

**ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ МЕТАМОРФИЗМА АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ
ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)**

О.В. Авченко, И.А. Александров, В.О. Худоложкин, М.А. Мишкин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Поступила в редакцию 16 августа 2008 г.

На основе хроматографических и электрохимических данных с привлечением результатов моделирования минеральных парагенезисов и анализа устойчивости мусковитсодержащих ассоциаций разработана непротиворечивая модель флюидного режима метаморфизма для метаморфических пород амфиболитовой фации Джугджуро-Становой складчатой области (ДССО).

В модели принято разделение флюида на “внутренний” и “внешний”. “Внутренний” флюид создается собственным химическим составом породы, а “внешний” поступает из внешнего источника – мантии или другого резервуара. Установлено, что данные хроматографии и электрохимии имеют отношение к “внешнему” флюиду, тогда как оценки редокс-состояния породы по минеральным равновесиям относятся к “внутреннему” флюиду, состав которого буферизуется самим минеральным парагенезисом. При этом захватываемый породой “внешний” флюид сохраняет собственный потенциал кислорода только на регрессивной стадии, когда значительно ослабевает протекание реакций с участием твердых фаз и буферная роль минеральных ассоциаций сводится к минимуму. С этой точки зрения объясняется широкая вариация окисленности минеральных равновесий ($\lg fO_2$ от -15 до -20), с одной стороны, и выдержанность уровня окисленности “внешнего” флюида по данным хроматографии и электрохимии, – с другой. Основной причиной широкого развития роговообманковых ассоциаций в метаморфических породах амфиболитовой фации в пределах ДССО является своеобразие флюидного режима метаморфизма, главной чертой которого является высокое давление H_2O во флюидной фазе “внешнего” флюида. В соответствии с полученными данными, состав “внешнего” флюида описывается условиями $P_{H_2O} \geq 0.7P_s$ при отношении $P_{CO_2}/P_{H_2O} = 0.01-0.3$. Величина окислительного потенциала “внешнего” флюида близка к величине окислительного потенциала системы H_2O-C в условиях насыщения водяного пара углеродом.

Ключевые слова: метаморфический флюид, флюидный режим, электрохимия, газовая хроматография, окислительный потенциал, Джугджуро-Становая складчатая область.

ВВЕДЕНИЕ

Флюидному режиму метаморфизма всегда отводилась ключевая роль в понимании особенностей петрогенезиса метаморфических пород. В настоящее время представляется доказанным положение о низкой активности воды (большой “сухости”) и высокой восстановленности флюидов гранулитовой фации метаморфизма [1, 19, 21, 34], в чем усматривается одна из причин широчайшего развития дупироксеновых и гранат-ортопироксеновых минеральных ассоциаций в условиях гранулитовой фации [27]. Особенности флюидного режима метаморфических пород амфиболитовой фации изучены хуже, и систематических знаний в этом вопросе накоплено значительно меньше. Широкое развитие

пород амфиболитовой фации в пределах Джугджуро-Становой складчатой области (ДССО) представляет возможность понять причины обилия роговообманковых минеральных ассоциаций в этом регионе и найти отличия этих пород от гранулитов в отношении флюидного режима.

В настоящей работе мы разделяем флюид на “внутренний” и “внешний”. Состав и редокс-состояние “внутреннего” флюида определяются составом породы. Минеральный состав породы буферизует состав флюида метаморфическими реакциями, при протекании которых потенциалы компонентов “внутреннего” флюида поддерживаются на определенном уровне, отличающемся в общем случае от величин потенциалов “внешнего” флюида. Компо-

ненты “внутреннего” флюида в этом случае отвечают термину “инертный” в понимании Д.С. Коржинского [14]. Поскольку химический состав подвергающихся метаморфизму пород в общем случае разный, то состав “внутреннего” флюида может сильно изменяться по потенциалам воды, углекислоты, степени окисленности, содержаниям метана, фтора, хлора или других компонентов. “Внешний” флюид поступает в породу по системе пор и трещин извне – из мантии или другого внешнего источника (резервуара). Состав “внешнего” флюида значительно более выдержан относительно состава “внутреннего” флюида. Если потенциалы некоторых компонентов “внешнего” флюида задаются извне на породу, то эти компоненты, в понимании Д.С. Коржинского [14], отвечают термину “вполне подвижный”. Генезис “внешнего” и “внутреннего” флюида различен. Как будет показано ниже, разные методы определения состава имеют отношение к разным генетическим типам флюида. Учет этого обстоятельства позволяет разработать непротиворечивую модель флюидного режима для метаморфических пород амфиболитовой фации ДССО.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Джуджуро-Становая складчатая область представляет собой юго-восточную часть Алдано-Станового щита и граничит на юго-западе с Селенго-Становой складчатой областью (СО), а на севере – с Алданским щитом по Желтулакской и Становой зонам разломов, соответственно. На юго-востоке рассматриваемая структура окаймляется породами Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба, а на юге Северо-Тукурингской зоной разломов отделяется от Монголо-Охотской складчатой системы (рис. 1). Некоторые авторы [7, 10, 12] рассматривают Селенго-Становую и Джуджуро-Становую области (блоки) как единую Становую складчатую систему (мегаблок).

Расположенный севернее Алданский щит имеет трехчленное деление. Центральную, наиболее крупную его часть представляет Алданская гранулитогнейсовая область, ограниченная с запада и востока Олекминской и Батомгской СО. Алданская гранулитогнейсовая область представляет собой древней-

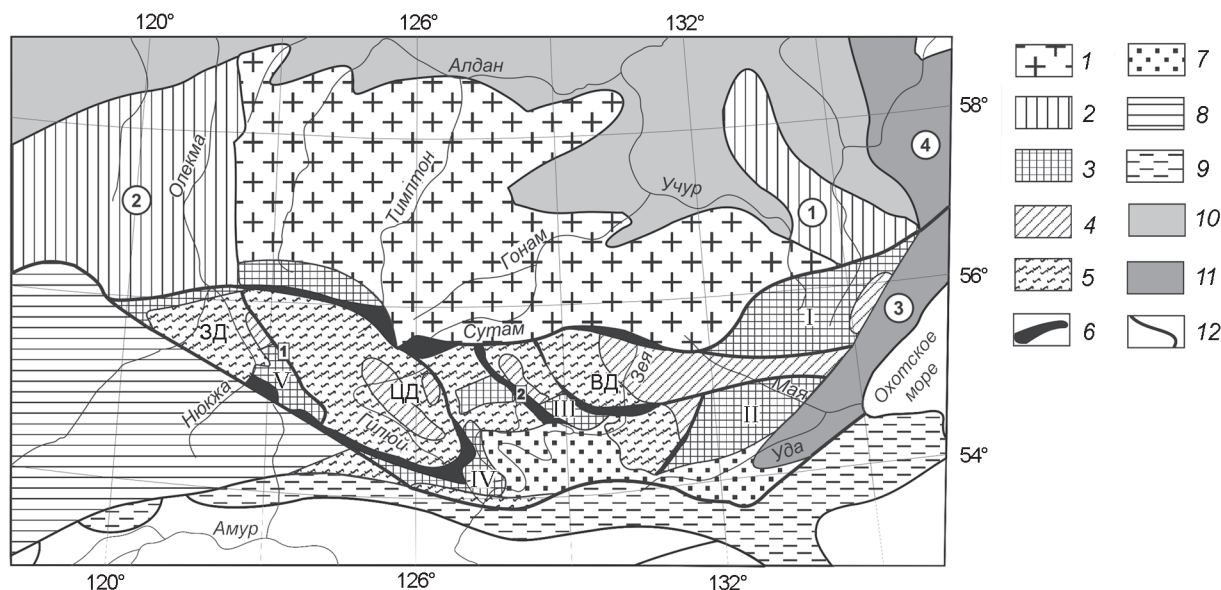


Рис. 1. Структурно-фациальная схема фундамента Джуджуро-Становой складчатой области (ДССО) и граничных структур.

