

Расчет действия добычных скважин									
1 п	100	-14,5	5731	12816	30000	-11	-44	-80	
2 п	80	-13,0	5731	12816	30000	-26	-67	-111	
3 п	80	-14,0	5731	12816	30000	-46	-87	-131	
4 п	100	-11,5	5731	12816	30000	-34	-68	-103	
5 п	100	-13,0	5731	12816	30000	-82	-116	-151	
Расчет результирующего влияния									
1 п		-14,5				+71	+72	+71	+56,0
2 п		-13,0				+5	+6	+8	-5,0
3 п		-14,0				+6	+3	+3	-11,0
4 п		-11,5				-20	-18	-21	-32,0
5 п		-13,0				-71	-72	-71	-84,0

Действительная скорость подземных вод (V_d) определяется по формуле [2,3]

$$V_d = K \times i : n, \quad (9)$$

где K - коэффициент фильтрации, м/сут; i - пьезометрический уклон равный отношению перепада отметок уровня к расстоянию между ними; n – коэффициент эффективной пористости.

Расчеты времени прорыва отработанных закачиваемых вод приведенных по двум характерным направлениям и отражены в таблице 3.

Непосредственно время прорыва ($T_{лет}$) определяются по выражению:

$$T_{лет} = L : V_d : 365 \quad (10)$$

Таблица 3

Расчет времени прорыва отработанных вод						
Характеристика точек	Расстояние, м	Уклон пьезометрической поверхности	Коэффициент фильтрации, м ² /сут	Эффективная пористость (n)	Действительная скорость, м	Время прорыва, годы
От гидропъезы + 10 (скв.2н) до гидропъезы – 60 (скв.6)	2125	0,033	2,4	0,25	0,31	19
От гидропъезы + 45 (скв.8н) до гидропъезы – 60 (скв.2)	2875	0,033	2,4	0,25	0,31	25

Выводы: Полученные результаты для данной схемы разработки месторождения позволяют благоприятное прогнозирование работы АЙОПЗ на 19-25 лет.

С целью гарантированного срока разработки месторождения нагнетательные скважины 1н-6н следует разместить дальше от добычных, по линии скважин 7н-11н.

Литература

1. Изыскания и оценка запасов промышленных подземных вод. Бондаренко С.С., Боровский Л.В., Ефремочкин Н.В., Плотников Н.А., Стрепетов В.П. /ВСЕГИНГЕО. – М.: Недра, 1971. – 244 с.
2. Биндеман Н.Н., Язвин Л.С. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод. – М.: Недра, 1970. – 216 с.
3. Справочное руководство гидрогеолога /В.М. Максимов, В.Д. Бабушкин, Н.Н. Веригин и др. – Л.: Недра, 1979. - Т.1. – 512 с.

Химический состав поровых вод осадков района грязевого вулкана «Большой» (оз. Байкал)

Т.В. Погодаева, Т.И. Земская, Л.П. Голобокова, И.Н. Доля, О.М. Хлыстов; А.А. Крылов¹

Иркутск, Лимнологический институт СО РАН

¹*Технологический институт Китамы, 165 Koen-cho, Kitami 090-8507, Japan*

Озеро Байкал на настоящее время является единственным пресноводным водоемом, в осадках которого обнаружены газовые гидраты (ГГ). В 1989 г. методами высокоразрешающего сейсмопрофилирования и многоканального зондирования были выявлены косвенные признаки гидратоносности акватории (BSR) (Hutchinson et al., 1991). Первое вещественное обнаружение газовых гидратов на Байкале связано с бурением скважины VDP-97 (Кузьмин и др., 1998). В 2000 г. они были впервые добыты из поверхностных слоев донных отложений в Южном Байкале в районе грязевого вулкана «Маленький» (Клеркс др., 2003). Исследованию данного района посвящено несколько работ (Гранина и др., 2000; Клеркс др., 2003; Matveeva et al., 2003; Погодаева и др., 2005). В последующие годы, основываясь на геофизических данных в Южном и Среднем Байкале обнаружено еще два грязевых вулкана, где также получены кристаллы ГГ (Хлыстов и др., 2005).

