

УДК 552.54+552.143

**ИЗВЕСТНЯКИ ВАХИЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА):
ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА**

© 2015 О.Л. Савельева, Д.П. Савельев, Е.В. Карташова

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006;
e-mail: savelyeva@kscnet.ru*

Изучены кремнистые известняки, участвующие в строении ветловского комплекса (K_2-P_2) на Вахильском поднятии. Дана их литологическая и геохимическая характеристика. Проведено сравнение с известняками ранее изученной смагинской ассоциации альб-сеноманского возраста п-ова Камчатский Мыс, а также с карбонатами мелового возраста подводных тихоокеанских возвышенностей. Известняки ветловского комплекса накапливались в бассейне с пелагическими условиями седиментогенеза, близкими к океанским, при низкой скорости седиментации, в окислительной обстановке. Поступление в осадки терригенного материала было незначительным. По петрографическим и геохимическим данным, отдельные прослои известняков содержат пирокластику различного состава, что указывает на отложение в зоне влияния островодужного вулканизма. Осадконакопление происходило на вулканической возвышенности, находившейся в океане или в крупном задуговом бассейне. Глубина формирования большей части кремнисто-карбонатных илов составляла около 1-1.5 км.

Ключевые слова: кремнистые известняки, пелагическое осадконакопление, петрохимические модули, барий, марганец.

ВВЕДЕНИЕ

Карбонатные породы распространены незначительно как в мезозойских, так и в кайнозойских разрезах Камчатки. Однако их изучение может дать ценную информацию о палеогеографии осадочных бассейнов этого времени. Известняки встречаются в мел-палеогеновых толщах Камчатки в основном в виде конкреций, небольших линз и маломощных прослоев. Только в двух комплексах карбонатные породы составляют заметную часть – смагинском, развитом на п-ове Камчатский Мыс, и ветловском, распространенном в Восточных хребтах Камчатки и на Вахильском поднятии (Аккреционная ..., 1993). В данной статье рассматриваются кремнистые известняки, слагающие самый мощный на Камчатке карбонатный разрез, расположенный на Вахильском поднятии, к западу от Шипунского п-ова (рис. 1). В более северных районах развития ветловского комплекса (или ветловской серии, согласно (Государственная ..., 2006)) – в Валагинском хребте и в хр. Кумроч – в его составе также присутствуют известняки, но

в значительно меньшем объеме. Основной объем ветловского комплекса (ветловской серии) слагают алевропелиты, кремнистые алевролиты и мелкозернистые песчаники, а кремни, яшмы и известняки присутствуют в большинстве районов развития комплекса в виде линз (Аккреционная ..., 1993). Базальты также являются постоянным членом ветловского комплекса; по геохимическим характеристикам они относятся к различным океаническим образованиям (N-, T-, E-MORB и OIB) (Федорчук и др., 1990; Цуканов и др., 1991; Fedorchuk, 1992). Данные по возрасту пород ветловского комплекса неоднозначны. На современных геологических картах ветловская серия ограничена палеоцен-эоценовым возрастным интервалом (Геологическая ..., 2005; Государственная ..., 2006). Однако находки меловых радиолярий говорят о том, что в составе комплекса участвуют также более древние образования (Цуканов и др., 1991, 2014).

В противовес мел-палеогеновым образованиям Камчатки, в Тихом океане мезозойские и кайнозойские карбонатные осадки широко распространены (Басов, Вишневецкая, 1991; Ва-

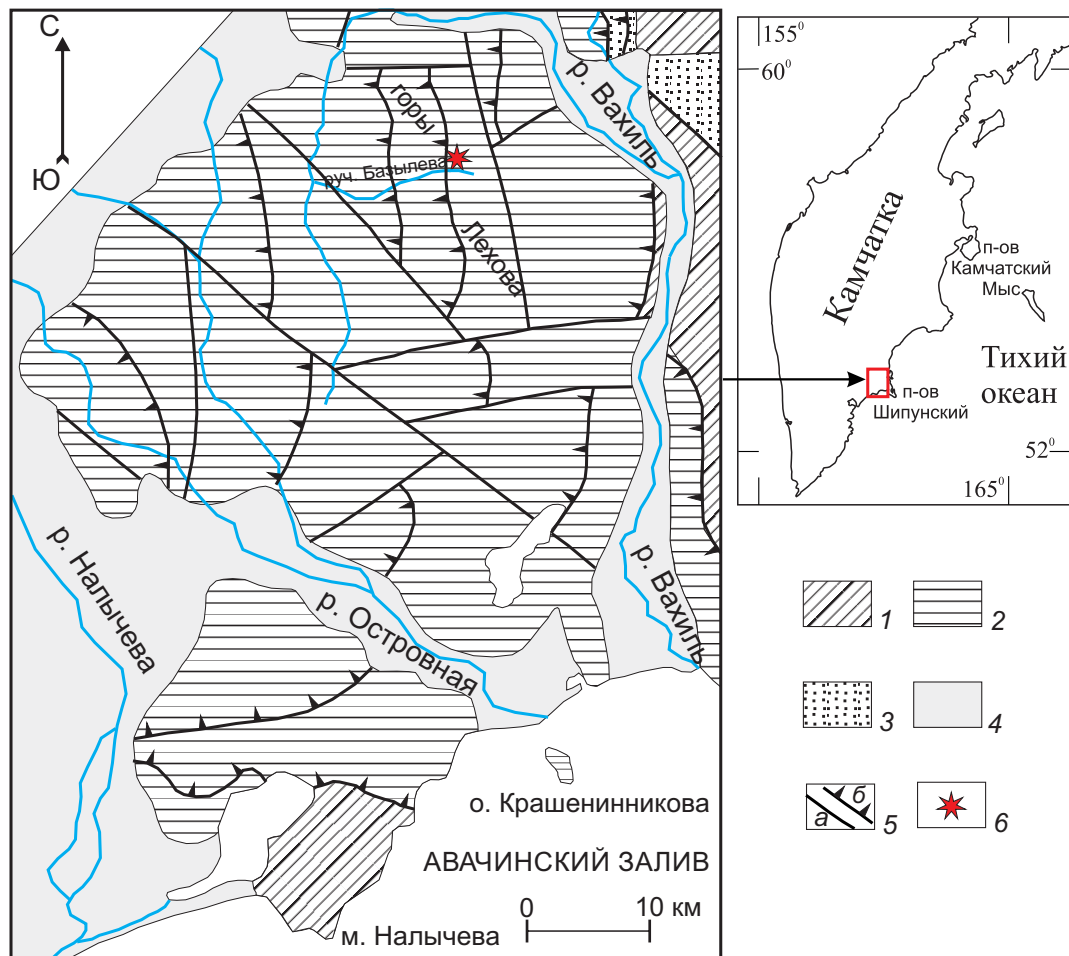


Рис. 1. Геологическая схема Вахильского поднятия (по (Карта ..., 1999; Цуканов и др., 2014)): 1 – мел-палеогеновые образования Кроноцкой палеодуги, 2 – мел-палеогеновые образования ветловского комплекса, 3 – олигоцен-миоценовые образования тюшевской серии, 4 – рыхлые четвертичные образования, 5 – разрывные нарушения: а – вертикальные, б – надвиги; 6 – Леховское месторождение известняков.

сильев, 1988). Этот факт, наряду с присутствием океанических базальтов и чешуйчатым строением комплексов, дал основание многим исследователям считать фрагменты относительно мощных карбонатных разрезов Камчатки составной частью аккреционных призм. В этом случае предполагается, что осадки накопились в условиях океана либо окраинного моря и впоследствии были включены в состав аккреционной призмы в результате «сдира-ния» в процессе субдукции (Соловьев и др., 2004). Предполагается, что ветловский комплекс начал формироваться как аккреционная призма после присоединения к материковой окраине Озерновско-Валагинской (Ачайваям-Валагинской) островной дуги (Соловьев и др., 2004; Шапиро, Соловьев, 2009). Согласно геодинамическим реконструкциям данных авторов, породы, объединенные в ветловский комплекс, формировались в Ветловском субокеаническом бассейне, разделявшем Озерновско-Валагинскую и Кроноцкую островные дуги. Большая часть отложений этого бассейна поглощена в зоне субдукции под Камчатку (Соловьев, 2008).

