

**О ПРИРОДЕ БОРОСИЛИКАТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ДАЛЬНЕГОРСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ПРИМОРСКИЙ КРАЙ**

*Э.Л. Школьник**, *В.И. Гвоздев**, *С.В. Малинко***, *Т.А. Пунина**, *А.Д. Слукин****,
*А.В. Игнатьев**

**Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

***Всесоюзный институт минерального сырья, г. Москва*

****Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва*

Детально изучены скарны Дальнегорского боросиликатного месторождения и строматолитовые постройки, открытые в районе. По особенностям строения скарнов сделан вывод об унаследовании ими текстурного рисунка строматолитовых известняков. По характеру изотопного фракционирования предполагается смешанная природа источника бора.

Ключевые слова: скарны, строматолиты, структуры, текстуры, изотопы бора, генезис, Дальнегорское месторождение, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Дальнегорское боросиликатное месторождение располагается в восточной части Приморского края, в одноименном районе, вблизи побережья Японского моря (рис. 1, врезка). Оно не имеет точных генетических аналогов в совокупности известных борных месторождений мира, что заставляет искать причину уникальности месторождения в особой специфике и нестандартности сложившихся условий в период его формирования. Лишь одно месторождение – Ак-Архар, Памир, Таджикистан, относительно близко по генезису, но сложено существенно данбуритовыми рудами, которые на Дальнегорском месторождении распространены не широко. За многолетнюю (с середины 50-х годов прошлого века) эксплуатацию месторождения условия его формирования интерпретировались с разных позиций [15, 23, 25, 28, 33, 35, 40 и др.]. Находки строматолитовых образований в известняках района, в сочетании с новыми данными по изотопии бора, позволили авторам иначе рассмотреть проблему происхождения руд Дальнегорского месторождения.

**ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И
ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ**

Геологическое строение месторождения неоднократно описывалось различными авторами [16, 21, 28, 38, 40], и здесь лишь кратко рассматриваются

его основные черты, важные для дальнейшего обсуждения проблемы.

Мощное, 800-метровое, почти вертикальное тело верхнетриасовых известняков (рис. 1), включающее местами пачки песчаников и алевролитов, кремнистых пород и ассоциирующих вулканитов, считается олистоплакой [34, 35]. Оно прослеживается на 3,5 км, залегая согласно с вмещающими отложениями. К северо-востоку мощность известняков заметно сокращается, а к юго-западу, напротив, заметно увеличивается. Под воздействием гранитного тела, залегающего на глубине 1100–1400 м, известняки и вмещающие породы (песчаники, глинистые и кремнистые сланцы) последовательно превращены в мраморы и роговики, а затем в скарны и окооскарновые породы. При этом интенсивность скарнирования пород заметно уменьшается (до полного исчезновения) в юго-западном направлении, в то время как их перекристаллизация (контактовый метаморфизм) усиливается повсеместно. На месторождении проявлена вертикальная метасоматическая зональность относительно поверхности интрузивного контакта (рис. 1, Б). По данным В.М. Щербинина и Н.А. Носенко [28, 40] вблизи контакта сплошным плащом развиты преимущественно гранат-волластонитовые скарны, которые на удалении сменяются зоной скарнов с переменным минеральным составом: гранат-волластонитовым, геденбергит-волластонитовым,

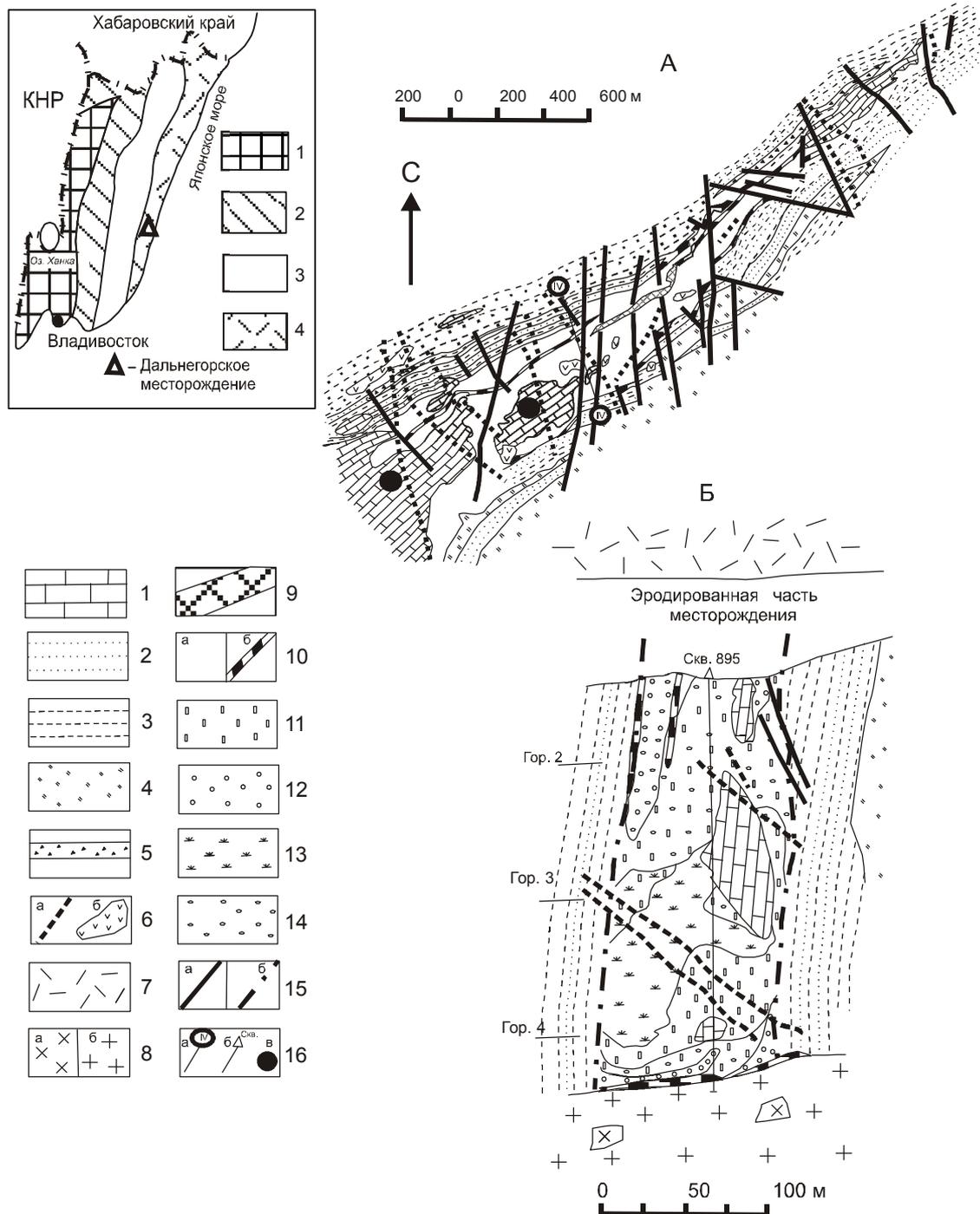


Рис. 1. Схема геологического строения (А) и схема-разрез скарново-рудного тела (Б) Дальнегорского месторождения (по [28], с добавлениями авторов).

