Научные статьи

УДК 552.4

DOI: 10.31431/1816-5524-2020-2-46-16-29

ПРИРОДА МЕТАМОРФИЗМА НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ЗОНЫ ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ-ОКЕАН (НА ПРИМЕРЕ ПЕНСАНТАЙНСКОЙ ТОЛЩИ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ)

© 2020 З.Г. Бадрединов, О.В. Авченко, И.А. Тарарин, Е.А. Ноздрачев

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия, 690022; e-mail: badre9@mail.ru

Исследована природа низкотемпературных метаморфических образований зоны взаимодействия континент-океан на примере метаморфизованных позднемеловых вулканогенно-осадочных отложений Западной Камчатки (Пенсантайнская толща). Особенностью исследованных пород пенсантайнской толщи является участие в их составе альбит-лавсонит-мусковит-хлоритовых и рибекит-эпидот-альбит-хлоритовых сланцев, наряду с типичными альбит-актинолит-эпидот-мусковит-хлоритовых сланцев, наряду с типичными альбит-актинолит-эпидот-ирования на программном комплексе «Селектор С» определены температура (T = $360\pm50^{\circ}$ С) и давление (P = 3800 ± 500 бар) метаморфизма отложений пенсантайнской толщи, соответствующие условиям переходной от зеленосланцевой к голубосланцевой фации. Моделирование выполнено для двух образцов. Это первый пример использования программного комплекса «Селектор С» для определения P-T условий низкотемпературного метаморфизма. Реконструированы геодина-мические условия метаморфизма и определено время его проявления. Установлено, что породы пенсантайнской толщи претерпели коллизионный метаморфизма в раннем палеогене.

Ключевые слова: Камчатка, коллизионный метаморфизм, термобарометрия, лавсонит, зеленые сланцы.

ВВЕДЕНИЕ

Одной из проблем в изучении метаморфических пород низкотемпературных фаций метаморфизма является определение значений температуры и давления (термобарометрия), из-за отсутствия надежных минеральных геотермобарометров для низкотемпературного минералообразования.

Моделирование метаморфических процессов на программном комлексе «Селектор С» открывает новые возможности в решении этой проблемы, благодаря встроенному в этот комплекс термобарометру (Чудненко, Авченко, 2013).

В настоящей статье рассмотрен пример применения такой термобарометрии для низкотемпературных метаморфических пород Западной Камчатки, распространенных в хребте

Пенсантайн (пенсантайнская толща) (рис. 1), особенностью которых является участие в их составе горизонтов с альбит-лавсонит-мусковит-хлоритовой и рибекит-эпидот-альбит-хлоритовой ассоциациями минералов, наряду с типичной зеленосланцевой альбит-актинолитэпидот-мусковит-хлоритовой, преобладающей в разрезе. Присутствие лавсонита и амфибола глаукофан-рибекитового ряда предполагает особые геодинамические условия формирования метаморфических пород — погружение в зоне субдукции с последующей эксгумацией (Природа ..., 2017). Именно такую интерпретацию метаморфических пород хребта Пенсантайн привел в свое время Н.Л. Добрецов (Добрецов, 1974), опираясь на данные о составе метаморфических амфиболов пенсантайнской толщи. Им предполагалось зонально-поясовое распространение



Рис. 1. Структурно-геологическая схема Камчатки по (Марковский, Ротман, 1981) с учетом данных (Добрецов, 1974): *1* — прогибы, выполненные палеогеновыми и неогеновыми осадочными породами; *2*–*4* — поднятия: *2* — сложенные позднемеловыми — палеогеновыми вулканогенными породами, *3* — сложенные неогеновыми — четвертичными вулканогенными породами (вулканические дуги), *4* — сложенные мета-морфическими породами; *5* — главные структурные швы (Д-Д — Диагональный, П-П — Паланский, К-К — Кроноцкий); *6* — Тайгоносско-Ганальский глаукофан-сланцевый пояс по (Добрецов, 1974); *7* — участки расположения метаморфических пород: *1* — хр. Срединный, *2* — хр. Ганальский, *3* — Хавывенская возвышенность, *4* — о. Карагинский, *5* — п-ов Озерной, *6* — Камчатский п-ов, *7* — хр. Пенсантайн. I — Тигильский прогиб, П — Кинкильское поднятие, III — Центрально-Камчатская дуга, IV — Срединный выступ, V — Центрально-Камчатский прогиб, VI — Восточно-Камчатское поднятие, VII — Восточно-Камчатский прогиб, VIII — Курило-Южно-Камчатская дуга.

высокобарических метапород на территории п-ова Камчатка. Метаморфические породы пенсантайнской толщи включены Н.Л. Добрецовым в Тайгоносско-Ганальский глаукофансланцевый пояс, протягивающийся с севера на юг от полуострова Тайгонос до Ганальского хребта (рис. 1). Однако последующие исследования не подтвердили наличие такого метаморфического пояса на отмеченной территории (Государственная ..., 2013). С другой стороны, новейшие тектонические модели геологического развития Камчатки (Чехович, Сухов, 2017) также не предполагают присутствие в ее западной части метаморфических пород с минералами, указывающими на повышенные давления метаморфизма. Кроме того, для метапород пенсантайской толщи существует самостоятельная проблема локальности распространения лавсонита в разрезе метаморфических образований. Лавсонит не встречается в ассоциации с эпидотом и щелочным амфиболом и приурочен к нижней части пенсантайнской толщи, занимая определенный горизонт, что требует своего объяснения в свете дискутируемой в геологической литературе проблемы лавсонитового парадокса (Clark et al., 2006).

Перечисленные факторы послужили основанием для детальных петрологических исследований метаморфических образований пенсантайнского комплекса, включая полевое изучение метаморфических пород в хребте Пенсантайн.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Определения химических составов минералов выполнено по стандартной методике в лаборатории рентгеновских методов Аналитического центра Дальневосточного геологического института (ДВГИ) ДВО РАН на электроннозондовом микроанализаторе JXA-8100, фирмы JEOL (Япония) с энергодисперсионным спектрометром INCA x-sight (OXFORD Instruments, Англия). Анализы проводились при ускоряющем напряжении 20 kV и силе тока 10 ± 0.01 пА. Локальность анализа 1 мкм. Количественный и полуколичественный анализы осуществлялись по процедуре PhyRoZ с использованием пользовательского (не встроенного) набора эталонов. Погрешности измерения содержаний

анализируемых элементов: не более ± 10 отн. %, при концентрациях элемента от 1 до 5 мас. %; до ± 5 отн. % при концентрациях — от 5 до 10 мас. % и до ± 2 отн. %, при концентрациях элемента свыше 10 мас. %. Предел обнаружения в зависимости от элемента, составляет от 0.04 до 0.1 мас. %. Аналитики: Екимова Н.И., Молчанова Г.Б.

Химический состав пород определен в лаборатории рентгеновских методов Аналитического центра ДВГИ РАН рентгенофлуоресцентным методом (XFR) на сканирующем спектрометре S4 Pioneer («Bruker AXS» Германия). Аналитик Ноздрачев Е.А.

