение качества подземных вод происходит и за счет присутствия стронция, содержание которого зачастую равно и даже превышает ПДК. Появление этого элемента в водах смешанного состава связано с существованием стронциевой гидрогеохимической провинции, приуроченной к сульфатным водам ангарской и верхоленской свит.

Иные условия существуют в поле развития угленосных отложений юрского возраста. Здесь хорошо развита зона пресных вод и поэтому на первое место выходит проблема качества воды на микрокомпонентном уровне. Ее создает геохимическая провинция железистых и марганцевых вод, которая располагается внутри пресных вод. Провинция связана с глеевым водоносным горизонтом. Последний размещается в подошве грунтового водоносного горизонта с весьма низким коэффициентом насыщения кислородом (10—30%). Для юрских отложений характерна крайняя фациальная неустойчивость, поэтому выдержаные водоупоры практически отсутствуют. Вторая характерная особенность гидрогеологических условий — примерное равенство статических уровней почти всех этажно расположенных водоносных комплексов. Вот почему при эксплуатации грунтового горизонта в воде появляются компоненты состава, присущие только глеевым водам — закисное железо и марганец, причем в количествах, превышающих ПДК в 5—10 раз. Недостаточно серьезное отношение к этой проблеме приводит к отказу от освоения

Хлоридные кальциевые воды в угленосных юрских отложениях

Местоположение водопункта (село)	Дата опробования	Минерализация, г/л	$\frac{r\text{Cl}}{r\text{Na}}$	Eh, мв	Уровень воды, м
Лыловщина	31.10.81	1,54	2,37	+260	+0,7
Московщина	17.8.93	2,34	13,3	+156	9,95
Ширяево	14.9.73	6,02	1,22	—	15,6

не только отдельных скважин, но и месторождений пресных подземных вод. Так случилось с Ушаковским месторождением, которое, кстати, прошло экспертизу ГКЗ СССР.

Более глубокие преобразования гидрогеохимической обстановки происходят при внедрении хлоридных натриевых солоноватых вод в верхнюю часть гидрогеологического разреза. Эти воды из ствола скважин растекаются по поглощающим горизонтам, водовмещающие породы которого имеют в обменном комплексе кальций. Вследствие катионного обмена появляются воды хлоридного кальциевого состава с минерализацией, намного превышающей исходный уровень (табл. 6). Пока метаморфогенные воды обнаружены на Ангаро-Кудинском междуречье и в долине р. Ангари, но их фактическое распространение значительно шире.

Заключение

Прежде всего отметим, что уже на достигнутом уровне освоения геологической среды влияние геотехногенных объектов на гидрогеохимическую обстановку значительно. Несомненно оно будет возрастать и далее, особенно при освоении новых рассолопромыслов, газовых, газоконденсатных и нефтяных месторождений; после наполнения Богучанского водохранилища. Во-вторых, опыт изучения техногенного влияния позволяет внести большую ясность в такой сложный вопрос, каким является катионный обмен в природных средах. Обычно о нем судили по данным лабораторного эксперимента и на основании умозаключений. Опыт натурных наблюдений оказался наиболее продуктивным. Удалось показать, что твердая фаза в системе вода — порода имеет громадную емкость катионного обмена и обладает многократной обратимой адсорбцией. С этих позиций представляется однозначным путь формирования хлоридных кальциевых и сульфатных натриевых вод в открытых гидрогеологических системах.

Статья написана при финансовой поддержке Российской фонда фундаментальных исследований, код проекта 93-05-8554.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булатов В. И. 200 ядерных полигонов СССР // География радиационных катастроф и загрязнений. Новосибирск: ЦЭРИС, 1993. 88 с.
2. Братское водохранилище. Инженерная геология территории. М.: Наука, 1963. 275 с.
3. Влияние водохранилищ на гидрогеологические условия прилегающих территорий. М.: Наука, 1960. 318 с.
4. Вологодский Г. П. Карст Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1975. 123 с.
5. Зеленцова Н. И. Гидрохимические показатели разгрузки подземных вод при эксплуатации Волжской ГЭС им. В. И. Ленина // Взаимосвязь поверхностных и подземных вод. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 200—203.

