

Работа выполнена в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН

На правах рукописи

АЛЕКСАНДРОВ Игорь Анатольевич



**ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ, ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ И СОСТАВ  
ПРОТОЛИТОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД АМФИБОЛИТОВОЙ  
ФАЦИИ ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ**

*25.00.04 – петрология, вулканология*

АВТОРЕФЕРАТ  
на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

Владивосток  
2008

Научный руководитель доктор геолого-минералогических наук  
О.В. Авченко

Официальные оппоненты: доктор геолого-минералогических наук  
С.А. Щека

доктор геолого-минералогических наук  
Е.П. Леликов

Ведущая организация Институт тектоники и геофизики  
им.Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г.Хабаровск

Защита состоится «24» декабря 2008 г. в 14 часов 00 мин. на заседании  
Диссертационного совета Д-005.006.01 при Дальневосточном геологическом  
институте ДВО РАН по адресу: 690022, Владивосток-22, пр-кт 100-летия  
Владивостоку, 159.

Факс: (4232) 317-847. Тел.: (4232) 318-750.  
E-mail: [fegi@online.marine.su](mailto:fegi@online.marine.su)

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ДВГИ ДВО РАН

Автореферат разослан «\_\_\_\_\_» \_\_\_\_\_ 2008 г.

Ученый секретарь диссертационного совета  
кандидат геолого-минералогических наук



Семеняк Б.И.

## ВВЕДЕНИЕ

### Актуальность темы

Джугджуро-Становая складчатая область (ДССО), расположенная на юге Алдано-Станового щита и включающая обширную территорию протяженностью более тысячи километров от бассейна р.Олекма на западе до побережья Охотского моря на востоке, является важным структурным элементом эволюции всего Сибирского кратона. Среди докембрийских метаморфических образований, входящих в состав этой области, наибольшим распространением пользуются породы амфиболитовой фации, которые ранее выделялись под названием станового комплекса (Судовиков и др., 1965).

Взаимоотношения этих пород с породами юга Алданского щита, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, до сих пор неясны и представляют предмет острых дискуссий. Наряду с мнениями о самостоятельности метаморфизма амфиболитовой фации, высказывается предположение о едином зональном по вертикали архейском разрезе, одноактно метаморфизованном в условиях от гранулитовой до амфиболитовой фаций.

В связи с этим представляются актуальными выполненные автором исследования условий метаморфизма амфиболитовой фации ДССО, геохимической специализации и первичной природы метаморфических пород, геодинамических обстановок формирования их протолитов.

### Объект исследований

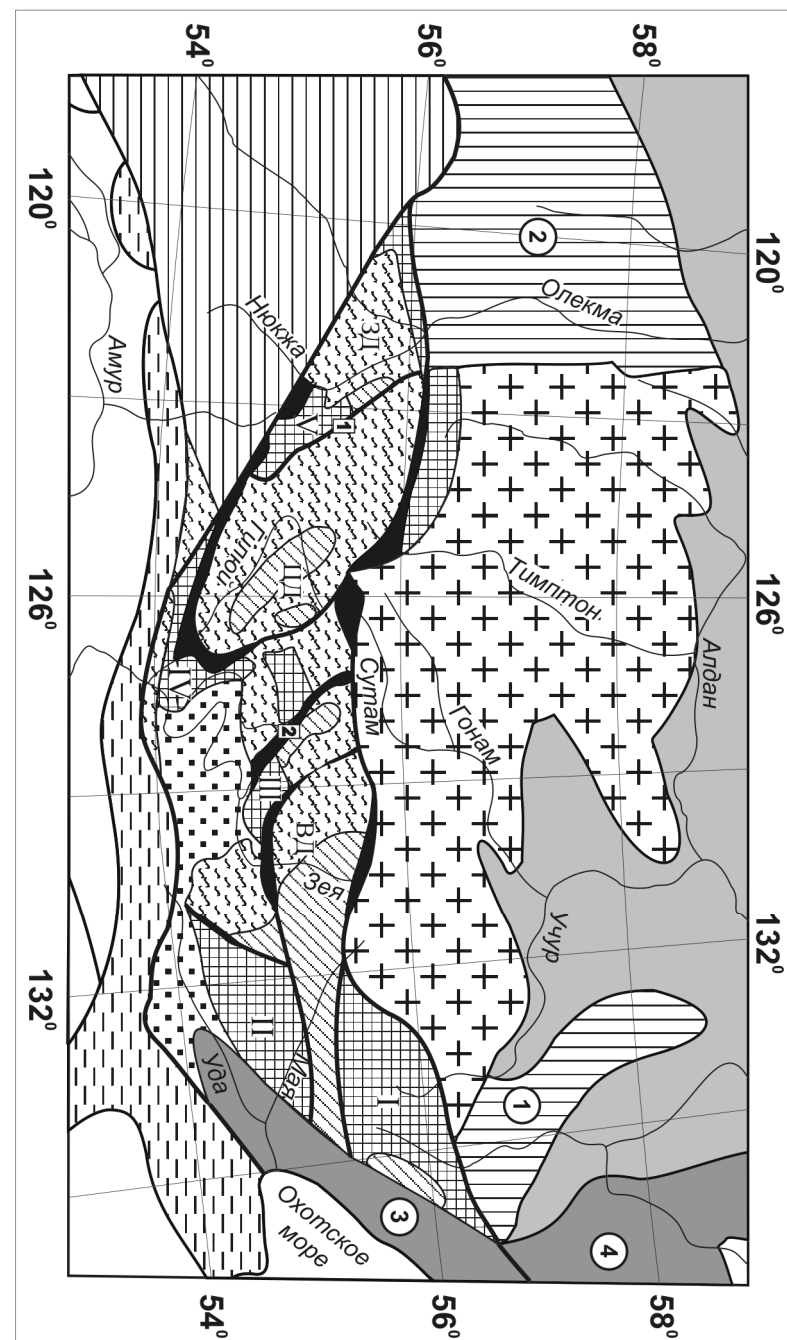
В настоящей работе приведены результаты изучения метаморфических пород амфиболитовой фации трех различных районов ДССО. Первая группа образцов из коллекции И.В.Козыревой (Козырева и др., 1985) включала породы, собранные в бассейнах рек Мая, Луча в восточной части этого региона. Две другие группы пород были отобраны автором из береговых обнажений рек Гилой и Нюкжа – в центральной и западной частях ДССО (рис. 1). В связи с этим, для удобства характеристики метаморфических образований вся территория ДССО была условно разделена нами на три части – домена: Западный, Центральный и Восточный. Граница между Западным и Центральным доменами проведена по Тунгурчиканской, а между Центральным и Восточным – Сугдjarской зонам разломов (рис.1). Следует отметить, что термин «домен» был выбран, как не имеющий строгого геологического смысла, и не несет никакой специальной нагрузки, кроме обозначения условной территории, области, района.

### Цель и задачи исследования

Цель работы – определение условий метаморфизма амфиболитовой фации Джугджуро-Становой складчатой области, изучение геохимических особенностей и генезиса магматогенных протолитов.

В рамках достижения поставленной цели решались следующие главные задачи:

1. изучение петрохимических и геохимических особенностей



**Рис. 1. Структурно-фациальная схема фундамента Джугджуро-Становой складчатой области и граничных структур.**

1-3 – Алданский щит: 1 – Алданская гранулитогнейсовая область. 2 – гранит-зеленокаменные области (цифры в кружках: 1 – Олекминская, 2 – Батомская). 3-7 – отложения 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 – гиллоийский и джелтулакский комплексы; 7 – мезокайнозойские 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 по зонам разломов (цифры в прямоугольниках): 1 – Тунгурчиканской и 2 – Сугдзарской.

метаморфических пород ДССО;

2. определение петрогенезиса изученных ортопород;
3. исследование особенностей минералогии пород;
4. сравнительное изучение современных методов термобарометрии и физико-химического моделирования в метаморфической петрологии;
5. определение РТ-условий метаморфизма амфиболитовой фации;
6. изучение флюидного режима метаморфизма.

#### **Научная новизна и практическая значимость работы**

Изучены геохимические особенности ортогнейсов Джугджуро-Становой складчатой области и дана интерпретация их петрогенезиса. Среди докембрийских образований ДССО впервые обнаружены метавулканы, сопоставимые по своим геохимическим параметрам с эффузивами бонинитовой серии.

На современном уровне определены РТ-параметры метаморфизма в различных частях ДССО и выявлена существенная неоднородность амфиболитового метаморфизма по давлению – от 7 до 13 кбар. Сделан вывод, что изученные породы амфиболитовой фации не могут быть продолжением в стратиграфическом разрезе пород гранулитовых блоков Алдано-Станового щита. Установлено, что метаморфизм происходил в условиях высокого давления воды ( $\geq 0.7P_S$ ) и при низком значении  $P_{CO_2}/P_{H_2O}$  (0.01-0.3).