1–2 – Алданский щит: 1 – Алданская гранулитогнейсовая область, 2 – гранит-зеленокаменные области (цифры в кружках): 1 – Олекминская, 2 – Батомгская); 3–7 – образования ДССО: 3 – блоки пород гранулитовой фации (I – Джугджурский, II – Чогарский, III – Сивакано-Токский, IV – Дамбукинский, V – Ларбинский); 4–5 – породы амфиболитовой фации (4 – зейский комплекс, 5 – становой комплекс); 6 – гилуийский и желтулакский комплексы; 7 – мезозойскокайнозойские отложения; 8 – Селенго-Становая складчатая область; 9 – Монголо-Охотская складчатая система; 10 – отложения платформенного чехла; 11 – перикратонные прогибы (цифры в кружках): 3 – Аяно-Шевлинский, 4 – Юдомо-Майский). 12 – некоторые разломы.

Домены ДССО: ЗД – Западный, ЦД – Центральный, ВД – Восточный. Границы доменов проведены по зонам разломов (цифры в прямоугольниках): 1 – Тунгурчиканской и 2 – Сугджарской.

Схема составлена на основе литературных данных [7, 11, 13, 23] и собственных полевых исследований авторов.

шее консолидированное ядро Алдано-Станового щита – Алданский кристаллический протомассив. Остальные структуры щита составляют более позднее его обрамление. Следует отметить, что ДССО ограничивается с юга Алданскую гранулитогнейсовую область на всей ее протяженности (рис. 1).

ПОРОДЫ ФУНДАМЕНТА ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Важной особенностью ДССО является наличие в ее структуре гранулитовых блоков разного размера среди преобладающих метаморфических пород амфиболитовой фации (рис. 1). Границы между этими гранулитовыми блоками и вмещающими породами повсеместно имеют тектоническую природу. От окружающих пород блоки отделены широкими зонами диафторитов и бластомилонитов и не имеют переходных зон метаморфизма до условий амфиболитовой фации. Гранулиты объединены в зверевско-чогарский комплекс и отличаются обилием в разрезе кристаллических сланцев основного состава с низким содержанием калия, а также наличием высокомагнезиальных кристаллосланцев [12].

Метаморфические породы амфиболитовой фации слагают значительную часть ДССО и первоначально были объединены в единый становой комплекс [25]. Позднее Л.П. Карсаковым [10] из состава станового комплекса были выделены зейский и гиллюйский комплексы. Правомерность выделения зейского комплекса не очевидна, а определение принадлежности конкретной породы к зейскому или становому комплексу на практике чаще всего неосуществимо, т.к. породы обоих комплексов метаморфизованы в близких условиях и большинство минеральных ассоциаций может присутствовать как в одном, так и в другом.

Согласно Л.П. Карсакову [10], наиболее древними являются образования зейского комплекса, представленные биотитовыми, биотит-роговообманковыми, гранат-биотитовыми, гранат-биотит-роговообманковыми, двуслюдяными, гранат-эпидот-биотитовыми плагиогнейсами, гнейсами и сланцами, амфиболитами (в том числе гранатовыми), реже – цоизит-клинопироксеновыми кристаллическими сланцами, биотит-клинопироксен-амфиболовыми и цоизит-биотитовыми гнейсами. Встречаются прослои и линзы кварцитов, мраморов и кальцифиров. Отличительной чертой данного комплекса является частое присутствие в породах эпидота и цоизита.

Более молодые [10] породы станового комплекса в пределах Джугджуро-Станового блока имеют достаточно однообразный состав. В основном это

биотитовые, роговообманковые, биотит-роговообманковые, роговообманково-биотитовые кристаллические сланцы и гнейсы, гранат-биотитовые и двуслюдяные гнейсы, амфиболиты. Породы часто гранатосодержащие, иногда с кианитом и силлиманитом.

Стратиграфия и состав “трогового” гиллюйского комплекса изучены слабо. К нему относят метаморфические породы, выполняющие “троговые приразломные структуры вдоль зон шовных дислокаций и крупных зон разломов” [12]. Слагающие его породы метаморфизованы в условиях от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фаций.

Нами исследованы три группы образцов из разных частей ДССО. Одна группа взята из коллекции И.В. Козыревой [13], собранной в бассейнах рек Мая, Луча и их окрестностях на востоке ДССО. Две другие группы образцов были отобраны в бортовых обнажениях рек Гиллой и Нюкжа (рис.1). В связи с этим, территория ДССО для удобства описания условно поделена нами на три части (домена): Западный, Центральный и Восточный. Граница между Западным и Центральным доменами проведена по Тунгурчиканской, а между Центральным и Восточным – по Сугджарской зонам разломов (рис. 1).

ВОЗРАСТ ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Согласно принятым представлениям, гранулиты зверевско-чогарского комплекса считаются древнейшими отложениями на территории ДССО и, в соответствии с [23], относятся к нижнему алданию. Породы зейского и станового комплексов также картируются как нижнеархейские – верхний алданий и становий, соответственно.

К сожалению, детальные геохронологические и изотопно-геохимические исследования в пределах ДССО проводились главным образом на относительно небольшом участке Центрального домена – в низовьях р. Гиллой в области залегания пород иликанской и дамбукинской серий станового и зверевско-чогарского комплексов (район Дамбукинского гранулитового блока). Большая работа по геохронологии пород Алдано-Станового щита методом SHRIMP выполнена А.П. Натманом с коллегами [35]. В тоналитовых гнейсах и секущих их метабазах в бассейне р. Гиллой ими обнаружены две группы цирконов. Для цирконов из тоналитовых гнейсов получен возраст 2.75–2.79 млрд лет. По данным Натмана [35], секущие тоналиты дайки метабазитов не пересекают окружающие стратифицированные породы зверевско-чогарского и станового комплексов. Следовательно, возраст протолита этих метаморфических комплек-

сов не может превышать 2.8 млрд лет. Вторая, более молодая группа цирконов имеет возраст 1.92–1.96 млрд лет и была обнаружена только в ассоциации зеленая роговая обманка+плагиоклаз+кварц. Таким образом, возраст 1.92–1.96 млн лет, скорее всего, датирует время метаморфизма амфиболитовой фации пород ДССО. Сходные U-Pb оценки получены для цирконов из метагранитоидов Дамбукинского блока [16]. Возраст этих пород оказался около 2.83 млрд лет, а датировки последующих двух этапов высокотемпературного метаморфизма оцениваются в 2.65 и 1.88 млрд лет. Последняя цифра совпадает с оценкой (Sm-Nd метод по гранату) возраста заключительного этапа метаморфизма, проявленного в дупироксеновых кристаллических сланцах Мульмугинского блока (северо-восток Центрального домена ДССО) [16]. Протерозойским возрастом, близким к 1.9 млрд лет, датируются также некоторые породы граничных Селенго-Становой СО [35] и Алданской гранулитогнейсовой областей [29, 32, 35]. Эта оценка, по мнению Натмана с коллегами [35], отражает возраст глобальных преобразований Алдано-Станового щита.

Недавно были получены первые точные датировки пород Восточного домена ДССО. В.Н. Зелепугиным с коллегами [8] на установке SHRIMP-II во ВСЕГЕИ были проанализированы цирконы из 13 образцов из верховьев рр. Учур, Маймакан и бассейна р. Мая. Среди исследованных пород были два образца кирано-лавлинской серии станового комплекса и один образец биотитового гранита древнестанового комплекса. Для данных образцов было получено два возрастных события преобразования пород: 1) 2005±6 млн лет (а с учетом данных по другим образцам – 1910–2005 млн лет); и 2) 1741–1794 млн лет [8]. Интересно, что второе событие, вероятно, не проявилось в Центральном и Западном доменах, но его возраст коррелируется с датировками аортозитов расположенного поблизости Джугджурского массива – 1.7–1.74 млрд лет [20, 26].

УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ИЗУЧЕННЫХ ПОРОД

Все изученные породы метаморфизованы в амфиболитовой фации, главным образом в высокотемпературной ее части. Они представлены гранатовыми амфиболитами, амфиболитами, амфибол-биотитовыми, амфиболовыми, реже амфибол-клинопироксеновыми кристаллосланцами и гнейсами. Из метapelитов наблюдались гранат-биотитовые гнейсы иногда с мусковитом и эпидотом. На востоке территории среди образований удско-майской серии встречались известково-силикатные породы с гранатом, клинопироксеном, кальцитом и цоизитом. Мета-

морфизм амфиболитовой фации ДССО, вероятно, был сильно дифференцирован по давлению при относительно равномерном температурном режиме. Наиболее низкие оценки РТ получены для пород, распространенных в бассейне р. Гиллой (Центральные домены): температура пика метаморфизма около 600–650°C и давление в пределах 6–8 кбар [5, 6, 13, 28]. Изученные породы Западного домена были метаморфизованы при более высоких температурах (650–730°C) и давлениях (8–12 кбар) (неопубликованные данные авторов). Пиковые РТ-условия формирования пород Восточного домена отличались наибольшим давлением в границах ДССО – 8–13 кбар (а, возможно, и более высоким) при температуре 650–720°C [6, 13].

ИНФОРМАТИВНОСТЬ ПРИМЕНЯЕМЫХ МЕТОДИК ПО ОЦЕНКЕ СОСТАВА ФЛЮИДА

Реконструкцию состава метаморфогенного флюида мы производили на основе четырех методов: методом расчета реакций по равновесиям минералов, включающих кислород, воду, углекислый газ или другие летучие компоненты (1); методами термодегазации (2) и электрохимии (3); методом моделирования минеральных ассоциаций на основе принципа минимизации потенциала Гиббса (4). Кратко рассмотрим основные особенности этих методов в отношении информативности и способности оценить состав внешнего и внутреннего метаморфогенного флюида.

Метод расчета минеральных реакций или метод стехиометрического формализма представляет собой классический петрологический метод для оценки парциальных давлений летучих компонентов [19, 21, 22]. При всех достоинствах этот метод имеет существенные ограничения в практическом применении. Например, хорошим оксидометром в зонах гранулитового метаморфизма является минеральный парагенезис ортопироксен–кварц–магнетит. Рассчитывая потенциал кислорода по этому равновесию, мы будем всегда получать величину фугитивности кислорода выше буфера графит–окись углерода (ССО), поскольку ортопироксены любой железистости в ассоциации с кварцем и магнетитом при средних и повышенных давлениях метаморфизма устойчивы только выше буфера ССО. В биминеральных и, вероятно, более восстановленных парагенезисах ортопироксен–кварц и ортопироксен–магнетит рассчитать потенциал кислорода методом фазового соответствия невозможно.

Если “внешний флюид” будет значительно восстановлен (на буфере ССО и ниже), то мы не сможем

оценить величину его восстановленности по ассоциации ортопироксен–кварц–магнетит. Если пользоваться только методом реакций, невозможно понять, к какому именно флюиду относятся оценки парциальных давлений компонентов – к “внешнему” (региональному) или “внутреннему” (локальному). Кроме того, сам набор минеральных фугометров в фазовом соответствии ограничен, а для основных, богатых кальцием пород – амфиболитов или амфибол-пироксеновых сланцев, столь распространенных в породах ДССО, их нет вообще. Поэтому в конкретной геологической ситуации оценка состава именно “внешнего” флюида в региональном смысле методом фазового соответствия представляет иногда очень сложную или даже невыполнимую задачу.

Методами газовой хроматографии (термодегазации) и электрохимии (основанному на экспериментальном измерении потенциала кислорода в закрытой системе минерал–флюид или порода–флюид), в отличие от метода фазового соответствия, можно оценить состав и окислительный потенциал флюида почти в любом образце горной породы. Но интерпретация данных, полученных этими методами, неоднозначна, поскольку захват флюида минералами, видимо, происходит не только в процессе кристаллизации, но и на регрессивной стадии метаморфического процесса, когда при декомпрессии происходит перестройка состава флюида [2]. Таким образом, флюид, анализируемый методами хроматографии и электрохимии, может претерпеть значительные изменения и отличаться по составу от “внешнего” флюида, который был в породах на пике метаморфизма.

Метод физико-химического моделирования на основе подхода выпуклого программирования, на протяжении многих лет развивавшийся в лаборатории И.К. Карпова (ИГХ СО РАН) и реализованный в универсальном программном комплексе (ПК) “Селектор-С” [9], обладает более широкими возможностями в оценке состава флюида, сравнительно с методом фазового соответствия. Главное и принципиальное отличие подхода “Селектора-С” от подхода метода фазового соответствия состоит в том, что “Селектор-С” не считает стехиометрические уравнения реакций, а находит глобальный минимум функции энергии Гиббса на множестве ограничений, задаваемых системой уравнения баланса масс, неотрицательностью мольных количеств зависимых компонентов и с учетом дополнительных одно- и двухсторонних ограничений на их содержание. Компьютерная программа вычисляет тот или другой минеральный парагенезис в зависимости от исходного химического состава породы и других условий. Это при-

водит к существенному расширению возможностей оценки состава флюидной фазы. Так, например, мы показали возможность оценки потенциала кислорода в различных минеральных ассоциациях гранулитовой фации метаморфизма независимо от того, присутствует ли в них магнетит, ильменит или графит [3], и установили, что “внешний” флюид, при котором осуществлялся метаморфизм гранулитовой фации, формировался в поле устойчивости графита. Однако и этот перспективный метод далеко не всегда может дать точную и правильную оценку состава “внешнего” флюида.

Тем не менее, если пользоваться всеми четырьмя методами в анализе флюидного режима метаморфизма, то можно получить новую информацию в отношении состава именно “внешнего” метаморфогенного флюида, что даст возможность выявить характерные, свойственные ДССО особенности метаморфизма в отношении флюидного режима. Перейдем к анализу полученных данных по флюидному режиму ДССО, причем вначале рассмотрим данные хроматографии и электрохимии.

МЕТОДИКА ХРОМАТОГРАФИЧЕСКИХ И ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Хроматографический анализ проводился во фракциях газов, выделяющихся из плагиоклазов, роговых обманок и горных пород при температурах 400°C, 600°C и 800°C. Анализы газов проводились на хроматографе ЛХМ-8д с использованием детектора по теплопроводности с применением гелия в качестве газа-носителя по методике, изложенной в [17, 18]. Для контроля определений I_{gfO_2} по компонентам $\text{CO}-\text{CO}_2$ готовились калибровочные газовые смеси, позволившие оценить достоверность и воспроизводимость газового анализа.

Все расчеты газовых смесей производили на ПК “Селектор-С”. Задача расчета равновесной смеси газов методом минимизации является одной из простейших при решении с помощью “Селектора-С”, причем формировать задачу можно как угодно: помимо собственно газов из базы данных Р. Рида и др. [24] можно включать твердые фазы (углерод) или любые углеводороды. Входные данные для задачи – состав смеси по хроматографическим данным и температура эксперимента. Выходное решение дает состав равновесной смеси и величину потенциалов кислорода, углерода и водорода при данной температуре. Сравнение компонентных составов расчетной и экспериментальной газовых смесей позволяет выявить равновесность или неравновесность газовой смеси при температуре эксперимента (расчета).

Электрохимический метод измерения “внутренней” фугитивности (intrinsic oxygen fugacity) кислорода в твердых и газовых фазах получил широкое распространение в оценке окислительных условий образования различных магматических пород. Измерения “внутренней” фугитивности кислорода в минералах проводились на установке по схеме Сато [36]. Точность измерения величины $\lg fO_2$ в минералах этим методом оценивается в 0.3–0.6 лог. ед. При интерпретации результатов электрохимических измерений принималось, что величина давления, при котором образовались минералы, мало сказывается на измеряемой величине $\lg fO_2$ [37]. Измерялась зависимость $\lg fO_2$ – T для главных породообразующих минералов: полевых шпатов, амфиболов, биотитов, гранатов и породы в целом, причем измерения проводились, главным образом, в интервале температур 600–800°C.