Моделирование физико-химических условий минералообразования метаморфических пород пенсантайнской толщи осуществлялось с помощью программного комплекса «Селектор С», принцип работы которого охарактеризован в работе (Авченко и др., 2009).

Используемые в статье индексы минералов: Ab — альбит, Act — актинолит, Bt — биотит, Cal — кальцит, Chl — хлорит, Ep — эпидот, Ilm — ильменит, Lws — лавсонит, Mgt — магнетит, Ms — мусковит, Pl — плагиоклаз, Pmp — пумпеллиит, Qz — кварц, Spn — сфен.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕНСАНТАЙНСКОЙ ТОЛЩИ

Пенсантайнская толща, состоящая из переслаивания зеленых сланцев и полосчатых кварцитов распространена на территории одноименного хребта, занимая площадь около 90 км² (рис. 2). Выходы метаморфических пород образуют тектонический выступ в поле слабо измененных позднемеловых вулканогенных отложений ирунейской свиты и, первоначально, в ходе геолого-съемочных работ были выделены в самостоятельное стратиграфическое подразделение пенсантайнскую толщу, учитывая отсутствие согласных стратиграфических контактов пенсантайнской толщи с ирунейскими отложениями. При последующих геолого-съемочных исследованиях метаморфические образования пенсантайнской толщи были включены в состав ирунейской свиты в виде фациальной разновидности — кремнисто-

Fig. 1. Tectonic setting of Kamchatka according to (Markovsky, Rothman, 1981) using the addition data from (Dobretsov, 1974): 1 – depressions with Paleogene and Neogene sedimentary fill; 2-4 – uplifts with outcropping Late Cretaceous—Paleogene volcanogenic rocks (2) and Neogene-Quaternary volcanogenic rocks (of volcanic arcs) (3), 4 – metamorphic rocks; 5 – main faults (Д-Д – Diagonal, P-P – Palansky, K-K – Kronotsky); 6 – Taygonos-Ganalsky glaucophane-schist belt (after Dobretsov, 1974); 7 – metamorphic rocks: 1 – the Sredinny Range, 2 – the Ganalsky Range, 3 – the Khavyven Upland, 4 – the Karaginsky Island, 5 – the Ozernoy Peninsula, 6 – the Kamchatky Peninsula, 7 – the Pensantain Range. I – Tigil trough, II – Kinkil uplift, III – Central Kamchatka arc, IV – Metamorphic block, V – Central Kamchatka Depression, VI – East Kamchatka Uplift, VII – East Kamchatka Depression, VIII – Kurile-South Kamchatka Arc.



Рис. 2. Схема геологического строения района хребтов Пенсантайн и Медвежий. Составлена с использованием фондовых материалов геолого-съемочных работ ООО «Камчатгеология»: 1 — четвертичные отложения; 2 — четвертичные базальтоиды; 3 — неогеновые отложения нерасчлененные; 4 — отложения среднего эоцена — олигоцена; 5 — отложения нижнего палеоцена — нижнего эоцена; 6 — слабоизмененные вулканогенные отложения ирунейской свиты (сантон-компан); 7 — метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения пенсантайнской толщи (альб-сеноман); 8 — тектонические нарушения; 9 — геологические границы; 10 — место отбора образцов: П42-5, П43. Черный квадрат на врезке — место расположения района.

Fig. 2. The geological setting of the region of the Pensantain and Medvezhiy ranges, compiled using data from the «Kamchatgeologiya» Geological Service: 1 -Quaternary deposits; 2 -Quaternary basaltoids; 3 -Neogene sediments undivided; 4 -deposits of the Middle Eocene -Oligocene; 5 -deposits of the Lower Paleocene -Lower Eocene; 6 -volcanogenic deposits of the Iruney Suite (Santonian -Companian); 7 -metamorphosed volcanic-sedimentary deposits of the Pensantain Sequence (Albian -Cenomanian); 8 -faults; 9 -geological boundaries; 10 -sampling sites: P 42-5, P 43. The black square in the inset is the study area.

туфогенной фации. При этом более высокий уровень метаморфизма пород пенсантайнской толщи объяснялся их пространственной приуроченностью к глубинному разлому северовосточного простирания, хорошо проявленному в магнитном поле в виде линейной аномалии, а также возможным наличием под отложениями пенсантайнской толщи невскрытых гранитных интрузий.

Стратиграфическая схема отложений хребта Пенсантайн с включением зеленосланцевых пород пенсантайнской толщи в состав ирунейской свиты приведена в материалах (Геология..., 1964) и нашла свое отражение в более поздних публикациях геологов, описывающих геологию Западной Камчатки (Чехович и др., 2017). Однако, составители карты полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1:500 000, изданной в 1999 г., сочли неубедительными доводы предыдущих исследователей о корреляции отложений пенсантайнской толщи и ирунейской свиты и вернулись к стратиграфической схеме с выделением пенсантайнской толщи в самостоятельный стратиграфический горизонт (Карта ..., 1999). Правомерность такого подхода подтверждается уран-свинцовой изотопией цирконов отобранных из зеленосланцево метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований пенсантайнской толщи. Установлено, что наиболее древний возраст протолита пенсантайнских зеленых сланцев равен 94 ± 2 млн лет (Бадрединов и др., 2012), что на

10 млн лет превышает возраст отложений ирунейской свиты, определенный по палеонтологическим исследованиям. Кроме этого, наряду с цирконами указанного возраста, в метаморфических породах пенсантайнской толщи присутствуют детритовые цирконы с возрастами: 145 ± 3.9 млн лет; 176 ± 8 млн лет; 286 ± 13 млн лет; 323 ± 14 млн лет; 763 ± 22 млн лет; 1660 ± 72 млн лет; 1929 ± 24 млн лет; 2677 ± 9.8 млн. лет, свидетельствующие о привносе в пенсантайнские отложения терригенного материала древней континентальной коры. Коренными источниками этого материала могли быть тектонические выступы древнего фундамента, подобные Тайгоносского-Пареньскому поднятию (Бадрединов и др., 2017). Важно то, что в породах ирунейской свиты не обнаруживается цирконов, как в пенсантайнской толще, из чего можно заключить о различии областей сноса терригенного материала для отложений пенсантайнской толщи и ирунейской свиты, что подтверждает самостоятельность этих стратиграфических подразделений.

Время проявления метаморфизма пенсантайнских отложений не установлено. Однако учитывая то, что обломки метаморфических пород пенсантайнской толщи присутствуют в позднепалеогеновых (40 млн лет) осадочных породах описываемого региона, можно заключить, что время проявления метаморфизма не могло быть моложе этого значения. Нижней временной границей, ограничивающей время проявления метаморфизма пенсантайнской толщи, служит возраст протолита, датируемый по детритовым цирконам 94 ± 2 млн лет.