В работе на примере метавулканитов амфиболитовой фации ДССО выполнен критический анализ современных методов геотермобарометрии и физико-химического моделирования, проведено их сравнение и описаны пределы их применимости. Данная информация будет полезна для специалистов в области изучения метаморфических пород.

Результаты исследований могут быть использованы для геологических корреляций метаморфических комплексов Алдано-Станового щита при геолого-съёмочных работах и для прогнозирования месторождений полезных ископаемых.

#### **Фактический материал и методы исследований**

В основу работы легли материалы, собранные автором в ходе полевых работ в бассейне р. Гиллой (1997 г.) и р. Нюкжа (2003 г.), а также были

использованы образцы, отобранные И.В. Козыревой в восточной части ДССО в 70-х гг. прошлого века.

В процессе камеральных работ было изучено около 300 прозрачно-полированных шлифов. Проведены аналитические исследования:

- силикатные анализы 74 образцов классическим методом мокрой химии;
- анализы на 42 микроэлемента методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) в лаборатории ИМГРЭ (г. Москва) на приборе Elan 6100 DRC в 24 образцах;
- анализы изотопов углерода в 12 образцах были выполнены на масс-спектрометре Finnigan MAT 252 (точность измерения изотопного отношения на 95%-ном доверительном уровне составляла  $\pm 0.1\%$ );
- газохроматографические исследования 12-ти образцов (20 анализов) проводились на хроматографе ЛХМ-8д с использованием детектора по теплопроводности, с применением газа-носителя – гелия;
- исследования при помощи высокотемпературной электрохимии (метод ЭДС) на установке, состоящей из двух твердоэлектродных (на основе  $ZrO_2$ ) датчиков, по схеме М. Сато (Sato, 1971) – 13 образцов;
- микронзондовые анализы минералов в 47 образцах (более 1700 точек).

Состав минералов Восточного домена определялся на микроанализаторе “Самба” в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский). Микронзондовые анализы минералов из образцов Западного и Центрального доменов выполнялись автором в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН на микроанализаторе JXA-8100. Остальные аналитические исследования, кроме ICP-MS, также проведены в ДВГИ ДВО РАН.

#### **Апробация работы**

Основные положения диссертации были представлены на: Международном симпозиуме, посвященном 100-летию академика Д.С. Коржинского «Физико-химические проблемы эндогенных геологических процессов», Москва, 1999; Молодежной конференции ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, 2000 г. Всероссийской научной конференции, посвященной 10-летию Российского фонда фундаментальных исследований «Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков», Иркутск, 1-4 октября 2002 г.; Всероссийском совещании, посвященном 90-летию академика Н.А. Шило (XII годичное собрание Северо-Восточного отделения ВМО) «Геодинамика, магматизм и минерогенез континентальных окраин Севера Пацифики», Магадан, 3-6 июня 2003 г.; Eleventh International Symposium on Water-Rock Interaction WRI-11, Saratoga Springs, New York, USA, 27 June – 2 July 2004; 32<sup>nd</sup> International Geologic Congress, Florence, 2004 Международном (X Всероссийском) петрографическом совещании “Петрография XXI века”, г. Апатиты, 20-22 июня 2005 г.; Всероссийской научной конференции, посвященной 50-летию Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН и памяти академика Л.В. Таусона в связи с 90-летием со дня рождения

«Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды», г. Иркутск, 24-30 сентября 2007 г.

По теме диссертации опубликовано 16 работ из них 8 статей в рецензируемых журналах.

### **Структура и объем работы**

Диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения и шести приложений. Общий объем работы составляет 232 стр., включая 107 стр. основного текста, 52 рисунка и 47 таблиц. Список литературы содержит 142 наименования.

**Благодарности.** Автор выражает глубокую благодарность д.г.-м.н. О.В. Авченко за научное руководство, всемерную помощь и поддержку. Также автор признателен д.г.-м.н. И.А. Тарарину, д.г.-м.н. М.А. Мишкину, к.г.-м.н. З.Г. Бадрединову, к.г.-м.н. О.В. Худоложкину и к.г.-м.н. С.Н. Лаврику за помощь, критические замечания и ценные советы.

### **Краткая геологическая характеристика ДССО**

Джуджуро-Становая складчатая область представляет собой юго-восточную часть Алдано-Станового щита и граничит на юго-западе с Селенго-Становой складчатой областью, а на севере с Алданским щитом по Джелтулакской и Становой зонам разломов соответственно. На юго-востоке рассматриваемая структура окаймляется породами Аяно-Шевлинского прикратонного прогиба, а на юге Северо-Тукурингской зоной разломов отделяется от Монголо-Охотской складчатой системы (рис.1). Некоторые авторы рассматривают Селенго-Становую и Джуджуро-Становую области 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 складчатыми областями. Алданская гранулитогнейсовая область представляет собой древнейшее консолидированное ядро Алдано-Станового щита – Алданский кристаллический протомассив. Остальные структуры щита составляют более позднее его обрамление. Следует отметить, что ДССО ограничивает с юга Алданскую гранулитогнейсовую область по всей ее протяженности (рис.1).

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 они отделены широкими зонами диафоритов и бластомилонитов и не имеют переходных зон метаморфизма до условий амфиболитовой фации.

Метаморфические породы амфиболитовой фации слагают значительную часть ДССО и первоначально были объединены в единый становой комплекс. Позднее Л.П. Карсаковым (1980) из состава станового комплекса были

выделены зейский и гиллюйский комплексы. Объектом данного исследования являются породы зейского и станового комплексов. Определение принадлежности конкретной породы к одному из них на практике чаще всего неосуществимо, т.к. породы обоих комплексов метаморфизованы в сходных условиях и имеют аналогичные наборы минеральных ассоциаций. Породы зейского и станового комплексов главным образом представлены биотитовыми, роговообманковыми, биотит-роговообманковыми, роговообманково-биотитовыми, гранат-биотитовыми, гранат-роговообманковыми, гранат-биотит-роговообманковыми плагиогнейсами, гнейсами и сланцами, амфиболитами (в том числе гранатовыми). Возраст метаморфизма пород является предметом дискуссий и, вероятно, составляет около 1.9 млрд. лет. Формирование протолита по разным оценкам от 2.8 или от 2.3 до 1.9 млрд. лет.

Более молодой гиллюйский комплекс имеет троговую природу, его состав и стратиграфия изучены слабо. К нему относят метаморфические породы, выполняющие приразломные структуры вдоль зон шовных дислокаций и крупных разломов. Породы гиллюйского комплекса метаморфизованы в условиях от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фации.

### **ПЕРВОЕ ЗАЩИЩАЕМОЕ ПОЛОЖЕНИЕ**

*Вулканогенные протолиты метаморфических пород амфиболитовой фации ДССО представлены дериватами различных магм и обладают геохимическими чертами эффузивов различных геодинамических обстановок: островных дуг, континентальных окраин, океанических островов и срединно-океанических хребтов. Такое разнообразие обусловлено широкими территориальными и временными интервалами формирования протолитов.*

При отборе образцов для аналитических исследований предпочтение отдавалось породам, чья вулканическая природа по геологическим и петрологическим признакам полагалась наиболее вероятной. К этим образованиям принадлежат существенно амфиболовые метабазиты, с подчиненным количеством метаморфитов более кислого состава. Были использованы также немногочисленные литературные данные по составу метаморфических пород ДССО, магматический генезис которых предполагался авторами публикаций (Козырева и др., 1985; Козырева, 1975).

Изученные метаморфические породы демонстрируют широкие вариации состава и первично представляли собой эффузивы ряда базальт-риолит. Среди них различаются вулканы как толеит-коматиитовой, так и известково-щелочной серий (рис. 2). Образец ОГ-5 Центрального домена ДССО отвечает составу бонинита ( $>52\% \text{SiO}_2$ ,  $>8\% \text{MgO}$  и  $<0.5\% \text{TiO}_2$ ). Для всех изученных пород ДССО характерно сильное обогащение свинцом и деплетированность цирконием (рис. 3). Значение  $(\text{Zr}/\text{Zr}^*)_{\text{mn}}$ <sup>i</sup> варьирует от 0.078 до 0.483

<sup>i</sup> индекс «mn» обозначает нормализованные к NMORB содержания.