6. Литвин В. М., Шенькман Б. М. Гидрогеохимическая эволюция зоны подпора Братского водохранилища и карстообразование//Тез. докл. международной конф. «Инженерная геология карста». Пермь: ПГУ, 1992. С. 100.
7. Малий В. А. Формирование подпора и режим подземных вод прибрежных зон Иркутского и Братского водохранилищ//Тр. сов. по изучению берегов водохранилищ и вопросов дренажа в условиях Сибири. Новосибирск: Наука, 1969. Вып. 2. С. 121—129.
8. Пинчекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М.: Наука, 1966. 332 с.
9. Проблемы рационального использования геологической среды. М.: Наука, 1988. 246 с.
10. Проблемы охраны геологической среды. Новосибирск: Наука, 1993. 168 с.
11. Усть-Илимское водохранилище. Подземные воды и инженерная геология территории. Новосибирск: Наука, 1975. 220 с.

Институт Земной коры СО РАН

Поступила в редакцию
30.III.1994

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Инженерная геоэкология. Гидрогеология. Геокриология

1 • 1995

УДК 624.131

© 1995 г. Е. М. ПАШКИН, Е. С. ДЗЕКЦЕР, А. А. НИКИФОРОВ

МОНИТОРИНГ КУЛЬТУРНОГО СЛОЯ КАК ЭЛЕМЕНТА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Культурный слой, являясь специфическим естественноисторическим образованием, требует нестандартного подхода к решению проблемы безопасной эксплуатации исторических лите-технических систем (ЛТС). Предложена концепция мониторинга культурного слоя, включающая его цели и задачи, функциональный механизм, взаимосвязь с аналогичной аксией, реализуемой для подземных вод территорий древнего урбанизма. Подчеркивается информационно-диагностическая роль мониторинговой системы в рамках управления исторических ЛТС.

В современных условиях функционирования древнего города его геологическая среда испытывает разнообразное воздействие со стороны естественных и искусственных факторов. В результате возник целый комплекс негативных процессов в геологической среде, явившихся причинами деформации и разрушения памятников.

За многовековое существование в пределах исторических территорий накопился мощный культурный слой. В отдельных случаях его мощность достигает 20 м. Уже сам факт присутствия в геологической среде такого образования привлекает к себе внимание.

Значительная часть городских сооружений попадает в зону распространения культурного слоя, в целом ряде случаев он оказывается в неразрывной связи с архитектурными памятниками, и их различными элементами (фундаментом, цоколем, низом стен).

Культурный слой представлен накоплениями слабой степени литификации, образовавшимися в процессе жизнедеятельности человека, биохимического и микробиологического распада органических компонентов и коллоидно-химических превращений минеральных частиц. Грунты, формирующие культурный слой, характеризуются особым составом, свойствами и значительной изменчивостью физического состояния [4]. Среди них встречаются разности с явно выраженным особенностью «слабых» грунтов, которые обладают повышенной степенью опасности. Вследствие этого памятники архитектуры могут испытывать значительные по величине и продолжительности осадки, сдвиги, кроны; изменения тепло-влажностного режима; выветривание несущих конструкций и в конечном итоге деформацию их жесткой структуры.

Грунты культурного слоя, искусственного (рукотворного) элемента исторических лите-технических систем (ЛТС), имеют пониженную структурную прочность и высокую чувствительность к различным видам воздействий. Наличие в них подвижных и свободных высокомолекулярных органических веществ и легкогидролизующихся соединений в условиях резко активизирующегося техногенеза приводит к смещению сложившегося в течение веков равновесия в пределах геологической среды, границы ее искусственной и естественной частей становятся ареной разнообразных преобразований. Компоненты, имевшие вполне устойчивые связи и функционировавшие в рамках адаптационного режима, обращаются в нестабильные элементы. Мно-

гочисленный фактический материал, накопленный авторами, в частности, свидетельствует о резком ухудшении инженерно-геологических свойств отложений ледникового комплекса в результате взаимодействия с нижними горизонтами накоплений культурного слоя.

С другой стороны, трудно переоценить историко-архитектурную значимость культурного слоя как единственного материального носителя информации об истории, культуре и социальных структурах древнего города. Так, сохранность средневековых напластований Новгорода — явление исключительное, позволяющее говорить о культурном слое как историческом источнике государственного значения, требующем самой активной его охраны.