Опорный разрез пенсантайнской толщи обнажается в верховьях реки Созант (рис. 2), и прослеживается на протяжении 4 км вниз по течению, начиная от его истоков. Здесь в разрозненных обнажениях вскрываются выходы коренных пород пенсантайнской толщи, залегающие с небольшими углами падения 5-15 градусов на юго-запад (Аз пад. 200-220°). При общей видимой мощности разреза около 400 м в его строении можно выделить три пачки пород, согласно залегающих друг на друге: нижнюю переслаивающихся зеленых сланцев, кремнистых сланцев и кварцитов (видимая мощность пачки около 180 м); среднюю — полосчатых кварцитов (мощностью 50 м) и верхнюю — переслаивающихся зеленых и кремнистых сланцев (видимой мощности около 150 м). Переслаивание отложений верхней сланцево-кремнистой пачки нарушено пластовой интрузией катаклазированных пироксен-плагиоклазовых габбро-долеритов, коренные выступы которой подчеркивают ее субгоризонтальное залегание, согласное со слоистостью вмещающих сланцев.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД И ОПИСАНИЕ МОДЕЛИРУЕМЫХ ОБРАЗЦОВ

Зеленые сланцы пенсантайнской толщи в большинстве своем состоят не менее чем из шести минералов, среди которых: альбит, хлорит, эпидот, кварц, сфен, серицит, с подчиненным количеством пумпеллиита, актинолита и гидроокислов железа. Основные различия между породами определяются объемными соотношениями в них хлорита, альбита, эпидота и кварца. По этим особенностям сланцы пенсантайнской толщи делятся на альбитовые (альбита >30 %), хлоритовые (хлорита >30 %), эпидотовые (эпидота >30 %) и кварцевые (кварца >30 %). Наиболее распространенными среди отложений пенсантайнской толщи являются сланцы с кварц-эпидот-хлорит-альбитовым \pm актинолит \pm пумпеллиит парагенезисом минералов, в составе которых преобладает альбит. Более простой минеральный состав имеют эпидозиты, кремнистые сланцы и кварциты. Кроме перечисленных, в строении пенсантайской толщи, как уже подчеркивалось выше, участвуют слои пород, содержащие амфибол глаукофанрибекитового ряда, а также мусковит-лавсонит альбит-хлорит-кварцевые сланцы.

Лавсонитсодержащие сланцы приурочены к низам видимого разреза пенсантайской толщи. Внешне они неотличимы от перекрывающих и подстилающих их зеленых сланцев, не содержащих лавсонит, что делает невозможным картирование лавсонитсодержащих пород в полевых условиях. Можно только констатировать, что мощность одного такого слоя, расположенного на границе нижней пачки сланцев и кварцитов, не превышает 2 м.

Метаморфические породы, содержащие амфибол глаукофан-рибекитового ряда (рибекит-актинолит-эпидот-хлорит-альбитовые сланцы) обнажаются в верхах видимого разреза пенсантайнской толщи. Рибекит, судя по структурным взаимоотношениям с другими метаморфогенными минералами зеленых сланцев, является наиболее поздним по времени кристаллизации и в породах замещает метаморфогенный актинолит. Химический состав рибекита, определенный с помощью микрозондовых исследований, характеризуется следующими содержаниями компонентов (мас. %): SiO₂ - 52.94; TiO₂ - 0.00; Al₂O₃ - 3.95; FeO - 25.44; MgO - 6.12; CaO - 1.74; Na₂O - 6.41. Замещение актинолита рибекитом наблюдается в отдельных горизонтах и обусловлено метасоматическим влиянием на породы пластовых интрузий габбродолеритов, интрудирующих пенсантайнскую толщу. Амфибол глаукофан-рибекитового ряда

фиксируется и в самих катаклазированных разностях габброидов, где кристаллизуется на завершающем этапе преобразования интрузивных пород.

Лавсонит и рибекит не формируют совместного парагенезиса в изученном разрезе пенсантайнских отложений. Этой особенностью, а также метасоматической природой рибекита, метаморфический комплекс Западной Камчатки сопоставим с метаморфическими породами Суснайского хребта о. Сахалин (Шашкина, 1973).

Преобладающие структуры зеленых сланцев — немато и лепидогранобластовые, порфиробластовые. Порфиробласты представлены альбитом, эпидотом и сфеном. Текстуры пород тонкополосчатые, линзовиднополосчатые или неравномерно пятнистые. По степени рассланцевания метапороды пенсантайнской толщи делятся на сланцеватые, слабо рассланцованные и массивные. Последние, как правило, сложены кварцитами. Данные химических анализов пород и петрографические исследования указывают на то, что метаморфизму подверглись осадочно-вулканогенные отложения: кремни, туфопесчаники, туффиты и туфы основного среднего и кислого составов.

Приведем описание двух образцов метаморфических пород пенсантайнской толщи с лавсонитовым (обр. П42-5) и типичным зеленосланцевым (обр. П43) парагенезисами, для которых было выполнено моделирование условий метаморфогенного минералообразования на программном комплексе «Селектор С». Отбор образцов произведен из обнажения, расположенного у русла реки Созант с расстоянием между точками опробования около 5 метров (место отбора образцов отображено на рис. 2).

Образец П42-5-альбит-лавсонит-мусковитхлорит-кварцевый сланец состоит из преобладающих хлорита и кварца, слагающих основную мелкокристаллическую ткань пород и подчиненных количеств лавсонита, альбита и мусковита. В виде акцессорных минералов присутствуют сфен и апатит. Лавсонит образует мелкие таблитчатые кристаллы размером около 20 мкм по длинной оси и приурочен преимущественно к микрослойкам, сложенным тонкозернистым кварцем, в которых количество лавсонита достигает 15 объем. %. Диагностика этого минерала подтверждена данными инфракрасной спектрометрии и микрозондового анализа. Мусковит формирует скопления мелких зерен, вероятно полностью заместивших первичный основной плагиоклаз. Альбит в виде удлиненных кристаллов равномерно распределен в мелкокристаллической массе породы и слагает центральные части миндалин, зальбанды которых выполнены лавсонитом и мусковитом.