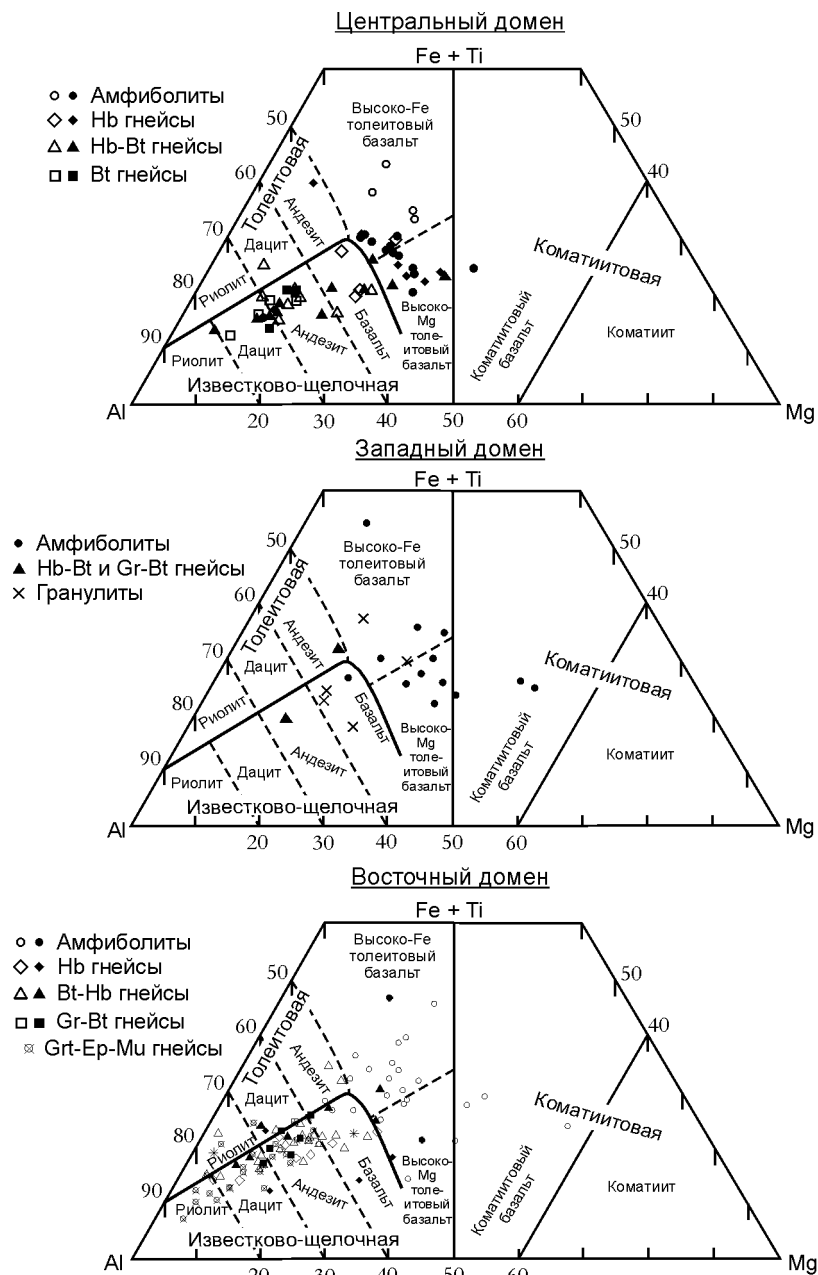


Рис 2. Породы ДССО на диаграмме Джессена (Jensen, 1976)

На легенде: полые знаки – литературные данные, заштрихованные – данные автора.

( $Zr^* = \sqrt{Nd_{mn}Sm_{mn}}$ ), а значение  $(Pb/Pb^*)_{mn}$  от 1.495 до 46.744 ( $Pb^* = \sqrt{Ce_{mn}Pr_{mn}}$ ). Если положительные аномалии Pb характерны для большинства пород как континентальной коры в целом, так и для пород древних кратонов в частности, то пониженные содержания Zr, напротив, отмечаются довольно редко и характерны лишь для немногих докембрийских и современных вулканитов. Малая выборка исследованных пород (24 образца), возможно, и не отражает генеральных зависимостей распределения микроэлементов в метавулканитах ДССО, но пониженные концентрации Zr весьма характерны для изученного региона.

**Центральный домен.** По наличию/отсутствию отрицательных аномалий Ti ( $Ti^* = \sqrt{Eu_{mn}Dy_{mn}}$ ) и Nb ( $Nb^* = \sqrt{U_{mn}La_{mn}}$ ) породы домена разделены на две группы.

В породах *первой группы* (обр. ОГ-15 и ОГ-15-2) значения  $(Ti/Ti^*)_{mn}$  и  $(Nb/Nb^*)_{mn}$  отклоняются от единицы не более чем на 0.15 (рис. 3). По содержанию наиболее инертных элементов (P3Э, Ti, Nb, Th) и U базальт ОГ-15-2 близок к EMORB (рис. 3.). Вероятно, магматические протолиты этих базальтов формировались в геодинамической обстановке, сходной с современным вулканизмом срединно-океанических хребтов.

Породы *второй группы* имеют ярко выраженные отрицательные аномалии по Nb и Ti (рис. 3). Значения  $(Ti/Ti^*)_{mn}$  варьируют от 0.26 до 0.61, а  $(Nb/Nb^*)_{mn}$  от 0.19 до 0.3. В число пород второй группы входит метабонинит – обр. ОГ-5, и сходный с ним по составу обр. ОГ-5-1. Эти породы отличаются заметной отрицательной аномалией европия. Обр. ОГ-5 имеет характерное для бонинитов высокое значение  $Al_2O_3/TiO_2=28$  и высокое содержание совместимых микроэлементов (Cr~766 г/т, Ni~312 г/т – максимальные для изученных пород). Однако кривая распределения P3Э для данной породы не имеет характерной формы буквы «U», значение  $(Gd/Yb)_{cn}^{ii} \sim 2$  (обычно <1) и в целом порода более обогащена P3Э (особенно легкими). Субхондритовое соотношение Zr/Sm также является достаточно редким для бонинитов, которые чаще имеют положительную аномалию циркония.

Таким образом, породы второй группы по своим геохимическим характеристикам имеют сходство с продуктами современного островодужного вулканизма.

Породы **Западного домена** также разделены на две группы. В *первую группу* отнесены восемь образцов с наиболее фракционированными спектрами P3Э (рис. 3). Значения  $La/Yb_{cn}$  у этих пород колеблется от 2.05 до 15.57,  $La/Sm_{cn}$  – от 1.33 до 3.23, а  $Gd/Yb_{cn}$  – от 1.24 до 3.70. Породы имеют отрицательную аномалию ниобия, со значениями  $(Nb/Nb^*)_{mn}$  от 0.19 до 0.52. Содержание Ti на уровне NMORB и ниже ( $Ti_{mn}=1.04-0.52$ ), а обр. Н-4-2 и Н-13 имеют отрицательную аномалию титана.

Очевидно, что образцы первой группы являются дериватами разных магм.

<sup>ii</sup> индекс «сн» обозначает содержания нормализованные к хондритовым.