Полученные нами данные о карбонатных породах, входящих в ветловский комплекс, могут дополнить характеристику этого бассейна. Нами изучены литологические особенности кремнистых известняков ветловского комплекса (ИВК) и впервые дана их геохимическая характеристика. Произведено сравнение их с известняками ранее изученной смагинской породной ассоциации альб-сеноманского возраста п-ова Камчатский Мыс (Савельева, 2011), еще одного интереснейшего объекта Камчатки, представляющего океаническое карбонатонакопление.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Полевые исследования проводились нами осенью 2011 г. В горах Лехова на ручье Базылева (рис. 1) и его притоках были изучены выходы кремнистых известняков и других пород ветловского комплекса, описан разрез, произведено опробование различных литологических разновидностей известняков. Произведено описание 26 прозрачных шлифов, содержания петроген-

ных окислов и ряда микроэлементов в 13 пробах кремнистых известняков ветловского комплекса определены методом рентгенофлуоресцентного анализа (XRF) в аналитическом центре Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. Содержания элементов-примесей определены в четырех пробах методом ICP-MS в Институте проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН, г. Черноголовка. На основании аналитических данных были рассчитаны петрохимические модули и соотношения различных микроэлементов, позволившие сделать выводы об условиях накопления пород.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ИЗВЕСТНЯКОВ В ВЕТЛОВСКОМ КОМПЛЕКСЕ ВАХИЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ

Ветловский тектоногенный комплекс слагает Вахильский покров между реками Налычева и Вахиль (рис. 1). Он представляет собой геологическое тело, в котором совмещены тектонические пластины и блоки разного состава и возраста (Аккреционная ..., 1993; Государственная ..., 2006; Цуканов и др., 1991; Цуканов и др., 2014). По данным геологической съемки, на Вахильском поднятии в составе ветловского тектоногенного комплекса выделяются три толщи (породные ассоциации) – вулканогенная, кремнисто-карбонатная и терригенная (Литвинов и др., 1991)¹. Известняки присутствуют в кремнисто-карбонатной толще, где они описаны вместе с кремнями, а также многочисленными кремнистыми алевролитами, кремнистыми и известковистыми аргиллитами и мелкообломочными туфами. Термин «толща» для данного геологического тела применен достаточно условно, поскольку перечисленные породы залегают в виде тектонических пластин, блоков и глыб. В последующих работах, посвященных данной площади, применяется обычно термин «кремнисто-карбонатная ассоциация» в том же составе (Литвинов, Крикун, 1992). Иногда ветловский комплекс, залегающий на данной площади в виде аллохтона, выделяется в качестве мегамеланжа, в связи с хаотическим строением и отсутствием стратиграфических соотношений между пластинами и блоками различного состава (Цуканов и др., 2014). Наибольший объем

известняков наблюдается в горах Лехова. Здесь разведано месторождение кремнистых известняков, в настоящее время заброшенное.

В пределах Вахильского поднятия известны следующие возрастные датировки пород ветловского комплекса: палеоцен – эоцен (по планктонным фораминиферам из известняков, а также по радиоляриям из кремней (Аккреционная ..., 1993; Литвинов и др., 1991¹; Цуканов и др., 1991)), поздний кампан – маастрихт (по радиоляриям из кремнистых алевролитов (Аккреционная ..., 1993; Цуканов и др., 1991)), кампан (по радиоляриям как из кремней, так и из известняков (Цуканов и др., 2014)). Такие разнообразные и противоречивые данные по возрасту ветловского комплекса могут быть связаны как с длительностью формирования этого геологического тела в качестве аккреционной призмы (то есть с вхождением в его состав разновозрастных океанических блоков со сходной литологией), так и с ошибками в интерпретации палеонтологических данных, поскольку разные датировки были получены по разным группам микрофауны из одних и тех же пород. Для уточнения возраста ветловского комплекса необходимы дополнительные палеонтологические исследования.

Мощность кремнисто-карбонатной толщи трудно установить из-за ее сильной тектонической переработки. Кремнистые известняки в переслаивании с кремнями наблюдаются на протяжении сотен метров, однако на участке наибольшего развития известняков в горах Лехова нами не было встречено непрерывных разрезов, превышающих первые десятки метров. Напротив, на самых обнаженных участках были отмечены многочисленные зоны дробления и замки изоклинальных складок. Поэтому детальное описание структурно-текстурных особенностей известняков было проведено нами по отдельным обнажениям и дополнено разностями, встреченными в глыбах в аллювии.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗВЕСТНЯКОВ

В бассейне руч. Базылева и на водоразделе гор Лехова в коренных обнажениях преобладают светло-серые и серые в разной степени кремнистые известняки с прослоями черных, серых и зеленовато-серых кремней и известковистых кремней. Мощность кремней варьирует на разных участках от 1-2 см до 10-20 см. Иногда на протяжении 10-12 м непрерывного разреза наблюдается переслаивание светло-серых менее кремнистых и серых более кремнистых известняков; мощность слоев 0.3-1.5 м. Встречаются линзы мощностью несколько сантиметров, сложенные почти белыми малокремнистыми

¹Литвинов А.Ф. (ответственный исполнитель), Крикун Н.Ф., Цуканов Н.В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые полуострова Шипунского, бассейнов рек Жупановой, Вахилия. Отчет Вахильской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1:200000, проведенного в 1989-1990 гг. Листы N-57-XXII, XXVIII, XXIX. ТГФ комитета «Камчатприродресурс». В 2-х книгах. Книга I. Текст отчета. 1991. 284 с.

известняками или же кремнями. Изредка отмечаются линзы и прослойки бурых и зеленых алевроитовых туфов мощностью несколько миллиметров. Местами наблюдаются стилолитовые швы, иногда переходящие в миллиметровые глинистые слойки. Породы пересечены сетью тонких (0.1-0.5 см) кальцитовых прожилков, в отдельных слоях они почти отсутствуют. В небольшом коренном обнажении описано переслаивание светло-зеленых и темно-розовых известняков (первые дециметры). В аллювии по некоторым притокам руч. Базылева в заметном количестве встречаются светло-зеленые, красные, светло- и темно-розовые известняки. В крупной глыбе на протяжении 70 см ритмично переслаиваются по 6-10 см светло-розовые более кремнистые и менее кремнистые известняки. Из макрофауны в кремнистых известняках обнаружены лишь единичные членики криноидей.

Микроскопическое изучение кремнистых известняков показало, что они сложены кальцитом с примесью кремнистого материала. Структура породы криптокристаллическая. В некоторых шлифах отмечены слойки и линзы, в которых преобладает кремнистое вещество, в основном также криптокристаллическое, лишь изредка микрозернистое. Имеются также овальные конкреции кремней. Иногда наблюдаются кристаллы кальцита в форме ромбоэдров размером 0.05-0.1 мм. В одном шлифе порода полностью перекристаллизована и состоит из крупно-среднезернистого кальцита. Обычны прожилки микрозернистого кальцита, редко с кварцем, мощностью 0.02-0.1 мм. Рудные минералы (до 1%, редко до 3%) встречаются в виде изометричных и неправильных скоплений, слойков и угловатых (кубических) зерен.

По литологическому составу различаются две группы известняков;

- относительно чистые кремнистые известняки, иногда с единичными пирокластическими обломками, макроскопически светло-серые и серые, редко красноватые;

- кремнистые известняки со слойками и линзами глинистого вещества, обычно содержащие больше пирокластики, макроскопически часто зеленоватые.