1 – известняки; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – кремнистые породы; 5 – полимиктовые брекчии; 6 – дайки (а) и интрузивы (б) габбродиабазовых и диабазовых порфиров, трахиандезитов, эссексит-диабазов и др.; 7 – эффузивы кислого состава; 8 – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты первой (а) и граниты второй (б) фазы Дальнегорского интрузива; 9 – кварц-кальцитовые зоны; 10 – скарны: по карбонатным (а) и алюмосиликатным (б) породам; 11 – пироксен; 12 – гранат; 13 – волластонит; 14 – датолит; 15 – разломы (а), границы метасоматических зон (б); 16 – линия разреза (а), скважины (б) и места находок строматолитов (в).

Врезка. Схема геолого-тектонического районирования Приморского края. 1 – Ханкайско-Буреинский кристаллический массив и его обрамление; 2 – Самаркинская террейн; 3 – осадки турбидитового бассейна и прилегающих к нему островных дуг; 4 – Прибрежный вулканогенный пояс.

датолит-геденбергит-волластонитовым, датолит-гранатовым и др. На периферии скарново-рудного поля, по вмещающим известнякам и песчано-глинистым породам получили развитие гранатовые скарны, иногда с аксинитом, эпидотом и хлоритом. Общая мощность скарнов в центральной части месторождения достигает 540 м. К флангам скарново-рудное тело разделяется на 10 субпараллельных ветвей протяженностью в сотни метров. Они имеют пластообразные, линзообразные формы, вытянуты в северо-восточном (60–70°) направлении, с падением на северо-запад под углами 70–90°. Граница распространения борного оруденения контролируется подошвой и кровлей тела известняков. Сложное строение скарново-рудной залежи обусловлено многостадийностью процесса формирования как скарнов, так и сменяющих их во времени, более низкотемпературных гидротермальных образований [15, 16, 30]. Кроме этого, структура месторождения усложнена разнонаправленными, но преимущественно поперечными тектоническими разрывами, иногда выполненными дайками или телами магматических пород.

Особенностью скарнов и руд месторождения являются их ритмично-полосчатые, полусферические текстуры типа рудных почек [35], получивших широкую известность как красивые поделочные камни. Блоки с такими текстурами (светлые – ранние скарны) имеют в сечении площадь до 100 м², а диаметр отдельных почек иногда достигает первых метров (чаще 10–15 см). Почки представляют собой чередование полос (шириной от нескольких сантиметров до долей миллиметра), сложенных преимущественно геденбергитом и волластонитом, реже гранатом (андрадитом, меньше гроссуляром) и датолитом. В центральной части месторождения по таким скарнам часто развиваются более низкотемпературные минеральные образования, которые затушевывают или полностью уничтожают их первичную полосчатую текстуру. Здесь текстуры скарнов (если они сохранились) становятся более грубополосчатыми, иногда реликтивными или вообще массивными. Замещающий скарны минеральный комплекс включает кальцит, кварц, датолит (последующих генераций), реже эпидот, хлорит и другие минералы. Незначительно на месторождении распространены скарны с брекчиевыми текстурами, которые прямо наследуют (что весьма существенно) текстуры брекчиевых известняков.

Главный рудный минерал – датолит. Он концентрируется в волластонитовой и пироксеновой зонах полосчатых скарнов, а также в скарнах, испытавших более низкотемпературные преобразования. Кроме

датолита на западном фланге месторождения установлена данбуриновая минерализация. Скопления данбурита иногда присутствуют между полусферами ритмов геденбергит-гранатовых скарнов, реже скарнов другого минерального состава. Часто наблюдаются псевдоморфозы по данбуриту, выполненные кальцитом, кварцем и датолитом [30]. Следует отметить присутствие среди боросиликатных руд незначительно проявленного полиметаллического оруденения [29], которое на относительно небольшом (сотни метров – первые километры) расстоянии от боросиликатного месторождения также представлено масштабными скарновыми телами. Эти залежи локализованы в приконтактных частях тех же верхнетриасовых известняков, но характеризуются совершенно иными текстурно-структурными особенностями и содержат очень незначительные примеси боросиликатов.

В разные периоды изучения месторождения предлагались оригинальные генетические модели его образования. Однако они оказались не очень убедительными, поскольку либо не объясняли всей совокупности имевшихся фактов, либо не всегда соответствовали им. Удовлетворительной казалась идея о мантийном источнике бора [5–7, 24]. Она основывалась на предположении о возможной парагенетической связи бора с комплексом субщелочных даек, а также на присутствии в датолитах несколько повышенных концентраций редкоземельных элементов.

А.Е. Лисицын и С.В. Малинко с коллегами [22, 25–27] на основе изучения и обобщения данных по содержанию Rb, Sr и их отношений, а также данных по изотопному составу бора и кислорода в боросиликатах месторождения (см. ниже) пришли к выводу о полигенном характере борной минерализации. По их мнению, данбуриновое оруденение следует связывать с гранитоидами, считающимися мантийными, а датолитовое – с комплексом малых интрузий калиево-щелочных магм, возникших в результате процессов мантийного метасоматоза. При этом, признается вероятность высокого уровня водообмена между гидротермальной бороносной системой и изотопно легкими метеорными водами, активно участвовавшими в рудном процессе. В этой связи, предположение о только мантийном источнике бора представляется достаточно спорным.

После разбуривания скважинами в центральной части месторождения интрузивного штока гранитоидов вполне вероятной представлялась идея о поступлении бора из этого источника, что отчасти подтверждалось повышенными его концентрациями в гранитоидах вблизи их контакта с известняками [27, 28].

Однако такое обогащение бором интрузивных пород могло быть результатом процесса образования скарновых тел. Вместе с тем, изучение состава флюидных включений в минералах гранитоидов показало отсутствие в них солей бора [36], вследствие чего и эта гипотеза приобрела существенную неопределенность.

В.В. Раткин с коллегами [33, 34, 35], а ранее ряд других исследователей месторождения обратили внимание на определенное внешнее сходство скарново-рудных ритмитов (по терминологии авторов – это тонкополосчатые датолит-геденбергит-волластонитовые агрегаты, почки) с натечными и колломорфными образованиями. На этом основании они предположили, что скарны с датолитом образовались непосредственно из гелевых растворов в палеогидрокарстовых субвертикальных полостях известняков. По характеру структур, минеральному составу ассоциаций скарнов и закономерностям их распределения в пространстве, а также с учетом серьезных теоретических соображений [36], такую точку зрения принять невозможно. Вместе с тем, вероятно, некоторое ограниченное количество пустот, заполненных крупнокристаллическими агрегатами датолита, кальцита и кварца, могло возникнуть за счет ранних скарнов с данбуридом в местах, где они пересекаются телами андезитов. Однако чаще такие минерализованные пустоты с датолитом и кальцитом наблюдаются вне видимой связи с андезитами [13, 16].

Из-за недостаточной полноты исследований не дали определенной картины и полученные ранее данные по изотопии углерода и кислорода вмещающих известняков и бора из боросиликатов месторождения [24–26].