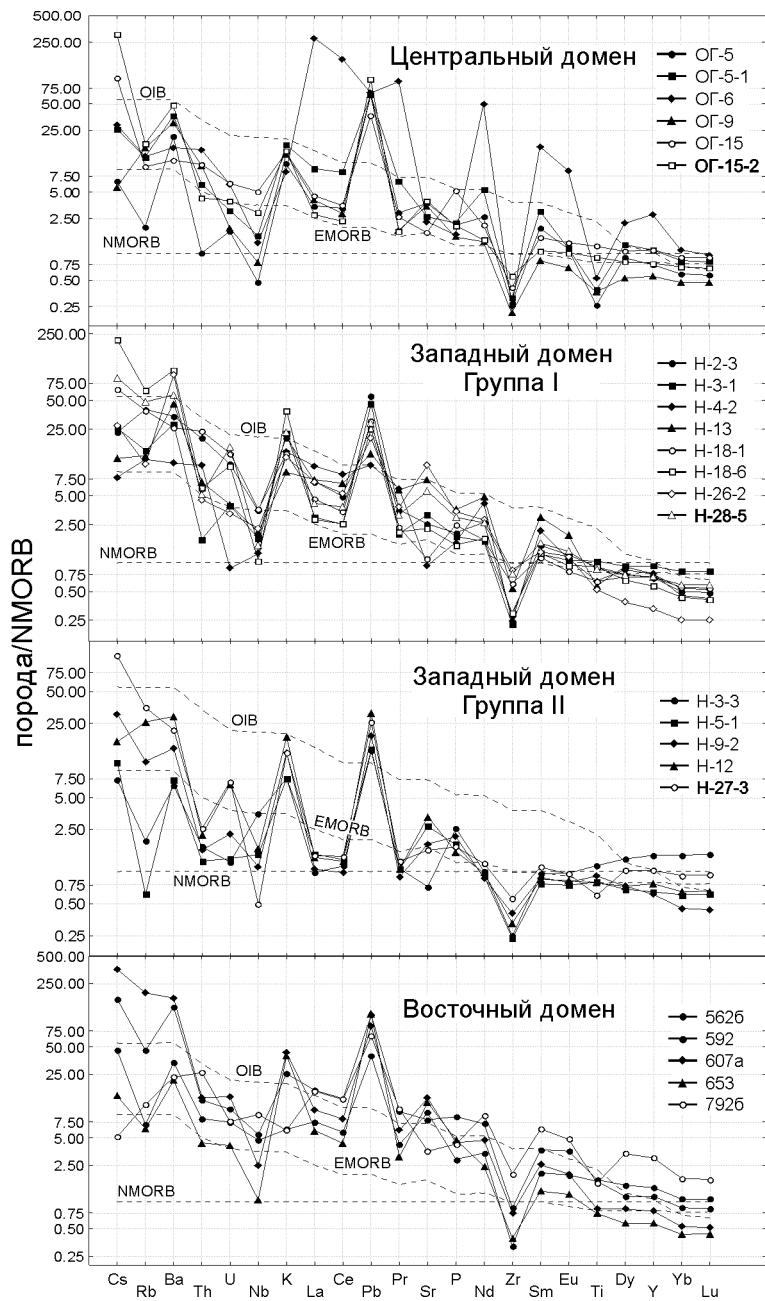


Рис. 3. Мультиэлементные диаграммы для пород ДССО, нормализованные к NMORB (по Sun & McDonough, 1989).

Обр. Н-26-2, представляет собой метаинтрузивную породу – габбро-норит, метаморфизованный в условиях гранулитовой фации. Амфиболит Н-3-1 имеет наименее фракционированные РЗЭ из пород первой группы (рис. 3) и близкое с EMORB распределение РЗЭ, подобно образцам первой группы Центрального домена. Однако у этой породы имеются существенные отрицательные аномалии по Nb и Th. Обоedнение этими элементами не могло произойти вследствие известных процессов магматической дифференциации и вероятно унаследовано от деплетированного источника. Привнос РЗЭ мог произойти посредством обогащенных флюидов или расплавов, поднимающихся от субдуцируемой плиты.

Остальные образцы пород первой группы можно разделить на две равные подгруппы по особенностям распределения легких РЗЭ. Образцы Н-13, Н-18-6, Н-28-5 значительно отличаются от образцов Н-2-3, Н-4-2 и Н-18-1 по значениям  $La/Nd_{cn}$  и  $La/Ce_{cn}$  (рис. 3). Поскольку соотношение  $La/Ce$  существенно не изменяется в процессе частичного плавления и фракционной кристаллизации, то образцы выделенных подгрупп следует считать дериватами разных магм. Таким образом, первая группа исследованных пород Западного домена ДССО являются продуктами как минимум трех разных магматических источников (без учета метагабброида). Все породы имеют характерную отрицательную ниобиевую аномалию и вероятно образовались в условиях островной дуги или окраины древнего континента.

Во вторую группу входит пять образцов с низкими значениями  $La/Yb_{cn}$  (0.38-1.34) и  $La/Sm_{cn}$  (0.61-1.14), и меньшим абсолютным содержанием легких РЗЭ. Образцы Н-9-2 и Н-27-3 имеют сходные отрицательные аномалии Eu.

Среди пород второй группы обеднен титаном только обр. Н-27-3, содержание в породах Ti ниже уровня NMORB ( $Ti_{mn}=0.60-0.91$ ), кроме образца Н-3-3 ( $Ti_{mn}=1.15$ ). Последний также характеризуется максимальным среди пород второй группы содержанием Nb (на уровне EMORB,  $Nb_{mn}=3.49$ ), которым в значительной степени обогащен -  $(Nb/Nb^*)_{mn} = 3.21$ . Остальные породы группы имеют содержания гораздо ниже EMORB ( $Nb_{mn}=0.49-1.63$ ).

Образец Н-3-3 дискордантен по характеру распределения РЗЭ всем исследованным породам ДССО – он значительно обогащен тяжелыми РЗЭ по отношению к легким ( $La/Yb_{cn} = 0.38$ ). Как известно, обедненные легкими РЗЭ базальты образуются из обедненного этими элементами мантийного источника (например, Wilson, 1991). Типичным примером таких пород в фанерозое являются NMORB, хотя образец Н-3-3 более обогащен тяжелыми РЗЭ, а также имеет значительную положительную аномалию Nb (рис.3).

Необычными спектрами распределения РЗЭ отличаются образцы Н-9-2 и Н-27-3. Конфигурация этих спектров напоминает кривые коэффициентов распределения РЗЭ между амфиболом и расплавом, т.е. обогащенность средними РЗЭ по отношению к легким и тяжелым, а также четкий европиевый минимум характерны для роговой обманки. Таким образом, данные породы могут являться амфиболовыми кумюлятами.

Амфиболиты Н-5-1 и Н-12 характеризуются пологими кривыми распределения РЗЭ с наклоном слева направо ( $La/Yb_{cn} = 1.17-1.34$ , рис. 2.18б). Содержания наиболее инертных микроэлементов в этих породах является промежуточным между NMORB и EMORB. Данные породы могут быть менее обогащенными РЗЭ продуктами того же магматического источника, что и образец Н-3-1, отнесенный в первую группу.

**Восточный домен.** Спектры распределения РЗЭ у всех образцов достаточно сходны – лантаноиды сильно фракционированы в сторону обогащения более легкими элементами (рис. 3). Значения  $La/Yb_{cn}$  колеблется от 4.92 до 10.69,  $La/Sm_{cn}$  – от 1.54 до 2.76, а  $Gd/Yb_{cn}$  – от 1.73 до 2.69. Содержание в породах Ti в пределах 0.74-1.67 от NMORB и у трех образцов наблюдается отрицательная аномалия –  $(Ti/Ti^*)_{mn} = 0.40-0.75$ . Породы существенно обеднены ниобием, кроме наиболее кремнеземистого образца 7926. Значения  $(Nb/Nb^*)_{mn}$  от 0.20 до 0.82, абсолютные содержания ниобия от уровня NMORB до девятикратного обогащения.

Поскольку характер распределения редкоземельных элементов в исследованных породах Восточного домена достаточно однообразен (рис. 3), а абсолютные содержания РЗЭ существенно варьируют, изученные породы могли произойти из одного источника на разных стадиях его эволюции. Хотя имеющихся данных недостаточно для того, чтобы сделать однозначный вывод.

## ВТОРОЕ ЗАЩИЩАЕМОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

*Породы амфиболитовой фации ДССО метаморфизованы в условиях близких температур (620-730<sup>0</sup>С), но при значительной вариации давления – от 7 до 13 кбар. При этом наиболее высокобарные породы амфиболитовой фации не уступают и даже превосходят по глубинности гранулиты Алдано-Станового щита, т.е. не могут быть их продолжением в стратиграфическом разрезе.*

С целью определения РТ-условий образования пород амфиболитовой фации ДССО автором было использовано три различных методики. Первая из них – классический метод минеральной термобарометрии; вторая – метод расчета «средних Р-Т», реализованный в программе THERMOCALC; наконец, третья – метод компьютерного моделирования минеральных равновесий с помощью программного комплекса (ПК) «Селектор-С» на основе минимизации свободной энергии Гиббса.

### Традиционная геотермобарометрия

Автором был проведен анализ существующих геотермометров и геобарометров, подходящих для исследуемых пород, выбраны наиболее заслуживающие доверия, и, на основании последних, проведены оценки РТ (Александров, 2005а; Александров, 2005б). Список использованных в работе уравнений приведен в табл. 1.

Проведенные исследования позволили достаточно точно определить РТ-условия метаморфизма пород ДССО. Среди геотермометров и геобарометров хорошо себя зарекомендовали только уравнения, основанные на равновесиях с

гранатом: гранат-биотитовые термометры Т-GB-1 – Т-GB-4, гранат-амфиболовый термометр Т-GA-1, гранат-амфибол-плагиоклаз-кварцевые барометры P-GAPQ и PT-GAPQ и гранат-биотит-плагиоклаз кварцевый барометр P-GBPQ (табл. 1). Последний, в связке с термометром Т-GB-4, представляют собой очень удачную согласованную термобарометрическую систему для метаморфических пород, содержащих гранат и биотит.

Полученные параметры пика метаморфизма пород амфиболитовой фации ДССО приведены в табл. 2.