Еще одна разновидность карбонатных пород была описана ранее геологами-съемщиками (Литвинов и др., 1991¹) в редких тектонических глыбах – известняки, состоящие из обломков строматолитов. Органические остатки присутствуют в обеих выделенных группах кремнистых известняков. Они представлены планктонными фораминиферами размером 0.05-0.5 мм со спирально-конической раковиной и сферическими камерами, размер которых резко возрастает от начальных оборотов к наружным, а также

их фрагментами. Реже встречаются спирально-винтовые и однорядные фораминиферы (по-видимому, бентосные). Обычно фораминиферы составляют менее 1% породы, в отдельных шлифах – до 5%. Сохранность их в целом плохая. Обнаружены также радиолярии (менее 1%) и единичные гастроподы (около 0.5 мм). Пирокластика алевроитовой, редко псаммитовой размерности представлена в основном резко угловатыми зернами плагиоклаза, иногда сильно вытянутыми и растрескавшимися. В составе пирокластики встречаются также обломки темных и светлых (основных и средних?) эффузивов – стекловатых и с микролитами плагиоклаза. Основная масса этих эффузивов обычно замещена глинистыми или рудными минералами. Пирокластика также часто замещена кальцитом.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗВЕСТНЯКОВ

Химический состав пород и содержания микроэлементов в них представлены в таблицах 1 и 2. По содержаниям Ni, Zn, Zr, Y, Sr наблюдается хорошая сходимость между результатами XRF и ICP-MS. Это дает нам возможность использовать данные XRF для указанных микроэлементов.

Кремнистые известняки первой группы состоят в основном из биогенного кремнезема и карбоната, соотношение которых меняется в довольно узких пределах (CaO 34.1-36.6%, SiO₂ 20.7-24.8%). Содержания других петрогенных окислов низкие, содержания большинства микроэлементов также достаточно низкие (рис. 2). Породы второй группы несколько более кремнисты (CaO – 22-33.9%, SiO₂ – 26.9-35%). Они отличаются повышенным содержанием Ti, Al, Fe, Mg, Zr, что связано с наличием в них небольшой примеси пирокластики. К этой группе относятся известняки, содержащие определенные микроскопически пирокластические обломки или же глинистое вещество. Сходство их геохимии позволяет предполагать, что глинистое вещество в известняках образовалось в процессе преобразования пирокластического материала.

Для изученных известняков вычислены петрохимические модули (Юдович, Кетрис, 2000) (табл. 1), наиболее информативными из которых оказались: нормированная щелочность

$$\text{НКМ} = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3,$$

титановый модуль

$$\text{ТМ} = \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$$

и железный модуль

$$\text{ЖМ} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO})/(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3).$$

Все значения модулей являются нормальными для карбонатолитов, лишь известняки первой группы частично относятся к гипотитанистым. Для ИВК обнаруживается позитивная корреля-

Таблица 1. Содержания петрогенных окислов (масс. %) и ряда микроэлементов (г/т) в кремнистых известняках гор Лехова по данным рентгенофлуоресцентного анализа.

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	24.1	24.8	24.8	20.7	30.8	32.4	34.7	33.8	31.4	35.0	31.7	29.3	26.9	15.6	22.0
TiO ₂	0.04	0.05	0.04	0.02	0.11	0.25	0.13	0.27	0.09	0.06	0.14	0.20	0.12	0.04	0.15
Al ₂ O ₃	2.86	3.29	3.04	2.49	4.88	7.98	6.92	8.42	4.36	3.37	5.88	6.74	5.42	2.00	2.38
Fe ₂ O ₃	0.80	1.40	1.12	0.56	2.21	5.06	3.87	4.77	2.23	1.81	3.25	4.71	3.39	2.41	0.85
MnO	0.27	0.23	0.55	0.33	0.18	0.17	0.13	0.73	0.17	0.15	0.13	0.26	0.40	0.13	0.10
CaO	36.6	34.1	34.4	36.3	28.7	22.0	23.6	25.5	30.0	33.9	25.4	25.4	28.9	44.7	48.4
MgO	0.25	0.44	0.54	0.16	0.77	2.27	1.33	0.70	0.77	0.42	1.22	2.42	1.18	0.61	0.37
Na ₂ O	1.18	1.23	1.12	1.22	1.20	1.17	1.25	1.43	1.10	0.99	1.10	1.25	1.55	0.20	0.18
K ₂ O	0.10	0.14	0.18	0.07	0.61	1.61	0.74	1.56	0.50	0.19	1.36	0.91	0.36	0.33	0.51
P ₂ O ₅	0.04	0.05	0.03	0.02	0.05	0.09	0.10	0.09	0.04	0.01	0.09	0.17	0.15	0.21	Н.о.
Ni	9	18	6	3	6	33	15	30	3	6	33	87	108	14	11
Zn	17	32	20	9	26	61	41	67	22	20	19	99	78	40	32
Sr	673	481	581	429	327	243	316	583	290	324	220	414	595	289	668
Y	21	23	17	15	19	29	21	40	19	15	29	68	40	44	30
Zr	0	9	0	0	11	38	32	65	13	5	34	97	29	9	103
Ba	3804	1305	2259	1583	420	416	373	3302	560	266	88	697	8601	79	971
НКМ	0.45	0.42	0.43	0.52	0.37	0.35	0.29	0.36	0.37	0.35	0.42	0.32	0.35	0.27	0.30
ЖМ	0.37	0.49	0.54	0.35	0.48	0.63	0.57	0.63	0.54	0.57	0.56	0.72	0.68	1.33	0.32
ТМ	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.05
Fe/Mn	2.7	5.5	1.8	1.6	11.5	27.9	26.3	5.9	12.0	10.8	22.9	16.3	7.8	18.30	8.27

Примечание. 1-4 – известняки первой группы (1 – D1126, 2 – D1126-4, 3 – D1126-5, 4 – D1126-12); 5-13 – известняки второй группы (5 – D1128, 6 – D1128-5, 7 – D1126-2, 8 – D1126-6, 9 – D1128-2, 10 – D1128-2, 11 – D1130, 12 – D1131-1, 13 – D1131-2); 14 – средний состав смагинских известняков (33 образца) по (Савельева, 2011); 15 – средний состав серых известняков (13 образцов) апта – среднего альба из керн скважины DSDP 463 на Центрально-Тихоокеанской возвышенности (Deap, 1981); Fe₂O₃ – суммарное железо, н.о. – элемент не определялся; формулы расчета модулей НКМ, ЖМ и ТМ даны в тексте. Анализы выполнены методом рентгенофлуоресцентного анализа (XRF) в аналитическом центре ИВиС ДВО РАН (аналитик Е.В. Карташова).

Таблица 2. Содержания микроэлементов в кремнистых известняках гор Лехова по данным анализа ICP-MS (г/т).

