

ISSN 0869-5903

Том 31, Номер 5

Сентябрь - Октябрь 2023



ПЕТРОЛОГИЯ



www.sciencejournals.ru

Журнал теоретической, экспериментальной и прикладной петрологии, включая петрологию рудовмещающих и продуктивных толщ и сопряженные проблемы наук о веществе Земли и планет.



СОДЕРЖАНИЕ

Том 31, номер 5, 2023

Вариации состава закалочных стекол MORB Срединно-Атлантического хребта, 12°–31° с.ш.: отражение эволюции состава родительских расплавов и влияния гидротермального компонента	
<i>С. А. Силантьев, А. И. Буйкин, А. Р. Цховребова, В. В. Шабыкова, В. Е. Бельтнев</i>	463
Нижнеталнахский тип интрузивов в Норильском рудном районе	
<i>С. Ф. Служеникин, К. Н. Малич, М. А. Юдовская, Д. М. Туровцев, Т. Н. Анциферова, С. К. Михалев, И. Ю. Баданина, Н. Г. Солошенко</i>	482
Тектонотермальная раннепалеозойская эволюция блока Хан-Хухей (Северная Монголия)	
<i>О. П. Полянский, А. Ю. Селяцкий, С. В. Зиновьев, А. В. Бабичев</i>	510
Стадийность и условия формирования карбонатно-силикатных жил и околожилных ореолов в раннепротерозойских комплексах Беломорского подвижного пояса, Северная Карелия	
<i>И. С. Волков, В. М. Козловский</i>	531
Обновленный КОМАГМАТ-5: моделирование эффектов выделения сульфидов при кристаллизации алюмохромистой шпинели	
<i>А. А. Аriskин, К. А. Бычков, Г. С. Николаев, Г. С. Бармина</i>	552
Микрозондовый анализ титана в цирконе: оценка вторичной флюоресценции	
<i>А. А. Борисов, С. Е. Борисовский, А. Н. Кошлякова</i>	570

УДК 552.313(260)

ВАРИАЦИИ СОСТАВА ЗАКАЛОЧНЫХ СТЕКОЛ MORB СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА, 12°–31° С.Ш.: ОТРАЖЕНИЕ ЭВОЛЮЦИИ СОСТАВА РОДИТЕЛЬСКИХ РАСПЛАВОВ И ВЛИЯНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО КОМПОНЕНТА

© 2023 г. С. А. Силантьев^{a, *}, А. И. Буйкин^a, А. Р. Цховребова^a,
В. В. Шабыкова^a, В. Е. Бельтнев^b

^a Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

^b ФГБУ “ВНИИОкеангеология”, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: silantyev@geokhi.ru

Поступила в редакцию 29.09.2022 г.

После доработки 02.12.2022 г.

Принята к публикации 15.01.2023 г.

В ходе проведенного исследования были изучены геохимические особенности образцов закалочных стекол, отобранных в шести районах осевой зоны Срединно-Атлантического хребта (САХ), расположенных между 12°–31° с.ш. Полученные результаты предоставили информацию о составе родительских для этих закалочных стекол расплавов и позволили оценить возможные геохимические эффекты, отражающие взаимодействие расплавов с гидротермальными системами осевой зоны САХ или с измененным субстратом океанической коры. Показано, что, с одной стороны, базальты семейства E-MORB, к которому относится большая часть образцов изученных закалочных стекол, локализованы преимущественно в “холодных” сегментах САХ, в строении корового разреза которых преобладают серпентиниты. С другой стороны, образцы деплетированных закалочных стекол (N-MORB), относятся к сегментам осевой зоны САХ, в которых обнажения серпентинитов или отсутствуют, или играют подчиненную роль. В закалочных стеклах E-MORB из “холодных” сегментов САХ установлены признаки контаминации базальтовых расплавов компонентами, заимствованными или из вмещающих серпентинитов, или из водно-солевых флюидов, циркулирующих в гидротермальных системах, расположенных в серпентинитах (“serpentine hosted”). Судя по полученным данным о характере вариаций содержаний Cl, U и Sr в изученных закалочных стеклах, относящихся к семейству N-MORB, признаки внутрикоровой контаминации в них отсутствуют. Предположено, что в образовании родительских расплавов E-MORB в некоторых сегментах САХ принимали участие реликты древней континентальной литосферы, сохранившиеся под осевой зоной хребта и вовлекавшиеся в процесс частичного плавления малоглубинной мантии.

Ключевые слова: Срединно-Атлантический хребет, MORB, частичное таяние, гидротермальные системы, серпентиниты

DOI: 10.31857/S0869590323050059, **EDN:** BXMUBN

ВВЕДЕНИЕ

Одним из фундаментальных феноменов, определяющих строение и состав океанической коры Срединно-Атлантического хребта (САХ), является его геохимическая сегментация, проявленная в чередовании вдоль его простирания сегментов, сложенных деплетированными базальтами (N-MORB) и их обогащенными разновидностями (E-MORB). Геохимической сегментации, признаки которой установлены в продуктах магматизма рифтовой долины САХ, посвящены многие работы (Schilling et al., 1983; Klein, Langmuir, 1987; Bougault et al., 1988; Bonatti et al., 1992; Дмитриев, 1998; Dosso et al., 1999). В качестве главных факторов, ответствен-

ных за наблюдаемую неоднородность в характере распределения вдоль оси САХ индикаторных геохимических параметров MORB, в цитируемых и многих других работах рассматриваются вещественная неоднородность мантийного субстрата под рифтовой долиной и свойственные ему различия в степени плавления. Вариации вдоль оси САХ геохимических особенностей базальтов свидетельствуют также о признаках смешения родоначальных для E- и N-MORB расплавов, которые определяют особенности состава продуктов вулканизма промежуточных зон между аномальными и нормальными сегментами САХ (например, Eason, Sinton, 2006). Другая характерная особен-