Содержания химических компонентов в описываемых минералах представлены в табл. 1. Минералогической особенностью лавсонитовых сланцев пенсантайнской толщи является отсутствие в них эпидота, широко распространенного в других породах толщи. Модальный минеральный состав образца П42–5 (табл. 2), рассчитанный исходя из химических составов породообразующих минералов и самой породы, совпадает с ассоциацией минералов фиксируемой в образце при оптических и микрозондовых исследованиях. Определение модального состава выполнено с помощью компьютерной программы «MC»,

Таблица 1. Химический состав минералов (мас. %) образца П42-5 по данным микрозондового анализа **Table 1.** The chemical composition of minerals (wt. %) of Sample P42-5 by electron microprobe analysis

Минерал	Lws	Chl	Ab	Spn	Ms
Среднее из:	(4)	(4)	(3)	(4)	(2)
SiO ₂	37.38	27.39	67.88	30.63	50.19
TiO ₂	0	0.4	0	31.84	0
Al_2O_3	30.5	18.88	19.23	4,86	25.15
Fe ₂ O ₃	-	-	-	1,31	-
FeO	0	21.11	0	-	3.22
MnO	0	0.28	0	0	0
MgO	0	17.78	0	0	3.67
CaO	16.91	0.40	0.24	27.53	0
Na ₂ O	0	0	11.47	0.06	0
K ₂ O	0	0.1	0	0	11.04
Сумма	84.79	86.34	98.81	96.25	93.25
¢	ормуль	ные коли	чества к	атионов	
Si	2,037	2.87	2.998	1.029	3.449
Ti	0	0.0308	0	0.805	0
Al	1.959	2.33	1.001	0.192	2.038
Fe ⁺³	-	-	-	0.033	-
Fe ⁺²	0	1.853	0	-	0.185
Mn	0	0.0248	0	0	0
Mg	0	2.775	0	0	0.376
Ca	0.988	0.0438	0.01	0.991	0
Na	0	0	0.982	0.004	0
K	0	0	0	0	0.967

Примечание. Все железо приведено в закисной форме, за исключением сфена, для которого железо пересчитано на окисную форму.

Note. All iron is given in the form of oxide, with the exception of sphene, for which iron is calculated in the form of dioxide.

БАДРЕДИНОВ и др.

№ обр.	Cal	Chl	Spn	Ms	Ab	Qz	Lws	Ep	Pmp	Сумма
П42-5	1	28.1	2.4	12.8	11.6	31.2	12	0	0	100
П-43	0.5	26.1	2.1	1.4	35	19.4	0	13.5	1.3	100

Таблица 2. Модальные составы (об. %) образцов П42-5 и П43, рассчитанные программой «MC» **Table 2.** Modal compositions (vol. %) of samples P42-5 and P43 obtained with «MC» software

Примечание. Здесь и далее обр. П42-5 — альбит-лавсонит-мусковит-хлорит-кварцевый сланец; обр. П43 — пумпеллиит-эпидот-кварц-хлорит-альбитовый сланец.

Note. Hereinafter sample P42-5 is albite-lawsonite-muscovite-chlorite-quartz schist, and sample P43 is pumpellite-epidote-quartz-chlorite-albite schist.

детально охарактеризованной в работе (Чудненко и др., 2014). Выполненные расчеты указывают на то, что главной причиной появления лавсонита в описываемой породе послужил ее химический состав (преобладание алюминия над щелочами, избыток кремния и низкие содержания железа) и объясняет локальность распространения лавсонита в пенсантайнской толще.

Образец П43 — зеленый сланец с пумпеллиитэпидот-кварц-хлорит-альбитовым парагенезисом минералов. Это наиболее распространенный тип метаморфческих пород в составе пенсантайнской толщи.

Преобладающими минералом породы (около 35%) является альбит (табл. 3), за ним следует хлорит (около 26%). Подчиненную роль играют кварц (19%) и эпидот (13%). Мусковит, пумпеллиит и сфен наблюдаются в объемах близких к акцессорным (менее 1.5%).

Альбит замещает крупные реликтовые (дометаморфогенные) кристаллы плагиоклаза и слагает наряду с хлоритом и эпидотом микролепидогранобластовую основную ткань пород. Состав альбита, определенный на рентгеновском микроанализаторе, отвечает крайне низкокальциевой разности этого минерала (табл. 3).

Эпидот наблюдается в виде порфиробласт, а также в виде криптозернистого агрегата в основной массе породы, или выполняет микротрещины и отдельные обособления совместно с хлоритом и альбитом. При исследованиях на рентгеновском микроанализаторе отмечается мозаичное (пятнистое) строение этого минерала.

Хлорит равномерно распределен в основной массе сланцев, выполняет тонкие прожилки или формирует с альбитом тонкие прослои и линзы, согласные со сланцеватостью пород, а также замещает магматический клинопироксен исходных вулканических пород совместно с эпидотом и сфеном. Химический состав хлорита характеризуется высокой железистостью (табл. 3, Fe/(Fe+Mg) = 0.40).

Кварц в виде мелких кристаллов, рассеян в основной массе породы.

Пумпеллиит, слагает редкие гелевидные обособления с примесью гидроокислов железа

Таблица 3. Химический состав минералов (мас. %) образца П43 по данным микрозондового анализа **Table 3.** The chemical composition of the minerals (wt. %) of sample P43 by electron microprobe analysis

Минерал	Ep	Chl	Ab	Pmp	Spn
Среднее из:	(4)	(4)	(4)	(1)	(10)
SiO ₂	37.04	27.17	67.66	36.14	30.49
TiO ₂	0	0	0	0	29.31
Al ₂ O ₃	21.48	18.53	19.25	24.44	5.32
Fe ₂ O ₃	14.89	-	-	-	2.73
FeO	-	20.65	0.10	3.51	-
MnO	0.09	0.42	0	0.51	0
MgO	0	17.57	0	3.13	0.51
CaO	22.63	0	0.18	22.47	27.31
Na ₂ O	0	0	11.33	0	0
K ₂ O	0	0	0.06	0	0.06
Total	96.13	84.34	98.58	90.20	95.72
Фој	рмульнь	іе колич	ества ка	гионов	
Si	3.027	2.906	2.996	5.999	1.033
Ti	0	0	0	0	0.746
Al	2.064	2.335	1.004	4.781	0.212
Fe ₃	0.916	-	-	-	0.0697
FeO	-	1.847	0.00350	0.487	-
Mn	0.006	0.038	0	0.072	0
Mg	0	2.801	0	0.775	0.026
Ca	1.979	0	0.0085	3.996	0.991
Na	0	0	0.973	0	0
K	0	0	0.0035	0	0.0026
Fe/(Fe+Mg)		0.40			

Примечание. Все железо приведено в закисной форме, за исключением сфена и эпидота, для которых железо пересчитано на окисную форму.

Note. All iron is given in the form of oxide, with the exception of sphene and epidote, for which iron is calculated in the form of dioxide.

и криптозернистым внутренним строением, окрашен в буровато-зеленоватые и зеленые тона, а также образует одиночные радиально-лучистые агрегаты, интенсивно плеохроирующие от зеленого до фиолетового цветов. По химическому составу отвечает железо-магнезиальному типу (табл. 3).

Сфен образует мелкие кристаллы, вытянутые по сланцеватости, или криптозернистые скопления на месте замещения титаномагнетита, а также совместно с эпидотом и хлоритом замещает первичный клинопироксен.

Модальный минеральный состав образца П43 (табл. 2), рассчитанный программой «МС», совпадает с ассоциацией минералов наблюдаемой в породе. Незначительным расхождением является присутствие в расчетном составе около одного процента мусковита, хотя этот минерал не обнаружен в самом образце при микрозондовых исследованиях. Вероятно, мусковит не улавливается микрозондовым анализом из-за тонких срастаний с хлоритом, о чем свидетельствуют отдельные составы хлоритов, отличающиеся повышенными содержаниями калия.