ОБСУЖДЕНИЕ ДАННЫХ ХРОМАТОГРАФИИ И ЭЛЕКТРОХИМИИ

Основной фактический материал хроматографических исследований по минералам и породам был представлен нами в отдельной работе [2], некоторые усредненные данные показаны в таблице 1. Из них видно, что помимо воды и углекислого газа во всех фракциях присутствуют водород, метан и окись углерода, причем резко преобладающим компонентом флюида является H_2O . Оказалось, что H_2O и CO_2 в минералах присутствуют в значительно меньших количествах, чем в горных породах. Это объясняется, вероятно, присутствием вторичных минералов в микротрещинах горных пород. Поэтому интерпретацию данных хроматографии мы проводили только по минеральным флюидам.

Расчет всех имеющихся хроматографических данных по программе “Селектор-С” показал, что изученные смеси газов в разнотемпературных фракциях

представлены неравновесным в термодинамическом смысле флюидом, так как потенциал кислорода, рассчитываемый по компонентам H_2O – H_2 и CO_2 – CO , различен, причем потенциал кислорода в паре H_2O –

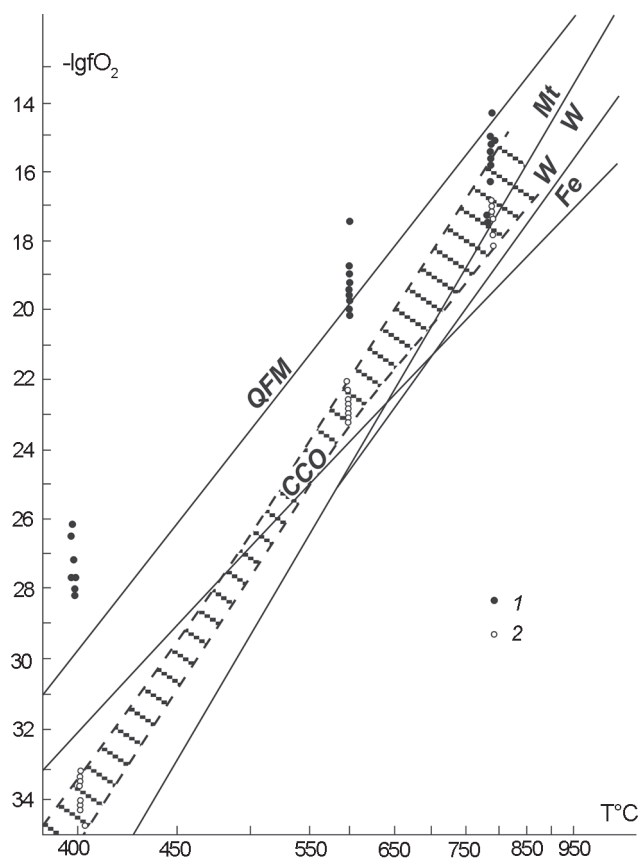


Рис. 2. Величина $\lg fO_2$ в газовых фракциях из плагиоклазов (Центральный домен ДССО).

1 – смесь H_2O – H_2 ; 2 – смесь CO_2 – CO . Заштрихованное поле – тренд зависимости $\lg fO_2$ от T в смеси CO_2 – CO . Буферные равновесия: кварц–фаялит–магнетит (QFM); магнетит–вюстит (Mt/W); вюстит–железо (W/Fe); графит–окись углерода (CCO).

Таблица 1. Характеристики флюида в минералах Центрального домена ДССО и в модельной системе H_2O – C .

	амфибол		плагиоклаз		Модельный флюид в системе H_2O – C	
	содержание*, вес. %	P_k^{**} , бар	содержание, вес. %	P_k , бар	содержание, вес. %	P_k , бар
H_2	0.08	71	0.07	67	0.09	86
H_2O	89.84	9404	93.51	9619	79.37	8590
CO	0.14	9.5	0.08	5.6	0.32	22
CO_2	8.75	375	5.77	243	15.01	665
CH_4	1.20	140	0.57	65.6	5.21	633
$\lg fO_2^{***}$		-16.2		-15.9		-15.4

Примечание. * Средние содержания компонентов в газовой фазе из амфиболов и плагиоклазов по пяти образцам – ОГ-5-1, ОГ-6, ОГ-6-2, ОГ-7 и ОГ-11-2 из работы [2] (данные газовой хроматографии, фракции при температуре 800°C). ** P_k – расчетные парциальные давления компонентов при 800°C и 10000 бар. *** $\lg fO_2$ рассчитан при 800°C и 10000 бар.

H_2 всегда выше, чем в CO_2-CO (рис. 2). Неравновесность флюида может иметь различное объяснение. Возможно, неравновесный флюид формируется прямо в процессе термодегазации, за счет смешения чисто водной фазы с выделяющимися углеродсодержащими компонентами. Основание для этой точки зрения можно найти в том, что степень неравновесности высокотемпературных фракций значительно меньше, чем низкотемпературных (рис. 2). Это, в свою очередь, свидетельствует о протекании реакций (в процессе анализа) как в газовой фазе, так и между газом и матрицей нагреваемого минерала. Нельзя также исключить неизбежную диссипацию водорода, что могло приводить к завышению потенциала кислорода, рассчитываемого по компонентам H_2O-H_2 . Поэтому возможно, что потенциал кислорода, рассчитываемый по компонентам CO_2-CO , должен точнее характеризовать окислительное состояние метаморфогенного флюида. Этот потенциал кислорода при температурах $400-600^\circ$ лежит вблизи буфера $C-CO-CO_2$ (рис. 2). Далее, можно отметить относительно небольшой интервал колебаний величины потенциала кислорода в смеси CO_2-CO и почти линейный тренд зависимости $lgfO_2$ от температуры, рассчитываемый по компонентам CO_2-CO . Очевидно, что существует фактор, обеспечивающий постоянство соотношения компонентов CO_2-CO . Таким фактором, как мы полагаем, является пылевидный графит, который присутствовал в качестве самостоятельной фазы практически во всех горных породах и вовлекался в реакции с газовой фазой (выгорал) в момент хроматографического анализа. Этот субмикроскопический графит, видимо, выпадает из углеродсодержащего флюида в мельчайшие поры и трещины минералов при охлаждении флюида на регрессивной стадии метаморфизма. Подобный графит был ранее установлен при исследовании флюидов сутамского комплекса [1].

Данные электрохимии близки к результатам хроматографических исследований. Экспериментальные линии $lgfO_2-T$ для полевых шпатов (рис. 3) характеризуют их как минералы более окисленные, чем сосуществующие темноцветные – они располагаются вблизи поля вюститита, параллельно буферной линии QFM и в среднем на две единицы $lgfO_2$ ниже ее. Обобщение данных газовой хроматографии и электрохимии позволяет думать, что флюиды, законсервированные в минералах, были насыщены по отношению к углероду и отвечали по уровню восстановленности интервалу величин между буферами кварц-фаялит-магнетит и вюстит-железо (заштрихованное поле на рис. 2).