Таблица 1. *Использованные уравнения термометров и барометров.*

Код	Ссылка
<b>Гранат-биотитовые термометры</b>	
T-GB-1	Перчук (1989) - уравнение 3
T-GB-2	Перчук (1989) - уравнение 4
T-GB-3	Bhattacharya et al. (1992)
T-GB-4	Holdaway, 2000
<b>Гранат-амфиболовые термометры</b>	
T-GA-1	Перчук (1989) - уравнение 7
T-GA-2	Перчук (1989) - уравнение 8 (Graham & Powell, 1984)
T-GA-3	Перчук (1989) - уравнение 9 (Powell, 1985)
T-GA-4	Ravna (2000a)
<b>Гранат-клинопироксеновый термометр</b>	
T-GCpx	Ravna (2000b)
<b>Амфибол-плагиоклазовый термометр</b>	
T-AP	Holland & Blundy (1994)
<b>Амфиболовые термобарометры</b>	
PT-A-1	Геря (2002)
PT-A-2	Zenk & Schulz (2004)
<b>(Термо)барометры с Grt, Pl и Q</b>	
P-GAPQ	Grt-Amph-Pl-Q; Kohn & Spear (1990)
PT-GAPQ	Grt-Amph-Pl-Q; Dale et al. (2000)
P-GBPQ	Grt-Bt-Pl-Q; Wu et al. (2004)
P-GCpxPQ	Grt-Cpx-Pl-Q; Eckert et al. (1991)
TP-GOpxPQ-1	Grt-Opx-Pl-Q; Bhattacharya et al. (1991)
TP-GOpxPQ-2	Grt-Opx-Pl-Q; Lal (1993)

Таблица 2. *Параметры метаморфизма ДССО.*

	Западный домен		Центральный домен		Восточный домен	
	T, °C	P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C	P, кбар
Геотермобарометрия	630-730	8.5-11.5	620-680	7.0-9.0	620-700	10-13
THERMOCALC	630-730	8.5-12.0	610-660	7.0-9.0	660-715	10.5-13.8

### Метод «средних Р-Т» и программа THERMOCALC

Суть работы программы THERMOCALC сводится к тому, что на основе внутренне согласованной термодинамической базы данных (Holland & Powell, 1998) рассчитываются Р-Т параметры для независимого набора минеральных реакций. При этом методом наименьших квадратов исходные величины

(активности и энтропии образования минералов) варьируются пропорционально их неопределенностям таким образом, чтобы линии реакций пересеклись в одной точке – средних P-T. Важной особенностью программы является возможность расчета P и T в присутствии водноуглекислого флюида с заданным соотношением активностей H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub>. Результаты расчетов при помощи программы THERMOCALC хорошо соответствуют данным классической геотермобарометрии (табл. 2).

#### Метод минимизации потенциала Гиббса и ПК «Селектор-С»

При моделировании использовалась термодинамическая система из 61 компонента, включающих главные наблюдаемые или возможные минералы в метаморфических породах в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Моделирование проводилось на основе термодинамической базы данных (Holland & Powell, 1998) с учетом моделей твердых растворов (Авченко и др., 2007а). Флюид задавался простой газовой системой, состоящей из шести компонентов – H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, CO, H<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>.

**Центральный домен.** Для моделирования использовались 5 образцов, отобранных в одном обнажении, т.е. метаморфизованных в одинаковых условиях. Задача формулировалась таким образом (Чудненко и др., 2007а; Чудненко и др., 2007б): найти вероятные оценки P-T в рассматриваемой неравновесной мегасистеме метаморфогенных минеральных ассоциаций, сформированных при близких значениях P-T. На входе в задаче задавались химический состав пород и мольные количества минералов в каждой породе (без указания на их состав).

В результате моделирования были получены минеральные ассоциации хорошо соответствующие наблюдаемым в реальности, также очень близки между собой расчетные и реальные железистости сосуществующих минералов, номера плагиоклазов и известковистость граната. Параметры, отвечающие образованию минеральных ассоциаций всех пяти образцов – T=615<sup>0</sup>C (±30<sup>0</sup>) и P=5.5 (±1) кбар (рис. 4). Величина фугитивности кислорода в модели оказалась близка к буферу CCO.

**Западный домен.** Образец Н-3-3 представлен минеральной ассоциацией Gr-Hb-Cpx-Pl-Sf-Ilm-Mgt. Гранат и амфибол зональны, причем магнезиальность граната к его краю слабо возрастает при неизменном содержании гроссуляра ~35%. Плагиоклаз в этой породе наблюдается только в виде узких кайм вокруг граната, а состав его сильно изменяется – от № 23 до № 54. Совершенно очевидно, что до появления плагиоклазовых кайм, порода не содержала плагиоклаза. При моделировании P-T область существования парагенезиса сразу разбивается на две подобласти – плагиоклазосодержащую и безплагиоклазовую, причем безплагиоклазовая область возникает при повышенных давлениях (рис. 5). В диапазоне давлений 8-9 кбар при температурах 660-680<sup>0</sup>C (рис. 5, закрашенное поле), вычисленные составы минералов очень близки к наблюдаемым. Появление плагиоклазовых кайм объясняется понижением давления. Причем при дальнейшем понижении давления должен развиваться все более основной плагиоклаз (рис. 5).

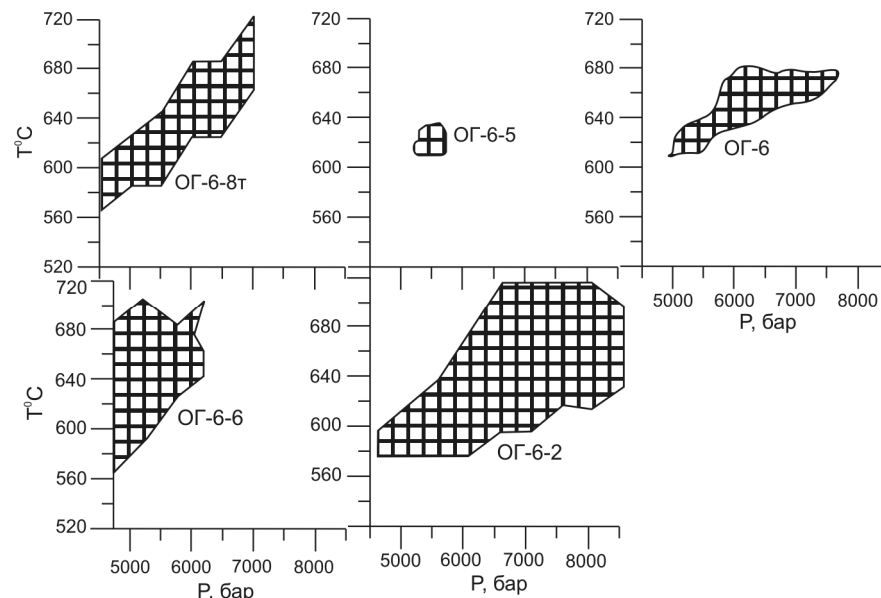


Рис. 4. Поля устойчивости минеральных ассоциаций метаморфических пород обнажения ОГ-6 (Центральный домен)

**Восточный домен.** Было выполнено моделирование трех образцов, состоящих из амфибола, граната, эпидота и биотита. Удовлетворительная сходимость реальных и вычисленных минеральных ассоциаций и параметров состава минералов достигается при давлениях свыше 10 кбар и при температурах 600-620<sup>0</sup>C.

Следует подчеркнуть характерную особенность минеральных ассоциаций Восточного домена – парагенезис кислого плагиоклаза и богатого кальцием граната. Как показывает проведенное моделирование, с ростом давления и снижением температуры кальций перераспределяется из плагиоклаза в гранат. Поэтому при постоянной температуре этот эффект служит хорошим индикатором величины давления. В свою очередь показателем температуры метаморфизма может служить соотношения железистости сосуществующих граната и амфибола. Т.е. температура метаморфизма обратно пропорциональна константе равновесия реакции ионного обмена  $Fe \rightleftharpoons Mg$  между гранатом и амфиболом. С учетом этих закономерностей была создана диаграмма  $1/K_D^{Gr+Hb} - grs/an$ , представленная на рис. 6. Таким образом, на основании особенностей состава парагенезиса гранат+амфибол+плагиоклаз можно сделать первые выводы об относительных P-T-условиях образования пород изученных доменов ДССО.

#### Выводы по оценкам P-T-условий

В процессе исследований были выявлены некоторые особенности использованных методов.