ность осевой зоны САХ заключается в широком распространении здесь признаков гидротермальной активности, которая способствует образованию крупных гидротермальных рудопроявлений. Обнаружение гидротермального поля Семенов, расположенного между известными полями Ашадзе ($12^{\circ}58'$ с.ш.) и Логачев ($14^{\circ}45'$ с.ш.), позволило считать, что кластеры гидротермальных полей являются обычным элементом строения фундамента САХ в Центральной Атлантике. Характер наблюдаемых корреляций между признаками реологической и петролого-геохимической сегментаций САХ (Sokolov et al., 2020) свидетельствует о том, что в осевой зоне этого хребта реализуются два главных геодинамических сценария, соответствующих двум контрастным режимам спрединга: 1) формирование в “горячих” сегментах САХ нормальной базальтовой коры (“пенроузского типа”); 2) образование в “холодных” сегментах САХ коры, в строении которой принимают участие преимущественно мантийные реститовые перидотиты и габброиды, а проявления базальтового магматизма редуцированы или отсутствуют (“хессовский тип”). Эмпирические данные о строении коры в осевой зоне САХ хорошо согласуются с данными сейсмической томографии, которые позволяют реконструировать картину распределения реологических неоднородностей в мантии. Принято считать, что характер вариаций S-волн (поперечных) отражает термальное состояние мантии (например, Grand et al., 1997; Becker, Boschi, 2002). Картина распределения параметра $d(V_p/V_s)$ в мантийном слое под САХ, соответствующем глубинности в 300 км, показана на рис. 1. Очевидно, что вдоль всего простирания осевой зоны САХ в северном полушарии чередуются нормальные сегменты хребта, сложенные базальтоидами, и аномальные (относительно канонической модели спрединга) сегменты, сложенные ультрамафитами. В соответствии с этой закономерностью гидротермальные поля и рудопроявления САХ образуют два семейства: расположенные в базальтовом субстрате – Брокен Спур, Снейк Пит, ТАГ, Лаки Страйк, Сюрприз, Юбилейное, Зенит–Виктория, Краснов и в перидотитовом – Ашадзе, Семенов, Логачев, Лост Сити, Рейнбоу. Таким образом, существует несомненная связь между гидротермализмом САХ и его вещественной сегментацией (см. Богданов и др., 2006; Силантьев и др., 2009; Andreani et al., 2014; Firstova et al., 2016). Характер распределения двух указанных типов гидротермальных полей вдоль оси САХ позволяет прийти к выводу, что формирование гидротермальных систем, связанных с базальтовым субстратом, происходит в обстановке остывающей литосферы, в то время как гидротермальные системы, расположенные в серпентинитах, образуются при нагреве холодной литосферы. Можно предполагать, что, существует связь между геохимической спе-

цификой гидротермальных процессов в осевой зоне САХ и его вещественной сегментацией. На геохимическую специфику гидротермальных систем СОХ влияет тип корового разреза, к которому они относятся. Эффект влияния состава вмещающих пород на состав гидротермальных построек рифтовой долины наглядно демонстрирует различия в содержании некоторых элементов в массивных сульфидных рудах из труб черных курильщиков САХ, расположенных в серпентинитах и в базальтах (например, Firstova et al., 2016).

Целью проведенного исследования была оценка возможного влияния активных гидротермальных систем на геохимические параметры MORB, служащие традиционными индикаторами условий петрогенезиса и геохимической природы мантийных источников магматизма в океанических центрах спрединга. Настоящая работа является продолжением исследований, начатых в (Buikin et al., 2022), где, на основании данных по изотопному составу благородных газов и азота и содержанию H_2O и Cl в образцах закалочных стекол рифтовой долины САХ на $16^{\circ}07'–17^{\circ}11'$ с.ш., было предположено, что наблюдаемые в этих стеклах признаки контаминации благородными газами и азотом немантийного происхождения служат свидетельством взаимодействия магматического расплава с высокотемпературным гидротермальным флюидом. В связи с этим выбранные для нашего исследования образцы должны были соответствовать следующим критериям: отсутствие петрографических признаков постмагматических изменений; достаточная навеска, необходимая для определения изотопного состава благородных газов, азота и CO_2 (5–7 граммов чистого стекла); широкий спектр состава, желательный описывающий все разнообразие геохимических типов MORB. Эти критерии явились довольно серьезным ограничительным фактором. Несмотря на это, имеющаяся в распоряжении авторов коллекция в полной мере отвечает указанным требованиям и включает образцы закалочных стекол, полученные в районах рифтовой долины, в которых расположены гидротермальные поля, относящиеся по строению вмещающего их разреза океанической коры к двум главным типам: один из которых связан с базальтами, а другой – с серпентинитами. Таким образом, данные о геохимических характеристиках изученных образцов закалочных стекол, позволяют получить информацию не только о составе родительских для них расплавов, но и оценить возможные геохимические эффекты, отражающие взаимодействие родительских расплавов с гидротермальными растворами.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержание главных элементов в закалочных стеклах из изученной коллекции определялось в

ГЕОХИ РАН (Москва) с помощью рентгеноспектрального микроанализатора SX 100 (CAMECA) с четырьмя вертикальными спектрометрами, ускоряющим напряжением 15 кВ и током зонда 30 нА (оператор Н.Н. Кононкова). Оценка состава стекла и присутствующих в них кристаллитов оливина и плагиоклаза производилась также с использованием сканирующего электронного микроскопа с полевым катодом (FEG SEM) TESCAN MIRA3, оборудованного энерго-дисперсионным спектрометром ULTIM MAX 100 (Oxford Instruments) под программным управлением Aztec 5.0 (ГЕОХИ РАН). Количественный анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 1.4 нА при накоплении в спектре 10^6 импульсов. В качестве стандартов использовались чистые элементы и соединения. Точность определения главных элементов составляла около 2 отн. %, порог расчетного содержания примесных элементов составлял 3σ .