В данном сообщении впервые представляются результаты исследований донных отложений района грязевого вулкана «Большой», полученных в 2002-2005 гг. Проанализировано 11 кернов, полученных с помощью больших гравитационных труб. Кристаллы ГГ найдены в трех из них на глубине осадка 60-104 см (табл. 1). Химический состав поровых вод исследовали с интервалом 2-3 см. Поровые воды получали на борту судна, непосредственно после отбора проб, дважды центрифугируя осадок со скоростью

10 тыс. оборотов в минуту. Концентрацию анионов поровых вод измеряли методом жидкостной хроматографии на хроматографе «Милихром-2А» с относительной погрешностью 5-7%. Концентрацию катионов поровых вод определяли на спектрофотометре AAS-30 Carl Zeiss Jena методом атомной абсорбции (Ca^{2+} , Mg^{2+}) и методом пламенной эмиссии (Na^+ , K^+) [17] с относительной погрешностью 3-5%. Оценка полноты определения ионного состава пробы ($R_1, \%$) производилась путем сопоставления эквивалентов концентраций катионов (ΣC) и анионов (ΣA). Расхождение баланса ионов не превышало 5-7%.

Донные отложения в районе грязевого вулкана «Большой» были восстановлены с поверхности, представлены серым алевропелитом с примесью песка в виде линз и прослоев, сопровождающихся гнездами и полосами гидротроилита. Встречающиеся прослои алевролитистой глины имели творожистую текстуру. Структура осадка была нарушена разрывами, свидетельствующими о выделении газа.

В результате выявлено, что в исследуемом районе поровые воды являются маломинерализованными гидрокарбонатно-кальциевыми. Гидрокарбонат-ион составляет 98 % суммы анионов при корреляции ионов HCO_3^- и ионов Ca^{2+} равной 0,98. В кернах, не содержащих газовых гидратов, концентрации ионов HCO_3^- постепенно и равномерно увеличиваются с глубиной (рис. 1-1,2,4). В кернах 3 и 5 наблюдаются значительные колебания концентраций ионов HCO_3^- (рис. 1-3,5), обратно пропорциональные колебаниям влажности (рис. 2). Данное явление можно интерпретировать как следствие присутствия в поровом пространстве микровключений газовых гидратов, разложившихся при подъеме кернов на поверхность.

Таблица 1

Содержание газовых гидратов в районе грязевого вулкана «Большой»			
Станция	Длина керна, см	Глубина залегания ГГ, см	Гидратопроявление
1	45	нет	
2	55	нет	
3	120	90	пластина 10 мм в алевропелите
4	300	нет	
5	105	96-100	массивные ГГ (содержание в породе 67%)
6	95	60-104	большое количество массивных ГГ (содержание в породе 98%)

Слой с повышенной влажностью и пониженной концентрацией ионов HCO_3^- сопровождается понижением влажности и повышением концентрации ионов HCO_3^- в смежных интервалах. В морских осадках такое явление описано для хлорид-ионов и является результатом оттягивания чистой воды в соседние горизонты при гидратообразовании (Гинсбург, Соловьев, 1994). В керне 5 над гидратным слоем (96-100) в интервале 86-96 мы наблюдали слой сухого песка с влажностью 21 % (рис. 2). Концентрации ионов HCO_3^- здесь более чем в 2 раза превышали значения смежных интервалов. Вода же, полученная при разложении газогидратов, была маломинерализованной, концентрация ионов HCO_3^- здесь составляла 42 мг/л при низких значениях сульфат- и хлорид-ионов – 0,63 и 0,84 мг/л, соответственно.

