

УДК 549.766.21(265.3)(265.4)

АУТИГЕННАЯ ГИПСОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ПОРОДАХ ДНА ЯПОНСКОГО И ОХОТСКОГО МОРЕЙ

Е.П. Терехов, А.В. Можеровский, Н.Г. Ващенко
Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, manatoly@poi.dvo.ru

Н.Н. Баринов
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток

Приведено описание морфологического типа аутигенного гипса, развитого на поверхности кайнозойских пород дна Японского и Охотского морей. Его необычность проявилась во внешнем облике минеральных агрегатов, форме слагающих их кристаллов и условиях образования. Механизм формирования этого типа минерализации, вероятно, определялся высокой концентрацией Ca^{2+} и SO_4^{2-} в поровой воде кристобалит-содержащих пород, литостатическим давлением и температурным градиентом между поровой и морской водой. Широкое развитие гипса в породах склонов подводных морфоструктур Японского и Охотского морей позволяет рассматривать этот регион в качестве провинции подводной аутигенной гипсовой минерализации.

В статье 1 таблица, 4 рисунка, список литературы из 24 названий.

Ключевые слова: аутигенный гипс, морфологический тип, породы дна Охотского и Японского морей.

Исследование образцов кайнозойских пород, поднятых при драгировании различных морфоструктур окраинных морей северо-западной части Тихого океана в 1974–2006 гг., показало присутствие в них аутигенной гипсовой минерализации. В Охотском море гипс установлен в породах, поднятых на западном (станции 2222, 2225, 2227; интервал драгирования 1350–2000 м), северном (ст. 2356, 2357; интервал 2600–2900 м) и юго-западном (ст. 2361, 2363, 2364, 2367, 2368; интервал 2300–2900 м) склонах Курильской котловины. В Японском море — на Приморском континентальном склоне (ст. 1076, 1126; интервал 1500–1930 м), возвышенностях Первенца (ст. 1747; интервал 2350–2460 м), Аллатова (ст. 2047, 2212; интервал 2900–3300 м), хребтах Окусири (ст. 1708, 1713; интервал 1300–2500 м), Оки (ст. 1270; интервал 1250–1300 м) и Южное Ямато (ст. 1434; интервал 280–320 м). Аналогичный гипс обнаружен также на тихоокеанском склоне Курильской островодужной системы — хребте Витязя (ст. LV 41-16; интервал 1200–1400 м) (рис. 1). Впоследствии, в камнехранилище на поверхности ножевого среза некоторых образцов, драгированных с возвышенности Аллатова (обр. 2047-2; интервал 2900–3300 м) и хребта Оки (обр. 1296-4б; глубина 350 м), сформировалась «сезонная» (подвальная) гипсовая минерализация. Аутигенный «подводный» гипс представлен округлыми (близкими к сферической) формами агрегатов, сложенными минеральными индивидами, ранее не описанными в литературе¹. Целью

данной работы являлось изучение этих образований и выявление механизма их формирования.

Методы исследования

Для идентификации гипса (монофракция) и кристобалита (валовые пробы) использовался дифрактометр «Дрон-2.0» с CuK_α излучением (графитовый плоский монохроматор) при оптимальном напряжении 30 кВ и анодном токе 30 мА. Исследование микроструктуры и химического состава гипса проводилось на СЭМ «EVO 50-XVP», оснащенной энергодисперсионной системой «INCA ENERGY 350». На препараты для создания проводящего слоя напыляли тонкую пленку углерода с использованием высоковакуумной системы «EDVARDS E-306».

Результаты исследований

Гипс представлен двумя видами: 1 — «подводным», который сформировался в подводных условиях на контакте кайнозойских пород с морской водой; 2 — «подвальным», образовавшимся в условиях камнехранилища на плоскостях ножевого среза тех же пород.

Агрегаты «подводного» гипса представлены сфероидами (диаметр 0.1–0.5 мм, преобладает 0.2 мм) (рис. 2, рис. 3а, d, f), в редких случаях «блинчиками» толщиной 0.2 мм, диаметром до 1.5 мм (рис. 3с). Сфероиды обычно густо покрывают поверхность образца, «блинчики» встречаются в виде единичных

¹ — Далее в тексте подобные образования будут называться сфероидами.