Содержание РЗЭ и других элементов примесей в образцах закалочных стекол определялось методом вторично-ионной масс-спектрометрии (ВИМС, ионный зонд) в Ярославском филиале Физико-технологического института им. К.А. Валиева РАН (ЯФ ФТИАН РАН) с использованием вторично-ионного микроскопа CAMECA IMS-4F. Представленные для анализа образцы были оформлены в виде шлифов, рабочая поверхность которых покрывалась слоем золота толщиной 0.03 мкм с помощью установки магнетронного напыления. Основные пункты методики измерений изложены в (Smirnov et al., 1995; Nosova et al., 2002; Fedotova et al., 2008). Первичный пучок ионов O_2^- с энергией 10 кэВ фокусировался на поверхности образца в пятно с диаметром около 20–30 мкм. Интенсивность тока первичных ионов составляла 5 нА (протокол “летучие”) и 2 нА (основной протокол). При этом область сбора вторичных ионов ограничивалась полевой диафрагмой диаметром 10 и 25 мкм, соответственно, что, наряду с фокусировкой первичного пучка, определяло локальность анализа. При формировании аналитического сигнала использовался диапазон энергий вторичных ионов 75–125 эВ, для чего на образец, находящийся под базовым потенциалом в 4500 В, подавалось смещение –100 В, а энергетическая щель ограничивалась величиной 50 эВ. Изменение потенциала анализируемой области, связанное с зарядкой образца под действием ионной бомбардировки, корректировалось за счет использования специальной процедуры автоподстройки потенциала образца. Масс-спектральное разрешение составляло $M/\Delta M = 500$.

Выбранная для анализа область в течение двух–трех минут подвергалась распылению пучком, развернутым в растр 30×30 мкм, так что от проводящей пленки освобождалась площадка

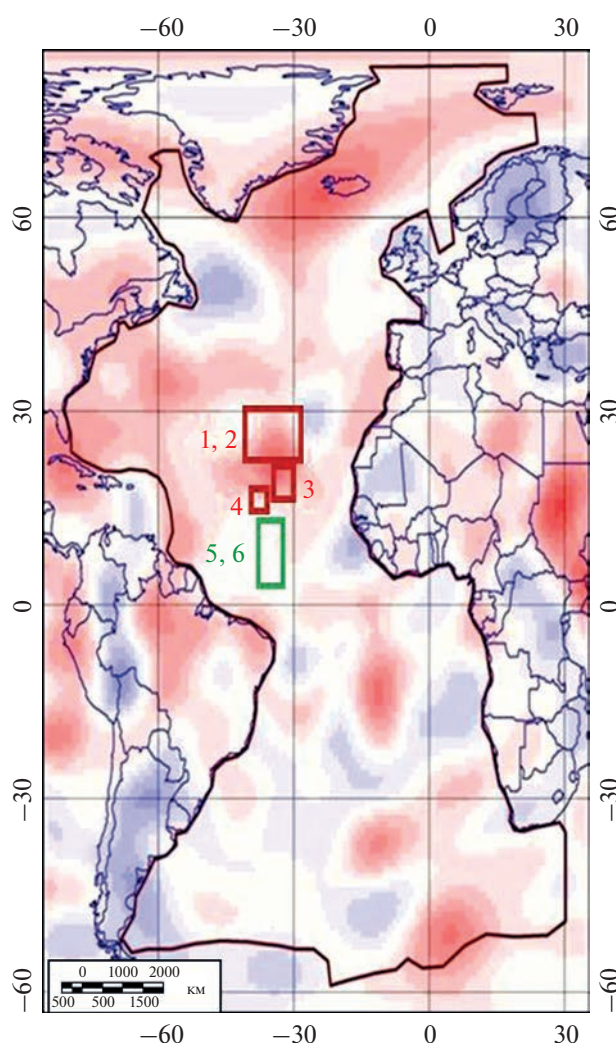


Рис. 1. Горизонтальный срез объемных вариаций скоростей распространения сейсмических S-волн вдоль оси простираения САХ на глубине 300 км, рассчитанный в работе (Дмитриев, Соколов, 2003) по данным цифровой сейсмотомографической модели TX2011 (Grand, 2002), находящейся в открытом доступе (<https://ds.iris.edu/spud/earthmodel/10131216>). Красным цветом показаны отрицательные аномалии, связанные с понижением сейсмических скоростей в “горячих” сегментах, синим цветом – положительные аномалии “холодных” сегментов. Красными прямоугольниками обозначены районы осевой зоны САХ с широким распространением продуктов базальтового магматизма, где были получены образцы закалочных стекол, соответствующие группам 1–4 в табл. 1. Зеленые прямоугольники очерчивают районы САХ, в которых океанический фундамент сложен преимущественно перидотитами и где были добыты образцы закалочных стекол групп 5–6.

размерами приблизительно 50×50 мкм, при этом также производилось удаление слоя поверхностных загрязнений. Измерение производилось в виде пяти циклов накопления сигнала с дискретным переключением масс-пиков в пределах заданного

набора. Время накопления изменялось в зависимости от интенсивности сигнала и задавалось автоматически посредством контроля статистики. Максимальное время накопления для каждого компонента не превышало 30 с за один цикл.