Химические составы моделируемых пород представлены в табл. 4. По содержаниям породообразующих оксидов, рассматриваемые метапороды соответствуют андезибазальтам. Основные различия между образцами заключаются в концентрациях железа и натрия. Лавсонитсодержащие сланцы содержат меньшие количества оксидов этих элементов при сопоставимости других компонентов.

МОДЕЛИРОВАНИЕ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ПЕНСАНТАЙНСКОЙ ТОЛЩИ НА ПРОГРАММНОМ КОМПЛЕКСЕ «СЕЛЕКТОР С»

Основой для компьютерных расчетов послужили встроенные в расчетный блок «Селектора» базы данных термодинамических констант химических компонентов и моделей твердых растворов метаморфических минералов зеленосланцевой и глаукофансланцевой фаций. Наиболее проблемным при выборе термодинамических моделей минералов зеленосланцевой фации явился вопрос о выборе модели хлорита. Из двух вариантов опытным путем была выбрана модель (White et al., 2014). Другой фактор, который влиял на моделирование условий минералообразования образца П43, явилось отсутствие в базах данных «Селектора» сведений по термодинамике пумпеллиита. Однако, принимая во внимание тот факт, что содержания пумпеллиита в образце П43 не превышает 1.3%, авторы сочли возможным провести моделирование для образца П43 без учета этого минерала.

Исходными данными для моделирования процессов метаморфогенного минералообразования отложений пенсантайнской толщи явились: химический состав исследуемых пород (образцы П42-5 и П43), и состав метаморфического флюида. Соответственно с этим использовалась двухрезервуарная модель решаемой задачи. Также в программу на начальном этапе моделирования вводились предполагаемые температура и давление метаморфизма. Нижнее значение температуры, с которого начиналось моделирование ограничивалось 300°С, давление менялось от 2 до 8 кбар. Состав флюида, вносимый в программу выбирался эмпирическим путем с учетом опыта решения подобных задач, а также данных о метаморфогенных флюидах, опубликованных в геологической литературе. На каждом последующем шаге моделирования, состав флюида корректировался, исходя из анализа влияния флюидных компонентов на состав и парагенезис формирующихся минералов. Например, понижение парциального давление воды приводило к исчезновению лавсонита в обр. П42-5 и одновременно сокращало объемные количества хлорита, меняя его железистость. Похожий эффект вызывало уменьшение фугитивности кислорода или увеличение концентраций углерода во флюидной фазе. Возможности вносить изменения в состав метаморфического флюида при каждом запуске программы позволили скорректировать состав флюида таким образом, чтобы моделируемая компьютером ассоциация минералов соответствовала наблюдаемой в исследуемой породе для каждого образца. По сути, на первом этапе моделирования воспроизводился процесс метаморфического преобразования пород с подбором

Таблица 4. Химический состав (мас. %) метаморфических пород пенсантайнской толщи Table 4. The chemical composition (wt. %) of metamorphic rocks of the Pensantain Sequence

Компонент	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
Обр. П42-5	57.60	0.75	16.00	7.64	0.10	5.84	3.66	1.58	1.18	0.18	5.11	99.64
Обр. П43	56.21	0.80	15.73	9.15	0.15	5.32	4.43	3.94	0.16	0.23	3.40	99.52

Примечание. Все железо приведено в окисной форме. Note. All iron is in dioxide form.

метаморфогенного флюида, контролируемого ассоциацией присутствующих в породах метаморфических минералов в условиях варьирования температуры от 300 до 400°С и давления от 2 до 8 кбар. В итоге были получены диапазоны изменения температур и давлений метаморфизма и оптимальный состав метаморфогенного флюида.

Дальнейшее решение задачи по определению температуры и давления метаморфизма пород пенсантайнской толщи на программном комплексе «Селектор С» осуществлялось на основе встроенного в программу термобарометра. Расчет выполнялся методом последовательного приближения в диапазоне изменения температур (от 300 до 500°С) и давлений (от 3 и до 8 кбар) до получения значений, при которых химические составы и объемные количества минералов моделируемых программой максимально совпадали с реально наблюдаемыми в породах.

Степень совпадения виртуального и реального парагенезисов минералов и их объемных количеств отражена в табл. 5, 6. Для исследуемых образцов она высокая, что убеждает в корректности произведенных расчетов.

Дополнительным критерием точности произведенной термобарометрии является совпадение значений температур и давлений, рассчитанных для каждого моделируемого образца в отдельности. Как следует из результирующей таблицы (табл. 6), полученные значения температуры и давления метаморфизма отличаются на величины не превышающие пределы точности используемого геотермобарометра (\pm 50°С для температуры и \pm 500 бар для давления). Это позволяет усреднить полученные значения и принять их равными (T = 360 \pm 50°С и P = 3800 \pm 500 бар). Таким образом, можно заключить, что температура метаморфизма вулканогенноосадочных отложений пенсантайнской толщи равнялась 360°С, а давление — 3800 бар, что отвечает P-T условиям фации переходной от зеленосланцевой к голубосланцевой.

В результатах компьютерных расчетов обращает на себя внимание различия в составах метаморфического флюида сформировавшегося после реакции с породой. Составы прореагировавших флюидов оказались водно-углекислыми, но в решении задачи с образцом П42-5 во флюиде появился метан (табл. 6).

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Близкие к пенсантайнским пиковые значения температуры и давления метаморфизма (T = 300°C, P = 4.5 кбар) лавсонитсодержащих пород, описаны для метаморфического комплекса Chrystalls Beach (Хрустальный пляж) на полуострове Отаго (Otago) в Новой Зеландии (Fagereng, Cooper, 2010), сложенного тектонизированными метаосадками и метавулканитами (метабазальтами) аккреционной призмы. При этом Западнокамчатский и Новозеландский

Таблица 5. Сопоставление модальных составов моделируемых образцов пород (об. %), рассчитанных «Селектором» и программой «МС»

№ обр.	Программа	Cal	Chl	Spn	Ms	Ab	Qz	Lws	Ep	Pmp	Bt	Ilm
П42-5	«MC»	1	28.1	2.4	12.8	11.6	31.2	12	0	0	0	0
П42-5	«Селектор»	1.1	30.2	1.8	11.5	13.0	30.8	10.4	0	0	0	0
П43	«MC»	0.5	26.1	2.1	1.4	35	19.4	0	13.5	1.3	0	0
П43	«Селектор»	0	27.1	1.3	1.5	36.6	18.7	0	13.1	0	0	0.9

Table 5. Modal compositions of modeled rock samples (vol. %) calculated by «Selector» and «MC» software

Таблица 6. Сопоставление составов минералов в реальных и модельных парагенезисах, Р-Т параметры метаморфизма и состав флюида после реагирования с породой по расчетным данным

 Table 6. Mineral composition in natural and modeled paragenesis, P-T metamorphism parameters and fluid composition after reaction with the rock according to calculated data