№ п/п	1	2	3	4	5
№ обр.	D1126	D1126-2	D1128	D1131-2	
Li	2.8	8.6	3.1	9.7	
Be	0.27	0.74	0.42	1.15	0.72
Sc	2.1	6.7	5.8	8.1	13
V	6	29	25	11	23
Cr	9.9	11.9	9.0	8.5	
Co	3.0	5.5	3.2	16.6	5
Ni	13	16	9	65	42
Cu	18	46	28	129	23
Zn	17	39	21	65	56
Ga	1.5	5.0	3.7	7.1	2
Rb	1.0	10.3	8.7	6.0	15
Sr	644	293	303	544	265
Y	16	16	13	30	34
Zr	8	31	15	34	18
Nb	0.31	0.97	0.46	0.99	1.1
Mo	0.13	0.12	0.08	0.14	3.0
Cd	0.08	0.18	0.05	0.29	0.10
Sb	0.39	0.28	0.16	1.50	
Cs	0.07	0.63	0.48	0.46	0.51
Ba	2687	338	375	5474	297
Hf	0.24	1.01	0.44	0.77	0.38
Ta	0.02	0.06	0.09	0.06	0.10
W	0.28	0.15	0.23	1.34	
Tl	0.01	0.07	0.05	0.04	
Pb	2.0	3.8	2.4	13.6	6.9
Bi	0.06	0.10	0.09	0.20	
Th	0.17	1.03	0.53	0.95	1.00
U	0.14	0.17	0.15	0.15	1.9
La	10.5	12.9	9.7	24.6	27.4
Ce	5.1	16.1	9.3	18.6	10.8
Pr	2.3	3.4	2.4	6.2	5.7
Nd	9.7	14.6	10.2	26.2	23.9
Sm	2.1	3.4	2.4	5.9	4.9
Eu	0.50	0.81	0.60	1.31	1.2
Gd	2.4	3.3	2.5	6.0	5.6
Tb	0.36	0.48	0.37	0.88	0.81
Dy	2.3	2.8	2.2	5.1	4.9
Ho	0.48	0.55	0.44	1.02	1.04
Er	1.5	1.6	1.3	2.9	2.80
Tm	0.21	0.22	0.17	0.38	0.40
Yb	1.4	1.4	1.1	2.6	2.4
Lu	0.22	0.21	0.17	0.39	0.34
сумма РЗЭ	39	62	43	102	92
(ЛРЗЭ/ТРЗЭ) ^{NASC}	0.68	0.95	0.86	0.96	0.97
Се _{ан}	0.22	0.52	0.42	0.33	0.19

Примечание. 1-4 – кремнистые известняки гор Лехова, 5 – средние значения для смагинских известняков (5 образцов) из (Савельева, 2011); формулы, по которым вычислены (ЛРЗЭ/ТРЗЭ)^{NASC} и Се_{ан}, даны в тексте статьи. Анализы выполнены методом ICP-MS в ИПТМ РАН, г. Черноголовка (аналитик – В.К. Карандашев).

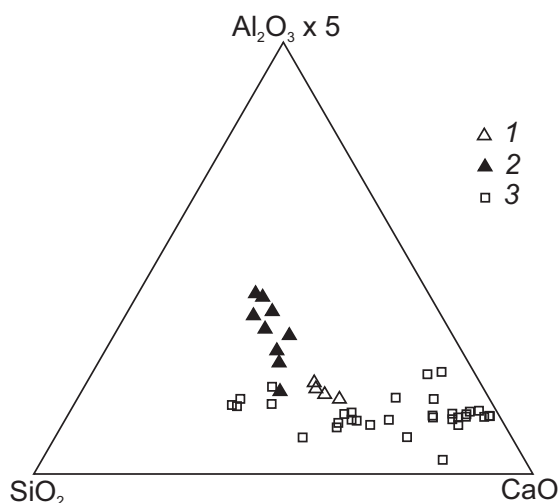


Рис. 2. Диаграмма $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{x}5\text{-CaO}$: 1-2 — кремнистые известняки ветловского комплекса (1 — первая группа, 2 — вторая группа); 3 — известняки и кремнистые известняки смагинской ассоциации п-ова Камчатский Мыс.

ция ТМ-ЖМ и негативная корреляция НКМ-ТМ и НКМ-ЖМ (рис. 3). Указанные корреляции свидетельствуют о разнообразии составов примешивавшейся к известнякам пирокластики (Юдович, Кетрис, 2000). Исходя из нормальных значений ТМ и ЖМ, а также большей кремнистости известняков второй группы, можно предположить наибольший вклад пирокластики среднего состава. В известняках второй группы ТМ и ЖМ немного больше, чем в первой, это фиксирует присутствие в них также и основной пирокластики. Некоторый разброс значений на графиках может быть обусловлен диагенезом, при котором происходило извлечение из морской воды Na и особенно K, который входит в состав аутигенных калишпата и иллита (Hein, Vanek, 1981).

Большинство изученных кремнистых известняков содержат много Ва (до 5474 г/т по данным ICP-MS или до 8601 г/т по данным XRF). Во всех кремнистых известняках фиксируются также достаточно высокие содержания Мп

(табл. 1). Барий и марганец являются важнейшими индикаторами глубоководных фаций с низкой скоростью осадконакопления (Юдович, Кетрис, 2011). На диаграмме Мп-Ва (Юдович, Пучков, 1980), служащей для различения глубоководных и шельфовых отложений, почти все ИВК попадают в поле глубоководных карбонатных формаций (рис. 4). Лишь в двух пробах наблюдаются еще более высокие содержания Ва. Содержания Sg в изученных известняках сопоставимы с кларком Sg в карбонатных породах по А.А. Беусу (610 г/т (Беус, Григорян, 1975)). Хотя они и превышают другой опубликованный кларк для карбонатных пород (300-400 г/т (Иванова и др., 1980)), но все же не характерны для гидротерм. Отсутствие значительного обогащения пород Pb, Zn, Cu, U, As также свидетельствует против участия гидротермального материала. Таким образом, накопление бария и марганца в изученных породах было, по-видимому, гидрогенным и/или биогенным.

Низкое отношение Fe/Mn в ИВК также указывает на глубоководные условия их отложения. Для известняков первой группы оно заключено в диапазоне 1.6-5.5 (среднее 2.9), что сопоставимо со средним $\text{Fe/Mn} = 2.1$ в океанской воде (Батурин, 1993) и одного порядка с отношением в гидрогенных железомарганцевых корках (около 1) (Аникеева и др., 2008). Это подтверждает гидрогенную природу Мп, а также и Fe в ИВК. Известняки второй группы имеют большее среднее отношение $\text{Fe/Mn} = 15.7$, что естественно при их обогащении пирокластикой и, соответственно, Fe.

Некоторые исследователи сравнивают содержания микроэлементов в изучаемых объектах с кларками соответствующих пород. В частности, для карбонатных пород этот метод позволяет установить характер обломочной примеси, наличие гидротермальной деятельности и другие параметры осадконакопления (Летникова, 2005). В ИВК наблюдаются повышенные содержания Ni, Co, Cu, Sc относительно кларка

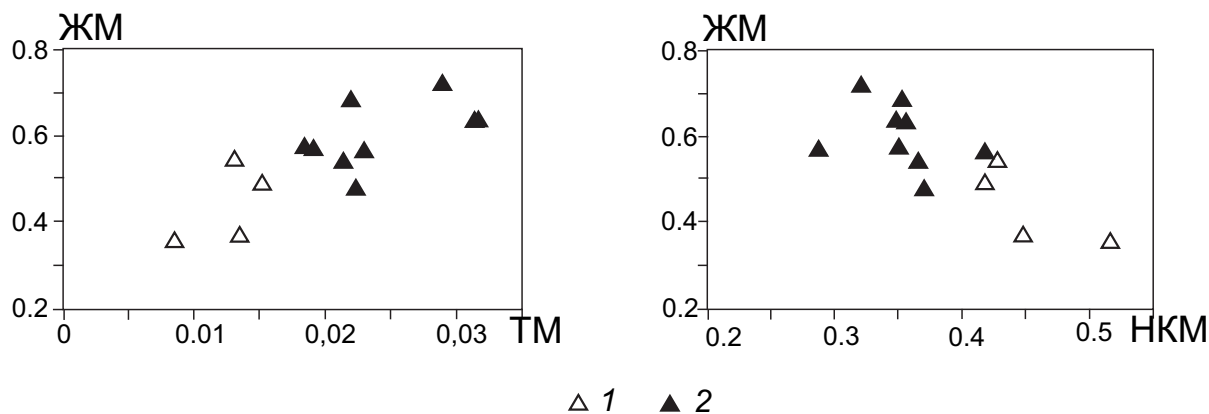


Рис. 3. Модульные диаграммы ТМ-ЖМ и НКМ-ЖМ кремнистых известняков ветловского комплекса: 1 — породы первой группы, 2 — породы второй группы.