В сложившейся ситуации, очевидно, необходимо продолжить обсуждение исключительно сложной проблемы генезиса датолитовых руд, выдвигая и рассматривая другие варианты ее понимания. Один из таких вариантов предлагается в настоящей статье, что, возможно, будет стимулировать дальнейшие исследования в альтернативных направлениях.

Рассмотрим несколько определяющих особенностей геологии месторождения, вещественного и изотопного состава руд и вмещающих пород с учетом полученных новых данных, а также возможную природу борной минерализации.

Зональность скарнов и рудных тел

В свое время, В.А. Жариков [12] подчеркивал, что ритмичность боросиликатных скарнов не всегда понятна, а позиция боросиликатного процесса недостаточно ясна и ему соответствуют какие-то специ-

фические условия, допуская при этом наложенный характер датолитового и данбуритового оруденения.

Как отмечалось, зональность скарнов месторождения изучена достаточно полно и достоверно. И если бы скарновый процесс являлся определяющим в локализации борного оруденения, то размещение рудных тел должно было согласовываться в первую очередь с метасоматической зональностью. Однако этого не наблюдается: зональная скарновая залежь над гранитоидным куполом представляет собой сильно вытянутую полусферическую фигуру (по форме – подобна луковице), в то время как рудные тела (выделяются по данным опробования) имеют форму пластов и линз [28], границы которых субпараллельны и согласны с общим наклоном и простиранием тела известняков, располагаясь ортогонально к зональности скарнового тела (рис.1). Некоторая неопределенность контуров рудных тел возникает только около блоков мраморизованных известняков, не затронутых скарнированием, возможно, из-за частных причин. Интересно, что на начальном этапе эксплуатации месторождения предполагалось, что рудные тела имеют сферическую форму (личное сообщение В.М. Щербинина), и только после массового эксплуатационного опробования установлена их истинная морфология, подтвержденная затем в процессе добычи. Обращает на себя внимание и тот факт, что на месторождении отсутствуют разломы или зоны трещиноватости, согласные с рудными телами. Напротив, все они пересекают почти под прямыми углами как тело известняков, так и рудные тела, разделяя их на серию блоков. В этой связи возникает вопрос: не определяют ли такой характер рудных тел особенности первичного строения и состав горизонтов известняков? Тем более, что уже давно известны примеры согласного залегания данбуритовых рудных тел с вмещающими породами (в том числе и известняками) на скарновом месторождении Ак-Архар [8, 21] и датолитовых – на Вадимо-Александровском месторождении на Урале [19, 20].

Возможная природа ритмически-полосчатых текстур скарново-рудных тел месторождения

Скарны с ритмически-полосчатым строением широко распространены на месторождениях, которые образовались при взаимодействии между карбонатными (известняки, доломиты) и магматическими (средне-кислого составов) породами. Здесь следует отметить, что, несмотря на детальное изучение скарнов на природных объектах [12, 39, 40 и др.], а также экспериментальные данные [13], некоторые вопросы их происхождения часто оказываются дискуссионными. В нашем случае, принципиально важ-

ным является ответ на вопрос: наследуют ли скарны и в какой степени строение первичной породы (известняков); являются ли ритмично-полосчатые текстуры первично коллоидными образованиями? Значительная группа исследователей считает, что подобные текстуры скарнов могут возникать как в процессе метасоматических преобразований или вследствие развития систем тонкой трещиноватости, так и в результате разных скоростей химических реакций или разных соотношений концентраций реагирующих компонентов и др. [1, 2, 13, 14, 39]. Но есть наблюдения, когда полосчатое строение скарнов обусловлено строением первичной породы. Например, в работе [1] приводится фотография образца, в центре которого развит скарн с ритмично-полосчатой текстурой, а вокруг – сохраняется доломит с похожей слоистой текстурой, но не затронутый процессом скарнирования. Не менее показателен и снимок образца, в котором чередуются тонкие слои доломита и алевролита, а зоны скарнов, разные по минеральному составу, в точности повторяют слоистость (полосчатость) исходной породы. На примеры унаследования скарнами структурно-текстурных признаков и морфологических особенностей исходных пород на раннем этапе метасоматического процесса неоднократно указывали в своих работах Д.С. Коржинский [14], В.А. Жариков [12], В.П. Боголепов [3, 4] и другие исследователи.

В этой связи представляет интерес Вадимо-Александровское комплексное месторождение Турьинского рудного поля на Среднем Урале, которое изучалось А.Е. Лисицыным, С.В. Малинко и А.Д. Слуккиным в 60-е годы прошлого века [19, 20]. Месторождение приурочено к контактовым ореолам интрузивных массивов габбродиоритов и кварцевых диоритов, сопровождаемых дайками диоритовых и диабазовых порфиритов, лампрофиров. Здесь по известнякам развиты скарны, содержащие промышленные концентрации железных и медных руд, а также широко распространена борная минерализация. Эффузивно-осадочная толща среднего девона, подвергшаяся метаморфизму, разделяется на эйфельские мраморизованные известняки и живетские слоистые карбонатно-силикатные породы, которые первоначально имели сложное строение, обусловленное чередованием тонких (от долей миллиметра до 15 см) прослоек известняков (с обильными скоплениями остатков губок – спонголитов) с согласными телами плагиоклазовых и роговообманковых порфиритов, их туфов, туфопесчаников и туфосланцев. На контактах известняков с порфиритами развиты тела разных по составу метасоматических пород (пироксеновые,

пироксен-гранатовые скарны, эпидозиты и др.), мощностью до сотен метров и имеющих зональное строение. К внешним зонам этих метасоматических тел приурочены залежи медистых магнетитов и скопления халькопиритовых руд. Внутренние зоны – это слоистые силикатно-карбонатные породы (скарноиды) полиминерального состава, лишенные какой-либо зональности. Борная минерализация представлена исключительно датолитом, который отсутствует в зонах скарнов большой мощности. Пространственно он широко развит исключительно в карбонатных прослоях, обогащенных спикулами губок. Изредка датолит образует идиоморфные метакристаллы до 4 мм в поперечнике или обособления неправильной формы, которые нацело замещают такие прослои. Причем, превосходно (до деталей) сохраняется первичная структура как спикул, так и цемента, замещенного минералами (волластонит, гранат) ранних скарнов. Особенно часто датолит развивается по контактам пород различного состава, образуя в вертикальном разрезе множество прослоек мощностью до нескольких сантиметров, согласных со слоистостью вмещающих первично-осадочных пород (установлено при подсчете запасов).

Обращаясь к Дальнегорскому месторождению, укажем, что здесь неоднократно отмечалось [16, 28] присутствие известняков с брекчиевой текстурой, которая хорошо сохраняется и после скарнирования. В работе В.В. Раткина с коллегами [34] приведены и описаны фотографии образцов, в которых видно, как на обломки тонкополосчатых датолит-геденбергит-волластонитовых скарнов нарастают новые полусферические почки такого же минерального состава и строения, симметричного относительно микротрещины. Эта картина интерпретируется авторами как показательный пример образования скарново-рудных почек из коллоидных растворов. На наш взгляд, такой текстурный рисунок могли иметь и исходные карбонатные породы, которые в доскарновый период были брекчированы, с последующим “залечиванием” трещин. Тем более, значительно чаще в ранних (светлых) скарнах наблюдаются микротрещины, по которым полосчатость отчетливо смещается (рис. 2В, слева), и порода приобретает блоковое строение, что может однозначно указывать на независимость образования ритмов от метасоматических процессов.