Образец	F _{Chl}	al _{Ch1}	al _{Ep}	P ₀₂	P _{H2O}	P _{CH4}	P _{CO2}	Р (бар)	T (°C)
П43 (модель)	41	19.4	40	4.5×10-27	3408	-	159	3600	369
П43 (образец)	41	23	38-33						
П42-5 (модель)	39.8	24	-	1.8×10-30	3780	128	224	4100	368
П42-5 (образец)	39	24	-						

Примечание. f_{Chl} — железистость хлорита; al_{Chl} — глиноземистость хлорита, al_{Ep} — глиноземистость эпидота. Note. $f_{Chl} = [Fe/(Fe+Mg)] \times 100$; $al_{Chl} = [Al/(Si+Al+Fe+Mg)] \times 100$; $al_{Ep} = [Al/(Si+Al+Fe+Mg)] \times 100$. метаморфические комплексы сопоставимы не только Р-Т параметрами метаморфизма, но и особенностями проявления лавсонитовой минерализации. Лавсонит в комплексе Chrystalls Beach установлен только в метаморфогенных жилах в ассоциации с кварцем и турмалином, где его формирование обусловлено химическим составом жильной породы (низкие концентрации железа, высокие — алюминия и кальция), сопоставимыми с особенностями химического состава лавсонитсодержащего прослоя пород пенсантайнской толщи. Основная масса пород комплекса Chrystalls Beach не содержит лавсонит, характеризуясь зеленосланцевым парагенезисом минералов (альбит-хлорит-эпидот-пумпеллиитфенгит ± актинолит для метавулканитов и кварцальбит-мусковит-хлорит ± эпидот ± пумпеллиит ± стильпномелан для метаосадков). Термобарометрия комплекса Chrystalls Beach произведена по хлоритовому геотермометру (Cathelineau, 1988) и фенгитовому барометру (Massonne, Schreyer, 1986). Но, в отличие от пенсантайнской толщи, для комплекса Chrystalls Beach предполагается, что лавсонит присутствовал в основном матриксе метаморфизуемых пород и был замещен эпидотом на этапе проградного метаморфизма, обусловленного погружением аккреционной призмы в зону субдукции на глубину порядка 20 км. Для отложений пенсантайнской толщи субдукционная модель метаморфизма маловероятна, учитывая горизонтальное залегание слоев и отсутствие признаков диафтореза. Кроме этого, возможности программного комплекса «Селектор С» позволяют оценить динамику изменения минерального парагенезиса метаморфической породы и химического состава породообразующих минералов при более высоких значениях давления, соответствующих области высокобарного метаморфизма субдукционной зоны. Эти расчеты показывают, что ассоциация минералов образца П42-5 представленная альбитом, лавсонитом, кварцем, мусковитом и хлоритом остается устойчивой в диапазоне давлений от 3 до 8 кбар при температуре не превышающей 370°С. Рост давления отражается на содержании объемных количеств минералов в породе и их химическом составе. При Р = 5 кбар и T = 360°С глиноземистость хлорита снижается и растет объемное количество лавсонита на фоне уменьшения концентраций кварца и плагиоклаза. В итоге нарушается соответствие модели природному образцу. При температуре выше 370°С лавсонит исчезает из минерального парагенезиса, замещаясь эпидотом. При варьированиях давления от 3.2 до 3.8 кбар и температуры от 310 до 370°С существует узкая область Р-Т, в которой лавсонит существует в равновесии с эпидотом (рис. 3). Подобная область, рассчитанная для метабазальта с помощью программы «PERPLEX» (Connolly, 2005) имеется и на P-T диаграмме Новозеландского комплекса Chrystalls Beach (Fagereng, Cooper, 2010), но она занимает иное положение (рис. 3). Это связано не только с разными методами расчетов, но и с различиями химических составов моделируемых пород. Об этом свидетельствуют данные для образца П43, согласно которым область равновесного парагенезиса лавсонита и эпидота, смоделированная для этого образца, также занимает на P-T диаграмме (рис. 3) иное положение.

Приведенные данные по метаморфическим образованиям пенсантайнской толщи указывают на то, что помимо температуры и давления метаморфизма, важным фактором повлиявшим на формирование лавсонитовой ассоциации был химический состав пород, специфика которого заключалась в повышенных концентрациях алюминия и кремния, при низких содержаниях железа и щелочей.

Для определения геодинамических условий метаморфизма пенсантайнских отложений важно установить возраст метаморфических пород. Как уже подчеркивалось выше, время проявления метаморфизма пенсантайнской толщи ограничено интервалом: поздний мел (94 млн лет) — поздний палеоген (40 млн лет). Период 90–40 млн лет для рассматриваемого региона характеризуется коллизией Тихоокеанской плиты с окраиной Азиатского континента в интервале 60–50 млн лет (Houregan et al., 2009). Согласно процитированной работе, в этот временной этап произошло аккретирование к окраине континента вулканической дуги, обдукция аккретируемых образований на континентальные отложения, скучивание континентальной коры и метаморфизм пород Центральной Камчатки, возраст которого по уран-свинцовой изотопии цирконов датируется значением 51 млн лет, а возраст протолитов соответствует границе раннего и позднего мела (Houregan et al., 2009). Метаморфические породы Центральной Камчатки распространены в непосредственной близости от выступов метапород пенсантайнской толщи (рис. 1) и имеют сопоставимый с пенсантайнской толщей возраст протолитов, а также возраста детритовых цирконов. Кроме того, общим «сшивающим» структурным элементом для метаморфических пород пенсантайнской толщи и метапород Центральной Камчатки являются тектонически надвинутые вулканогенные образований ирунейской свиты.

Пиковые Р-Т параметры метаморфизма пород Центральной Камчатки соответствуют верхам амфиболитовой фации (Тарарин и др., 2015), но учитывая зональный характер метаморфизма Центральной Камчатки можно констатировать



Рис. 3. Р-Т — диаграмма области стабильности лавсонита по данным расчетов программы «Селектор С» и «PERPLEX»: 1 — линии разграничения областей стабильности лавсонита и эпидота: a — для метабазальта по данным (Fagereng, Cooper, 2010); δ — для обр. П 43; ε — для образца П42-5; 2 точки пиковых значении Т и Р: A — для метапород комплекса «Chrystalls Beach»; \overline{b} — для метапород пенсантайнской толщи; 3 — поле стабильности эпидот-лавсонитового парагенезиса.

Fig. 3. PT — diagram of the lawsonite stability field (obtained with «Selector C» and «PERPLEX» software): 1 — boundary lines of lawsonite stability field and epidote stability field: a — for metabasalt according to data (Fagereng, Cooper, 2010); δ — for sample P 43; e — for sample P42-5; 2 — peak points of P—T conditions for metamorphic rocks: A —for the Chrystalls Beach Complex; B — for Pensantain Sequence; 3 — stability field of epidote-lawsonite paragenesis.