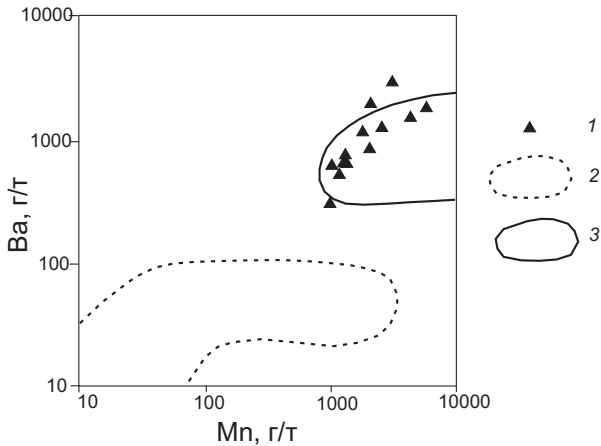


Рис. 4. Кремнистые известняки ветловского комплекса на диаграмме Mn-Ba: 1 – кремнистые известняки ветловского комплекса (табл. 1, данные XRF); 2, 3 – поля из (Юдович, Пучков, 1980): 2 – поле шельфовых карбонатов; 3 – поле глубоководных карбонатов.

карбонатных пород (Беус, Григорян, 1975), что может указывать на основной – ультраосновной петрофонд (Юдович, Кетрис, 2011). Учитывая, что в изученных породах мало Mg, много Na, со значительным превышением его над K, мы, скорее всего, имеем дело с основным (базальтовым, базальт-андезитовым) петрофондом. Ni, Co, Cu, Sc не обнаруживают связи с Mn и, следовательно, не концентрировались путем сорбции на оксигидроксидах Fe и Mn. Значения P_2O_5 , Ni, Zn, Zr, Y очень хорошо коррелируют между собой (определения в 13 пробах, табл. 1). Коэффициенты корреляции равны 0.8-0.9 (кроме $K_{Ni-Zr} = 0.65$). Связь этих элементов определяется нахождением их в обломочной примеси в известняках. Образец 1131-2 характеризуется максимальными содержаниями указанных элементов, он же содержит, по данным микроскопического изучения, наибольшее количество пирокластике. С пирокластической примесью можно связать также повышенные содержания Co, Cu, Nb и, возможно, Be, Sb и W в этом образце.

Отношение Mo/Mn в изученных известняках очень мало (порядка 10^{-4} - 10^{-5}). Это говорит об их отложении и длительной экспозиции в кислородных условиях (Холодов, 2006). Об этом же свидетельствуют низкие содержания микроэлементов, накапливающихся, подобно Mo, в восстановительной обстановке (U, V и др.).

ИВК как первой, так и второй группы характеризуются спектрами редкоземельных элементов (РЗЭ), обычными для биогенных карбонатов. Отношение легких РЗЭ к тяжелым относительно NASC вычислялось по формуле (по: (Дубинин, 2006)):

$$(\text{LPЗЭ/TPЗЭ})^{\text{NASC}} = (\text{La/La}^{\text{NASC}} + 2\text{Pr/Pr}^{\text{NASC}} + \text{Nd/Nd}^{\text{NASC}}) / (\text{Er/Er}^{\text{NASC}} + \text{Tm/Tm}^{\text{NASC}} + \text{Yb/Yb}^{\text{NASC}} + \text{Lu/Lu}^{\text{NASC}}).$$

Величина аномалии церия вычислялась по формуле:

$$\text{Ce}_{\text{an}} = \text{Ce/Ce}^{\text{NASC}} / (0.5\text{La/La}^{\text{NASC}} + 0.5\text{Nd/Nd}^{\text{NASC}}).$$

Рассматриваемые спектры РЗЭ имеют ярко выраженный дефицит церия ($\text{Ce}_{\text{an}} = 0.22$ - 0.52), унаследованный от океанской воды (рис. 5). Отсутствие аномалии Eu подтверждает ранее сделанный вывод о том, что гидротермальная деятельность не оказывала влияния на состав изученных известняков. Сумма содержаний РЗЭ в проанализированных образцах прямо пропорциональна содержанию P_2O_5 . Корреляция фосфора с РЗЭ характерна для пелагических осадков океана, где рассеянные фосфаты накапливают РЗЭ, поступающие из придонных вод (Батурич, 2004; Дубинин, 2006). В то же время, у наиболее чистого из проанализированных известняков (обр. D1126, первая группа) спектр в области средних и тяжелых РЗЭ более пологий ($(\text{LPЗЭ/TPЗЭ})^{\text{NASC}} = 0.68$; $\text{Sm/Yb} = 1.5$) по сравнению с известняками второй группы (средние значения $(\text{LPЗЭ/TPЗЭ})^{\text{NASC}} = 0.92$; $\text{Sm/Yb} = 2.24$). Разная форма спектров связана с тем, что в известняках второй группы заметные количества РЗЭ имеют не только гидрогенное происхождение (сорбированы фосфатами), но и присутствуют в пирокластике.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Большинство известняков ветловского комплекса Вахильского поднятия обладают признаками глубоководных отложений. Это криптозернистая структура, характерная обычно для карбонатов с преобладанием наннопланктона, кремнистость, небольшое количество обломочной примеси, преобладание среди фораминифер спирально-конических планктонных форм, незначительная роль бентоса (фораминифер, гастропод и криноидей, которые могут обитать и на глубине). Исключение составляют описанные при геологической съемке строматолитовые известняки (Литвинов и др., 1991¹). Их обломочная текстура говорит о переотложении. Наличие разрушающихся строматолитов свидетельствует о существовании в смежных районах более мелководных фаций.

Планктоногенные кремнистые известняки, сходные с ИВК, характерны для вершинных поверхностей подводных возвышенностей и хребтов. В Тихом океане множество внутриплитных вулканических возвышенностей образовалось в меловом периоде. Наиболее полный карбонатный разрез вскрыт скважиной DSDP 463 на Центрально-Тихоокеанской возвышенности (Thiede et al., 1981). Он хорошо геохимически охарактеризован (Dean, 1981). По литологическим и геохимическим параметрам с ИВК наи-

ИЗВЕСТНЯКИ ВАХИЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ

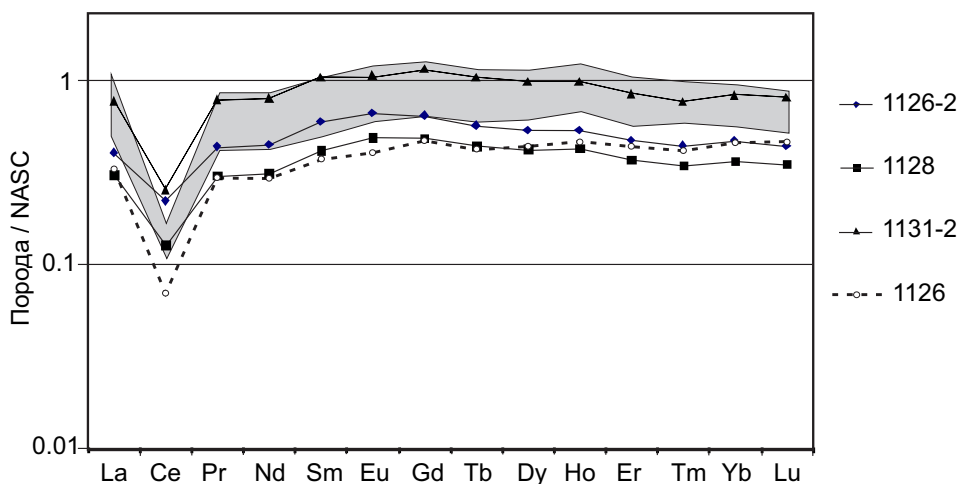


Рис. 5. Спектры редкоземельных элементов известняков ветловского комплекса. Нормирование выполнено к NASC – Северо-Американскому сланцу (Gromet et al., 1984). Номера спектров соответствуют номерам проб в табл. 2. Серым полем показан диапазон спектров РЗЭ известняков смагинской ассоциации (Савельева, 2011).