В этой связи возникает вопрос: что представляли собой известняки, которые при метасоматическом процессе были превращены в тонкополосчатые скарны? Для исследователей, знакомых с текстурными особенностями карбонатных пород, ясно, что наибо-

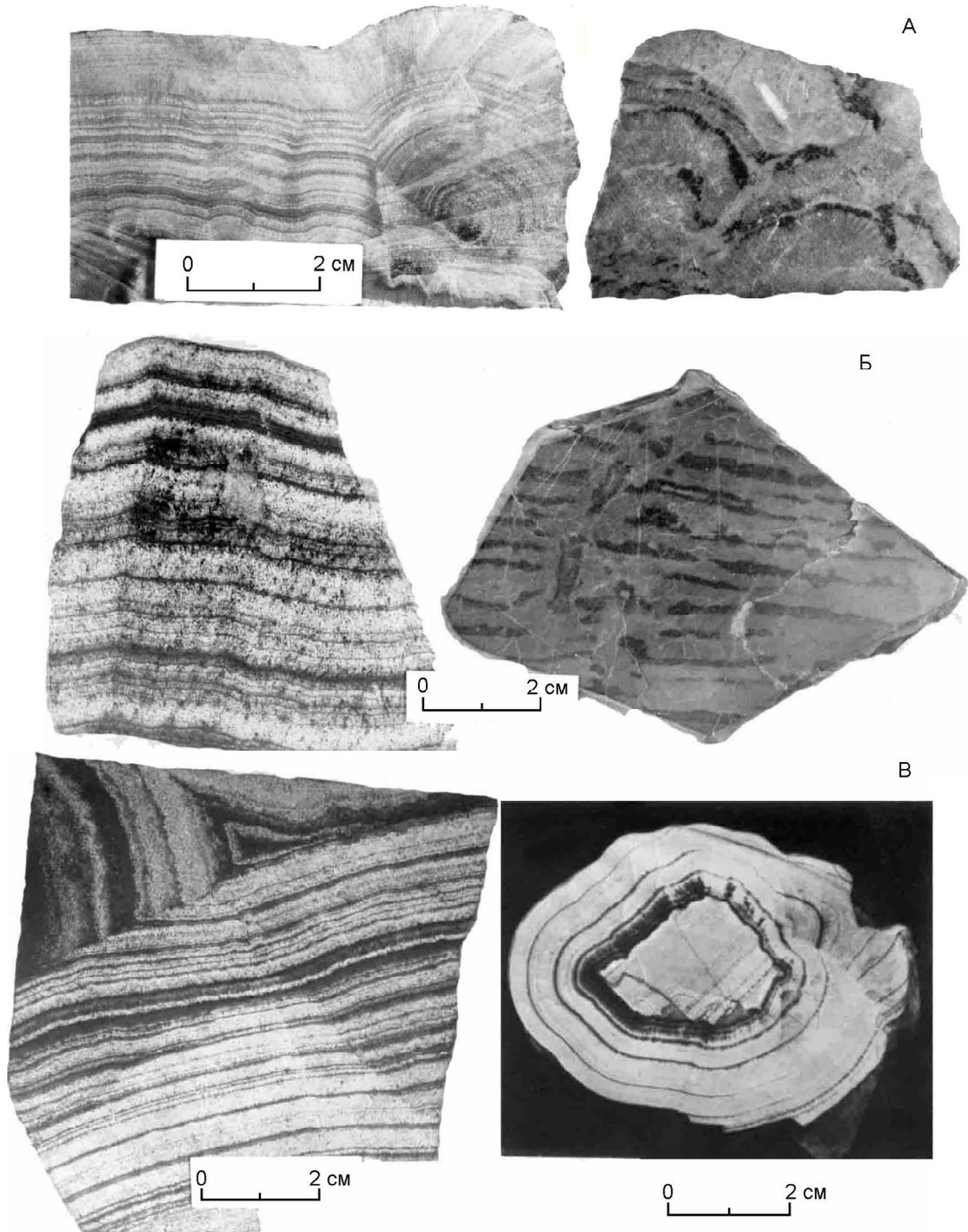


Рис. 2. Строение скарнов и строматолитов.

А – полосчатое, концентрически-зональное строение датолит-геденбергит-волластонитового раннего скарна (слева) и концентрически-зональное строение карбонатного строматолита (справа). Полированные образцы.

Б – тонкополосчатое строение датолит-геденбергит-волластонитового раннего скарна (слева) и полосчатое строение мраморизованного известняка (справа) из датолитового карьера. Полированные образцы.

В – блоковое строение раннего полосчатого датолит-геденбергит-волластонитового скарна (слева). Блоковое строение обусловлено доскарновыми нарушениями (верхняя часть снимка) и подчеркивается разной ориентировкой полосчатости скарна. Геденбергит-волластонитовый ранний скарн по онколитовому известняку, с ядром-обломком и окружающей его онколитовой оболочкой (снимок справа, по Н.А.Носенко). Полированные образцы.

лее близки к ним по внешнему виду строматолитовые известняки. Поэтому, прежде всего, было необходимо установить: имеются ли строматолиты в верхнетриасовых известняках Дальнегорского района, учитывая, что в них уже определен широкий спектр остатков кораллов? Хотя специальных исследований в этом направлении не проводилось, первая находка строматолитов в мраморизованных известняках была сделана несколько лет назад Т.А. Пуниной в районе Верхнего рудника, примерно в 3-х километрах от карьера Дальнегорского месторождения, на противоположном склоне долины р. Рудной. Здесь в коренном выходе выступает бугорообразная строматолитовая постройка высотой и шириной примерно 0,5 м, которая состоит из серии столбчато-выпуклых, полуовальных, ритмичных ламинных строматолитов. Несмотря на визуально заметную мраморизацию известняков, слойки-ламинаы отчетливо фиксируются по разнице в их окраске: более светлой или более темной. Ламинны имеют мощность 2–4 мм (в шлифах – до 0,5–1,9 мм), а высота отдельных столбиков достигает 4–5 см, при ширине в основании до 6–7 см. Частичная перекристаллизация известняков с образованием гранобластовых структур несколько затушевает первичную слоистость строматолитов. Разная окраска ламин, скорее всего, обусловлена вариациями содержания в них распыленного органического вещества. По химическому составу (CaO – 54,2; MgO – 0,9 мас.%) строматолиты близки к известнякам района Дальнегорского месторождения, в которых содержание оксида магния обычно не превышает 5–6 мас.% [31], железа – 1,4 мас.%, бора – 0,001 мас.% (ниже предела чувствительности имеющейся в нашем распоряжении аппаратуры).