Абсолютные концентрации для каждого элемента вычислялись на основе измеренных интенсивностей положительных атомарных вторичных ионов, нормированных на интенсивность вторичных ионов $^{30}\text{Si}^+$, с использованием коэффициентов относительной чувствительности (КОЧ): $C_i = I_i/I^{30}\text{Si} \times K_i$. Калибровочные зависимости получены экспериментально для наборов (7–13) известных, хорошо аттестованных стандартных образцов (Jochum et al., 2000).

Сигналы $^{153}\text{Eu}^+$, $^{174}\text{Yb}^+$, $^{158}\text{Gd}^+$ и $^{167}\text{Er}^+$ очищались от интерферирующих молекулярных ионов оксидов Ba и более легких РЗЭ с использованием схем вычитания, предложенных в (Bottazzi et al., 1994). Вклад $^{143}\text{Nd}^{16}\text{O}^+$ учитывался при определении $^{159}\text{Tb}^+$. Величина сигнала NdO находится в стандартной схеме обработки сигналов Yb и Gd. Для коррекции $^{165}\text{Ho}^+$ интенсивность $^{149}\text{Sm}^{16}\text{O}^+$ вычислялась на основании измеренной интенсивности $^{149}\text{Sm}^+$ умножением на соответствующий коэффициент. Значение $^{149}\text{Sm}^{16}\text{O}^+/^{149}\text{Sm}^+ = 0.2$ было найдено экспериментально с использованием набора стандартных образцов (Jochum et al., 2000) на основании измерения интенсивностей $^{149}\text{Sm}^+$ и интенсивностей масс-пиков в диапазоне 166–170 а.е.м., на который приходятся изотопы эрбия и оксида самария.

Погрешности определения концентраций микропримесей условно следующие: 5–15% для концентраций $>1\text{ мкг/г}$ и 15–30% в диапазоне концентраций 1–0.1 мкг/г.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ РАЙОНОВ ОПРОБОВАНИЯ ОСЕВОЙ ЗОНЫ САХ

Изученные образцы закалочных стекол были отобраны в шести районах осевой зоны САХ, расположенных в пределах ее простираия между 12° и 30° с.ш. (табл. 1, рис. 1). Согласно работам (Hemond et al., 2006; Sokolov et al., 2020), эти районы характеризуются различным строением разреза океанической коры и по преобладающему типу слагающих пород могут быть подразделены на две главные группы. Одна из них включает сегменты САХ, в строении которых преобладают базальты (30°–31° с.ш., 26° с.ш., 16°–18° с.ш.). К другой группе относятся сегменты, в пределах которых распространены обнажения серпентинитов с подчиненными телами габброидов (20°–21° с.ш., 14°–15° с.ш., 12°–14° с.ш.).

Район рифтовой долины, ограниченный 30°–31° с.ш., расположен к югу от разломной зоны

Петров. Закалочные стекла, полученные здесь, были драгированы на осевом поднятии внутри рифтовой долины. Судя по данным, приведенным в (Klitgord et al., 1993), дно рифтовой долины в этом районе сложено свежими пиллоу-базальтами с неизмененными закалочными стеклами, которые, в соответствии с их расположением, относятся к наиболее молодым проявлениям базальтового магматизма рифтовой долины (так называемым “zero age MORB”). К югу от района опробования океанического ложа, где были получены изученные закалочные стекла, находится гидротермальное поле Брокен Спур, которое связано с активным вулканическим центром на осевом поднятии в рифтовой долине САХ на 29°10' с.ш. (Murton et al., 1995).

В сегменте осевой зоны САХ на 26° с.ш. находится хорошо изученное гидротермальное поле TAG, расположенное в восточном борту рифтовой долины, сложенном базальтами и характеризующимся резкой морфологической асимметрией и сильно расчлененным рельефом (Rona et al., 1993). В работах (Rona et al., 1980; Humphris et al., 2015) приводятся данные, свидетельствующие о широко проявленных в районе гидротермального поля TAG признаков гидротермального преобразования базальтового субстрата: в базальтоидах, распространенных здесь, установлены минеральные ассоциации зеленосланцевой и цеолитовой фаций.

В сегментах САХ, расположенных между 20° и 21°, в строении корового разреза участвуют как базальты, так и ультраосновные породы и габброиды (Casey, 1997; Dick et al., 2010). В (Силантьев и др., 2015) представлены данные, позволяющие предполагать присутствие в этом районе под осевой зоной САХ малоглубинных магматических камер, служащих основным источником тепла для иницирования активной гидротермальной системы. В ходе проведения рейсов НИС “Профессор Логачев” в этом отрезке осевой зоны САХ, в бортах рифтовой долины были обнаружены гидротермальные поля Сюрприз (20°45.4' с.ш.), Юбилейное (20°09' с.ш.) и Зенит–Виктория (20°08' с.ш.). Поле Сюрприз расположено в восточном борту рифтовой долины на склоне вулканического поднятия (Бельтнев и др., 2017). В строении борта рифтовой долины, на котором расположено поле Юбилейное, согласно (Суханова, 2018), принимают участие крупные блоки, сложенные базальтами. В районе расположения гидротермального поля Зенит–Виктория установлены признаки высокой тектонической активности, проявленные в особенностях подводного рельефа (Суханова, 2018). Это гидротермальное поле находится в пределах вулканического поднятия в рифтовой долине (Cherkashov et al., 2010).