Существенно водный модельный флюид, насыщенный графитом, или физико-химическая система

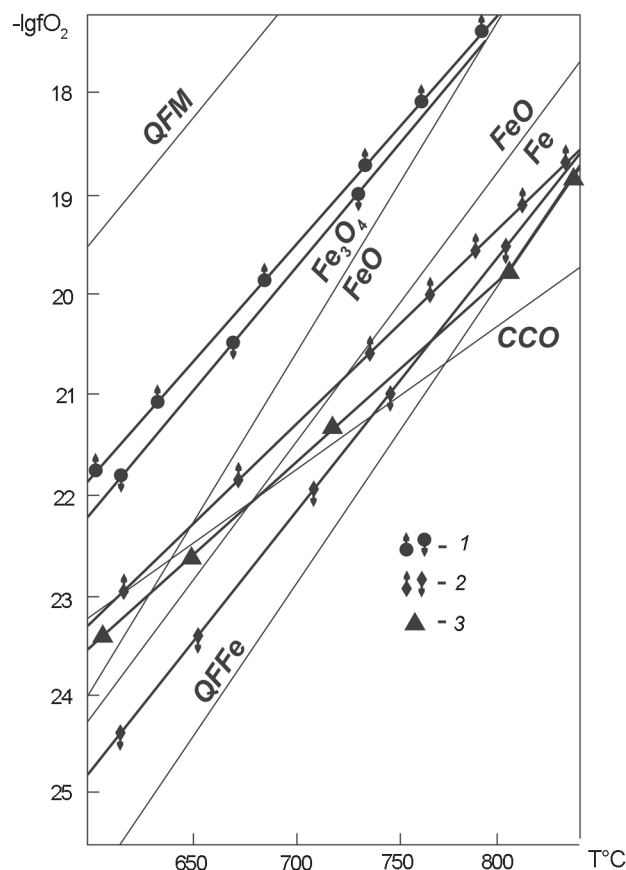


Рис. 3. Результаты измерений зависимостей $lgfO_2-T$ методом высокотемпературной электрохимии.

Экспериментальные точки: 1 – для плагиоклазов (13 образцов); 2 – амфиболов; 3 – гранатов. Стрелки соответствуют нагреванию (вверх) и охлаждению (вниз). Усредненная ошибка $\pm 0,35$ ед. $lgfO_2$. QFM, Fe_3O_4-FeO , $FeO-Fe$, CCO, QFFe – линии буферных равновесий: кварц-фаялит-магнетит, магнетит-вюстит, вюстит-железо, графит- CO , кварц-фаялит-железо

H_2O-C , как показывают расчеты по “Селектору-С”, близок к флюиду, полученному на основе данных хроматографии и электрохимии по величине потенциала кислорода и содержаниям H_2 , H_2O , CO_2 , отличаюсь от него концентрациями CH_4 и CO (табл. 1). Если допустить, что данные термодегазации и электрохимии отражают состав именно “внешнего” флюида, то надо полагать, что отношение парциальных давлений P_{CO_2} / P_{H_2O} в этом флюиде должно быть меньше 0.1 (табл. 1).

АНАЛИЗ РЕЖИМА CO_2 ПО МИНЕРАЛЬНЫМ РАВНОВЕСИЯМ И МЕТОДУ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Парциальное давление CO_2 во флюиде можно определить по кальцитсодержащим парагенезисам, развитым в известково-силикатных породах. К сожалению, в пределах ДССО известково-силикатные по-

роды встречаются, главным образом, только в Восточном домене, в образованиях удско-майской серии. Здесь они составляют незначительную по объему, но, однако, весьма характерную группу пород, представленную кальцифирами, в том числе гранатовыми, биотит-диопсидовыми, диопсид-гранатовыми и цоизитсодержащими разновидностями [13]. Величина парциального давления CO_2 определена нами [13] в минеральных парагенезисах $\text{Gr}+\text{Bi}+\text{Di}+\text{Cc}+\text{Pl}+\text{Zo}+\text{Q}+\text{Sph}^*$ (обр. 2155а) и $\text{Gr}+\text{Cc}+\text{Di}+\text{Pl}+\text{Q}+\text{Sph}+\text{Gf}$ (обр. 719а) на основе минеральных реакций:



Расчет был выполнен по уравнениям Дж. Ферри [31] с учетом активностей компонентов анортита и гроссуляра в твердых растворах плагиоклаза и граната. Согласно проведенным расчетам, при $P_s = P_{\text{пл}} = 9-10$ кбар, $T=600-700^\circ\text{C}$, давление CO_2 во флюиде было высоким, не менее 5–8 кбар. Если принять за основу флюид, состоящий, главным образом, из CO_2 и H_2O , то величина отношения $P_{\text{CO}_2}/P_{\text{H}_2\text{O}}$ лежит в интервале 1–4, что полностью противоречит данным термодегазации.

Однако возникает вопрос – к какому флюиду относится полученная оценка давления CO_2 : к внутреннему (локальному) флюиду, потенциал которого задается (буферруется) собственным химическим составом известково-силикатной породы (минеральными реакциями типа 1 и 2), или к внешнему (региональному) флюиду, поступающему в процессе метаморфизма во вмещающие породы извне и, наоборот, определяющему состав минеральной ассоциации. Этот непростой вопрос в работе [13], и в других петрологических работах, ранее практически не обсуждался. Исключением является работа Гринвуда Х. Дж. [30], который на примере известково-силикатных пород показал вероятность буферирования метаморфогенного флюида минеральными ассоциациями.

Решение поставленного вопроса можно найти с помощью ПК “Селектор-С” на основе метода моделирования минеральных ассоциаций, развитых в известково-силикатных породах удско-майской серии. Рассмотрим подробно полученное решение.

*Используемые в статье обозначения минералов: Gr – гранат, Bi – биотит, Di – диопсид, Cc – кальцит, Pl – плагиоклаз, Zo – цоизит, Q – кварц, Sph – сфен, Gf – графит, An – анортит, Gross – гроссуляр, Mu – мусковит, Sill – силлиманит, Kfs – КПШ, Crx – клинопироксен.

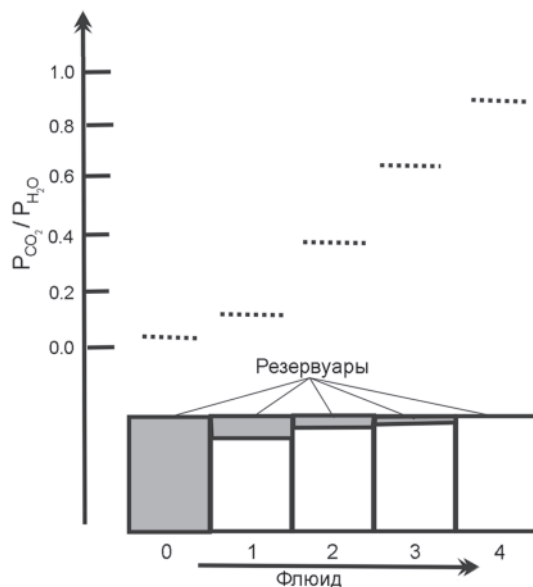


Рис. 4. Модель взаимодействия карбонатно-силикатной породы с водным флюидом.

Модельные резервуары 0–4. Закрашенная часть резервуара – флюид, незакрашенная – порода. Наглядно видно увеличение парциального давления углекислоты (пунктирные отрезки прямых) по мере уменьшения доли флюида.

Была выполнена модель, состоящая из пяти резервуаров (рис. 4). В резервуар “0” помещался существенно водный флюид (1.6 г), насыщенный по отношению к углероду, отношение $P_{\text{CO}_2}/P_{\text{H}_2\text{O}}$ в котором составляло величину всего 0.02. Из резервуара 0 водный флюид поступал в резервуары 1–4, причем количество флюида в последовательности 1–4 уменьшалось, что наглядно показано на рис. 4 и в таблице 2 (модель А). В резервуарах 1–4 находилось по 16 граммов одной и той же известково-силикатной породы, состав которой (вес.%) приведен в таблице 3. Расчет модели проводился на основе внутренне согласованных термодинамических баз данных по миналам и газам [33] и с учетом термодинамических свойств минеральных твердых растворов [4]. Из модели видно, что по мере уменьшения отношения флюид/порода во флюиде закономерно возрастает отношение $P_{\text{CO}_2}/P_{\text{H}_2\text{O}}$, достигающее в последнем резервуаре, где флюид присутствует в исчезающе малых количествах, величины 0.9 (рис. 4 и табл. 3, модель А). При этом в резервуаре 4 при $T=630^\circ$, $P_s=11500$ бар образовалась минеральная ассоциация, полностью отвечающая по составу и набору минералов парагенезису обр. 719а (табл. 4, 5 – модель А). Совершенно очевидно, нельзя говорить о том, что

Таблица 2. Состав флюида в зависимости от отношения флюид/порода (W/R) при T=630°C и P_s=11500 бар.