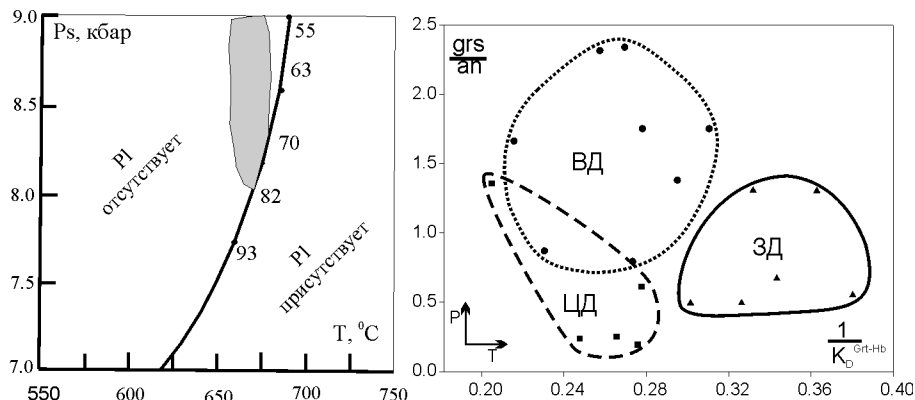


Рис. 5. (слева) Модельная область устойчивости плагиоклаза в обр. Н-3-3 (Западный домен). Цифры вдоль линии – содержание анортита в плагиоклазе.

Рис. 6. (справа) Качественная диаграмма РТ-условий метаморфизма пород ДССО по составам сосуществующих граната, амфибола и плагиоклаза.

ЗД, ЦД и ВД – Западный, Центральный и Восточный домены соответственно.

Классическая термобарометрия является наиболее простым способом определения РТ-условий образования пород. Для измерения температуры часто достаточно знать только лишь составы двух сосуществующих минералов, например, амфибола и граната. В случае корректного использования, данная методика может позволить определить параметры образования локального равновесия, отражающего точку на пройденном породой РТ-пути. При наличии надежно откалиброванного равновесия, классическая термобарометрия на сегодняшний день обладает, вероятно, наиболее высокой точностью определения РТ. Однако, во-первых, набор таких равновесий достаточно ограничен, а, во-вторых, выбор равновесных составов минералов всегда неоднозначен и может не отражать реальных условий метаморфизма. Эта неоднозначность усугубляется тем, что классическая термобарометрия чаще всего не обладает механизмом «сообщения об ошибке». Все, что мы имеем на выходе – значение температуры и/или давления.

Реализованный в программе THERMOCALC метод «средних Р-Т» является наиболее развитым представителем подхода, основанного на расчете нескольких минальных реакций (multiequilibrium approach). Этот метод требует большего количества входных данных и несколько более сложен в использовании. Однако, в сравнении с расчетом отдельных реакций, метод «средних Р-Т», во-первых, позволяет на основе единой согласованной базы данных определять условия образования различных минеральных ассоциаций из самых разных типов метаморфических пород (амфиболитов и гранулитов, метапелитов и метабазитов). Во-вторых, на выходе мы имеем большое количество диагностической информации, позволяющей судить о точности конечных оценок РТ, степени влияния каждого минала на результаты расчетов, степени отклонения энтропии и активности каждого минала от заданных при

достижении средних РТ, и т.д. В-третьих, часто возможно определение РТ-области образования породы при отсутствии надежных термо- и барометрических реакций. Правда такая область вероятнее всего будет достаточно большой.

Моделирование при помощи ПК «Селектор-С» требует максимальное количество информации об изучаемой минеральной ассоциации, хорошее знание химической термодинамики и природных метаморфических парагенезисов. Как показало моделирование парагенезисов метаморфических пород ДССО, точность определения РТ при помощи ПК «Селектор-С» в настоящее время уступает другим описанным методам. Таким образом, учитывая большое количество усилий, необходимое для моделирования одного парагенезиса, использование ПК «Селектор-С» исключительно для оценки РТ вряд ли оправдано. Однако существующее несовершенство ни в коем случае не является следствием недостатков самого метода, а имеет источником три главных причины: 1) неточность существующих моделей твердых растворов; 2) неточность стандартных свойств минералов в термодинамической базе данных; 3) трудность определения эффективного валового состава, который может не совпадать с валовым составом породы в связи с изоляцией части элементов от участия в реакциях (например, в ядрах гранатов и других минералов с медленной диффузией).

Сам метод минимизации термодинамических потенциалов, особенно двойственное решение, реализованное в ПК «Селектор-С», является очень мощным и перспективным инструментом изучения метаморфических пород. Его преимущество заключается в практически полном воспроизведении природного механизма создания минеральной ассоциации. Таким образом, можно проследить в динамике изменение всех свойств системы с температурой, давлением, составом флюида и т.д. Тот факт, что при данном валовом составе и близких к реальности РТ, удастся воссоздать наблюдаемый парагенезис вплоть до составов составляющих его минералов, свидетельствует о принципиальном достижении породой равновесия, отвечающего минимуму потенциала Гиббса.

Примерные области РТ-параметров метаморфизма изученных пород приведены на рис. 7. Как видно из рисунка, приблизительные глубины максимального захоронения изученных пород Западного домена составляют примерно 26-35 км, Центрального домена – 21-27 км, а Восточного домена – 30-40 км. Интересно, что область Р-Т пород Центрального домена располагается в районе геотермы стабильной континентальной коры, а наиболее высокобарические парагенезисы Западного и Восточного домена приближаются к геотерме субдукции горячей океанической коры (рис. 7). Причем эти породы метаморфизованы в более высокобарических условиях, чем гранулиты Алдано-Станового щита (Александров, 2005а; Александров, 2005б).

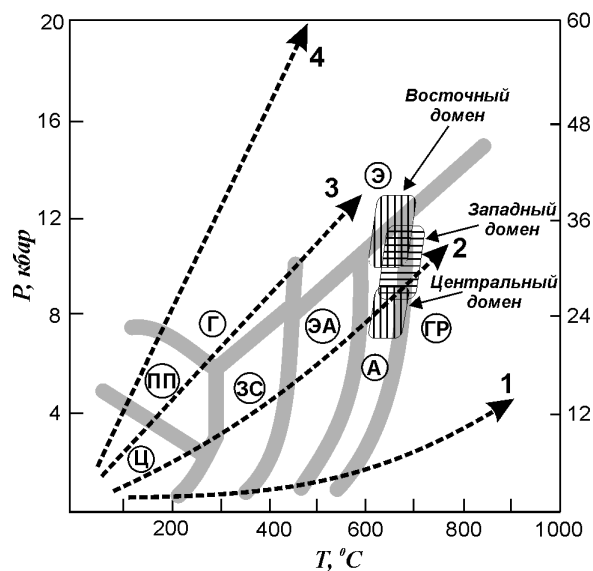


Рис. 7. Примерные области P-T метаморфизма пород ДССО на схеме фаций (Скляр и др., 2001).

Пунктиром изображены геотермы, характерные для: 1 – островных дуг и зон «горячего» рифтогенеза; 2 – стабильной континентальной коры; 3 – зон субдукции горячей океанической коры; 4 – зон субдукции остывшей океанической коры. Буквы в кружках – индексы метаморфических фаций.

### ТРЕТЬЕ ЗАЩИЩАЕМОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

**Амфиболитовый метаморфизм пород Джугджуро-Становой складчатой области характеризовался существенно водным составом метаморфизирующего флюида ( $P_{H_2O} \geq 0.7P_S$ ;  $P_{CO_2}/P_{H_2O} = 0.1-0.3$ ), степень восстановленности которого отвечает редокс-состоянию системы  $H_2O-C$  при условии насыщения ее углеродом. Высокое давление воды во флюиде – специфическая черта амфиболитового метаморфизма пород ДССО.**

В работе принято разделение флюида на «внутренний» и «внешний». Состав и редокс-состояние «внутреннего» флюида определяется составом породы – минеральная ассоциация буферитует состав флюида метаморфическими твердофазными реакциями. Компоненты «внутреннего» флюида в этом случае отвечают термину «инертный» в понимании Д.С. Коржинского (1973). Поскольку химический состав пород подвергающихся метаморфизму обычно разный, то состав «внутреннего» флюида может сильно изменяться по потенциалам и содержанию компонентов.

«Внешний» флюид поступает в породу по системе пор и трещин из внешнего источника. Состав «внешнего» флюида значительно более выдержан относительно состава «внутреннего» флюида. Если потенциалы некоторых компонентов «внешнего» флюида задаются породой, то эти компоненты в понимании Д.С. Коржинского (1973) отвечают термину «вполне подвижный».

Реконструкция состава метаморфогенного флюида была произведена на основе четырех методов: метода расчета реакций по равновесиям минералов,

включающих кислород, воду, углекислый газ или другие летучие компоненты (1); методов термодегазации (2) и электрохимии (3); метода моделирования минеральных ассоциаций на основе принципа минимизации потенциала Гиббса (4).