более сходны породы, залегающие на интервале верхнего апта – среднего альба (керны 57-64). Это белые, зеленовато-серые, зеленые, розовые, красные и коричневые кремнистые фораминиферово-кокколитовые известняки. Отношение Fe/Mn в наиболее чистых серых известняках рассматриваемого интервала скважины DSDP 463 составляет в среднем 3.14. Как и в изученных нами известняках, это отношение увеличивается в прослоях, содержащих небольшое количество пеплового материала (с немного повышенными содержаниями Al, Ti, Mg). Близки содержания Sr и Ba, а Mn немного меньше, чем в ИВК. Обстановка накопления также окислительная (Mo/Mn в среднем 0.004 даже в серых известняках).

Другим примером карбонатных отложений, сходных с ветловскими, может послужить толща нанноилов и писчего мела верхнего эоцена – плейстоцена, вскрытая скважиной DSDP 292 в Западно-Филиппинском бассейне на поднятии Бенхэм, общей мощностью 368 м (Геология ..., 1980; Ingle et al., 1975). Толща содержит изменяющееся количество фораминифер, радиолярий, спикул губок и пеплового материала: вулканического стекла, плагиоклаза, амфибола, обломков пород. В нижней части присутствуют слои и конкреции кремней. Отдельные слои обогащены пирокластикой (Ingle et al., 1975). В этом разрезе больше пепла, чем в изученных нами известняках, а также присутствует заметное количество терригенной глинистой примеси (Геология ..., 1980). Несмотря на некоторые отличия, литологическое сходство разрезов не позволяет полностью отрицать возможность накопления ИВК в подобной обстановке на внутреннем поднятии окраинного бассейна.

Ближе к Камчатке, на поднятии Детройт и гайоте Мейджи, скважинами глубоководного бу-

рения вскрыты отложения, которые также можно сравнить с изученными нами (Гайоты..., 1995; Rea et al., 1993; Scholl et al., 1973). На гайоте Мейджи в этом отношении интересна нижняя пачка осадочных пород общей мощностью около 104 м. На базальтовом основании залегают светло-зеленые известняки и коричневый мел среднего-верхнего маастрихта мощностью 95 см, содержащие бентосные и планктонные фораминиферы, радиолярии, а также, в нижней части, обломки базальтов. Верхний маастрихт, палеоцен и почти весь нижний эоцен в разрезе отсутствуют. Выше залегают неправильно переслаивающиеся известковые аргиллиты и мел, белые, серые, реже коричневые, с небольшим количеством алевроитовых и песчаных слоев. Они относятся к верхам нижнего эоцена, среднему и верхнему эоцену. Средняя скорость накопления данной части разреза 5-6 мм/тыс. лет (Гайоты..., 1995; Scholl et al., 1973). Эти отложения формировались на небольшой глубине (часть гайота возвышалась над уровнем моря) (Scholl et al., 1973). Кремнисто-карбонатные породы ветловского комплекса, по-видимому, накапливались на большей глубине и на большем удалении от источника сноса. Изученные нами породы сравнимы лишь с наиболее глубоководными карбонатами верхов эоцена на Мейджи, мощностью около 7.5 м, представленными мелом, содержащим радиолярии и практически не содержащим фораминифер. Однако, здесь, как и во всей нижней пачке на гайоте Мейджи, почти отсутствует кремнистое вещество (Rea et al., 1993), в отличие от ИВК. Карбонатные отложения Мейджи интересны, скорее, крупным перерывом в осадконакоплении, который вообще характерен для разрезов гайотов Гавайско-Императорской цепи (Гайоты..., 1995). Если ИВК формировались в пределах подобной

структуры, то и здесь могло произойти выпадение части разреза, а последующая тектонизация нарушила первоначальные взаимоотношения литологически сходных разновозрастных пород. Это объяснило бы столь разные датировки известняков комплекса – меловые и палеогеновые.

На поднятии Детройт карбонатные отложения имеют эоценовый – миоценовый возраст (в низах возможно присутствие палеоцена) (Rea et al., 1993). Палеогеновая часть разреза имеет мощность около 160 м и представлена коричневым мелом с кремневыми конкрециями. Нижняя половина этой толщи содержит слои измененного пепла, количество которых увеличивается вниз по разрезу. Здесь широко развиты текстуры, свидетельствующие о перемещении осадка вниз по склону. Верхняя половина данной толщи содержит лишь небольшое количество прослоев витрокластических туфов. В палеогене имели место перерывы в осадконакоплении, но не такие значительные, как на Мейджи. Миоцен имеет мощность почти 200 м и характеризуется появлением большого количества диатомей; преобладают мел и диатомовый мел, выше сменяющиеся диатомовыми илами, известковыми диатомовыми илами и диатомовыми нанноилами. Пепел отсутствует. Вся карбонатная часть разреза на гайоте Детройт несет следы биотурбации, обычны бентосные и планктонные фораминиферы, радиолярии редки в палеогене и обычны для миоцена (Rea et al., 1993). С кремнисто-карбонатной толщей ветловского комплекса рассмотренные отложения сближают преобладание в составе пород наннопланктона, наличие кремнистого материала, радиолярий и фораминифер, а также присутствие в разрезе пеплового материала, частично превращенного в глину. Главными отличиями являются структуры оползания, горизонты твердого дна, знаки ряби течения и другие текстуры эоценовой части разреза, которые в ИВК не наблюдались, а также многочисленные диатомовые в миоцене. По составу комплексов фораминифер восстановлены палеоглубины накопления карбонатных отложений поднятия Детройт: 1000-2000 м для палеогена и раннего миоцена и более 2000 м для среднего и позднего миоцена (Rea et al., 1993). Поскольку ИВК по своим литологическим характеристикам сходны с карбонатными породами палеогеновой части разреза поднятия Детройт, мы можем предположить и сходство условий их накопления.

Из камчатских формаций к ИВК наиболее близки известняки альб-сеноманской смагинской ассоциации п-ова Камчатский Мыс. Они сформировались на подводной внутриплитной вулканической возвышенности (Хотин, Шапиро, 2006). По составу базальтов определена

геодинамическая обстановка формирования ассоциации – на аномальном участке срединно-океанического хребта над мантийным плюмом (Портнягин и др., 2005; Савельев, 2004). Смагинская ассоциация включает в себя розовые и серые кремнистые известняки, средние содержания петрогенных окислов и микроэлементов в которых приведены в таблицах 1 и 2. Кремнистость известняков смагинской ассоциации колеблется в широких пределах (рис. 2), что отражает большой диапазон колебаний биопродуктивности известкового и кремнистого планктона (Савельева, 2011). В разрезе известняки ритмично переслаиваются с красными яшмами. Отдельные тонкие слойки известняков смагинской ассоциации обогащены пепловым или гиалокластическим материалом. Однако, четкой корреляции ТМ, ЖМ и НКМ в них не наблюдается, в отличие от известняков ветловского комплекса. ЖМ выше в известняках смагинской ассоциации, НКМ в целом сопоставимы, ТМ также, хотя в отдельных прослоях ТМ гораздо выше (до 0.1). Возможно, вулканический материал, примешивавшийся к осадкам при формировании смагинской ассоциации, был более основным и менее разнообразным по составу, чем пирокластика, содержащаяся в ИВК. В целом ИВК засорены вулканокластикой в большей степени, чем практически чистые известняки смагинской ассоциации (рис. 2). Характер обломочной примеси в известняках этих толщ проявлен в соотношении Nb/Zr. В ИВК это отношение составляет 2.9-3.7, а смагинской ассоциации – 6.1-6.7. Более высокая доля Nb в известняках смагинской ассоциации видна также на диаграмме $Zr/A_2O_3-Nb/Al_2O_3$ (рис. 6). Поскольку ниобием обогащены внутриплитные базальты, можно предположить, что в известняках смагинской ассоциации по сравнению с ИВК большую роль играет примесь базальтового материала типа ОИВ.