совпадение Р-Т условий метаморфизма пород пенсантайнской толщи и низкотемпературных зон метаморфизма пород Центральной Камчатки. Перечисленные выше данные позволяют предполагать, что метаморфизм пенсантайнской толщи, также как и метаморфизм пород Центральной Камчатки, обусловлен коллизией океанической плиты и окраины Азиатского континента и, очевидно, имеет близкий возраст своего проявления — 51 млн лет. В связи с этим необходимо подчеркнуть, что если привлечь данные о возрасте метаморфизма других метаморфических комплексов Камчатского полуострова (табл. 7), то обнаруживается, что все они были метаморфизованы в интервале геологического времени (54-49 млн лет) и это не случайно. Тектоническая активизация зоны коллизии, сопровождаемая повышением проницаемости коры для мантийных флюидов и магматических расплавов, несущих глубинное тепло, а также обдукция океанических образований на континентальные отложения явились основной причиной метаморфизма пород Камчатской зоны перехода континент-океан.

Таким образом, мы относим метаморфизм пенсантайнской толщи к коллизионному типу (Природа.., 2017), а время его проявления сопоставляем с периодом аккреции и обдукции вулканогенных отложений ирунейской свиты на образования континентальной окраины. Этот метаморфизм с возрастом 51 млн лет проявился как в Центральной зоне Камчатки, так и в примыкающих к ней регионах Западной Камчатки (пенсантайнская толща).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный пример является первым опытом применения программного комплекса «Селектор С» для термобарометрии низкотемпературного метаморфизма и демонстрирует хорошие возможности в решении подобных задач.

ПРИРОДА МЕТАМОРФИЗМА

Таблица 7. Корреляция метаморфических комплексов Камчатки
Table 7. Correlation of metamorphic complexes of Kamchatka

Место- положения метапород	Основные разновидности метаморфических	Уровень мета- морфизма	Р-Т параметры метаморфизма	Возраст метаморфизма (млн лет)	Возраст протолитов (млн лет)
Средин- ный хребет (Центральная Камчатка)	Зеленые сланцы, амфи- болиты, гранатовые амфиболиты, слюди- стые и кристалличе- ские сланцы, кварциты	Зональный метаморфизм от зеленосланцевой до верхов амфи- болитовой фации	Пиковые значения: T = 500°C P = 6 кбар	51 (Houregan et al., 2009)	100 (Houregan et al., 2009)
Хавывенская возвышен- ность (Центральная Камчатка)	Амфибол-слюдистые (± гранат) и эпидот- слюдистые (± гранат) кристаллосланцы, эпидот-амфиболовые и фенгит-эпидот- амфиболовые сланцы, кварциты	Граница зеленос- ланцевой и амфи- болитовой фаций	T = 300-400°C P = 3-5 кбар	53 (Тарарин и др., 2015)	100 (Тарарин и др., 2015)
Ганальский хребет (Восточная Камчатка)	Эпидот-плагиоклаз амфиболовые, эпидот- биотит-амфибол- плагиоклазовые, амфи- бол-плагиоклазовые сланцы, и кварциты	Зональный метаморфизм от зеленосланцевой до верхов амфи- болитовой фации	Пиковые значения: T = 640°C P = 5.5 кбар	49 (Тарарин и др., 2015)	107 (Тарарин и др., 2015)
Остров Карагинский (Восточная Камчатка)	Эпидот-плагиоклаз амфиболовые, эпидот- биотит-амфибол-пла- гиоклазовые, амфи- бол-плагиоклазовые сланцы и кварциты	Двухэтапный полифациальный метаморфизм: 1 этап — зеленос- ланцевой фации; 2 этап — низы амфиболито- вой фации	Ранний этап: Т ≈ 300°С, Р ≤ 2 кбар Поздний этап: T = 500-600°С Р = 3-5 кбар	84 (К-Аг) (Тарарин и др., 2015) 50 (К-Аг) (Тарарин и др., 2015)	181 (Тарарин и др., 2015)
П-ов Камчат- ский Мыс (Восточная Камчатка)	Меланократовые амфи- болиты (горнблендиты) эпидот-плагиокла- зовые амфиболиты (± гранат), клино- проксен-гранатовые амфиболиты и гранат- амфиболовые кварциты	Двухэтапный метаморфизм: 1 этап — высоко- барный амфибо- литовой фации; 2 этап — низы амфиболито- вой фаций	Ранний этап Т = 680-750°С Р = 10-12 кбар Поздний этап Т = 510-560°С Р = 4.5-5 кбар	77 (Тарарин и др., 2015) 51 (Тарарин и др., 2015)	90 (Тарарин и др., 2015)
Хребет Пенсантайн (Западная Камчатка)	Эпидот-хлорит- альбитовые, лавсонит- мусковит-хлоритовые, рибекит-эпидот- альбит-хлоритовые сланцы и кварциты	Зеленосланцевая фация, пере- ходная к голу- босланцевой	Т≈ 300°С, Р≈4 кбар	(?)	94 (Бадрединов и др., 2012)

Примечание. Возраст метаморфизма пород о-ва Карагинского определен К-Аг методом, остальные данные приведены по результатам уран-свинцовой изотопии цирконов.

Note. The age of metamorphism of rocks of the Karaginsky Island was determined by the K-Ar method, the remaining data are by U-Pb isotopy of zircon.

Результаты исследований свидетельствуют, что моделируемые образцы пород сформировались в один этап метаморфизма, пиковые значения температуры и давления которого отвечают P-T условиям фации переходной от зеленосланцевой к голубосланцевой ($T = 360 \pm 50^{\circ}$ С и $P = 3800 \pm 500$ бар).

Список литературы [Referenses]

Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А. Основы физико-химического моделирования минеральных систем. М.: Наука, 2009. 229 с. [Avchenko O.V., Chudnenko K.V., Aleksandrov I.A. Principles of Physicochemical Modeling of Mineral Systems. Moscow: Nauka, 2009. 229 p. (in Russion)].

- Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Марковский Б.А. и др. Метавулканиты Западной Камчатки (первые данные U-Pb-SHRIMP-датирования возраста цирконов) // ДАН. 2012. Т. 445. № 5. С. 559–563 [Badredinov Z.G., Tararin I.A., Markovsky B.A. et al. Metavolcanic rocks in Western Kamchatka: First data from U-Pb-SHRIMP dating of zircon ages // Doklady Earth Sciences. 2012. V. 445. № 2. Р. 951–955].
- Бадрединов З.Г., Марковский Б.А., Ноздрачев Е.А. и др. Первые данные по U-Pb SHRIMP-датированию цирконов метаморфических пород кристаллического основания Тайгоносского-Пареньского поднятия (южное обрамление Омолонского массива) // ДАН. 2017. Т. 476. № 1. С. 63–67 [Badredinov Z.G., Markovsky B.A., Nozdrachev E.A. et al. The first data on U-Pb (SHRIMP) dating of zircon from metamorphic rocks of the crystalline base of the Taigonos-Paren uplift (southern margins of the Omolon massif) // Doklady Earth Sciences. 2017. V. 476. № 1. P. 973–977].
- Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. І. Геологическое описание. М.: Недра. 1964. 734 с. [Geology of the USSR. T. XXXI. Kamchatka, Kuril and Commander Islands. Part I. Geological description. Moscow: Nedra, 1964. 734 p. (in Russian)].
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист О-57 – Палана. СПб: ВСЕГЕИ. 2013. 296 с. [State geological map of the Russian Federation. Scale 1: 1,000,000 (third generation). Series Koryak-Kuril. Sheet O-57 – Palana. St. Petersburg: VSEGEI. 2013. 296 p. (in Russian)].
- Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск. Наука. 1974. 412 с. [Dobretsov N.L. Glaucophane-Schistose and Eclogite-Glaucophane Complexes in the USSR. Novosibirsk: Nauka. 1974. 412 p. (in Russian)].
- Карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1:500 000 / Под ред. А.Ф. Литвинова, М.Г. Патоки, Б.А. Марковского и др. СПб: ВСЕГЕИ, 1999. [Map of Mineral Resources of Kamchatka Oblast. 1: 500 000 / Ed. by A.F. Litvinov, M.A. Patoka, B.A. Markovsky et al. St. Petersburg: VSEGEI. 1999. (in Russian)].
- *Марковский Б.А., Ротман В.К.* Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, 1981. 247 с. [*Markovsky B.A., Rotman V.K.* Geology and Petrology of Ultrabasic Volcanism Leningrad: Nedra. 1981. 247 p. (in Russian)].
- Природа и модели метаморфизма / Отв. ред. Соболев H.B. Новосибирск. Издательство СО РАН. 2017. 331 с. [The nature and models of metamorphism / Ed. Sobolev N.V. Novosibirsk: Novosibirsk. Izdatel'stvo SO RAN. 2017. 331 p. (in Russian)].
- Тарарин И.А., Бадрединов З.Г., Чубаров В.М. Петрология и рудоносность метаморфических комплексов Центральной и Восточной Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2015. 302 с. [*Tararin I.A., Badredinov Z.G., Chubarov V.M.* Petrology and ore mineralization of metamorphic and magmatic complexes from Central and Eastern Kamchatka. Vladivostok: Dal'nauka, 2015. 302 p. (in Russian)].
- Чехович В.Д., Сухов А.Н. Западная Камчатка: геологические события позднего мела – раннего палео-

гена // Геотектоника. 2017. № 5. С. 65–80. https:// doi.org/10.7868/S0016853X17050034 [*Chekhovich V.D., Sukhov A.N.* Western Kamchatka: geological events of the Late Cretaceous – Early Paleogene // Geotectonics. 2017. № 5. Р. 65–80 (in Russian)]. https://doi.org/10.1134/S001685211705003X.

- Чудненко К.В., Авченко О.В. Оценка условий формирования метаморфических пород методом термодинамического моделирования // Геоинформатика. 2013. № 2. С. 37–43 [*Chudnenko K.V., Avchenko O.V. Aleksandrov I.A.* Assessment of the conditions for the formation of metamorphic rocks by thermodynamic modeling Geoinformatics. 2013. №. 2. Р. 37–43 (in Russian)].
- Чудненко К.В., Авченко О.В., Вах А.С., Чудненко А.К. Петрологический инструмент для вычисления реального минерального состава горной породы (программа МС) // Геоинформатика. 2014. № 2. С. 44-54 [Chudnenko K.V., Avchenko O.V., Vakh A.S. Chudnenko A.K. Petrological tool to calculate real mineral composition of the rock (MS program). Geoinformatics. 2014. № 2. Р. 44-54 (in Russian)].
- Шашкина В.П. Петрохимическая характеристика метаморфических пород Сахалина / Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток. 1973. С. 142–160 [Shashkina V.P. Petrochemical characteristic of metamorphic rocks of Sakhalin / Metamorphic complexes of the East of the USSR. Vladivostok. 1973. P. 142–160 (in Russian)].
- Cathelineau M. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature // Clay Minerals. 1988. V. 23. № 4. P. 471–485. https://doi.org/10.1180/ claymin.1988.023.4.13.
- Connolly J.A.D. Composition of phase equilibria by linear programming: tool for geodynamic modelling and its application to subduction zone decarbonation. // Earth and Planetary Science Letters. 2005. V. 236. № 2 P. 524-541. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.033
- Clarke G.L., Pjwell R., Fitzherber J.A. The lawsonite paradox: a comparison of field evidence and mineral equilibria modeling // Journal of Metamorphic Geology. 2006. V. 24. № 8. P. 715–725. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2006.00664.x.
- Fagering A., Cjjper A.F. The metamorphic history of rocks buried, accreted and exhumed in an accretionary prism: an example from the Otago Schist, New Zealand // Journal of Metamorphic Geology. 2010.
 V. 28. № 9. P. 935–954. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00900.x.
- Houregan J.K., Brandon M.T., Soloviov A.V. et al. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // American Journal of Science. 2009. V. 309. № 55. P. 333–396. https://doi. org/10.1130/B25340.1.
- Massonne H.-J., Szpurka Z. Thermobarometric properties of white micas on the basis of high-pressure experiments in the systems K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O and K₂O-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O // Lithos. 1997. V. 41. № 3. P. 229–250. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(97)82014-2.
- White R.W., Powell R., Holland T.J.B. et al. New mineral activity-composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems // Journal of Metamorphic Geology. 2014. V. 32. №3. P. 261–286. https://doi.org/ 10.1111/jmg.12071.

ПРИРОДА МЕТАМОРФИЗМА

NATURE OF METAMORPHISM OF LOW-TEMPERATURE METAMORPHIC ROCKS IN THE CONTINENT-OCEAN TRANSITION ZONE (BY THE EXAMPLE OF PENSANTAIN SEQUENCE OF WESTERN KAMCHATKA)

Z.G. Badredinov, O.V. Avchenko, I.A. Tararin, E.A. Nozdrachev

Far East Geological Institute, Vladivostok, Russia, 690022

The nature of low-temperature metamorphic rocks in the continent-ocean transition zone has been studied on the example of metamorphosed Late Cretaceous volcanic-sedimentary deposits of Western Kamchatka (Pensantain Sequence). The Pensantain Sequence consists of prevailing albite-actinolite-epidote-muscovitechlorite schists. Albit-lavsonite-muscovite-chlorite and kiebeckit-epidote-albite-chlorite schists also participate in Pensantain stratum. The temperature and pressure of the metamorphism of the Pensantain metamorphic rocks were determined by computer modeling using the «Selector C» program. P-T conditions of metamorphism ($T = 360 \pm 50^{\circ}$ C; $P = 3800 \pm 500$ bar) correspond to facies transition from the greenschist to the blueschist facies. Computer modeling was performed for two samples. This is the first application of the «Selector C» program to determine the P-T conditions of low-temperature metamorphism. The geodynamic conditions and the time of metamorphism were reconstructed. It has been established that rocks of the Pensantain Sequence were formed in the Early Paleogene during collisional metamorphism.

Keywords: Kamchatka, collisional metamorphism, thermobarometry, lawsonite, green schist.

Поступила в редакцию 28.12.2019 г.