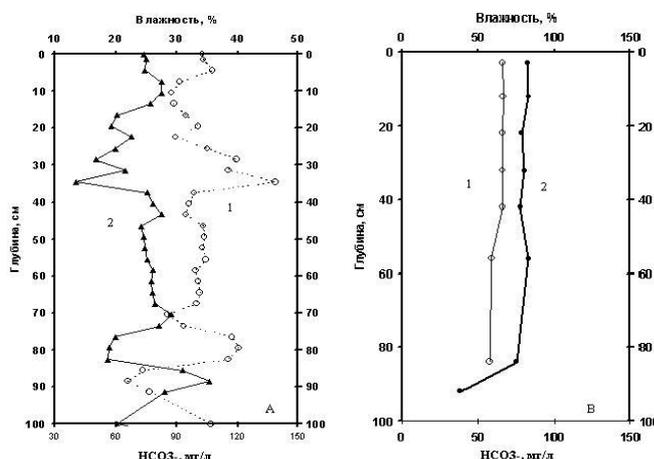


Рис. 2 Профили влажности (1) и концентрации гидрокарбонат-ионов (2) в поровых водах осадков: А - керна 5; В - керна 6.

В другом керне (6), содержащем большой гидратный слой (44 см), в верхних горизонтах находился обводненный газонасыщенный алевропелит. Химический состав поровых вод этого вышележащего слоя (с придонного до гидратного) практически постоянен. Содержание HCO_3^- здесь находится в пределах 80 мг/л и Cl^- - 0,60 мг/л. Ионный состав воды, полученной при разложении газовых гидратов, аналогичен по составу воде гидратов керна 5 (рис. 1).

Низкая минерализация, закономерное распределение по глубине, соответствие химического состава поровых вод всех кернов и газогидратных вод дают основание говорить о единой природе данных вод, т.е. об образовании газовых гидратов из «местной» поровой, а не из привнесенной извне, воды. Из полученных нами данных можно предположить, что образование газовых гидратов в приповерхностных осадках в районе «Большого» происходит по сегрегационному механизму. При этом недостаток воды, способной образовывать гидраты, в месте начала процесса гидратообразования восполняется за счет миграции поровой воды из близлежащих отложений к фронту гидратообразования, что уже показано выше.

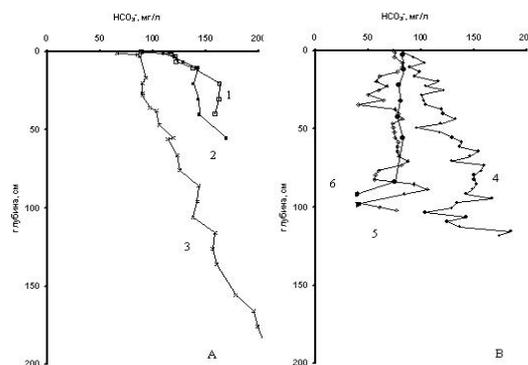


Рис. 1 Профили концентраций гидрокарбонат-ионов в поровых водах приповерхностных осадков: 1 - Ver 04 02 St 5 BGC 1; 2 - Ver 04 02 St 5 BGC 2; 3 - Ver 05 03 St 1 GC 7; 4 - Ver 04 02 St 5 GC 1; 5 - Ver 04 02 St 5 GC 3; 6 - Ver 05 03 St 1 GC 4.

А - керны, не содержащие гидраты;
 Б - керны, содержащие гидраты

Как известно, в морских осадках разность равновесного давления газа в мелких и крупных порах вмещающей породы создает дополнительный потенциал гидратообразования (Гинсбург, Соловьев, 1994). В результате наших исследований было обнаружено, что в некоторых случаях включения гидратов также приурочены к границам раздела грубозернистых и мелкозернистых отложений алевроит-глина (керна 3, 5).

Работа поддержана Программой Президиума РАН 18.10., а также Интеграционным проектом СО РАН № 58.