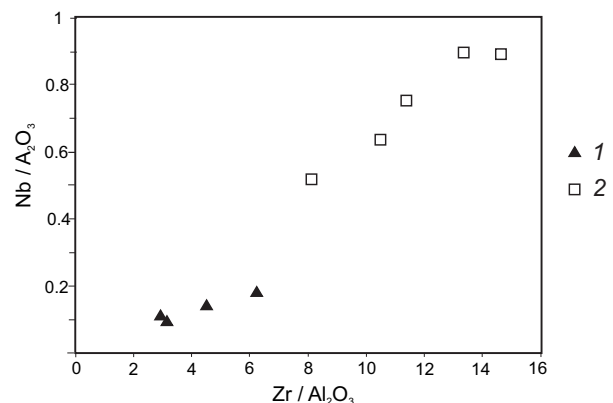


Рис. 6. Составы известняков ветловского комплекса Вахильского поднятия и смагинской ассоциации п-ова Камчатский Мыс на диаграмме $Zr/A_2O_3-Nb/Al_2O_3$: 1 – известняки ветловского комплекса; 2 – известняки смагинской ассоциации (Савельева, 2011).

В известняках смагинской ассоциации, по сравнению с ИВК, гораздо меньше Ва (табл. 1, 2). В ИВК Ва коррелирует с Mn (рис. 4) и является в большей степени гидрогенным, в то время как в известняках смагинской ассоциации преобладает биогенный Ва (при низкой биопродуктивности в периоды накопления карбонатных илов) (Савельева, 2011), что и объясняет такие необычные для глубоководных карбонатов значения. Содержания Sr в сравниваемых карбонатных породах близки. Известняки смагинской ассоциации беднее Mn, но богаче железом по сравнению с ИВК первой группы (табл. 1). Это может быть связано с накоплением карбонатно-кремнистых пород смагинской ассоциации на меньших расстояниях от гидротермального источника металлов в срединно-океаническом хребте (СОХ). По отношению Fe/Al известняки смагинской ассоциации, в отличие от ИВК, близки к металлоносным илам СОХ, для которых Fe/Al превышает 2 (Мурдмаа, 1987). Различия в содержаниях Fe и Mn в сравниваемых группах известняков могут также определяться разной глубиной их накопления и соответствующей химией водной толщи. Известно, что средние содержания Mn в гидрогенных железомарганцевых образованиях океана в интервале 500-2000 м немного больше, чем в интервале 2000-3600 м. Содержания Fe, наоборот, в верхнем интервале немного меньше, чем в нижнем (Кобальтбогатые ..., 2002). По-видимому, формирование карбонатов смагинской ассоциации происходило на большей глубине, чем отложение сходных пород ветловского комплекса. Это подтверждается почти полным отсутствием фораминифер в верхней части изученного разреза смагинской ассоциации, позволившем сделать предположение о ее формировании ниже фораминиферолизоклина. Поскольку розовые, красные, желтые и коричневые оттенки в меловых отложениях на подводных тихоокеанских возвышенностях появляются с глубины ~1.3 км и преобладают на глубине ~1.8-2.8 км (и глубже) (Roth, 1981), сделан вывод о накоплении известняков смагинской ассоциации на глубине около 2-2.5 км (Савельева, 2011). В ИВК преобладает серая окраска, и лишь некоторые разности (возможно, более глубоководные) имеют розовый цвет. Цвет пород, наличие фораминифер и соотношение Fe и Mn в них позволяют предположить, что глубина образования ИВК была меньше, возможно, около 1-1.5 км, близкая к глубине отложения карбонатов верхнего апта – среднего альба скважины 643 (Roth, 1981). Меньшие глубины маловероятны, поскольку переувлажнение планктоногенного материала отсутствует.

Известняки ветловского комплекса и смагинской ассоциации имеют сходные спектры РЗЭ

(рис. 5). Значения (ЛРЗЭ/ТРЗЭ)^{NASC} различаются ненамного: 0.68-0.96 для ИВК и 0.81-1.12 для известняков смагинской ассоциации. Значения Se_{an} у известняков смагинской ассоциации в среднем меньше и заключены в более узких пределах ($Se_{an} = 0.18-0.24$). Известно, что в современных океанских водах Se_{an} колеблется в широких пределах на глубинах менее 1000 м и устанавливается на низких значениях на глубинах более 1000 м (Дубинин, 2006). В случае, если рассеянные фосфаты играют наибольшую роль в концентрации РЗЭ в изученных известняках, величина Se_{an} в них может послужить еще одним подтверждением большей глубины накопления известняков смагинской ассоциации по сравнению с ИВК.

Достаточно сложным является вопрос о геодинамической обстановке накопления известняков Вахильского поднятия. С одной стороны, примесь разнообразного пирокластического материала в известняках говорит о влиянии островодужного вулканизма. С другой стороны, в ассоциации с известняками на Вахильском поднятии в составе ветловского комплекса описаны базальты и пикриты с характеристиками N-MORB (Савельев, 2014; Цуканов и др., 1991, 2014). В других районах развития ветловского комплекса в его составе кроме базальтов СОХ отмечены также базальты океанических островов (ОИВ) (Fedorchuk, 1992). Геохимические параметры изученных известняков не позволяют однозначно определить обстановку их накопления. Однако, малое количество обломочного материала в них позволяет исключить фации котловин задуговых бассейнов или горных сооружений островных дуг, где даже в случае изоляции от источников терригенного материала карбонаты обычно переслаиваются с пепловыми туфами и известковыми туффитами. Возможные обстановки формирования ИВК – на внутриплитной вулканической возвышенности, на вершинной поверхности СОХ или на внутреннем поднятии в окраинном море. Скорости осадконакопления в таких обстановках колеблются от 1-9 мм/тыс. лет до 10-27 мм/тыс. лет, и даже 58 мм/тыс. лет в зоне высокой продуктивности (Roth, 1981; Thiede et al., 1981). Полученные нами данные не позволяют уточнить скорость седиментации при формировании ИВК. Во всяком случае, она вряд ли превышала названные значения.

ВЫВОДЫ

Фораминиферо-наннофоссилиевые кремнистые известняки ветловского комплекса Вахильского поднятия накапливались в бассейне с пелагическими условиями седиментогенеза, близкими к океанским, при низкой скорости

осадконакопления, в окислительной обстановке. Поступление в осадки обломочного материала было незначительным. По петрографическим и геохимическим данным, отдельные прослои известняков содержат пирокластику среднего и основного состава, что указывает на отложение в дистальной части зоны влияния островодужного вулканизма. Вероятнее всего, осадконакопление происходило в океане на внутриплитной вулканической возвышенности или в привершинной части СОХ. Также оно могло осуществляться в пределах внутреннего поднятия крупного окраинного бассейна. Глубина формирования кремнисто-карбонатных илов, возможно, составляла около 1-1.5 км. На отдельных участках существовали мелководные обстановки, где шло образование строматолитов. По сравнению с известняками и кремнистыми известняками смагинской породной ассоциации п-ова Камчатский Мыс, кремнистые известняки Вахильского поднятия формировались на меньшей глубине и ближе к источникам островодужной пирокластики.

Работа выполнена при поддержке грантов ДВО РАН № 12-III-A-08-175 и № 15-I-2-045.