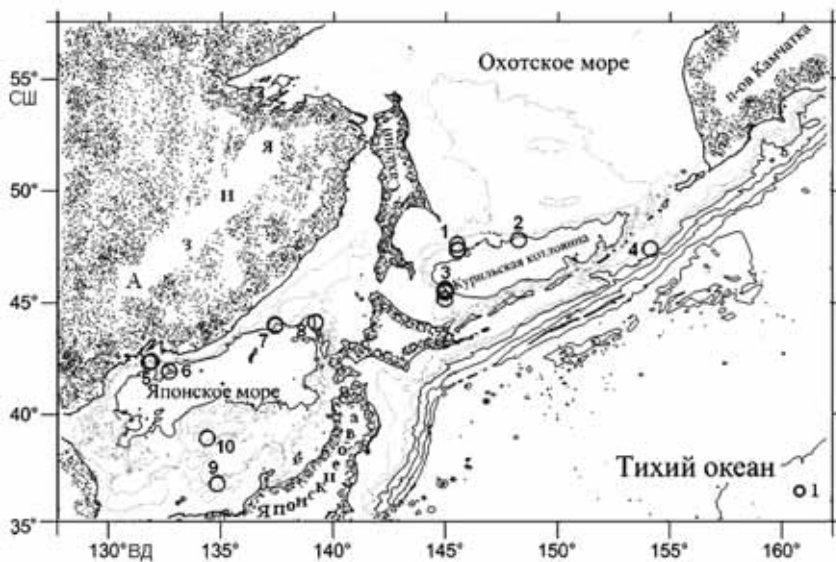


Рис. 1. Местоположение станций графирования: 1 – 3 – Охотское море, склоны Курильской котловины: 1 – западный (станции 2222, 2225, 2227), 2 – северный (2356, 2357), 3 – юго-западный (2361, 2363, 2364, 2367, 2368); 4 – Охотское море, хребет Витязя (ст. LV 41-16). 5 – 10 – Японское море: 5 – Приморский континентальный склон (1076, 1126), 6 – возвышенность Первенца (1747), 7 – возвышенность Алатова (2047, 2212), 8 – хребет Окусири (1708, 1713), 9 – хребет Оки (1270), 10 – хребет Южное Ямато (1434).

образований. «Подвальный» гипс представлен исключительно сфероидами (шарообразными выделениями диаметром 0.1–0.3 мм, преобладают – 0.2 мм), редко рассеянными на плоскости среза образцов (рис. 3*b, e*).

Образования «подводного» гипса сложены одним типом минеральных индивидов – плотным агрегатом параллельных пластинок размером от $1 \times 0.5 \times 70$ до $4 \times 1 \times 70$ мкм (рис. 4*a, b, c*). Шарики «подвального» гипса обычно сложены двумя типами кристаллов: широко распространенным игольчатым (от $1 \times 15 \times 70$ до $3 \times 15 \times 70$ мкм) (рис. 4*d*) и таблитчатым (от $2 \times 0.5 \times 4$ до $6 \times 1 \times 14$ мкм) (рис. 4*e*). В единичных случаях между иголками гипса встречаются выпуклые изометричные ($5 \times 6 \times 4$ мкм) образования этого же минерала (рис. 4*d*).

Таким образом, габитус кристаллов минеральных индивидов агрегатов «подводного» и «подвального» гипса различен.

«Подводный» гипс сформировался на поверхности субстрата, который представлен кайнозойскими (позднепалеоцен-позднемиоценовыми) породами. Внутри субстрата также установлена аутигенная («субстратная») гипсовая минерализация – единичные сдвойникованные образования размером $30 \times 10 \times 1$ мкм (рис. 4*f*) и таблички – $4 \times 5 \times 1$ мкм (рис. 4*g*).

Большая часть новообразований подводного (внутренняя часть пластинок) и «подвального» (поверхность иголок и табличек) гипса имеет обычный химический состав элементов (здесь и далее в вес.%): Ca (25.29–28.12), S (21.57–23.7) и O (46.84–48.0). Часто присутствует незначительная примесь Si (до 2.0),

Cu (до 0.87) и Al (до 0.43), редко Fe (до 0.53), в единичных анализах присутствуют Zn (0.78) и Ti (0.75) (см. таблицу).

Поверхность широкой части пластинок «подводного» гипса имеет сложный состав, характеризующийся пониженным содержанием Ca (16.96) и S (16.12), повышенным содержанием O (53.44), Si (4.98), Al (1.08), Fe (1.27) и присутствием K (0.82), Na (2.49), Mg (0.59), Cl (1.42) (ан. 3). Аналогичный состав имеет поверхность «подвального» гипса выпуклой изометричной формы. Единственным заметным отличием является отсутствие Cl в составе подвального гипса (ан. 6).

Как упоминалось выше, в субстрате (на котором образовался «подводный» гипс) установлено две разновидности гипсовой минерализации. Таблитчатая минерализация имеет химический состав, близкий к теоретическому, а состав гипса в сдвойникованных образованиях несколько другой. При равном содержании O (48.33–48.78) и близком – Fe (0.91–1.17) этот тип минерализации характеризуется более низким содержанием Ca (19.66–20.35), S (19.12–19.37), более высоким – Si (8.2–8.94), Al (1.56–1.62) и присутствием K (0.32–0.56), Na (0.55), Mg (0.39–0.57). Указанный состав аналогичен «сложному» составу поверхностей широкой части пластинок «подводного» и выпуклого «подвального» гипса (ан. 3, 6).