Литература

1. Hutchinson D. R., Golmshtok A. S., Zonenshain L. P. et al. Depositional and tectonic framework of the rift basin of Lake Baikal from multichannel seismic data // *Geology*, 1992, v. 20, p. 21 – 30.
2. Кузьмин М.И., Калмычков Г.В., Гелетий В.Ф. // *ДАН*. 1998. Т 362. № 4. С. 541-543
3. Клеркс Я., Земская Т.И., Матвеева Т.В. и др. Гидраты метана в поверхностном слое глубоководных осадков озера Байкал // *ДАН*. 2003. Т 393. № 6. С. 822-826.
4. Granina L.Z., Golobokova L.P., Zemskaya T.I. et al. Geochemical characteristic of the surface sediments in the region of gas hydrates occurrence in Southern Lake Baikal // VI Intern. Conf. Gas in Marine Sediments. St Petersburg, September 5-9, 2000. – P. 37-39.
5. Matveeva T.V., Mazurenko L.L., Soloviev V.A. et al. Gas hydrate accumulation in the subsurface sediments of Lake Baikal (eastern Siberia) // *Geo-Mar Lett.* – 2003. – Vol. 23. – P. 289-299.
6. Погодаева Т.В., Земская Т.И., Хлыстов О.М. Химический состав поровых вод осадков оз. Байкал (ст. «Маленький»), вмещающих газовые гидраты // *Материалы научной конференции «Фундаментальные проблемы изучения и использования воды и водных ресурсов» 2005*, с. 428 – 431.
7. Хлыстов О.М. Новые находки скоплений газовых гидратов озера Байкал // *Тез. Докл. Четвертой Верещагинской Байкальской конференции*. Иркутск, 26 сентября – 1 октября, 2005, с. 208 – 209.
8. Гинсбург Г.Д., Соловьев В.А. *Субмаринные газовые гидраты*. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. – 199 с.

Водные ресурсы бассейна Терека и меры по их рациональному использованию

П.М. Базманова
 ИГ ДНЦ РАН

Терек является крупнейшей водной артерией Восточного Кавказа и Предкавказья. Она берет начало в ледниках Главного Кавказского Хребта, в Грузии у ледника горы Зилга-Хох на высоте 3853м, и впадает в Аграханский залив Каспийского моря. Основные притоки Терека: рр. Ардон, Малка, Сунжа.

Длина реки от истока до Чаканных ворот 644 км-[(Байдин С.С. 1979г.)], а по другим источникам 599 км (К.К. Гюль, С.В. Власова и др.). Площадь водосбора 435400 кв.км, в том числе покрытая ледниками и фирновыми снегами 830 кв. км. Уклон реки -6,4%.

Основными источниками питания реки Терек являются талые воды снегов и ледников, дождевые осадки и грунтовые воды. Режим реки характеризуется половодьем в теплую часть года, с частыми наводнениями и устойчивой зимней меженью. Сток распределяется неравномерно: зимой в среднем 16% , за летние месяцы - 55%, основной объем - в период июнь-август. Средний годовой расход 789 м³/сек. Мутность воды значительная, количество взвешенных наносов колеблется от 9,2 до 25 млн.т в год, во время паводков проносится до 65% их годового количества. Незначительная минерализация дает возможность широко использовать воду для целей орошения, обводнения и питьевых нужд.

В прошлом Терек в низовьях был более многоводной рекой. В него впадали такие, самостоятельные в настоящее время реки, как Акташ, Аксай и, очевидно, Сулак. Вследствие больших отложений наносов Терек менял в нижнем течении направление своего русла блуждая от долины Сулака до низовьев Кумы. Это обуславливало неравномерное выдвижение дельты в море, где происходило разделение реки на рукава: Таловка, Старый Терек, Бороздинская Прорва, Кордонка.

В 1914 году наблюдался катастрофический паводок, в результате которого река прорвала валы и устремилась в низину, затопив территорию площадью 700 км². Возникла стокилометровая цепь боль-