Таким образом, существует конфликтная ситуация, при которой инженерная защита архитектурных комплексов может нанести ущерб состоянию консерванта (культурному слою), т. е. явиться для него фактором риска. Отсутствие же борьбы с нежелательными явлениями, спровоцированными накоплением культурного слоя, затруднит безопасную эксплуатацию памятников истории и культуры. Последнее диктует необходимость разработки системы мониторинга как эффективного инструмента контроля за динамикой техногенных процессов, протекающих в культурном слое, обнаружения аномалий и предупреждения о возможной опасности. Безусловно, мониторинговая акция является информационно-диагностической подсистемой инженерной защиты как некая гибкая адаптирующаяся в данную ситуацию система, оказывающая сенсорные,ящающие регулирующие воздействия на ЛТС.

И так, наряду со сбором и хранением данных мониторинг предусматривает следующие задачи: 1) описание состояния культурного слоя и его изменений; 2) идентификация неблагоприятных тенденций; 3) формализация выработанной информации для представления лицам, принимающим решение.

Согласно теории мониторинга техноприродных процессов [5], он является в идеале составной частью мониторинга окружающей среды, поэтому при всей ее автономности желательна связка реализуемой системы с аналогами в иных средах, прежде всего в атмосфере. Безусловно, что мониторинг культурного слоя должен быть открыт для взаимодействия с геодинамическим мониторингом урбанизированных территорий.

Учитывая весьма скучные финансовые возможности государственных учреждений, ведающих вопросами культуры и охраны памятников, предлагается приоритетный и стадийный подходы к выбору районов постановки и проведения акции. В связи с тем, что культурный слой г. Новгорода является стратотипичным для Северо-Запада и Центра европейской части России инесен в анналы ЮНЕСКО в качестве исторического источника международного значения, считаем целесообразным приурочить первую стадию развития мониторинга к территории этого древнего русского города.

Интенсивное освоение городской территории, выражющееся в активизации реставрационной и инженерно-строительной (подземное строительство) деятельности, приводит к изменению характера и интенсивности воздействий на геологическую среду и ее составной элемент — культурный слой. При этом следует иметь в виду, что эти изменения могут протекать с различной скоростью и отношение к ним должно складываться по-разному: с одной стороны, как к изменениям, устанавливающим свое влияние на сохранность слоя (материальных предметов) в данный момент времени, и, с другой стороны, как к изменениям, накапливаемым в геологической среде в скрытой форме и в любой момент способным проявить себя спонтанно. Отсюда возникает необходимость выделения в определенной степени слабых сигналов, что способствовало бы заблаговременному обеспечению безопасности территории.

В настоящее время не разработана методика интегральной количественной оценки влияния техногенных факторов воздействия на геологическую среду. Оно оценивается в основном качественно на основании специального анализа.

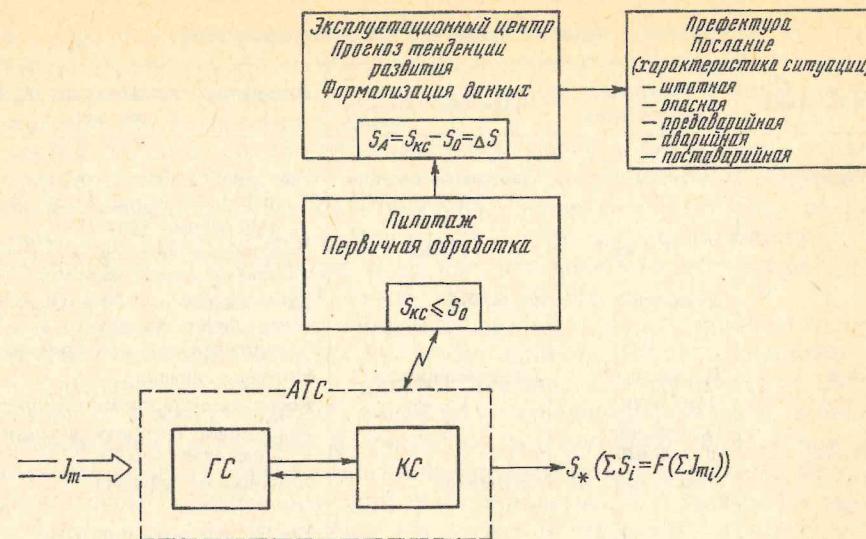
Классификация воздействий на культурный слой