Для самого субстрата характерно высокое (по отношению к составу гипса) содержание (вес. %) Si (19.93–3.64), O (24.68–64.05), постоянное присутствие Mg (0.32–1.97), Al (1.06–9.73), S (0.32–2.34), Fe (0.38–11.07), частое –

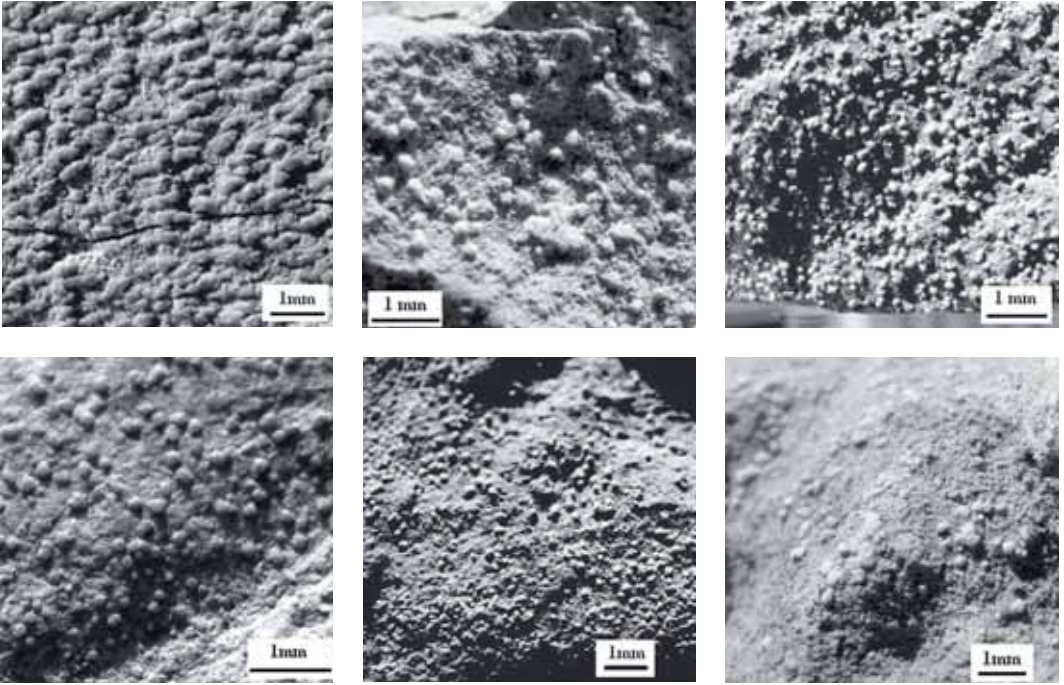


Рис. 2. Форма агрегатов кристаллов «подводного» гипса. Номера соответствуют местоположению образцов на рис. 1: а – аргиллит кремнистый, обр. 2227-а; b – диатомит, обр. 2356-1; с – алевроаргиллит кремнистый, обр. 2364-2; d – алевроаргиллит кремнистый, обр. LV 41-16-1; e – алевроаргиллит, обр. 1126; f – туфопесчаник, обр. 1747-2п.

Рис. 3. Форма агрегатов кристаллов «подводного» (a, c, d, f) и «подвального» (b, e) гипса: а – алевроаргиллит кремнистый, обр. 2047-3; b – глина диатомовая, обр. 2047-2; с – кремнистая порода, обр. 1713-8а; d – алевроаргиллит, обр. 1713-9; e – туф диатомовый, обр. 1296-4б; f – туфодиатомит, обр. 1434.