### Газовая хроматография и высокотемпературная электрохимия

Методика и результаты хроматографических и электрохимических исследований описаны в работах (Авченко и др., 1999; Авченко и др., 2000; Авченко и др., 2002). Все расчеты газовых смесей производили на ПК «Селектор-С».

Согласно хроматографическим исследованиям помимо воды и углекислого газа, во всех фракциях присутствуют водород, метан и окись углерода, причем резко преобладающим компонентом флюида является  $H_2O$ . При этом  $H_2O$  и  $CO_2$  в минералах присутствуют в значительно меньших количествах, чем в горных породах. Вероятно, это объясняется присутствием вторичных минералов в микротрещинах горных пород. Поэтому интерпретация данных хроматографии была проведена только по минеральным флюидам.

Расчет данных хроматографии 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  $H_2O-H_2$  всегда выше, чем в  $CO_2-CO$  (рис. 8а). Неравновесность флюида может иметь различные объяснения (Худоложкин и др., 2002) и одно них – диссипация водорода, приводящая к завышению потенциала кислорода, рассчитываемого по компонентам  $H_2O-H_2$ . Поэтому потенциал кислорода, рассчитываемый по компонентам  $CO_2-CO$ , возможно точнее характеризует окислительное состояние метаморфогенного флюида – при температурах 400-600°C он лежит вблизи буфера  $C-CO-CO_2$  (рис. 8а)

Данные электрохимии близки результатам хроматографических исследований. Экспериментальные линии  $I_{gfO_2}-T$  для полевых шпатов (рис. 8б) характеризуют их как минералы более окисленные, чем сосуществующие темноцветные – они располагаются параллельно буферной линии QFM и в среднем на две единицы  $I_{gfO_2}$  ниже ее. Обобщение данных газовой хроматографии и электрохимии позволяет предполагать, что флюиды, законсервированные в минералах, были насыщены по отношению к углероду и отвечали по уровню восстановленности интервалу величин между буферами кварц-фаялит-магнетит и востит-железо (заштрихованное поле на рис. 8а).

Если допустить, что данные термодегазации и электрохимии отражают состав именно «внешнего» флюида, то отношение парциальных давлений  $P_{CO_2}/P_{H_2O}$  в этом флюиде должно быть меньше 0.1.

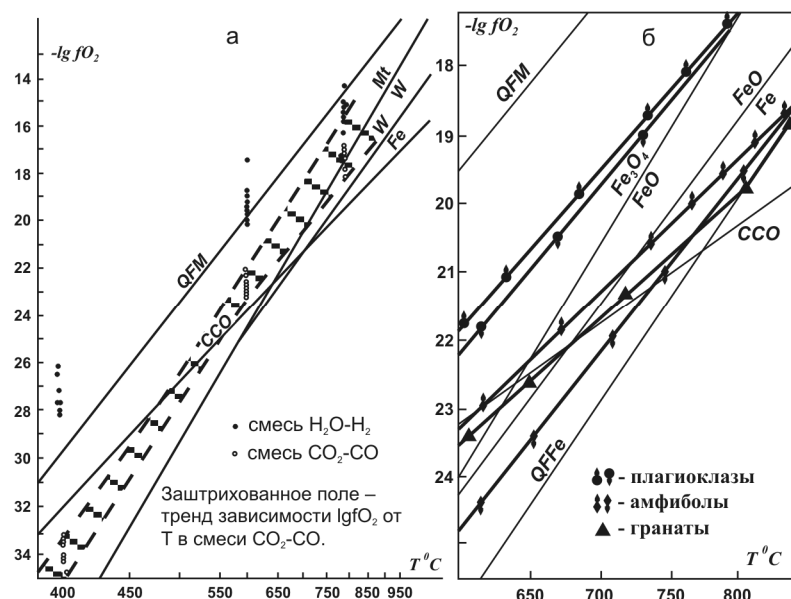


Рис. 8. Результаты газохроматографических (а) и электрохимических (б) исследований пород Центрального домена.

### Анализ режима $\text{CO}_2$ по минеральным равновесиям и методу моделирования

Величина парциального давления  $\text{CO}_2$  в работе (Козырева и др., 1985) определена 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:  $\text{An} + \text{Q} + 2\text{Cc} = \text{Gross} + 2\text{CO}_2$  (1) и  $2\text{Zo} + \text{CO}_2 = 3\text{An} + \text{Cc} + \text{H}_2\text{O}$  (2). Согласно проведенным расчетам, при  $P_s = P_n = 9-10$  кбар,  $T=600-700^\circ\text{C}$ , давление  $\text{CO}_2$  во флюиде было высоким, не менее 5-8 кбар. Если принять за основу флюид, состоящий, главным образом, из  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ , 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  $\text{CO}_2$ : к внутреннему (локальному) флюиду или к внешнему (региональному) флюиду. Для решения этого вопроса с помощью ПК «Селектор-С» была выполнена модель, состоящая из пяти резервуаров (рис. 9).

В резервуар «ноль» помещался существенно водный флюид (1.6 г), насыщенный по отношению к углероду ( $P_{\text{CO}_2}/P_{\text{H}_2\text{O}}=0.02$ ). Из резервуара №0 водный флюид поступал в резервуары 1-4, причем количество флюида в последовательности №№1-4 уменьшалось (рис. 9). В резервуарах №№1-4 находилось по 16 г одной и той же известково-силикатной породы. Из модели видно, что по мере уменьшения отношения флюид/порода (W/R) 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. 9). При этом в резервуаре 4, при  $T=630^\circ\text{C}$ ,  $P_s=11.5$  кбар образовалась минеральная ассоциация, полностью отвечающая по составу и набору минералов парагенезису обр. 719а. Совершенно очевидно, что нельзя говорить о том, что величина парциального давления  $\text{CO}_2$ , вычисляемая по составу минералов в обр. 719а, относится к «внешнему» флюиду, который в модели имеет отношение  $P_{\text{CO}_2}/P_{\text{H}_2\text{O}}$  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  $\text{CO}_2$  полностью задан минеральной ассоциацией без участия внешнего флюида или собственным химическим составом породы. С увеличением количества внешнего водосодержащего флюида – в направлении от резервуара 4 к 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. 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.

Таким образом, результаты моделирования минеральных ассоциаций с помощью ПК «Селектор-С» показывают, что высокое парциальное давление  $\text{CO}_2$ , вычисляемое методом минеральных реакций, характеризует именно «внутренний» флюид и поэтому «внешний» флюид при метаморфизме вполне мог быть существенно водным по своему составу. Таким образом, противоречие между данными хроматографии и оценками состава флюида по минеральным равновесиям на деле не существует. Эта концепция предполагает, что 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.

### Оценка парциального давления воды по равновесиям с мусковитом

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 ассоциации  $\text{Mu}+\text{Q}$  расширяется в сторону более высоких температур, что хорошо видно на диаграмме рис. 10. В метаморфических породах Центрального и Восточного доменов распространен парагенезис мусковита с кварцем, тогда как парагенезис силлиманита (кианита) с КППШ встречается только в единичных случаях, причем равновесность ассоциации  $\text{Sill}$  и  $\text{Kfs}$  сомнительна. Это свидетельствует о том, что в рассматриваемых породах устойчивы только парагенезисы левой части равновесия  $\text{Mu}+\text{Q}=\text{Sill}+\text{Kfs}+\text{H}_2\text{O}$ . Линия этого равновесия, рассчитанная при  $P_{\text{H}_2\text{O}}=0.7P_s$  с помощью ПК «Селектор-С», располагается вблизи правых границ полей P-T обоих доменов (рис. 10), а при условии меньшего давления воды область устойчивости ассоциации  $\text{Sill}$  и  $\text{Kfs}$  полностью покроеет P-T поля

этих 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  $P_{H_2O} \geq 0.7P_S$  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 присутствуют как субгомогенные ильмениты, так и структуры распада гематит-ильменитового твердого раствора. При этом они иногда встречаются в породах в достаточно близко расположенных обнажениях (Козырева и др., 1985). Эти факты однозначно указывают на широкие вариации окисленности минеральных ассоциаций,  $IgfO_2$  которых изменялся в пределах от -15 до -20 при температурах амфиболитовой фации метаморфизма. Моделирование минеральных ассоциаций при помощи ПК «Селектор-С» в целом подтверждают эти оценки. Данные моделирования, кроме того, показывают что уровень окисленности эпидотсодержащих ассоциаций ( $IgfO_2$ ) находится в пределах от -14 до -17 лог. ед. Переслаивание пород, содержащих гематит и ильменит, а также пород без эпидота и с эпидотом указывает на инертное поведение кислорода, потенциал которого задается внутренними буферными реакциями, но не составом «внешнего» флюида.