Таблица 1. Районы опробования, в которых были получены изученные закалочные стекла, и их геологическое положение

Номер образца	Судно и номер рейса	Район отбора образца	Ближайшее гидротермальное поле	Северная широта	Западная долгота	Глубина, м
16ABP7-8	“Академик Борис Петров”, 16	ОПРД	Брокен Спур (29)	30.58	41.88	3470–3319
64gl	“Профессор Логачев”, 6	РД	ТАГ (26)	26.06	44.85	*
14-3/1gl	“Профессор Логачев”, 6	РД	ТАГ (26)	26.14	44.81	*
36L12D-3	“Профессор Логачев”, 36	ВБРД	Сюрприз (20.75)	20.76	45.64	2915–2826
36L29D-4	“Профессор Логачев”, 36	ВБРД	Сюрприз (20.75)	20.59	45.79	3153–3041
36L40D-3	“Профессор Логачев”, 36	ЗБРД	Зенит-Виктория (20.13)	20.14	45.75	2458–2337
36L44D-3	“Профессор Логачев”, 36	ЗБРД	Зенит-Виктория (20.13)	20.14	45.73	2970–2706
36L46D-2	“Профессор Логачев”, 36	ВБРД	Юбилейное (20.15)	20.15	45.62	2739–2510
36L233D-1	“Профессор Логачев”, 36	ВБРД		17.90	46.58	3350–3000
36L235D-1	“Профессор Логачев”, 36	ВБРД		17.94	46.61	3201–3180
16ABP54gl	“Академик Борис Петров”, 16	ЗБРД		15.42	46.68	4186–3700
16ABP65-34	“Академик Борис Петров”, 16	ЗБРД		15.04	44.95	3699–3518
16ABP67-7	“Академик Борис Петров”, 16	ЗБРД	Логачев (14.75)	14.86	45.03	3813–3562
16ABP67-9	“Академик Борис Петров”, 16	ЗБРД	Логачев (14.75)	14.86	45.03	3813–3562
16ABP69-10	“Академик Борис Петров”, 16	ЗБРД	Логачев (14.75)	14.76	45.10	3500–3225
16ABP69-11	“Академик Борис Петров”, 16	ЗБРД	Логачев (14.75)	14.76	45.10	3500–3225
16ABP69-13	“Академик Борис Петров”, 16	ЗБРД	Логачев (14.75)	14.76	45.10	3500–3225
16ABP70-31	“Академик Борис Петров”, 16	ЗБРД**	Логачев (14.75)	15.08	44.98	2500–2450
16ABP70-32	“Академик Борис Петров”, 16	ЗБРД**		15.08	44.98	2500–2450
16ABP70-34	“Академик Борис Петров”, 16	ЗБРД**		15.08	44.98	2500–2450
16ABP71-13	“Академик Борис Петров”, 16	ЗБРД**		15.08	44.95	3068–2629
2PD44-1	“Академик Борис Петров”, 2	ЗБРД	Логачев (14.75)	14.33	45.05	3295
2PD44-3	“Академик Борис Петров”, 2	ЗБРД	Логачев (14.75)	14.33	45.05	3295
2PD45	“Академик Борис Петров”, 2	ОПРД	Логачев (14.75)	14.50	44.83	3850
2PD43-3	“Академик Борис Петров”, 2	ОПРД	Семенов (13.50)	13.77	45.03	3510

Примечание. РД – рифтовая долина. ВБРД – восточный борт рифтовой долины, ЗБРД – западный борт рифтовой долины, ОПРД – осевое поднятие в рифтовой долине, НТР – негнессовая разломная зона.

* Данные отсутствуют; ** образцы были отобраны на внутреннем угловом поднятии, расположенном на пересечении рифтовой долины с разломом “15°20’”. В скобках с обозначением соседствующего гидротермального поля указаны его координаты – широта северная. Все координаты приведены в десятичном масштабе.

Осевая зона САХ между 16° и 18° с.ш. до настоящего времени слабо изучена. На этом отрезке хребта в строении его осевой зоны резко преобладают базальты; в то время как к северу от этого района, между 19° и 20° с.ш., базальты и перидотиты распространены примерно в равной пропорции (Силантьев и др., 2015). К югу от района, где были получены изученные закалочные стекла, в 37-ом рейсе НИС “Профессор Логачев” был обнаружен и опробован крупный гидротермальный узел Победа, расположенный в восточном борту рифтовой долины, сложенный плутоническими породами, образующими внутренний океанический комплекс (Бельтнев и др., 2016; Maslennikov et al., 2020). Однако в районе драгирования, откуда были получены имеющиеся образцы, судя по поднятому в драгах материалу, распространены свежие пиллоу базальты с обильными корками закалочных стекол. К югу от рудного узла Победа на $16^{\circ}38'$ с.ш. находится неактивное гидротермальное поле Краснов. Это рудопроявление, являющееся крупнейшим из известных в настоящее время в САХ, приурочено к интенсивно деформированному блоку океанической коры, сложенному брекчированными базальтами. Поле Краснов расположено к востоку от осевого поднятия в гребневой части восточного борта рифтовой долины (Bel'tenev et al., 2004).

Район осевой зоны САХ, заключенный между 14° – 15° с.ш. является одной из наиболее изученных акваторий Центральной Атлантики, которая включает крупный трансформный разлом “ $15^{\circ}20'$ ” (Зеленого мыса), смещающий рифтовую долину хребта почти на 200 км. В тальвеге разлома и в примыкающих к нему с юга и севера сегментах САХ широко распространены серпентиниты и их брекчии. В этом районе проявления базальтового магматизма крайне редки, что свидетельствует о несоответствии мощности базальтового слоя, оцененной геохимическими методами, и реальному строению океанической коры, характеризующегося здесь резким преобладанием серпентинитов (например, Cannat, Casey, 1995). Данные глубоководного бурения (Shipboard ..., 2003) и многочисленных драгирований (Силантьев, 2003) показали, что в обоих бортах рифтовой долины сегментов САХ, примыкающих к разломной зоне с юга и севера, широко распространены абиссальные перидотиты. В осевой зоне САХ между 14° – 15° с.ш. располагается резко-градиентная геохимическая аномалия, проявленная в присутствии здесь продуктов базальтового магматизма, сильно обогащенных несовместимыми элементами и относящихся к типичным E-MORB (Bougault et al., 1988; Dosso et al., 1991). В рассматриваемой акватории, на $14^{\circ}45'$ с.ш., находится крупное гидротермальное поле Логачев, расположенное на краевом уступе восточного борта рифтовой долины, сложенном серпентинитами.