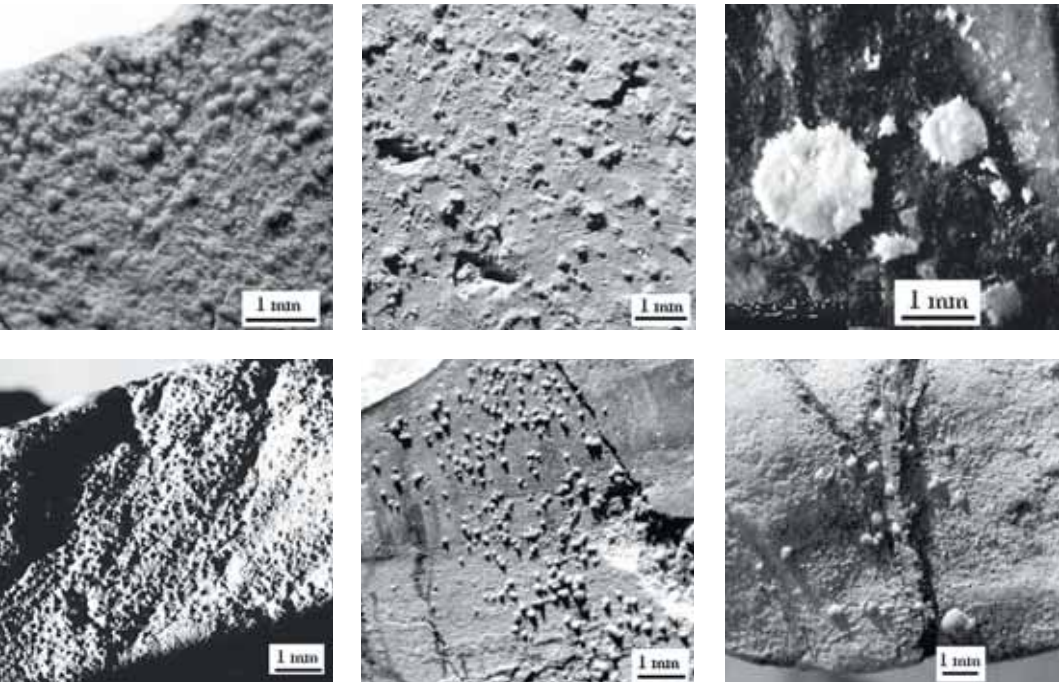


Таблица. Состав гипса и субстрата кайнозойских пород Японского и Охотского морей

№ ан.	№ образца	Точка анализа	Кол-во измерений	Содержание элементов (вес. %)												
				Ca	S	O	Si	Cu	Al	Fe	Zn	Ti	Mg	K	Na	Cl
«подводный» гипс																
1	2227-а	внутри пластинки	5	25.67	23.35	48.26	2.47	—	0.37	—	0.39	0.38	—	—	—	—
2	1713-8	внутри пластинки	8	25.11	24.02	46.86	0.14	0.58	—	—	0.53	0.38	—	—	—	—
		поверхность пластинки	2	28.64	23.62	46.98		0.36			0.39					
3	1713-8	поверхность широкой части пластинки	1	16.96	16.12	53.44	4.98	0.8	1.08	1.27	—	—	0.59	0.85	2.49	1.42
«подвальный» гипс																
4	2047-2	поверхность иглолки	2	25.77	23.58	47.74	1.45	0.93	0.43	—	—	—	—	—	—	—
5	2047-2	поверхность таблички	2	26.09	23.51	47.63	1.39	0.80	0.51	—	—	—	—	—	—	—
6	2047-2	поверхность выпуклых выделений	1	22.75	20.05	47.59	5.54	0.81	1.47	0.46	—	—	0.42	0.37	0.55	—
гипс в субстрате																
7	2227-а	поверхность сдвойникового образования	3	20.00	19.24	48.56	8.43	—	1.60	1.00	—	—	0.28	0.47	0.28	—
8	2047-2	поверхность таблички	1	25.07	23.54	47.97	1.6	1.12	0.7	—	—	—	—	—	—	—
субстрат																
9	2227-а	субстрат	2	0.92	1.85	55.58	30.65		4.36	2.13	—	0.2	1.29	0.76	1.62	0.62
10	2047-2	субстрат	2	2.44	2.92	56.52	33.10	0.89	1.18	0.47	—	—	0.14	0.14	1.49	0.63
11	2047-а	поверхность диатомей	1	1.85	1.46	64.05	26.96	0.78	1.27	0.84	0.59	0.43	0.32	0.37	0.70	0.38

Примечания: Данные получены на СЭМ, оснащенном встроенными стандартами для безэталоного качественного (Point & ID) ЭДС анализа. Полученные суммы приводились к 100%. Аналитик Н.Н. Баринов. Повышенные содержания таких элементов, как Si, Al, Fe, связаны, вероятно, с большой скоростью роста гипса, при которой он не успевает очиститься от захваченных при кристаллизации примесей.

K (0.37–4.36), Na (0.7–2.18), Ca (1.83–2.75), Cl (0.3–1.26), Ti (0.4–1.15), редкое – Cu (0.68–2.35), Zn (0.59–0.61) (см. таблицу).

Обсуждение результатов

Известно, что гипс может формироваться в морских отложениях. На это указывает его частое обнаружение в керне органогенно-кремнистых кайнозойских пород, поднятых со дна Атлантического, Индийского и Тихого океанов (Briskin, Schreiber, 1978; Muza, Wise, 1983). Многие исследователи считают, что гипс образуется на ранней стадии диагенеза, близко к границе вода/осадок. Его осаждение (в большинстве из изученных районов) происходило в аноксидных условиях с участием анаэробных бактерий и значительного количества органического вещества. Считается, что необходимая концентрация ионов кальция (Ca^{2+}) достигалась в процессе растворения карбонатных микрофоссилий,

слагающих осадок (Briskin, Schreiber, 1978; Muza, Wise, 1983; Schnitker *et al.*, 1980), а вот связь ионов сульфата (SO_4^{2-}) с жизнедеятельностью сульфатредуцирующих бактерий обоснована лишь теоретически. Отмечается постоянное совместное нахождение гипса и пирита, что предполагает накопление SO_4^{2-} в интерстициальной воде (с участием диффузионного градиента) в процессе образования пирита. Возможно, также накопление SO_4^{2-} в процессе диссимиляционной сульфатредукции с образованием H_2S и последующим переводом сульфидной формы серы в сульфат-ион хемо- и фототрофными серобактериями и археями (Грабович, 1999). Предложенные модели концентрации SO_4^{2-} в поровой воде не объясняют известные случаи образования аутигенного гипса (установленного в породах из керна глубоководных скважин) в оксидных условиях. Для этой обстановки седиментации подходит модель концентрации