#### Флюидная модель метаморфизма

Полученные данные дали возможность разработать непротиворечивую модель метаморфогенного флюида ДССО. «Внешний» флюид представляется существенно водным по составу, парциальное давление воды в котором 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 и она резко отличается от моделей флюидного режима, разработанных на примере гранулитовых комплексов юга Алданского щита и Восточной Сибири (Маракушев, 1973; Перчук, 1973). Так, Л.Л. Перчук (1973) намечал экстремальную зависимость  $P_{H_2O}$  от  $P_S$ , т.е. по которой  $P_{H_2O}$  достигает максимума в зонах средних по глубинности, и закономерно убывает в менее или более глубинных сечениях земной коры (рис. 10). Вполне очевидно, что эта зависимость не характерна для 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.

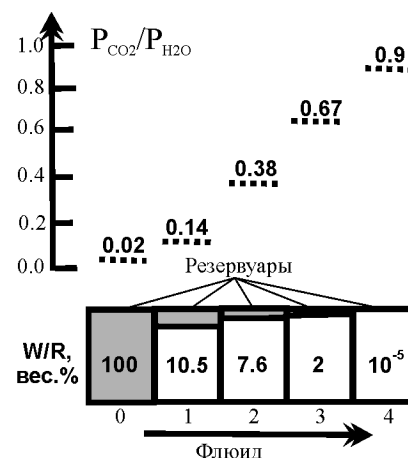


Рис. 9 (слева). Модель взаимодействия карбонатно-силикатной породы с водным флюидом.

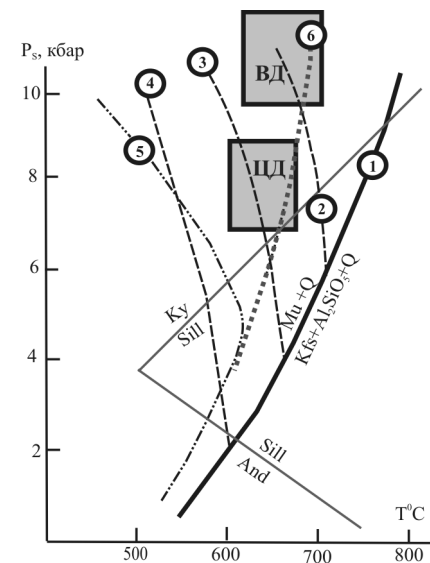


Рис. 10. (справа) Экспериментальные и расчетные кривые распада мусковита с кварцем при различном соотношении  $P_S$  и  $P_{H_2O}$  по С.П. Кориковскому (1979).

Цифры в кружках – моновариантные линии расположения мусковита с кварцем: 1 – по экспериментальным данным при  $P_S = P_{H_2O}$ ; 2-4 – при фиксированных значениях  $P_{H_2O}$  (2 – 6 кбар; 3 – 4 кбар; 4 – 2 кбар); 5 – по модели с экстремумом  $P_{H_2O}$  (Перчук, 1973); 6 – при  $P_{H_2O} = 0.7P_S$ . Прямоугольниками показаны P-T условия для Восточного и Центрального доменов.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

- В период «станового» вулканизма, на охваченной им территории, вероятно, существовали геодинамические обстановки, подобные современным островным дугам, континентальным окраинам, океаническим островам и срединно-океаническим хребтам.
- Метаморфизм амфиболитовой фации совершался при значительных вариациях давления – от 7 до 13 кбар, но в условиях близких температур – 620-730<sup>0</sup>С, а метаморфогенный флюид был существенно водным по своему составу. Это свидетельствует о резких отличиях «амфиболитового метаморфизма» ДССО от условий метаморфизма гранулитов юга Алдано-Станового щита. Следует особо подчеркнуть, что наиболее высокобарические породы амфиболитовой фации ДССО не уступают и даже превосходят по глубинности гранулиты Алдано-Станового щита, т.е. не могут быть их продолжением в едином стратиграфическом разрезе.
- Выявленные особенности метаморфизма пород амфиболитовой фации ДССО позволяют думать, что метаморфизм их был вызван гигантской коллизией, в результате которой на рубеже 1.9 млрд. лет произошло сочленение Алданского щита и микроконтинентов, слагающих нынешнюю Джугджуро-Становую складчатую область.

## Список публикаций по теме диссертации

1. Авченко О.В., **Александров И.А.**, Худоложкин В.О., Коновалова Н.П., Баринов Н.Н. Состав и генезис флюидных систем метаморфических комплексов Алдано-Станового щита // Москва. Физико-химические проблемы эндогенных геологических процессов. Международный симпозиум посвященный 100-летию академика Д.С. Коржинского. Тезисы докладов. 1999.
2. **Александров И.А.** Опыт петрохимической реконструкции первичной природы метаморфических пород на примере образований станового комплекса // Владивосток: «Дальнаука». Геодинамика и металлогения. Редактор: А.И. Ханчук. 1999. С. 219-223.
3. Авченко О.В., **Александров И.А.**, Худоложкин В.О., Коновалова Н.П. Состав и генезис флюидной фазы из минералов станового метаморфического комплекса // Тихоокеанская геология. 2000. Том 19. №3. С. 55-64.
4. Авченко О. В., **Александров И.А.**, Худоложкин В. О. Степень восстановленности, генезис и объемы метаморфогенного флюида // Иркутск. Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 10-летию Российского фонда фундаментальных исследований (1-4 октября 2002 г.). С. 146-147
5. Худоложкин В. О., Авченко О. В., **Александров И.А.**, Кучма А.С. Особенности применения методов газовой хроматографии и высокотемпературной электрохимии для оценки редокс-состояния минералов метаморфических пород // Геохимия. 2002. Том 40. №10. С. 1013-1020
6. **Александров И.А.**, Авченко О.В. Сравнительная термобарометрия метаморфических комплексов и геодинамическая модель взаимоотношения Алданского и Джугджуро-Станового блоков Алдано-Станового щита // Тихоокеанская геология. 2002. Том 21, №5 С. 3-14.
7. Авченко О.В., **Александров И.А.** Субдукция Становой плиты как причина протерозойской перекристаллизации Алданского щита // Магадан. Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. Материалы Всероссийского совещания посвященного 90-летию академика Н.А. Шило (XII годовичное собрание Северо-Восточного отделения ВМО). Магадан, 3-6 июня 2003 г. Том 1. С. 208-213.
8. Авченко О.В., Лаврик С.Н., **Александров И.А.**, Веливецкая Т.А. Изотопная гетерогенность по углероду метаморфогенного флюида // ДАН. 2004. Т. 394. №3. С. 368-371.
9. O.V. Avchenko, S.N. Lavrik, **I.A. Alexandrov** & T.A. Velivetskaya. The isotopic heterogeneity of carbon in metamorphic complexes // Water-Rock Interaction. Proceedings of the Eleventh International Symposium on Water-Rock Interaction WRI-11, Saratoga Springs, New York, USA, 27 June – 2 July 2004.
10. **Александров И.А.** Протерозойский метаморфизм амфиболитовой фации Джугджуро-Станового блока: РТ-параметры и возможные причины // Материалы Международного (X всероссийского) петрографического совещания "Петрография XXI века" (г. Апатиты, 20-22 июня 2005 г.). г.Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2005а. Редакторы: Ф.П. Митрофанов и Ж.А. Федотов. Том 4. Метаморфизм, космические, экспериментальные и общие проблемы петрологии. С. 13-16
11. **Александров И.А.** Высокобарический метаморфизм амфиболитовой фации Джугджуро-Станового блока (Восточная Сибирь) // Тихоокеанская геология. 2005б. Том 24, №6 С. 88-100.
12. Авченко О.В., **Александров И.А.**, Чудненко К.В. Термодинамические модели минеральных твердых растворов в программном комплексе "Селектор-С" // Электронный журнал "Исследовано в России", 2007а, Том. 10, С. 707-719, <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2007/068.pdf>
13. 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. 2007б. Том 45, №5, С. 547-558
14. Чудненко К.В., Авченко О.В., **Александров И.А.** Новый подход к проблеме термобарометрии минеральных ассоциаций // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды. Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 50-летию Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН и памяти академика Л.В. Таусона в связи с 90-летием со дня рождения, 24-30 сентября 2007 г., г.Иркутск. Том 3. Иркутск: Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 2007а. С. 122-125
15. Чудненко К.В., Авченко О.В., **Александров И.А.** Оценка условий образования минеральных мегасистем методом термодинамического моделирования // ДАН. 2007б. Том 416, № 4, С. 538-542.
16. Шарова О.И., **Александров И.А.**, Авченко О.В. Первая находка минерала серебра в метаморфических породах станового комплекса // ДАН. 2008. Том 418, № 5, С. 683-685.