Вид воздействия	Характер размещения	Продолжительность	Инженерно-геологические процессы и явления
Механическое	Площадной То же Локальный	Детерминированное То же Случайное	Изменение свойств грунтов, деформация предметов из-за длительных осадок Оползневые явления вследствие динамических нагрузок Активизация окислительных процессов в связи с вертикальной планировкой
Физическое	Площадной Линейный	Детерминированное То же »	Морозное пучение Коррозия металлических предметов
Физико-механическое	Площадной, локальный	»	Разложение органики в связи с колебаниями УГВ
Физико-химическое	Локальный	Случайное	Химическая суффозия
	То же		Увеличение агрессивности грунтовых вод из-за утечек и инфильтрации химически активных веществ
Биологическое, биохимическое	Площадной, локальный	Детерминированное	Гниение предметов и погребенных сооружений вследствие активности гетеротрофных микроорганизмов

Результатом воздействия являются инженерно-геологические процессы и явления, наиболее опасные из них представлены в таблице.

В связи с этим возникает задача выбора приоритетного определяемого показателя состояния консерванта и предметов древней материальной культуры. Очевидно, что выбор должен падать на достаточно надежный, диагностируемый хорошо отработанными процедурами показатель, установление которого не требует больших средств и усилий. При этом, на наш взгляд, должна соблюдаться своего рода иерархия приоритета: 1) предметы древней материальной культуры; 2) консервант; 3) геологическая среда. С этих позиций число определяемых показателей следует связать с процессом микробной коррозии предметов материальной культуры. Это принципиально отражено на рисунке.

Среди большого числа вероятных показателей коррозионной активности (наблюдаемых и ненаблюдаемых) мы остановили свой выбор на соединениях азота, являющихся достаточно чутким индикатором на изменение количества и качества органического вещества, pH и Eh-среды, температуры, аэрации и, что особенно важно, числа гетеротрофных нитрифицирующих бактерий. В частности, всплеск обсемененности, по данным [3], наблюдается при концентрации аммонийного азота более 15—20 мг/л. Ясно и то, что с учетом долговременности акции потребуются специальные проработки для оптимизации выбираемых показателей. Столь же необходимым определяемым показателем, на наш взгляд, является инженерно-геологический индикатор, существенным образом влияющий на характеристику свойств грунтов, формирующих культурный слой, — относительное содержание органического вещества ($J_{\text{ор}}$). Причем при этом система будет нацелена на слежение за тенденцией органического загрязнения естественной части геологической среды, контактирующей с культурным слоем, что в первую очередь отражается на ее качестве в инженерно-геологическом отношении как основания подавляющего большинства памятников архитектуры. Авторами установлено, что пороговые значения показателя будут лежать в пределах 0,10—0,25 д. ед., при этом органическое вещество существенным образом еще не влияет на прочностные и дефор-



Принципиальная схема мониторинга культурного слоя: J_m — воздействие, S_* — результирующая, S_{Kc} — наблюдаемые параметры, S_0 — пороговые значения, S_A — аномалия, ΔS — характеристика ситуации

мационные характеристики грунтов. Поскольку данная ЛТС не имеет аналогов, естественно, что по мере накопления опыта наблюдений, развития теории взаимодействий, методов и средств часть определяемых показателей выявится в процессе реализации мониторинговой системы.

В состав наблюдательной сети проектируемой системы должна войти стационарная режимная сеть специальных скважин, обеспечивающих возможность отбора представительных проб для последующего анализа определяемых показателей. В условиях Новгорода она может опираться на реализуемую мониторинговую систему подземных вод, которая должна быть дополнена пунктами регулярного опробования (отбора образцов) и точками с глубинными пробоотборниками поровой влаги в пределах зоны аэрации. Газовая съемка, гидрофизические наблюдения могут осуществляться в рамках регионального мониторинга техноприродных процессов. Динамичность рассматриваемой ЛТС требует от создателей системы наблюдений предусмотреть возможность весьма оперативного дополнения или изменения ее структуры. Наконец, мы склоняемся к идеи «вписывания» сети мониторинга культурного слоя в функционирующую или запроектированную систему слежения за подземными водами урбанизированных территорий. Это вдвое важно, поскольку основная цель мониторинга подземных вод — обеспечение безопасной эксплуатации территории [2], что предусматривает проведение технических мероприятий (дренирование, вертикальная планировка и т. п.), опасных для культурного слоя.