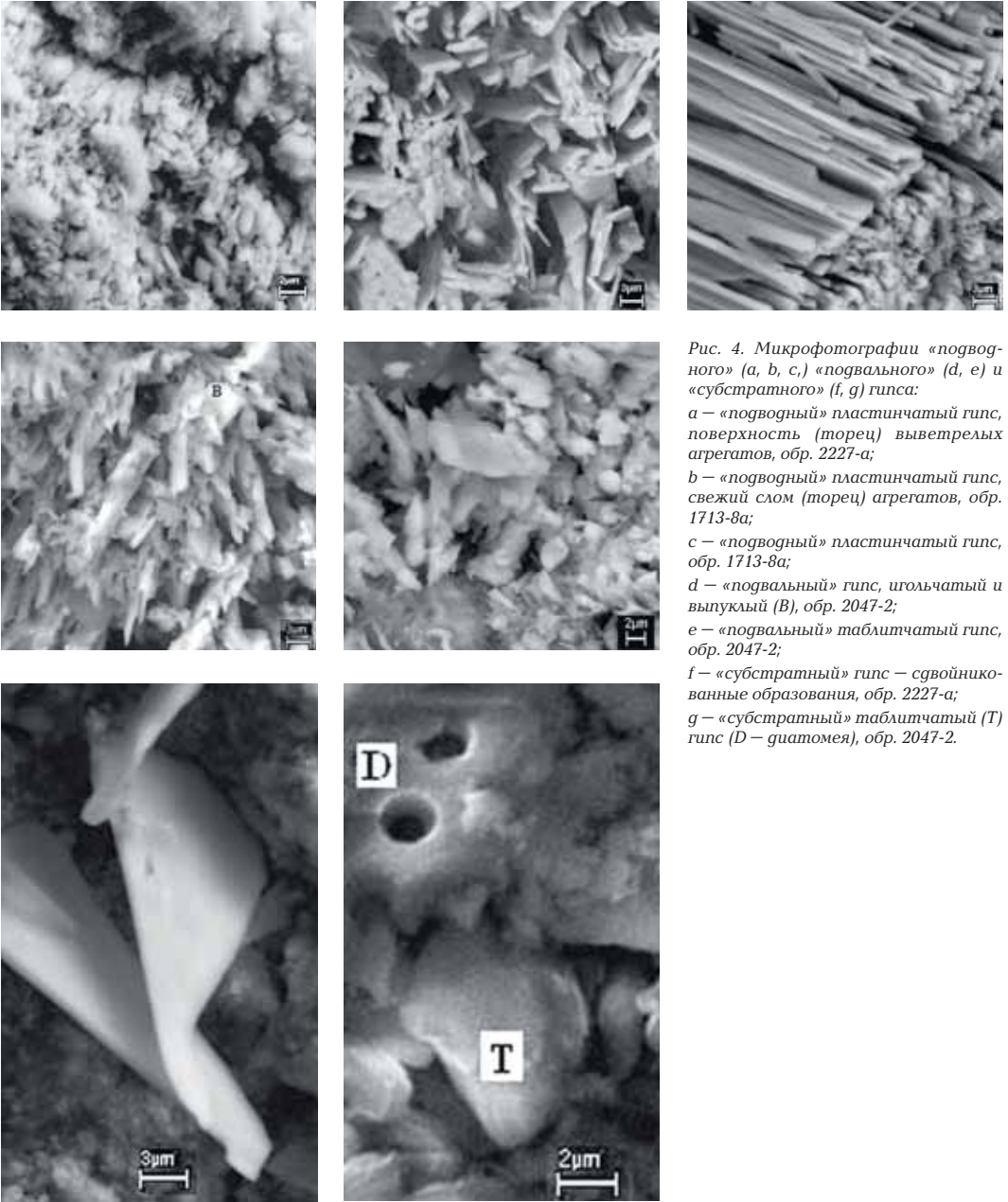


Рис. 4. Микрофотографии «подводного» (a, b, c,) «подвального» (d, e) и «субстратного» (f, g) гипса:
 a – «подводный» пластинчатый гипс, поверхность (торец) выветрелых агрегатов, обр. 2227-а;
 b – «подводный» пластинчатый гипс, свежий слом (торец) агрегатов, обр. 1713-8а;
 c – «подводный» пластинчатый гипс, обр. 1713-8а;
 d – «подвальный» гипс, игольчатый и выпуклый (B), обр. 2047-2;
 e – «подвальный» таблитчатый гипс, обр. 2047-2;
 f – «субстратный» гипс – сферулитические образования, обр. 2227-а;
 g – «субстратный» таблитчатый (T) гипс (D – диатомея), обр. 2047-2.

сульфат-иона в осадке в процессе постоянной диффузии его из вышележащей морской воды (Berger, 1970). При этом возможно накопление SO_4^{2-} как в осадках, обогащенных кислородом, так и отложениях, богатых сероводородом.

В нашем случае аутигенный («подводный») гипс образовался не в осадке, а на поверхности уже сформированных пород. Ис-

точником Ca^{2+} и SO_4^{2-} также, по-видимому, служили поровые растворы. Как описано выше, исследованный нами гипс по химическому составу представлен двумя типами: обычным и более сложным, отличающимся присутствием элементов-примесей – Mg, K, Na и изредка Cl. Второй тип близок по качественному составу элементов субстрату и морской воде (Браунлоу, 1984). Оба типа гипс-

са установлены во всех видах минерализации («подводной» и «подвальной») в образцах из 3-х различных районов. Его широкое географическое распространение позволяет предполагать единый источник Ca^{2+} и SO_4^{2-} — реликтовую морскую воду.