Резервуары	Модель А*					Модель Б*				
	0	1	2	3	4	0	1	2	3	4
W/R, вес. %	R=0	10.5	7.6	2	0.00001	R=0	13.6	2.8	0.28	0.00005
P _{CO₂} /P _{H₂O}	0.02	0.14	0.38	0.64	0.9	7.8	5.7	1.9	0.8	0.7
lgfO ₂	-18.9	-18.3	-18	-17.8	-17.8	-17.5	-17.5	-17.6	-17.7	-17.8
P _{H₂}	17.6	8.5	4.7	3	2	0.4	0.5	1.5	2.9	3.1
P _{CH₄}	116	55	16.9	2.8	4	0.1	0.3	1.6	6.3	7.3

Примечание. * В модели А в резервуаре 0 находится существенно водосодержащий флюид (P_{CO₂}/P_{H₂O}=0.02), тогда как в модели В – углекислотный (P_{CO₂}/P_{H₂O}=7.8).

Таблица 3. Модельный состав известково-силикатной породы.

Оксиды	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	CO ₂	Сумма
Вес. %	65.51	10.14	6.09	1.57	2.38	12.15	1.43	0.74	100.01

Таблица 4. Объемные количества (см³) минералов в зависимости от отношения флюид/порода (W/R) при T=630°C и P_s=11500 бар.

Резервуары	Модель А*				Модель Б*			
	1	2	3	4	1	2	3	4
W/R, вес. %	10.5	7.6	2	0.00001	13.6	2.8	0.28	0.00005
клинопироксен	1.2	1.2	0.8	0.7	-	-	0.7	0.73
кальцит	-	0.02	0.3	0.37	0.65	0.63	0.41	0.37
доломит	-	-	-	-	0.45	0.42	-	-
гранат	1.0	1.08	1.17	1.25	1.08	1.17	1.2	1.25
графит	0.004	0.002	0.0003	0.0002	-	-	следы	0.0002
плагноклаз	0.5	0.6	0.74	0.8	1.1	1.02	0.8	0.8
кварц	2.2	2.2	2.3	2.38	2.8	2.8	2.4	2.38
цоизит	0.3	0.2	0.1	0.00002	-	-	0.03	-
x_{Fe}^{Gr}	0.91	0.91	0.84	0.81	0.84	0.81	0.80	0.81
x_{Ca}^{Gr}	0.56	0.56	0.45	0.44	0.27	0.31	0.41	0.44
x_{Ca}^{Pl}	0.18	0.20	0.24	0.27	0.31	0.26	0.26	0.27
x_{Fe}^{Cpx}	0.43	0.41	0.29	0.25	-	-	0.24	0.25

Примечание. * Различие моделей см. в примечании к табл. 2.

Таблица 5. Сравнение параметров состава минералов модельных (T=630°C и P_s=11500 бар) и природных (образцы 2157-г и 719-а) парагенезисов.

	Образец 2157г	Резервуары модели А				Образец 719а
		1	2	3	4	
x_{Fe}^{Gr}	0.92	0.91	0.906	0.84	0.81	0.81
x_{Ca}^{Gr}	0.53	0.56	0.56	0.45	0.41	0.43
x_{Ca}^{Pl}	0.23	0.18	0.20	0.24	0.27	0.26
x_{Fe}^{Cpx}	0.41	0.43	0.41	0.29	0.25	0.30

величина парциального давления CO₂, вычисляемая по составу минералов в обр. 719а, относится к “внешнему” флюиду, который в модели имеет отношение P_{CO₂}/P_{H₂O}, равное 0.02. Наглядно видно, что в резервуарах 1–3 состав флюида есть результат сложной комбинации “внешнего” и “внутреннего” флюида, а в резервуаре 4 потенциал CO₂ полностью задан минеральной ассоциацией без участия внешнего флюида. С увеличением количества внешнего водосодержащего флюида (в направлении от резервуара 4 к резервуару 1) в минеральных парагенезисах уменьшается количество кальцита вплоть до полного его

исчезновения в резервуаре 1 и возрастает количество цоизита. Изменения количеств других минералов невелики. Таким образом, в резервуаре 1 образуется минеральный парагенезис, близкий к безкальцитовому парагенезису обр. 2157г, описанному в работе [5], (табл. 4, 5). Поэтому вполне возможно, что и в природе этот парагенезис образовался вследствие инфильтрации существенно водного флюида в кальцитсодержащие ассоциации типа обр. 719а, причем отношение $P_{\text{CO}_2}/P_{\text{H}_2\text{O}}$ в этом флюиде могло быть не выше 0.02.

Если же в резервуар 0 поместить существенно углекислотный флюид (модель Б, табл. 3, 4), в котором отношение $P_{\text{CO}_2}/P_{\text{H}_2\text{O}}$ равно 7.8, то инфильтрация такого флюида (с последовательным уменьшением его количества) приводит к образованию кальцит-доломитовых ассоциаций (кроме граната, плагиоклаза и кварца) в резервуарах 1–2. Но в резервуаре 4, где внешнего углекислотного флюида практически нет, вновь образуется такой же парагенезис, как и в модели А (табл. 4, модель Б).

Таким образом, результаты моделирования минеральных ассоциаций с помощью ПК “Селектор-С” показывают, что высокое парциальное давление CO_2 , вычисляемое методом минеральных реакций, характеризует именно “внутренний” флюид или комбинацию “внутреннего” и “внешнего” флюида, и поэтому “внешний” флюид при метаморфизме удско-майской серии вполне мог быть существенно водным по своему составу. Следует подчеркнуть различную величину потенциала CO_2 в известково-силикатных породах (резервуары 1–4) относительно величины потенциала CO_2 “внешнего” флюида, что свидетельствует о неравновесном характере взаимодействия “внешнего” флюида с метаморфическими породами.

ОЦЕНКА ПАРЦИАЛЬНОГО ДАВЛЕНИЯ ВОДЫ ПО МУСКОВИТСОДЕРЖАЩИМ РАВНОВЕСИЯМ

Парциальное давление воды во флюиде надежно определяется по равновесию $\text{Mu} + \text{Q} = \text{Sill} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O}$. С увеличением парциального давления воды область устойчивости мусковит-кварцевой ассоциации расширяется в область высоких температур, что хорошо видно на диаграмме рис. 5. На этой диаграмме показаны также P-T поля условий метаморфизма в Центральном и Восточном домене. В метаморфических породах этих доменов нами наблюдался парагенезис мусковита с кварцем, тогда как парагенезис силлиманита (кианита) с калиевым полевым шпатом встречается только в единичных случаях, причем есть сомнения в равновесности ассоциации Sill и Kfs. Это свидетельствует о том, что в рассматриваемых

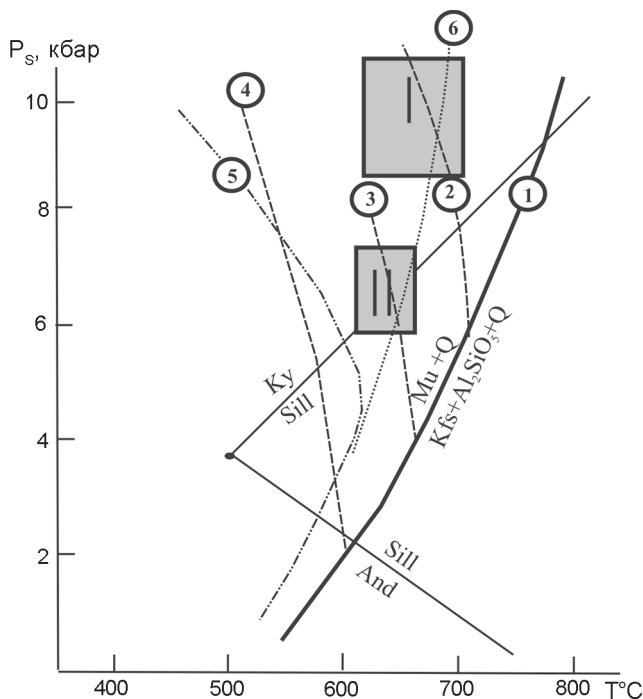


Рис. 5. Экспериментальные и расчетные кривые распада мусковита с кварцем при различном соотношении P_s и $P_{\text{H}_2\text{O}}$, по С.П. Кориковскому [15].