На рис. 2А приведены фотографии пришлифованных образцов типичного раннего (датолит-пироксен-волластонитового) скарна и строматолита. Принципиальная общность их структурно-текстурного рисунка, по нашему мнению, не случайна и представляется достаточно убедительным доказательством их родства. Не менее показательным и сравнение образцов такого же раннего скарна и полосчатого мраморизованного известняка (рис. 2Б), отобранных непосредственно из карьера месторождения. Они характеризуют иной тип наложения, который может отвечать строматолитовым постройкам горизонтального типа. Изредка на месторождении встречаются скарны с еще более выразительными, онкоидными структурами (рис. 2В, справа). Они имеют центральное ядро, в виде отчетливого обломка со строгой параллельно-ориентированной ритмичной полосчатостью, по периферии которого наблюдается заметно более тонкополосчатая, концентрическая

оболочка. В общем, это типичный аналог онколита (S-строматолита) с обломком в центре. Подобные онколиты широко распространены в мелководных зонах с интенсивным движением воды на карбонатных шельфах низких широт [18]. Особенно велика аналогия текстурного рисунка скарна и строматолита, если образцы распилены по плоскости, параллельной к волнистой поверхности почек (рис. 3А). Перечисленные примеры дают авторам достаточные основания считать, что структурно-текстурный облик полосчатых скарнов Дальнегорского месторождения в большей степени зависит от особенностей строения первичных известняков с различными типами строматолитовых образований, являющимися неотъемлемым элементом верхнетриасовых карбонатных тел, чем от процессов, которые предлагаются в работах [2, 41]. Следует отметить, что такой взгляд не является совершенно оригинальным. Из работы С.М. Александрова [2] следует, что еще в 50-х годах прошлого века К. Тилей объяснял ритмичную полосчатость скарновых тел как результат унаследования ими полосчатости протокарбонатных построек, сложенных водорослями, названных “эозон канадиензис”. Как указывают ряд исследователей [8, 21, 32], скарны на боросиликатном месторождении Ак-Архар, как и в нашем случае, наследуют структурно-текстурные признаки исходных карбонатных пород, а датолит – даже тончайшие детали строения спикул губок.

Альтернативные представления о возможном формировании рудных почек из коллоидных растворов не подтверждаются при изучении скарнов месторождения. Признаки метаколлоидных, по Л.М. Лебедеву [17], образований обычно отсутствуют в скарнах Дальнегорского месторождения, в частности, не наблюдается их глобулярное строение. Даже относительно широкое распространение онколитоподобных форм скарновых почек, считающихся характерными для образований из гелей, не позволяет однозначно признавать такую точку зрения, ибо они не менее похожи на типовые карбонатные онколиты, которые описаны в районе месторождения. Другим характерным признаком кристаллизации из коллоидных растворов считается возможность “облекания” почками обломков ранее образованных пород. Но в этом случае следует отметить, что и при формировании строматолитовой постройки ее более поздние по времени образования обычно нарастают на более ранние (часто раздробленные) фрагменты. При этом, консистенция вещества растущего строматолитового мата часто подобна коллоидной, что позволяет даже выделять колломорфную разновидность строматолитов [31]. Кроме того, для метаколлоидных форм не характерны [17] шестоватое строение минеральных

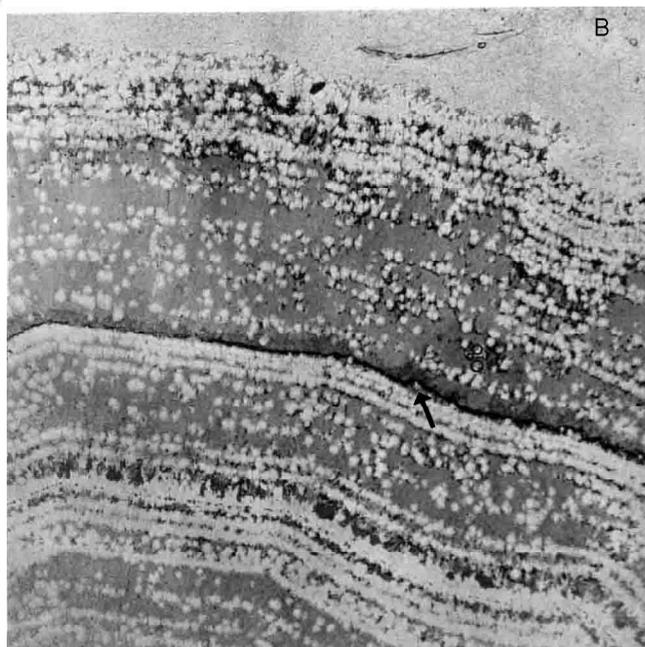


Рис. 3. Строение скарнов.

А – датолит-геденбергит-волластонитовый ранний скарн; срез, ориентированный близкопараллельно волнистой поверхности, имеет максимальное сходство с строматолитовыми постройками. Полированный образец.

Б – данбурит, образовавшийся по плоскостям наложения песчаников на их контакте с известняками (по Н.А. Носенко). Уменьшено в два раза.

В – фрагмент тонкополосчатого геденбергит (темно-серое)-датолит (белое)-волластонитового (серое) раннего скарна с скоплениями пелитоморфного криптозернистого вещества (черное, указано стрелкой) по границам зон разного минерального состава. Шлиф, без анализатора, увел. $8\times$.



ритмов (формы, присущие геденбергиту и волластониту как кристаллическим образованиям) и хорошее расщепление (скорлуповатость) по плоскостям между границами ритмов, а также непостоянство ритмов кристаллизации и их многокомпонентность (не только двух-, но и трех-, четырехкомпонентные).

Несомненно, метасоматические процессы (контактовый метаморфизм, скарнирование) в определенной степени изменили первоначальные черты пород. В одних случаях границы между зонами (полосками) резко подчеркнуты (разница в окраске за счет перераспределения компонентов), в других – затушеваны (в результате перекристаллизации пород) до возникновения более грубополосчатых текстур.

Изотопные данные

На месторождении А.В. Игнатьевым с коллегами [42] выполнен значительный объем изотопных определений углерода и кислорода карбонатов, ото-

бранных из известняков (в разной степени измененных контактовым метаморфизмом), скарнов, руд и поздних кальцитовых прожилков. Полученные результаты показаны на рис. 4, из которого следует, что по вариациям $\delta^{13}\text{C}$ (от +0,5 до 4,5‰) известняки позднего триаса близки к породам морских фаций (поле I). По мере возрастания степени преобразования известняков (контактовый метаморфизм, а затем скарнирование) отмечается тенденция к облегчению изотопного состава углерода карбонатов (поля II, III).

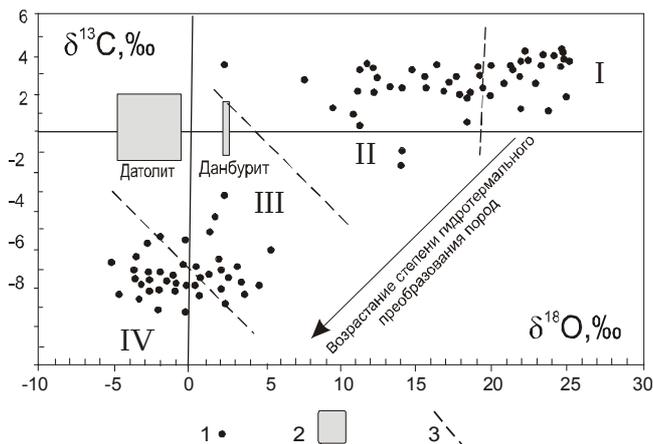


Рис. 4. Изотопный состав углерода и кислорода пород и минералов Дальнегорского месторождения.