Пространственное размещение пунктов, дополняющих сеть мониторинга подземных вод, реализуется исходя из требований, предъявляемых к режимной сети [1].

Учет временного фактора (периодичность наблюдений) применительно к той или иной территории может варьировать. Для мониторинговой системы культурного слоя, исходя из вероятного развития движущих сил, определяющих состояние предметов и консерванта, наиболее предпочтительна перманентно-прерывистая форма проведения акции. Она предусматривает сбор данных прерывистым способом с изменчивой периодичностью (ежедневно, ежедекадно, ежеквартально и т. п.), но пребыванием системы в состоянии бдения. Представляемая информация в статистических показателях отражает текущее

состояние (величину аномалии). Ее передача потребителям идет по учащенно-прерывистой форме [6].

Интерпретационные модели, реализуемые в рамках мониторинговой системы, тесно связываются с целью и задачами данной акции: выявлением аномалий и прогнозом тенденций в состоянии культурного слоя, диагнозом состояния предметов древней материальной культуры и погребенных элементов зданий и сооружений, а также контролем эффективности данной системы. Важным представляется обязательное участие в интерпретации как специалистов, проводящих наблюдения, так и экспертов-консультантов.

Следует особо подчеркнуть, что прогноз эффективен только тогда, когда он грамотно объяснен и предупреждены лица, принимающие окончательное решение. Этот достаточно деликатный момент довольно часто упускается из виду.

Управление мониторинговой системой должно допускать ограничение последствий потери данных в связи с утратой пунктов наблюдений, разрушением информационной картотеки, отсутствием компетентных специалистов, задействованных в ее эксплуатации. Таким образом, уязвимость должна быть проанализирована и взята в расчет в определении механизма проведения данной акции.

Столь же часто плохо оконтуриваются издержки эксплуатации системы, хотя в настоящее время экономический аспект является наиважнейшим. Стоимость акции может быть различной, возрастать вместе со сложностью механизма, его разветвленностью и, напротив, снижаться при высокой интеграции системы и зрелости применяемых технических средств. Поэтому предлагаемая увязка мониторинга культурного слоя с аналогом подземных вод урбанизированных территорий представляется перспективной и жизнеспособной.

В целом программа мониторинга культурного слоя, вписывающаяся в систему управления урбанизированными территориями с элементами особо охраняемых объектов, представляет собой акцию четко нацеленную на минимизацию риска утраты предметов древней материальной культуры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бондарик Г. К., Невечеря В. Л., Пендин В. В. Обоснование структуры литомониторинга на базе количественной оценки изменений инженерно-геологических условий при искусственных взаимодействиях//Мониторинг экзогенных геологических процессов. М.: Недра. 1986. С. 20—21.
- Дзекцер Е. С. Мониторинг подземных вод урбанизированных территорий//Вод. ресурсы. 1993. Том 20. № 5. С. 615—620.
- Заверзин Г. А. Литотрофные микроорганизмы. М.: Наука, 1972.
- Крутов В. И. Основания и фундаменты на насыпных грунтах. М.: Стройиздат, 1988.
- Мониторинг экзогенных геологических процессов. М.: Недра. 1986.
- Rochet L. Auscultation — Diagnostic — Surveillance//Bulletin of IAEG. 1992. № 45. Р. 43—57.

МГРИ
ПНИИС

Поступила в редакцию
21.1.1994

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 ЦЗИНЬ

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:

103717 Москва, Подсосенский пер., 21

Телефон: 916-23-18

Заведующая редакцией А. А. Мазаева

Технический редактор Н. И. Демидова

Сдано в набор 25.10.94 Подписано к печати 29.11.94 Формат бумаги 70×100¹/16
Офсетная печать Усл. печ. л. 10,4 Усл. кр.-отт. 12,9 тыс. Уч.-изд. л. 12,9 Бум. л. 4,0
Тираж 680 экз. Зак. 1827

Адрес редакции: 103717 Москва, Подсосенский пер., 21, тел. 916-23-18
Московская типография № 2 РАН 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

3200 р.
кatalogная цена

1500 р.
Индекс 70393

ISSN 0869-7803 Геоэкология Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. Геодинамика. 1995, N 1



«НАУКА»