Все образцы, содержащие гипс, представлены породами, в которых проявился процесс трансформации органогенного опала (опал-А) в опал-С/Т (кристобалит). В кайнозойских породах Японского и Охотского морей кристобалит сформировался при кристаллизации растворенного в поровой воде кремнезема панцирем диатомей (Можеровский и др., 2001; Свининников, 2004). В исследованных нами образцах наблюдается процесс растворения створок диатомей от частичного (полурастворенные диатомей, обр. 1296-4б) до полного (с образованием «дырок», обр. 1713-9, 1747-2т, 2047-2) их растворения. Процесс кристаллизации растворенного кремнезема представлен появлением в породах кристобалита, который установлен (рентгенофазовый анализ) в виде незначительной примеси, как начальная трансформация опала-А (обр. 1296-4б, 1434), в виде порообразующего минерала — заметно проявленный процесс, присутствует опал-С/Т (обр. 1126, 1713-8а, 2047-3, 2227-а, 2356-1, 2364-2, LV 41-16-1), и в виде доминирующего компонента — хорошо выраженный интенсивный рефлекс при 0.413 нм (обр. 1713-8а). Таким образом, в кайнозойских отложениях Японского и Охотского морей существует пространственная связь гипса с границей трансформации опал-А — опал-С/Т (А/СТ).

Процесс трансформации кремнезема хорошо изучен при исследовании керна кайнозойских органогенных кремнистых пород, поднятого глубоководным бурением в различных районах Мирового океана (Murray *et al.*, 1992). В некоторых публикациях приведены данные распределения состава интерстициальных вод по разрезу скважин, пересекавших границу А/СТ. При бурении кайнозойского (миоцен-четвертичного) чехла в районе Калифорнийского континентального бордерленда (восточная часть Тихого океана) появление кристобалита установлено на глубине (мощность осадков от дна) около 200 м в скв. 469 и 150 м в скв. 471 (Grechin *et al.*, 1981). В мезо-кайнозойских породах впадины Науру (скв. 462, западная часть Тихого океана, район Каролинских и Маршалловых островов) появление кристобалита установлено в кремнистых породах на глубине около 300 м (гра-

ница эоцена и олигоцена) (Riech *et al.*, 1981). При изучении керна кайнозойских пород на хребте Барбадос (скв. 672, западная часть Атлантического океана, район Малых Антильских островов) появление кристобалита установлено в верхнемиоценовых известковых аргиллитах на глубине около 140 м (Carpet *et al.*, 1990). Содержание SO_4^{2-} в интерстициальной воде кайнозойских пород указанных морфоструктур до границы А/СТ колеблется от 27.9 до 18.9 ммол/л, а содержание Ca^{2+} от 29.0 до 12.14 ммол/л. Ниже границы А/СТ: SO_4^{2-} — от 24.9 до 1.6 ммол/л; Ca^{2+} — от 29.45 до 79.2 ммол/л. Содержание SiO_2 ниже границы резко (в 2–10 раз) падает (от 1030–1116 до 584–93 мкмол/л) в связи с образованием твердой фазы — кристобалита (Gieskes, Johnson, 1981; Gieskes *et al.*, 1981; 1990).

Известно, что растворимость гипса в воде без учета влияния других компонентов имеет максимальные значения 2.05–2.11 г/л, что соответствует 21 ммол/л для SO_4^{2-} и 51 ммол/л для Ca^{2+} в пределах температур 20–50°C. При температурах выше и ниже указанных его растворимость резко снижается (Большая Энциклопедия..., 2008). Температурный интервал формирования кристобалита 36.5–51.0°C (Kuramoto *et al.*, 1992) близок к указанному. Согласно упомянутым авторам (Gieskes, Johnson, 1981), поровая вода в осадочных породах из всех изученных скважин выше (на 10–27 м) границы А/СТ является насыщенной по SO_4^{2-} и недосыщенной по Ca^{2+} (для образования гипса при температуре 20–50°C). Ниже (на 45–207 м) границы А/СТ поровая вода (скв. 469, 462, 672) также насыщена SO_4^{2-} , ниже 200 м содержание SO_4^{2-} уменьшается (до 1.1–0.1 г/л). Содержание Ca^{2+} вниз от границы А/СТ постепенно растет и на глубине около 200 м ниже этой границы становится высоким (скв. 469, 672, 462, на глубинах 190, 187, 207 м соответственно). Концентрация Ca^{2+} продолжает расти вниз по разрезу и достигает 3.1 г/л в скв. 672 на 340 м, а в скв. 471 на 555 м. На глубине около 200 м ниже границы А/СТ поровые воды максимально насыщены относительно гипса, что подтверждается содержанием SO_4^{2-} — 2.4 г/л и Ca^{2+} — 2.3 г/л в скв. 462 на 207 м.