В 200 км к югу от гидротермального поля Логачев располагается гидротермальное поле Ашадзе ($12^{\circ}59'$ с.ш.), которое вместе с гидротермальным полем Семенов, лежащем несколько севернее ($13^{\circ}30'$ с.ш.), и полем Логачев образует крупнейший гидротермальный кластер САХ. Гидротермальное поле Ашадзе расположено в западном борту рифтовой долины, в строении которого базальты играют подчиненную роль, а преобладают серпентиниты и габбро (Shipboard ..., 2007). Гидротермальное поле Семенов, как и поле Ашадзе, расположено в западном борту рифтовой долины, сложенном ассоциацией пород, типичной для внутренних океанических комплексов: серпентиниты, габброиды, плагиограниты и подчиненные базальты и долериты (Melekestsova et al., 2018). Вблизи от гидротермального поля Семенов, в осевом поднятии рифтовой долины на $13^{\circ}46'$ с.ш., во 2-ом рейсе НИС “Академик Борис Петров” были драгированы знаменитые “*ropping rocks*” — сильно пористые базальты с обильными газовыми включениями в стекловатом матриксе (Sarda, Graham, 1990).

ГЕОХИМИЯ ИЗУЧЕННЫХ ЗАКАЛОЧНЫХ СТЕКОЛ ОСЕВОЙ ЗОНЫ САХ

О содержании главных элементов в изученных закалочных стеклах можно судить по данным, приведенным в табл. 2. В общепринятой классификации геохимических типов MORB в качестве индикаторного параметра обычно используется величина K_2O/TiO_2 , которая позволяет выделять два главных семейства толеитовых базальтов океанических центров спрединга: N-MORB (деплементированные) и E-MORB (обогащенные) (например, Wilson, 1989; Дмитриев, 1998). Базальты, характеризующиеся промежуточными между N-MORB и E-MORB составами, в некоторых работах принято обозначать как T-MORB (переходные MORB) (например, Schilling et al., 1983; Eason, Sinton, 2006). MORB, обнаруживающие очень низкие значения $K_2O/TiO_2 \leq 0.05$, относятся к наиболее деплементированным разновидностям базальтов срединно-океанических хребтов — D-MORB (Shimizu et al., 2016). Вариации состава закалочных стекол, отображенные на рис. 2, демонстрируют, что изученные образцы соответствуют всему спектру геохимических типов MORB и включают закалочные стекла, образованные при различных степенях фракционирования толеитовых расплавов. Линия на рис. 2, разграничивающая поля составов N-MORB и E-MORB, приведена с использованием данных из (Wilson, 1989; Дмитриев и др., 2006).

Данные о содержании редкоземельных элементов, приведенные в табл. 3, свидетельствуют о том, что образцы закалочных стекол, отобранные в рифтовой долине САХ между 12° и 31° с.ш., относятся к двум главным группам, к одной из ко-

Таблица 2. Содержание главных элементов в изученных закалочных стеклах

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
16ABP7-8	50.90	1.56	14.47	9.55	0.13	9.27	10.85	2.16	0.55	99.43
64gl	51.23	1.56	15.13	9.63	0.17	8.63	11.44	3.13	0.13	101.04
14-3/1gl	50.79	1.40	15.60	9.45	0.16	9.15	11.77	3.21	0.11	101.62
36 L12D-3	50.21	1.56	15.76	9.77	0.18	8.59	11.76	3.36	0.13	101.32
36 L16D-3	50.28	1.20	15.34	9.31	0.16	9.77	12.27	2.56	0.09	100.98
36 L29D-4	51.03	1.51	15.11	9.30	0.15	9.10	11.72	3.12	0.14	101.17
36 L40D-3	50.89	1.43	14.99	9.63	0.16	8.32	12.42	3.01	0.11	100.96
36 L44D-3	50.62	1.69	15.21	9.75	0.18	7.99	11.84	3.40	0.11	100.80
36 L46D-2	50.58	1.58	15.17	9.71	0.17	8.21	12.09	3.20	0.10	100.81
36 L233D-1	50.26	1.50	15.07	10.06	0.21	9.18	11.47	3.04	0.19	100.98
36 L235D-1	50.76	2.08	14.04	11.73	0.17	8.18	10.97	3.24	0.13	101.31
16ABP54 gl	52.05	1.72	14.51	10.19	0.23	7.39	11.03	3.38	0.28	100.79
16ABP70-31	52.09	1.60	15.01	9.03	0.19	7.80	11.45	3.00	0.48	100.65
16ABP71-13	51.10	1.09	15.13	9.38	0.10	9.30	12.31	2.48	0.20	101.09
16ABP67-9	51.95	1.59	14.48	9.09	0.15	8.99	11.17	2.47	0.54	100.42
16ABP70-32	51.35	1.51	15.04	9.39	0.17	7.24	11.30	2.93	0.46	99.39
16ABP65-34	51.15	1.32	14.98	9.18	0.19	8.71	11.52	2.68	0.42	100.16
16ABP69-13	50.87	1.11	15.29	9.32	0.17	8.97	12.43	2.51	0.22	100.88
16ABP69-11	50.57	1.09	15.11	9.34	0.21	9.27	12.27	2.51	0.23	100.59
16ABP 69-10	50.05	1.01	15.30	9.56	0.20	9.02	12.36	2.19	0.21	99.91
16ABP70-34	50.93	1.49	14.93	9.17	0.22	7.79	11.32	2.93	0.49	99.28
16ABP 67-7	51.43	1.27	14.87	9.60	0.18	7.86	11.90	2.73	0.32	100.16
2PD44-1	50.16	1.59	15.32	11.00	0.23	6.92	11.18	3.03	0.55	99.98
2PD44-3	51.01	1.90	14.48	10.62	0.13	6.54	10.81	3.17	0.59	99.25
2PD45	51.11	1.65	14.57	9.85	0.19	7.57	10.97	2.99	0.53	99.43
2PD40-2	49.89	1.79	14.75	10.62	0.12	8.53	11.77	2.94	0.05	100.47
2PD43-3	50.65	1.60	14.80	9.85	0.14	8.08	10.92	3.26	0.26	99.55