1 – точки состава карбонатов; 2 – области состава кислорода минералов бора; 3 – условные границы карбонатов из пород разной степени гидротермального преобразования. Римскими цифрами указаны поля составов: I – известняки; II – мраморизованные известняки и мраморы; III – карбонат из скарнов; IV – карбонат из поздних кальцитовых жил.

Наиболее низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (до -9‰) характеризуются карбонаты из руд и поздних (кальцитовых) прожилков (поле IV).

Таковую же тенденцию имеют вариации в изотопном составе кислорода карбонатов. По мере возрастания степени метаморфизма известняков $\delta^{18}\text{O}$ изменяется от $+20$ – $+27$ до $+19$ – $+7\text{‰}$. Кальциты из скарнов, руд и поздних прожилков имеют значения $\delta^{18}\text{O}$ в пределах от $+5$ до -5‰ .

Данные по изотопному составу бора и кислорода датолитов и данбуринов месторождения неоднократно публиковались [22, 25, 26, 34, 35]. Недавно новые результаты были любезно переданы нам сотрудником Вашингтонского университета США Д. Вудом и помещены в Internet [41, 42]. Это позволило обобщить их и получить достаточно полную картину для датолитов; для данбуринов, к сожалению, анализы пока еще единичны (табл.). Датолиты месторождения характеризуются вариациями $\delta^{11}\text{B}$ в пределах от -9 до -28‰ . При этом, $\delta^{11}\text{B}$ датолита из ранних скарнов (датолит I) изменяется от -9 до -13‰

Таблица. Изотопный состав датолитов и данбуринов Дальнегорского месторождения и минералов бора некоторых месторождений мира.

По С.И. Малинко и др. [24–27]		По Д. Вуду и др. [41]		По В.В. Раткину и Б.Н. Ватсону [35]
Датолиты Дальнегорска				
$\delta^{11}\text{B},\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O},\text{‰}$	$\delta^{11}\text{B},\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O},\text{‰}$	$\delta^{11}\text{B},\text{‰}$
-16,0		-12,25	-1,6	-9,6
-18,3		-13,10	-2,97	-15,13
-23,2		-11,70	-	-14,74
-25,7		-15,10	-1,15	-15,53
	-5,3	-14,90	-1,07	-11,60
	-3,7	-13,75		-28,69
	-2,7	-14,30		
	-2,2	-17,35		
	-1,6			
Данбуриды Дальнегорска				
35,6		-17,25		+17,68
	+2,2	-13,35		
Месторождения мира, по С.В. Малинко и др. [24–27]				
$\delta^{11}\text{B},\text{‰}$	Минерал	Генетический тип месторождения	Название месторождения	
+11,4	Данбурит	Осадочный	Гаурдак	
-18,2	Данбурит	Скарновый	Ак-Архар	
+26,28	Колеманит	Галогенный	Индер	
+8,97	Колеманит	Галогенный	Эмет, Турция	
+13,28	Колеманит	Вулканогенно-осадочный	Долина смерти, Калифорния	
+18,3	Колеманит	Вулканогенно-осадочный	Сан-Бернардино, Калифорния	
+23,8	Пандермит	Галогенный	Индер	
+4,03	Пандермит	Вулканогенно-осадочный	Султан-Гаир, Турция	
+23,8	Иньоит	Галогенный	Индер	
-13,3	Бура	Вулканогенно-осадочный	Крамер, Калифорния	

[34]; из поздних (датолит II) – от -14 до -20‰, а из прожилков и пустот выполнения в известняках (датолит III) – от -25 до -28‰. Для данбуритов месторождения из-за небольшого числа анализов определенные выводы сделать пока не возможно, но значительные вариации $\delta^{11}\text{B}$ от +17 до -25‰, видимо, указывают, что изотопное фракционирование здесь имело место. Особого внимания заслуживают данные по данбуриту ($\delta^{11}\text{B} = +17\text{‰}$), полученные В.В. Раткиным и Б.Н. Ватсоном [35]. Такие значения изотопного состава характерны для диагенетического данбурита из борных месторождений осадочного или вулканогенно-осадочного генезиса [8, 32]. Если это так, то вполне понятно присутствие на месторождении пустотелых конусовидных образований данбурита, иногда очень похожих на раковинки (рис. 3, Б), которые встречаются на плоскостях наложения меловых песчаников, вмещающих известняковую толщу.

Данные по изотопному составу кислорода датолита и данбурита, приводимые С.В. Малинко и др. [24, 26] и Д. Вудом и др. [41], интерпретируются по-разному. Облегченный изотопный состав кислорода датолита ($\delta^{18}\text{O}$ от -1,6 до -5,3‰) С.В. Малинко с соавторами объясняют специфическими условиями формирования Дальнегорского месторождения, а именно, высоким уровнем водообмена между гидротермальной бороносной системой и изотопно-легкими метеорными водами. В противоположность этой точке зрения, данные по датолиту, полученные Д. Вудом с соавторами ($\delta^{18}\text{O}$ от -1,07 до -2,97‰), дали возможность им предположить, что бор заимствован из вмещающих терригенно-кремнистых отложений, а флюиды, участвовавшие в процессе образования скарнов, содержали не ювенильную, а метеорную воду. Если учесть, что воздействию флюидов подверглись преимущественно известняки, то логичнее полагать, что именно они являются источником подавляющей части бора.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

По мнению авторов, проблема источника бора может быть решена при сопоставлении приведенных выше сведений об его изотопном составе с особенностями строения ранних скарнов, сохраняющих структурно-текстурные особенности протоизвестняков. Хотя общая характеристика скарнов неоднократно рассматривалась [7, 8, 16, 28], некоторые важные особенности их строения остались недостаточно или вообще не освещенными. Так, в ранних скарнах проявлена ритмическая полосчатость двух типов. Первый тип полосчатости характеризуется четкими, резко очерченными границами между ритмами, кото-

рые, как правило, имеют разный, почти мономинеральный состав: геденбергитовый, волластонитовый, гранатовый или датолитовый. Внутри этих ритмов, например, наряду с преобладающим геденбергитом, могут присутствовать кристаллы волластонита, датолита и др. При микроскопическом изучении установлено, что границы между ритмами представляют собой полосы пелитоморфного, криптокристаллического вещества (рис. 3, В), относительно которых строго ортогонально располагаются шестоватые кристаллы геденбергита и волластонита. Последние в точности повторяют текстурный рисунок породы. Очевидно, что кристаллизация шла в направлении от таких полосок-границ, как от подложки [9, 10], так как они никогда не пересекаются новообразованными кристаллами. Вполне естественно полагать, что эти границы уже существовали до начала метасоматического процесса и отражали первичную слоистость (поверхности наложения) известняка. Поскольку при наклонном положении этих границ отсутствуют примеры изгибов нарастающих кристаллов, то это еще одно подтверждение их метасоматического роста, а не роста кристаллов в свободной среде (растворе) под влиянием гравитации. Вероятнее всего эти границы служили подводящими микроканалами для скарновых растворов.