Таким образом, интерстициальные воды кайнозойских кристобалитосодержащих пород Тихого и Атлантического океанов имеют высокое содержание ионов SO_4^{2-} и Ca^{2+} на глубине около 200 м ниже границы А/СТ. На это указывает и частое обнаружение гипса, образовавшегося при высыхании поровых

растворов керна глубоководного бурения в кернохранилище (Briskin, Schreiber, 1978).

Аналогичная ситуация вероятна в кайнозойских породах дна Японского и Охотского морей. Ассоциация «подводного» гипса с кристобалитом, присутствие гипса в субстрате (кристобалите) и образование «подвальных» индивидов на поверхности пород в условиях камнехранилища указывают на то, что концентрация Ca^{2+} и SO_4^{2-} в поровой воде исследуемых пород была высокой.

Исследованный нами гипс сформировался на поверхности осадочных и вулканогенно-осадочных первично диатомсодержащих пород. Отложения осадочных толщ Японского и Охотского морей, где процесс трансформации опала-А в опал-С/Т проявился незначительно (растворенные диатомеи, отсутствие или следы кристобалита), являются слабо литифицированными породами с высокой пористостью. В значительной части образцов трансформация кремнезема завершилась формированием литифицированных кремнистых образований (кремни, кремнистые аргиллиты и алевроаргиллиты), в которых кристобалит является породообразующим минералом. При изучении аналогичных по составу пород установлена их высокая трещиноватость (диагенетической и тектонической природы), благодаря которой в осадочной толще существует единая гидродинамическая система (Тектоника..., 1985). Очевидно, что в условиях постоянного литостатического давления минерализованные поровые растворы должны выжиматься на обнаженную поверхность пород.

Присутствие подводного гипса на поверхности образцов говорит о том, что образование этого минерала происходило на контакте пород с морской водой. В Японском море породы, содержащие гипс, подняты с глубин 300–2900 м. Температура придонной воды в этом интервале колеблется в пределах 0.14–1.5°C (Гидрометеорология..., 2003). В Охотском море содержащие гипс породы подняты с глубин 1350–2900 м. Температура придонной воды в районах драгирования составляет соответственно 1.9–2.1°C (Гидрометеорология..., 1998). Как упоминалось выше, кристобалит формируется при температуре около 40°C. Близкая к указанной пластовая температура (42–62°C) установлена и в толщах пород, породообразующим компонентом которых является кристобалит (Тектоника..., 1985). Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что на границе поровой воды (поверхность пород) и морской воды суще-

ствует термический градиент. Резкое падение температуры на этой границе ведет к падению растворимости гипса, что, по-видимому, определяет формирование минерализации непосредственно на поверхности пород.

Таким образом, механизм формирования «подводного» гипса, на наш взгляд, определялся высокой концентрацией Ca^{2+} и SO_4^{2-} в поровой воде обнажающихся на морском дне пород, литостатическим давлением вышележащих толщ и термическим градиентом на границе между поровой и морской водой.

В кернах скважин, поднятых со дна Атлантического, Индийского и Тихого океанов, гипс обычно представлен одиночными или сдвойникованными кристаллами селенита (до 5 мм в диаметре) и гипсовыми розетками (от 2 до 7.5 мм) (Muza, Wise, 1983; Briskin, Schreiber, 1978). Значительно реже встречается таблитчатый и призматический до игольчатого (Briskin, Schreiber, 1978), призматический и уплощенный (0.5×1.0×1.5 мм) габитус кристаллов (Criddle, 1974). Все указанные типы кристаллов, согласно описанию и фотографиям, отличаются от изученных нами как формой, так и на порядок большим размером. На континентах на поверхности галек формируются радиально-лучистые агрегаты (сферолиты) гипса, по размеру аналогичные рыхлым сфероидам «подвального» гипса. В пещерах гипс образуется за счет фильтрации насыщенных растворов сквозь пористые карбонатные субстраты под воздействием внешнего (гидростатического) давления. Эта модель образования гипса на контакте пористых, насыщенных минеральными растворами субстратов с воздухом (Мальцев, 1996) близка к предлагаемому нами механизму образования «подводного» гипса.

Кроме условий, контролируемых природными факторами, известен процесс, связанный с антропогенным влиянием — ухудшающейся экологической обстановкой. Это сульфатизация — «болезнь» мраморных и известняковых скульптур и сооружений, в результате которой гипс вместе с другими аутигенными минералами и колониями микроорганизмов формирует черную корку патины. В этих образованиях среди многочисленных форм индивидов гипса отмечаются пластинчатые кристаллы (до 30 мкм), которые образуют «сплошной ковер» из сростков-розеток (Тимашева и др., 2007). Отдельные индивиды этого гипса близки «подводным» по размеру, но часто отличаются изогнутой формой и неупорядоченным взаимоотношением между собой.

Заключение

Таким образом, изучены интересные по своей морфологии агрегаты аутигенного гипса в кайнозойских породах Японского и Охотского морей. Необычность этих образований выразилась во внешнем облике минеральных агрегатов, форме слагающих их кристаллов и в условиях формирования. Проявления гипсовой минерализации определялись следующими основными параметрами: высокой концентрацией Ca^{2+} и SO_4^{2-} в поровой воде выходящих на поверхность дна кайнозойских пород, литостатическим давлением и термическим градиентом между поровой и морской водой.