Примечание. Состав каждого образца приведен как среднее для трех индивидуальных фрагментов стекла. Все железо – как FeO. Содержание оксидов даны в мас. %.

торых принадлежат закалочные стекла с $(La/Sm)_{cn} \leq 1$, в то время как другая группа включает образцы, в которых $(La/Sm)_{cn} \geq 1$. Как следует из рис. 3 и 4, практически все образцы закалочных стекол, в которых установлены признаки обогащения ЛРЗЭ, получены в сегментах САХ, заключенных между 12° и 15° с.ш. Исключением является обр. 16ABP7-8, который, как было указано выше, драгирован в осевом поднятии внутри рифтовой долины. Точки составов закалочных стекол с $(La/Sm)_{cn} \geq 1$, попадающие в интервал значений K_2O/TiO_2 , равный 0.2–0.3, обозначены на рис. 4 как представители Т-MORB, образование которых может отражать процессы фракционирования или смешения родительских расплавов. Образцы с $(La/Sm)_{cn} \geq 1$, в которых $K_2O/TiO_2 \geq 0.3$, образуют на рис. 4 компактную группу составов, соответствующую ти-

пичным Е-MORB. Все закалочные стекла, полученные из сегментов, расположенных между 15° и 31° с.ш., обнаруживают $(La/Sm)_{cn} \leq 1$ и демонстрируют характер распределения содержаний РЗЭ, нормированных к хондриту, свойственный N-MORB (рис. 4).

Надежными геохимическими индикаторами степени обогащенности толеитовых базальтов являются величины Th/La и Ce/U (например, Halliday et al., 1995; Shimizu et al., 2016). Как и характер распределения РЗЭ, наблюдаемые в изученных образцах вариации Th/La и Ce/U позволяют прийти к заключению, что все закалочные стекла, полученные в сегментах, в строении которых преобладают базальты, относятся к N-MORB, а в случае обр. 36L46D-2 – к наиболее деплетирован-

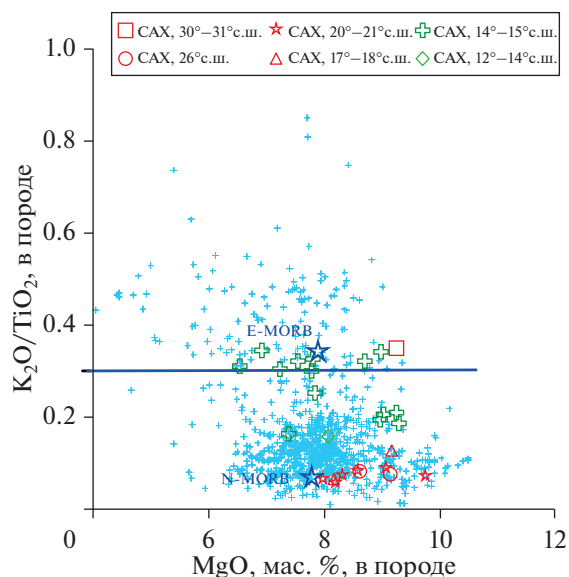


Рис. 2. Вариации MgO и $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ в изученных закалочных стеклах (определялись на электронном микроанализаторе). Голубые крестики соответствуют составам, заимствованным из (RIDGE ..., 1999). Красным цветом обозначены точки составов изученных закалочных стекол, добытых в районах рифтовой долины, в строении разреза которых резко доминируют базальты. Зеленым цветом показаны составы закалочных стекол из районов осевой зоны CAX, в строении корового разреза которых преобладают серпентиниты. Составы N-MORB и E-MORB, обозначенные крупными синими звездочками, приведены по (Wilson, 1989).

ным разновидностям N-MORB: D-MORB (табл. 4, рис. 5).

Поведение стронция в процессах образования базальтового субстрата океанической коры характеризуется двумя главными трендами: один определяется фракционной кристаллизацией родительского расплава (например, Winter, 2001); другой тренд связан с низкотемпературным преобразованием базальтов, включающим палагонитизацию их закалочных стекол (например, Verma, 1992). Характер вариаций содержаний Sr, MgO и $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, отображенных на рис. 6, свидетельствует о том, что в закалочных стеклах, относящихся к N-MORB, наблюдается увеличение содержания Sr без заметного изменения значений $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ (рис. 6а). Такое поведение стронция может отражать эффект образования в закалочном стекле кристаллитов плагиоклаза, как это, например, установлено в обр. 14-3/1gl (рис. 7б). В некоторых образцах закалочных стекол с характеристиками N-MORB (обр. 36L235D-1) обнаружены также кристаллиты оливина (рис. 7а). В этой связи представляется закономерным, что образец с кристаллитами плагиоклаза обнаруживает более высокие содержания CaO и Al_2O_3 по сравнению с

образцом, в котором присутствуют кристаллиты оливина. Приведенные данные позволяют предполагать, что тренды изменения содержания стронция в изученных стеклах преимущественно связаны с фракционной кристаллизацией родительских для них расплавов. Это подтверждает также характер ковариаций между содержаниями Sr и MgO (рис. 6б).