Цифры в кружках – моновариантные линии разложения мусковита с кварцем: 1 – по экспериментальным данным при $P_s = P_{\text{H}_2\text{O}}$; 2–4 – при фиксированных значениях $P_{\text{H}_2\text{O}}$ (2 – $P_{\text{H}_2\text{O}} = 6$ кбар; 3 – $P_{\text{H}_2\text{O}} = 4$ кбар; 4 – $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$ кбар); 5 – по модели с экстремумом $P_{\text{H}_2\text{O}}$ [20]; 6 – при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0.7P_s$. Прямоугольниками показаны P-T условия для: I – Восточного (удско-майская серия) и II – Центрального (или канская серия) доменов.

мных породах устойчивы только парагенезисы левой части равновесия $\text{Mu} + \text{Q} = \text{Sill} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O}$. Линия равновесия $\text{Mu} + \text{Q} = \text{Sill} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O}$, рассчитанная при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0.7P_s$ с помощью ПК “Селектор-С” по термодинамическим данным [33], располагается вблизи правых границ полей P-T обоих доменов (рис.5, точечный пункт, обозначенный цифрой 6). Если рассчитывать равновесие $\text{Mu} + \text{Q} = \text{Sill} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O}$ при условии $P_{\text{H}_2\text{O}} \leq 0.7P_s$, то область устойчивости ассоциации Sill и Kfs смещается к левым границам полей P-T обоих доменов. В этом случае парагенезис Sill и Kfs встречался бы в рассматриваемых породах значительно чаще, а парагенезис мусковита с кварцем, напротив, практически не наблюдался. Поэтому условие $P_{\text{H}_2\text{O}} \geq 0.7P_s$ более согласуется как с минералогическими данными по устойчивости мусковит-кварцевой ассоциации, так и с результатами моделирования и термодегазации.

СТЕПЕНЬ ОКИСЛЕННОСТИ ВНЕШНЕГО ФЛЮИДА И МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

В метаморфических породах ДССО встречаются магнетиты, ильмениты и ильменогематиты, причем прослойки пород, содержащих ильменогематит и ильменит, находятся в соседних обнажениях. В отдельных образцах содержание гематита в ильмените достигает 60%, и такие гемоильмениты обладают отчетливыми структурами распада [13]. С другой стороны, мы наблюдали совершенно гомогенные ильмениты, без структур распада, содержание трехвалентного железа в которых не выше 1%. Эти факты однозначно указывают на широкие вариации окисленности минеральных ассоциаций, $\lg fO_2$ которых изменялся в пределах от -15 до -20 при температурах амфиболитовой фации метаморфизма [13]. Имеющиеся данные по моделированию минеральных ассоциаций в целом подтверждают эти оценки. Данные моделирования, кроме того, показывают, что уровень окисленности эпидотсодержащих ассоциаций ($\lg fO_2$) находится в пределах от -14 до -17 лог. ед. Переслаивание пород, содержащих гемоильменит и ильменит, а также пород без эпидота и с эпидотом, указывает на инертное поведение кислорода, потенциал которого задается внутренними буферными реакциями, а не составом внешнего флюида. С другой стороны, данные хроматографии и электрохимии, как мы полагаем, характеризуют “внешний” флюид, уровень окисленности которого, как было показано выше, соответствует условию насыщенности углеродом водного флюида (табл. 1).

ФЛЮИДНАЯ МОДЕЛЬ МЕТАМОРФИЗМА

Анализ хроматографических, электрохимических данных с привлечением результатов моделирования минеральных парагенезисов и оценки устойчивости мусковитсодержащих ассоциаций дал возможность разработать непротиворечивую модель метаморфогенного флюида ДССО для пород метаморфизованных в амфиболитовой фации. “Внешний” флюид, в соответствии со всеми полученными данными, представляется существенно водным по составу, парциальное давление воды в нем описывается условием $P_{H_2O} \geq 0.7P_s$, а отношение P_{CO_2}/P_{H_2O} находится в интервале 0.01–0.3. Степень восстановленности “внешнего” флюида соответствует редокс-состоянию системы H_2O-C при условии насыщения ее углеродом. Вместе с тем, “внутренний” флюид может широко варьировать как по отношению P_{CO_2}/P_{H_2O} , так и по окислительно-восстановительному потенциалу. Такая модель

флюида подчеркивает своеобразие метаморфизма ДССО, она резко отличается от моделей флюидного режима, разработанных на примере гранулитовых комплексов юга Алданского щита и Восточной Сибири [19, 21]. Так, Л.Л. Перчук [21] намечал экстремальную зависимость P_{H_2O} от P_s , т.е., по этому автору, P_{H_2O} достигает максимума в средних по глубинности зонах и закономерно убывает в менее и более глубинных сечениях земной коры. Эта экстремальная зависимость показана на рис. 5 пунктирной линией под номером 5, и вполне очевидно, что она не характерна для случая метаморфизма ДССО. Не исключено, что в особенностях флюидного режима ДССО проявляется специфика коллизионного метаморфизма, когда роль мантийных плюмов сводится к минимуму. Другими словами, высокое давление воды во “внешнем” флюиде определяется, главным образом, не поступлением мантийных флюидов, которые должны были бы нести значительно больше углекислоты, метана и монооксида углерода, а создается собственными запасами воды в породах, подвергающихся метаморфизму, и возможным подтоком существенно водородных флюидов, окисляющихся до воды в процессе метаморфизма.

ВЫВОДЫ

1. На основе хроматографических и электрохимических данных с привлечением результатов моделирования минеральных парагенезисов и анализа устойчивости мусковитсодержащих ассоциаций разработана непротиворечивая модель флюидного режима метаморфизма для метаморфических пород амфиболитовой фации ДССО.

2. Установлено, что данные хроматографии и электрохимии имеют, вероятно, отношение к “внешнему флюиду”, тогда как оценки состава флюида по минеральным равновесиям относятся к “внутреннему” флюиду, состав которого определяется собственным составом метаморфизованной породы. С этой точки зрения становится понятной широкая вариация окисленности минеральных равновесий ($\lg fO_2$ от -15 до -20), с одной стороны, и выдержанность уровня окисленности флюида, по данным хроматографии и электрохимии, – с другой.