Второй тип полосчатости характеризуется ритмами с нечеткими, расплывчатыми границами и полиминеральным составом. Обычно это более тонкая полосчатость, проявленная внутри ритмов первого типа. Под микроскопом (рис. 3, В) наблюдается: ориентировка микрополосок субпараллельно границам ритмов первого типа, их почти постоянно прерывистое строение и невыдержанный по простиранию, комбинированный минеральный состав; прорастание кристаллов через границы из одной микрзоны в другую. Например, часто имеют место случаи, когда полоски сложены серией небольших призматических кристаллов датолита, вытянутых в цепочку и разделенных шестоватыми кристаллами волластонита, геденбергита. При этом, между датолитом, геденбергитом и волластонитом не видны реакционные взаимоотношения: каждый из них как бы занимает свое особое место, независимо друг от друга [15, 16]. Необходимо отметить, что и мономинеральные полосы раннего датолита имеют такие же резкие границы, как ритмы первого типа. В случаях, когда ранние скарны преобразованы более поздними процессами перекристаллизации, наблюдаются структуры замещения геденбергита и волластонита датолитом (совместно с кварцем и кальцитом) более поздних генераций.

Как отмечается всеми исследователями месторождения [15, 16, 24, 27], волластонит и геденбергит кристаллизовались в диапазоне температур 500–600°C, а датолит-1 – при 300–350°C.

Сопоставляя рассмотренные выше взаимоотношения минералов и минеральных ритмов с температурами кристаллизации минералов, можно утверждать, что замещаемая порода была неоднородна по химическому составу и что минералы бора присутствовали в ней до процесса образования скарнов. Если бы это было не так, то в рудах мы наблюдали бы только структуры замещения высокотемпературных парагенезов (волластонит, геденбергит) более низкотемпературными (датолит, кварц, кальцит). Наиболее вероятно предположить, что это были кальциевые бораты, которые при биметасоматозе в участках пород, обогащенных ими, вполне легко могли перекристаллизовываться в кальциевые боросиликаты, по аналогии с тем, как образуются кальциевые и железо-кальциевые силикаты. В этой связи трудно согласиться с точкой зрения Л.Д. Куршаковой [15, 16], которая предполагала, что на ранних этапах скарнирования часть полос известняков не замещались волластонитом и геденбергитом, а оставались карбонатными по составу и только при последующем гидротермальном процессе избирательно замещались датолитом. Это мнение не подтверждается геологическими наблюдениями взаимоотношений между минералами, но согласуется с предлагаемой выше последовательностью кристаллизации минералов [24, 28, 34].

К изложенному следует добавить еще ряд любопытных наблюдений. Газово-жидкие включения в датолитах (первой генерации) месторождения содержат: в твердой фазе – галит; в растворе – соли хлоридов K, Na, Ca, боратов; в газовой фазе – CH_4 и N_2 [36]. Эти данные согласуются с результатами, полученными при нагревании в запаянных трубках датолитов и данбуринов месторождения. Выделившиеся при этом газы (CH_2 , CH_3 и группы COO^+) могут свидетельствовать о присутствии в минералах солей органических кислот или их смеси с алифатическими углеводородами, содержащими группы CH_2 , CH_3 [22, 24]. Предположение, что эти газы являются остаточными от первичной среды седиментации известняков, не менее достоверно, чем альтернативный взгляд о том, что это один из показателей состава метасоматических растворов. Несомненно и то, что ранние скарны с датолитом возникли по органогенным известнякам, но совсем не обязательно считать, что для их образования указанные органические соединения поступали из глубинного источника. В действительности, такой состав газов может отражать и

биогенную природу известняков, но это требует дальнейших специальных исследований.

Теперь можно полагать, что уникальность Дальнегорского месторождения объясняется нестандартным сочетанием особых обстоятельств его образования. К их числу, прежде всего, следует отнести формирование строматолитовых построек в отдельные этапы накопления верхнетриасовых известняков, которые в общем характеризуются фациями открытого моря, банок, рифов и т. п., о чем свидетельствуют наличие в них кораллов, мегалодоновых ракушнякав, седиментационных брекчий, онколитовых разновидностей известняков. Сложное строение карбонатной толщи, включающей широкий спектр литолого-фациальных разновидностей, прослой терригенных и кремнистых пород, говорит о неоднородном, варьирующем развитии седиментационного процесса, при котором цианобактериальные маты составляли ограниченные по площади и в вертикальном разрезе отложения. Как известно [18, 31], последние могут развиваться не только в условиях открытого побережья, но и в соленоводной (до эвапоритовой) обстановках, предпочтительно во вдающихся заливах, замкнутых озерах и лагунах побережья или рифовых островах, где площади распространения строматолитовых построек и матов могут колебаться от десятков до многих тысяч квадратных метров [17, 30]. Хорошо известные примеры строматолитовых накоплений с борной экзогенной минерализацией в бассейне Грин Ривер, США [8, 32], а также боронакопления в современных озерах Боливии, в участках интенсивного развития водорослевых биоценозов (32), показывают, что ассоциация строматолитовых отложений с борной минерализацией не может считаться запрещенной. В нашем случае, присутствие в разрезах карбонатной толщи вулканитов и кремнистых пород дает основание предполагать возможность периодического воздействия на известняки низкотемпературных термальных бороносных растворов, разгрузка которых могла приводить к поступлению во временные водоемы боратов, подобно тому, как это происходит сейчас в некоторых регионах мира [21, 32]. Хотя известняки в большей части разреза могли и не содержать бораты, но даже эпизодическое их накопление должно проходить в условиях достижения высоких концентраций бора, достаточных для формирования на наслоениях водорослевых матов прослоев кальциевых боратов разной мощности. Конечно, авторы понимают, что в условиях интенсивного контактового метаморфизма, а затем скарнирования известняков слишком мала вероят-