Список литературы

- Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / В.П. Зинкевич, Е.А. Константиновская, Н.В. Цуканов и др. М.: Наука, 1993. 272 с.
- Аникеева Л.И., Казакова В.Е., Гавриленко Г.М., Рашидов В.А.* Железомарганцевые корковые образования Западно-Тихоокеанской переходной зоны // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 1. Вып. 11. С. 10-31.
- Басов И.А., Вишневская В.С.* Стратиграфия верхнего мезозоя Тихого океана. М.: Наука, 1991. 200 с.
- Батурин Г.Н.* Руды океана. Москва: Наука, 1993. 304 с.
- Батурин Г.Н.* Фосфатонакопление в океане. М.: Наука, 2004. 464 с.
- Беус А.А., Григорян С.В.* Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1975. 280 с.
- Васильев Б.И.* Основные черты геологического строения северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 192 с.
- Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность / Ю.Г. Волохин, М.Е. Мельников, Э.Л. Школьник и др. М.: Наука, 1995. 368 с.
- Геология дна Филиппинского моря / Под ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1980. 261 с.
- Геологическая карта и карта полезных ископаемых Камчатской области и Корякского автономного округа. Масштаб 1:1 500 000 / Гл. редакторы: Литвинов А.Ф., Марковский Б.А., Зайцев В.П. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист N-57. Масштаб 1:1 000 000 / Гл. редакторы: Литвинов А.Ф., Марковский Б.А. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
- Дубинин А.В.* Геохимия редкоземельных элементов в океане / Под ред. И.И. Волкова. Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова РАН. М.: Наука, 2006. 310 с.
- Иванова Т.И., Майдль Т.В., Юдович Я.Э.* Геохимия стронция в карбонатных отложениях. Ленинград: Наука, 1980. 152 с.
- Карта полезных ископаемых Камчатской области. Масштаб 1:500 000 / Гл. редакторы: Литвинов А.Ф., Патока М.А., Марковский Б.А. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
- Кобальтбогатые руды Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. 167 с.
- Летникова Е.Ф.* Геохимическая специфика карбонатных отложений различных геодинамических обстановок северо-восточного сегмента Палеоазиатского океана // Литосфера. 2005. № 1. С. 70-81.
- Литвинов А.Ф., Крикун Н.Ф.* Государственная Геологическая карта м-ба 1 : 200 000, листы N-57-XXII, XXVIII, XXIX. Объяснительная записка. М.: «Недра», 1992.
- Мурдмаа И.О.* Фации океанов. М.: Наука, 1987. 303 с.
- Портнягин М.В., Савельев Д.П., Хёрнле К.* Плюмовая ассоциация меловых океанических базальтов Восточной Камчатки: особенности состава шпинели и родоначальных магм // Петрология. 2005. Т. 13. № 6. С. 626-645.
- Савельев Д.П.* Меловые внутриплитные вулканы Восточной Камчатки: геологическая позиция и влияние на островодужный вулканизм // Геология и разведка. 2004. № 2. С. 16-19.
- Савельев Д.П.* Меловые пикриты Восточной Камчатки: новые данные // Материалы региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 29-30 марта 2013 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2014. С. 118-123.
- Савельева О.Л.* Меловой палеоклимат. Ритмичность осадконакопления и следы аноксических событий в меловых (альб-сеноманских) отложениях Восточной Камчатки. LAP LAMBERT Academic Publishing GmbH & Co, Saarbrücken, Germany, 2011. 156 с.
- Соловьев А.В.* Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит методами трекового датирования и структурного анализа (Тр. ГИН. Вып. 577). М., Наука, 2008. 319 с.
- Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж. И., Ландер А.В.* Формирование Восточно-Камчатской аккреционной призмы по данным трекового датирования цирконов из терри-

- генных пород // Геология и Геофизика. 2004. Т. 45. № 11. С. 1292-1302.
- Федорчук А.В., Цуканов Н.В., Ефремова Л.Б., Савичев А.Т.* Океанический магматизм хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1990. № 12. С. 1721-1729.
- Холодов В.Н.* Геохимия осадочного процесса. М.: ГЕОС, 2006. 608 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 574).
- Хотин М.Ю., Шапиро М.Н.* Офиолиты Камчатского Мыса (Восточная Камчатка): строение, состав, геодинамические условия формирования // Геотектоника. 2006. № 4. С. 61-89.
- Цуканов Н.В., Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Савельев Д.П.* Тектоно-стратиграфические комплексы южного сегмента Кроноцкой палеодуги (Восточная Камчатка): строение, возраст и состав // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 4. С. 3-17.
- Цуканов Н.В., Федорчук А.В., Литвинов А.Ф.* Океанический комплекс Шипунского полуострова (Восточная Камчатка) // ДАН. 1991. Т. 318. № 4. С. 958-962.
- Шапиро М.Н., Соловьев А.В.* Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // Геология и Геофизика. 2009. Т. 50. № 8. С. 863-880.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Юдович Я.Э., Пучков В.Н.* Геохимическая диагностика глубоководных осадочных пород // Геохимия. 1980. № 3. С. 430-449.
- Dean W.E.* Inorganic geochemistry of sediments and rocks from the Mid-Pacific Mountains and Hess Rise, Deep Sea Drilling Project Leg 62 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 62. Washington, 1981. P. 685-710.
- Fedorchuk A.V.* Oceanic and back-arc basin remnants within accretionary complexes: geological and geochemical evidence from Eastern Kamchatka // Ofioliti. 1992. № 17 (2). P. 219-242.
- Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Korotev R.L.* The «North American shale composite»: Its compilation, major and trace element characteristics // Geochim. et cosmochim. acta. 1984. V. 48. № 12. P. 2469-2482.
- Hein J.R., Vanek E.* Origin and alteration of volcanic ash and pelagic brown clay, Deep Sea Drilling Project Leg 62, north-central Pacific // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 62. Washington, 1981. P. 559-569.
- Ingle J.C., Karig D.E., Bouma A.H. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 31. Washington, 1975. P. 67-129.
- Rea D.K., Basov I.A., Janecek, T.R. et al.* Site 883 // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. 1993. V. 145. P. 121-208.
- Roth P.H.* Mid-Cretaceous calcareous nannoplankton from the Central Pacific: implications for paleoceanography // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 62. Washington, 1981. P. 471-489.
- Scholl D.W., Creager J.S., Boyce R.E. et al.* Site 192 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print, off. 1973. V. 19. P. 463-553.
- Thiede J., Vallier T.L., Adelseck C.G. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 62. Washington, 1981. P. 33-326.

САВЕЛЬЕВА и др.

**LIMESTONES FROM THE VAKHIL RISE (EASTERN KAMCHATKA):
LITHOLOGICAL AND GEOCHEMICAL DESCRIPTION**

O.L. Savelyeva, D.P. Savelyev, E.V. Kartashova

Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006, savelyeva@kscnet.ru

The authors studied siliceous limestones from the Vetlovsky complex of the Vakhil rise (Eastern Kamchatka). The paper provides their lithological and geochemical characteristic. The new limestones were compared with the previously studied limestones from the Albian-Cenomanian Smagin association of the Kamchatsky Mys peninsula, as well as with Cretaceous carbonates from the Pacific underwater rises. Limestones from the Vetlovsky complex deposited in the pelagic environments at low sedimentation rates, and under oxidizing conditions. Terrigenous input in deposits was insignificant. According to the geochemical data, some layers of limestones contain pyroclastics of various composition, which indicate a deposition in the area of island arc volcanism effect. The sedimentation occurred on the oceanic intraplate volcanic rise or on the internal rise of backarc basin. The major part of siliceous-carbonate oozes were forming between depths of 1-1.5km.

Keywords: siliceous limestones, pelagic sedimentation, petrochemical modules, barium, manganese.