3. Основной причиной широкого развития роговообманковых ассоциаций в метаморфических породах амфиболитовой фации в пределах ДССО является своеобразие флюидного режима метаморфизма, главной чертой которого является высокое давление H_2O во флюидной фазе “внешнего” флюида. В соответствии со всеми полученными данными

ми, состав “внешнего” флюида характеризуется условием $P_{H_2O} \geq 0.7P_s$ при отношении $P_{CO_2}/P_{H_2O} = 0.01-0.3$. Величина окислительного потенциала “внешнего” флюида близка к величине окислительного потенциала системы H_2O-C в условиях насыщения водяного пара углеродом.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке грантов ДВО РАН 06-III-A-08-483, РФФИ 08-05-00106-а и интеграционного гранта 09-II-CU-08-003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авченко О.В., Худоложкин В.О., Коновалова Н.П., Барин Н.Н. Восстановленные, богатые углеродом флюиды Сутамского метаморфического комплекса // *Геохимия*. 1998. № 8. С. 831–841.
2. Авченко О.В., Александров И.А., Худоложкин О.В., Коновалова Н.П. Состав и генезис флюидной фазы из минералов становой метаморфического комплекса // *Тихоокеан. геология*. 2000. Т. 19, № 3. С. 55–64.
3. Авченко О.В., Чудненко К.В., Худоложкин В.О., Александров И.А. Окислительный потенциал и состав метаморфогенного флюида как решение обратной задачи выпуклого программирования // *Геохимия*. 2007. № 5. С. 547–558.
4. Авченко О.В., Александров И.А., Чудненко К.В. Термодинамические модели минеральных твердых растворов в программном комплексе “Селектор-С” // *Электронный журнал – “Исследовано в России”*. 068/070402, 2007. С. 707–719. <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2007/068.pdf>.
5. Александров И.А., Авченко О.В. Сравнительная термобарометрия метаморфических комплексов (Алдано-Становой щит) и геодинамическая модель взаимоотношения Алданского и Джугджуро-Станового блоков // *Тихоокеан. геология*. 2002. Т. 21, № 5. С. 3–15.
6. Александров И.А. Высокобарический метаморфизм амфиболитовой фации Джугджуро-Станового блока (Восточная Сибирь) // *Тихоокеан. геология*. 2005. Т. 24, № 6. С. 88–100.
7. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2500000: Объясн. зап. СПб., 1999. 135 с.
8. Зелепугин В.Н., Гурьянов В.А., Бережная Н.Г. и др. Новые данные о возрасте и метаморфических событиях докембрийских образований юго-восточной части Алдано-Становой области // III Российская конференция по изотопной геохронологии, 6–8 июня 2006 г., Москва. М.: ИГЕМ РАН, 2006. Т.1. С. 261–265.
9. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981. 247 с.
10. Карсаков Л.П. Становая складчатая система, ее границы, структурно-вещественные комплексы // *Современные тектонические концепции и региональная тектоника СССР*. Якутск: СО АН СССР, 1980. С. 142–144.
11. Карсаков Л.П. Метаморфические комплексы Приамурья // *Метаморфизм докембрия Байкало-Амурской магистрали*. Л.: Наука, 1983. С. 66–97.
12. Карсаков Л.П. Раннедокембрийские комплексы в структуре Восточной Азии: Дис... д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск, 1995. 88 с.
13. Козырева И.В., Авченко О.В., Мишкин М.А. Глубинный метаморфизм позднеархейских вулканогенных поясов. М.: Наука, 1985. 165 с.
14. Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973. 287 с.
15. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метapelитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
16. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Позднеархейские гранитоиды Дамбукинского блока Джугджуро-Становой складчатой области: формирование и преобразование континентальной коры в раннем докембрии // *Петрология*. 2004. Т. 12, № 3. С. 245–263.
17. Летников Ф.А., Гантимурова Т.П. К проблеме информативности флюидных компонентов, заключенных в горных породах и минералах // *Петрология флюидно-силикатных систем*. Новосибирск: Наука, 1987. С. 4–22.
18. Летников Ф.А., Шкарупа Т.А. Методическое руководство по хроматографическому анализу воды и газов в горных породах и минералах. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1977. 24 с.
19. Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. 321 с.
20. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинников Г.В., Яковлева С.В. Уран-свинцовый возраст анортозитов Джугджуро // *Докл. РАН*. 1992. Т. 323, № 3. С. 514–518.
21. Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 318 с.
22. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.
23. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск, 1990.
24. Рид Р., Праусниц Дж., Шервуд Т. Свойства газов и жидкостей. Л.: Химия, 1982. 591 с.
25. Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М. и др. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л.: Наука, 1965. 290 с.
26. Суханов М.К., Журавлев Д.З. Sm-Nd датирование докембрийских анортозитов Джугджуро // *Докл. АН СССР*. 1989. Т. 304, № 4. С. 964–968.
27. Флюидный режим метаморфизма / Отв. ред. Ф.А. Летников, Ю.В. Комаров. Новосибирск: Наука, 1980. 191 с.
28. Чудненко К.В., Авченко О.В., Александров И.А. Оценка условий образования минеральных мегасистем методом термодинамического моделирования // *Докл. РАН*. 2007. Т. 416, № 4. С. 538–542.
29. Шемякин В.М., Глебовицкий В.А., Бережная Н.Г. и др. О возрасте древнейших образований Сутамского блока (Алданский гранулитогнейсовый ареал) // *Докл. РАН*. 1998. Т. 360, № 4. С. 526–529.
30. Greenwood H.J. Buffering of pore fluids by metamorphic reactions // *Amer. Journ. Sci.* 1975. V. 275. P. 573–593.
31. Ferry J.M. P, T, fCO_2 и fH_2O during metamorphism of calcareous sediments in the Waterville-Vassilboro area, southcentral Maine // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1976. V. 57, N 2. P. 119–145.
32. Frost, B.R., Avchenko, O. V., Chamberlain, K.R., Frost, C. D. Evidence for Proterozoic remobilization of the Aldan shield and implications for Proterozoic plate tectonic reconstruc-

- tions of Siberia and Laurentia // Precambrian Res. 1998. V. 89. P. 1–23.
33. Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // Journal of Metamorphic Geology. 1998. V. 16, N 3. P. 309–343.
34. Newton R.C. Fluids of granulite facies metamorphism // Fluid-Rock Interaction during Metamorphism / John V. Walther and Bernard J. Wood (eds.). Springer-Verlag, New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo, 1986. 218 p.
35. Nutman, A.P., Chernyshev, I.V., Baadsgaard, H., Smelov, A.P. The Aldan shield of Siberia, USSR: the age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic // Precambrian Res. 1992. V. 54. P. 195–210.
36. Sato M. An electrochemical measurement and control of oxygen fugacity and other gaseous fugacities with solid electrolyte sensors // Research techniques for high pressure and high temperature. B.: Springer-Verlag, 1971. P. 43–101.
37. Ulmer G.C., Rosenhauer M., Woermann E. Applicability of electrochemical oxygen fugacity measurements to geothermometry // Amer. Miner. 1976. V. 61. P. 653–660.

Рекомендована к печати А.Н. Дуденко

O.V. Avchenko, I.A. Alexandrov, V.O. Khudolozhkin, M.A. Mishkin

Fluid regime of amphibolite-facies metamorphism of the Dzhugdzhur-Stanovoy fold area (Far East)

A consistent model has been constructed for fluid-rock interaction during amphibolite-facies metamorphism of the Dzhugdzhur-Stanovoy fold area. The model is based on gas chromatographic and electrochemical measurements, computer simulation of natural assemblages, and evaluation of the muscovite+quartz stability field.

The model allows fluid differentiation into the “internal” and the “external” fluid, where the “internal” fluid is composed of volatile phases of the rock itself, while the “external” fluid arrives from the outer source – mantle or other reservoir. It is established that gas chromatographic and electrochemical measurements refer to the “external” fluid, whereas the redox state of the rock estimated from mineral equilibria is related to the “internal” fluid; the latter’s composition being buffered by minerals involved in the equilibria. Incidentally, the “external” fluid trapped by the rock maintains its own redox state only at the retrograde stage of the metamorphic event, when reactions involving solid phases are slackened drastically, and the buffer strength of the mineral associations is minimized. This aspect explains the contradiction between wide variations of oxidation of the mineral equilibria ($\lg f_{O_2}$ -15 to -20) on the one hand, and the constancy of oxidation of the “external” fluid according to gas chromatographic and electrochemical measurements, on the other hand.

The main reason for the prevalence of amphibole-bearing assemblages in the Dzhugdzhur-Stanovoy fold area is the high H_2O pressure in the “external” metamorphic fluid. The composition of the “external” fluid is characterized by the following conditions: $P_{H_2O} \geq 0.7P_s$ and $P_{CO_2}/P_{H_2O} = 0.01–0.3$. The oxidation potential of the “external” fluid is close to that of the H_2O-C model system (water vapor saturated with carbon).

Key words: metamorphic fluid, fluid regime, electrochemistry, gas chromatography, oxidation state, Dzhugdzhur-Stanovoy fold area, Far East.