ность их обнаружения. Несомненно и то, что важную роль играли процессы образования ранних (биметасоматические, по Д.С. Коржинскому [14] или В.А. Жарикову [12]) скарнов, при которых могло происходить перераспределение бора в карбонатной толще, подобно тому, как это имеет место в скарнах полиметаллических [11] и других месторождений, а также затушевание первичных литолого-фациальных особенностей известняков. В целом же становится понятным, что, даже в масштабах планеты, такие условия формирования боросиликатного оруденения, как на Дальнегорском месторождении, не могут быть сколько-нибудь частыми.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают исключительную благодарность Л.Н. Хетчикову, В.М. Щербинину, Ф.С. Ростовскому, С.А. Коренбауму, С.С. Зимину, Г.П. Василенко за плодотворное и заинтересованное обсуждение статьи на разных этапах ее подготовки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров С.М. Геохимия бора и олова в месторождениях магнезиально-скарновой формации. М.: Наука, 1982. 272 с.
2. Александров С.М. Явления самоорганизации при прогрессивном метасоматозе карбонатных пород // Геохимия. 1995. № 9. С. 1323–1338.
3. Боголепов В.Г. Два периода метасоматического минералообразования // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1965. XCIV. Вып. 2. С. 149–163.
4. Боголепов В.Г. Эндогенный и экзогенный метасоматоз, признаки сходства и различия // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1982. Вып. 2. Ч. III. С. 137–148.
5. Говоров И.Н. Малые интрузии щелочных пород и боросиликатные скарны Дальнегорского района Приморья // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230, № 1. С. 186–189.
6. Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 251 с.
7. Говоров И.Н., Илупин И.П., Харьков А.Д., Голубева Э.Д., Денисов Е.П. Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980. 332 с.
8. Горбов А.Ф. Геохимия бора. Л.: Недра, 1976. 207 с.
9. Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1968. 284 с.
10. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогенез минералов. М.: Наука, 1975. 339 с.
11. Ежов С.В. Главные черты генезиса скарново-полиметаллических месторождений Алтын-Топканского рудного района // Докл. АН. 1994. Т. 337, № 2. С. 224–227.
12. Жариков В.А. Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1968. 719 с.
13. Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989. 342 с.
14. Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973. 288 с.
15. Куршакова Л.Д. О датолите и его месте в последовательности образования боросиликатных скарнов // Геология руд. месторождений. 1968. № 3. С. 31–42.
16. Куршакова Л.Д. Физико-химические условия образования скарново-боросиликатных месторождений. М.: Наука, 1976. 274 с.
17. Лебедев Л.М. Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. М.: Наука, 1965. 311 с.
18. Лидер М.Р. Седиментология. М.: Мир, 1968. 439 с.
19. Лисицын А.Е. Уральская бороносная провинция // Отчет геология. 1996. №3. С. 25–30.
20. Лисицын А.Е., Малинко С.В. Особенности датолитовой минерализации в скарноидах контактово-метасоматического месторождения Урала // Вопросы магматизма, метаморфизма и рудообразования. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 155–162.
21. Лисицин А.Е., Малинко С.В., Орлова Е.В. Геологические особенности и поисковые критерии промышленных месторождений бора // Геология месторождений твердых полезных ископаемых ВИМС. М.: Недра, 1966. Вып. 2. 64 с.
22. Лисицин А.Е., Малинко С.В. К проблеме источника рудного вещества при формировании эндогенных месторождений бора // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 3. С. 91–92.
23. Малахов В.В., Игнатъев А.В., Носенко Н.А. Об условиях образования борной минерализации Дальнегорского месторождения по данным о химическом и изотопном составе карбонатов // Новые данные по минералогии Дальнего Востока. Владивосток, 1987. С. 68–76.
24. Малинко С.В., Лисицин А.Е., Руднев В.В., Миронова О.Ф., Семенов Ю.В., Ходаковский И.Л. Физико-химические параметры процессов формирования промышленного боросиликатного оруденения // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, Сиб.отд-ние, 1979. Т. 1. С. 98–106.
25. Малинко С.В., Лисицин А.Е., Сумин Л.В. Изотопы бора в минералах – индикаторы источника рудного вещества // Сов. геология. 1982. № 3. С. 89–97.
26. Малинко С.В., Лисицин А.Е., Сумин Л.В. Изотопный состав бора в природных боратах и боросиликатах как индикатор условий их образования // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267, № 2. С. 453–456.
27. Малинко С.В., Лисицин А.Е., Шергина Ю.П. Изотопно-геохимические параметры формирования скарново-борного оруденения в активных континентальных окраинах // Зап. ВМО. 1994. Ч. CXXII. № 4. С. 10–20.
28. Носенко Н.А. Геология и генезис Дальнегорского борного месторождения: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1986. 26 с.
29. Носенко Н.А., Чернышев А.В. Сульфидная минерализация Дальнегорского скарно-боросиликатного месторождения // Новые данные по минералогии Дальнего Востока. Владивосток, 1987. С. 34–48.
30. Носенко Н.А., Раткин В.В., Логвенчев П.И., Полохов В.П., Пустов Ю.К. Дальнегорское боросиликатное месторождение – продукт полихронного проявления процессов скарнирования // Докл. АН. 1990. Т. 312, № 1. С. 178–182.

31. Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир, 1990. Т. 1. 351 с.
32. Озол А.А. Осадочный и вулканогенно-осадочный рудогенез бора. М.: Наука, 1983. 206 с.
33. Раткин В.В., Хетчиков Л.Н., Гнидаш Н.В., Дмитриев В.Е. О роли коллоидов и палеогидротермальных полостей в формировании ритмично-полосчатых руд Дальнегорского боросиликатного месторождения // Докл. РАН. 1992. Т. 325, № 6. С. 1214–1217.
34. Раткин В.В., Хетчиков Л.Н., Гнидаш Н.В., Дмитриев В.Е. Палеогидротермальный карст – важнейший фактор формирования Дальнегорского боросиликатного месторождения (Приморье) // Тихоокеан. геология. 1993. № 2. С. 97–108.
35. Раткин В.В., Ватсон Б.Н. Дальнегорское скарное боросиликатное месторождение: геология и источник бора по данным изотопии (юг Дальнего Востока России) // Тихоокеан. геология. 1993. № 6. С. 95–103.
36. Степанов В.И. О происхождении так называемых “колломорфных” агрегатов минералов // Онтогенетические методы изучения минералов. М.: Наука, 1970. С. 198–206.
37. Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Гвоздев В.И., Руб А.К. Особенности флюидного режима некоторых гранитоидных систем Приморья: Препр. Владивосток, 1991. 40 с.
38. Чернышев А.В., Щербинин В.М. Изучение Дальнегорского известково-скарнового месторождения // Разведка и охрана недр. 1982. № 8. С. 19–24.
39. Шабынин Л.И. К проблеме генезиса ритмических полосчатых скарно-грейзеновых образований // Геохимия. 1977. № 9. С. 1424–1434.
40. Щербинин В.М. Некоторые особенности метасоматической зональности известково-скарнового месторождения // Глубинность и зональность оруденения. Владивосток, 1971. С. 40–43.
41. Wood D.H., Palmer M.R., Carpenter S.B., Nosenko N.A. Preliminary geological and geochemical results from studies of the Dalnegorsk Borosilicate Deposit Dalnegorsk, Primorye Region, Russian Far East. <http://134, 121, 242, 27 /pages/skarn.html>.
42. <http://www.gsilab.marine.su/English/ArticalE/Dalnegor/DATOL1.htm>

Поступила в редакцию 10 декабря 2002 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

E.L. Shkolnik, V.I. Gvozdev, S.V. Malinko, T.A. Punina, A.D. Slukin, A.V. Ignatyev

The origin of borosilicate mineralization of Dalnegorsk deposit, Primorye Territory

The skarns of the Dalnegorsk borosilicate deposit and stromatolite build-ups discovered in the district have been studied in detail. The features of the skarn structure allowed the conclusion that they inherited the structural pattern of the stromatolite limestones. The character of isotope fractionation suggests a mixed nature of the boron source.