Широкое развитие гипса в породах склонов подводных морфоструктур Японского и Охотского морей позволяет рассматривать этот регион в качестве провинции (Фролов, 1992) подводной аутигенной гипсовой минерализации.

Литература

- Большая Энциклопедия Нефти и Газа. 2008. URL: <http://www.ngpedia.ru/id378933p2.html>
- Браунлоу А.Х. Геохимия. М.: Недра. 1984. 463 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей / Том IX. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеоздат. 1998. 342 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей / Том VIII. Японское море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеоздат. 2003. 398 с.
- Грабович М.Ю. Участие прокариот в круговороте серы // Соросовский образовательный журнал. 1999. № 12. С. 16 – 20.
- Мальцев В.А. К онтогонии минеральных агрегатов пещер: нитевидные кристаллы сульфатов. 1996. URL: <http://geo.web.ru/~mindraw/bibl19.htm> (см. также: Maltsev V.A. Sulfate filamentary crystals and their aggregates // Proc. Univ. Bristol Spelaeol. Soc. 1996. Vol. 20(3). P. 171 – 185).
- Можеровский А.В., Терехов Е.П., Ващенко-ва Н.Г. Кристобалит Японского и Охотского морей – индикатор вертикальных тектонических движений // Тез. докл. XIV Межд. школы морской геологии. М.: ГЕОС. 2001. С. 310 – 311.
- Свининников А.И. Петрофизика западной части Тихого океана и окраинных морей востока Азии. Владивосток: Дальнаука. 2004. 279 с.
- Тектоника и нефтегазоносность северо-западной части тихоокеанского пояса. М.: Недра. 1985. 174 с.
- Тимашева М.А., Франк-Каменская О.В., Власов Д.Ю. Морфология и особенности образования кристаллов гипса на поверхности карбонатных пород в городской среде // Зап. ПМО. 2007. № 5. С. 98 – 104.
- Фролов В.Т. Литология / Кн. 1: Учебное пособие. М.: МГУ. 1992. 336 с.
- Berner R.A. Sedimentary pyrite formation // Amer. J. of Sci. 1970. Vol. 268. P. 1 – 23.
- Briskin M., Schreiber B.C. Authigenic gypsum in marine sediments // Mar. Geol. 1978. Vol. 28. P. 37 – 49.
- Capet X., Chamley H., Beck C., Holtzapffel T. Clay mineralogy of ODP sites 671 and 672, Barbados Ridge accretionary complex and Atlantic abyssal plain: paleoenvironmental and diagenetic implications // Proc. ODP. Sci. Results. 1990. Vol. 110. P. 85 – 96.
- Criddle A.I. A preliminary description of microcrystalline pyrite from the nannoplankton ooze at site 251, Southwest Indian Ocean // Init. Repts. DSDP, 26. Washington: (U.S. Govt. Printing Office). 1974. Vol. 26. P. 603 – 611.
- Gieskes J.M., Blanc G., Vrolijk P., Elderfield H., Barnes R. Interstitial water chemistry – major constituents // Proc. ODP. Sci. Results. 1990. Vol. 110. P. 155 – 179.
- Gieskes J.M., Johnson I. Interstitial water studies, Leg 61 // Init. Repts. DSDP. 61, Washington: (U.S. Govt. Printing Office). 1981. P. 603 – 605.
- Gieskes J.M., Nevsky B., Chain A. Interstitial water studies // Init. Repts. DSDP, 63, Washington: (U.S. Govt. Printing Office). 1981. P. 623 – 629.
- Grechin V.I., Pisciotto K.A., Mahoney J.J., Gordeeva S.N. Neogene siliceous and rocks of Southern California and Baja California // Init. Repts. DSDP, 63, Washington: (U.S. Govt. Printing Office). 1981. P. 579 – 593.
- Kuramoto S., Tamaki K., Langseth M.G. et al. Can opal-A/opal-CT BSR be an indicator of the thermal structure of the Yamato Basin, Japan Sea // Proc. ODP. Sci. Results. 1992. Vol. 127/128. Pt. 2. P. 1145 – 1156.
- Murray R.W., Bramsack H.J., Breyman M.T. et al. Diagenetic reactions in deeply buried sediments of the Japan Sea: a synthesis of interstitial water chemistry results from Legs 127 and 128 // Proc. ODP. Sci. Results. 1992. Vol. 127/128. Pt. 2. P. 1261 – 1274.
- Muza J.P., Wise S.W. An authigenic gypsum, pyrite and glauconite association in a Miocene deep sea biogenic ooze from the Folkland Plateau, Southwest Atlantic Ocean // Init. Repts. DSDP, 71, part 1, Washington: (US Govt. Printing Office). 1983. P. 361 – 375.
- Riech V. Siliceous sediments from the Nauru Basin: diagenetic alteration of biogenic opal and authigenesis of silica and silicates // Init. Repts. DSDP, 61, Washington: (U.S. Govt. Printing Office). 1981. P. 523 – 531.
- Schnitker D. Quaternary deep sea benthic foraminifers and bottom water masses // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. N. 8. 1980. P. 343 – 370.