В закалочных стеклах семейства E-MORB увеличение содержания Sr при существенно более высоких его концентрациях (≥ 200 г/т) также происходит в достаточно узком интервале значений $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, сильно превосходящих значения этого параметра в стеклах группы N-MORB. В целом приведенные в табл. 4 данные по содержанию Sr в изученных закалочных стеклах соответствуют оценкам содержания этого элемента в различных геохимических типах MORB (например, Su, 2002; Arevalo, McDonough, 2010).

При изучении закалочных стекол с помощью сканирующего электронного микроскопа минералогических признаков их низкотемпературного изменения обнаружено не было. Однако ранее в некоторых работах приводились данные, свидетельствующие о признаках контаминации родительских расплавов MORB летучими компонентами морского или атмосферного происхождения в условиях магматической камеры (Buikin et al., 2022) или при их закалке во время излияния на поверхность морского дна (Broadley et al., 2017). Для оценки возможного влияния подобной контаминации на состав закалочных стекол из рассмотренных сегментов CAX были использованы данные о содержаниях в них Cl и U (табл. 4), наиболее подвижных элементов в процессе взаимодействия субстрата океанической коры с морской водой и ее гидротермальными дериватами (Verma, 1992; Clog et al., 2013). Отсутствие в образцах из сегментов CAX, сложенных преимущественно базальтами, корреляции содержаний Cl и U с концентрацией Sr может свидетельствовать, о том, что содержания хлора и урана в стеклах состава N-MORB не обнаруживают значительных вариаций и не зависят от процесса фракционирования родительского расплава (рис. 8а — Cl и рис. 8б — U). Рассматривая характер ковариации содержаний Cl, U и MgO в закалочных стеклах, отобранных в базальтовых сегментах CAX, также можно прийти к заключению, что в изученных образцах хлор не фракционирует в ходе эволюции родительского расплава и его концентрация остается на уровне содержания Cl, характерного для деплетированных MORB (например, Michael, Cornell, 1998) (рис. 9а). Уран в образцах стекол, добытых в базальтовых сегментах CAX, характеризуется таким же поведением, как и Cl (рис. 9б) и обнаруживает узкий интервал концентраций в пределах, свойственных N-MORB и указанных, например, в (Arevalo, McDonough, 2010).

Таблица 3. Содержание редкоземельных элементов в изученных закалочных стеклах

Номер образца	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
16ABP7-8	13.09	28.93	3.67	17.84	4.10	1.50	4.52	0.63	4.87	0.86	3.36	3.07	0.47
64gl	4.30	13.67	2.14	13.15	4.42	1.47	5.56	0.94	6.98	1.40	4.98	4.92	0.68
14-3/1gl	3.12	9.71	1.66	9.83	3.44	1.24	4.92	0.73	5.49	1.03	3.77	3.80	0.57
36L233D-1	4.93	13.54	2.03	11.77	4.28	1.35	4.06	0.85	5.90	1.21	4.42	4.64	0.64
36L235D-1	4.64	14.99	2.59	16.39	5.67	1.87	6.86	1.09	8.29	1.71	6.11	6.33	0.86
36L12D-3	3.72	11.09	1.90	10.82	3.77	1.38	5.12	0.71	5.75	1.06	3.95	3.75	0.60
36L16D-3	2.64	8.10	1.41	8.95	3.02	1.14	4.46	0.63	5.40	1.13	4.03	4.07	0.59
36L29D-4	3.82	11.21	1.88	11.35	3.76	1.38	4.11	0.72	5.62	1.08	3.76	3.93	0.57
36L40D-3	3.13	9.33	1.68	9.95	3.42	1.33	4.47	0.69	5.77	1.08	3.79	3.83	0.61
36L44D-3	3.86	13.39	2.18	12.98	4.73	1.63	6.92	1.03	6.80	1.33	4.54	4.59	0.69
36L46D-2	3.29	11.82	1.99	12.28	4.21	1.45	4.94	0.84	5.95	1.09	4.02	3.72	0.62
16ABP54gl	8.17	18.98	2.94	15.83	4.34	1.66	5.02	0.89	6.43	1.20	4.77	4.60	0.71
16ABP70-31	12.11	26.30	3.45	15.98	4.28	1.42	4.54	0.58	4.44	0.83	2.91	2.75	0.45
16ABP71-13	5.68	13.91	1.80	9.69	2.49	0.94	3.31	0.44	3.68	0.71	2.59	2.30	0.40
16ABP67-9	13.13	27.15	3.50	16.91	4.21	1.47	4.22	0.60	4.61	0.82	2.67	2.95	0.43
16ABP70-32	12.64	29.11	3.66	16.87	4.74	1.68	5.28	0.76	4.97	0.93	3.60	3.40	0.52
16ABP65-34	10.94	21.86	2.88	13.56	3.66	1.30	3.48	0.53	4.24	0.84	2.74	2.76	0.39
16ABP69-13	6.05	13.49	1.78	9.97	2.52	1.02	2.49	0.46	3.65	0.72	2.47	2.53	0.35
16ABP69-11	5.92	14.80	1.94	10.19	3.06	1.10	3.12	0.53	3.63	0.76	2.44	2.60	0.39
16ABP69-10	5.47	13.24	1.81	9.81	2.63	0.96	3.02	0.46	3.57	0.74	2.50	2.26	0.39
16ABP70-34	12.01	26.14	3.23	15.59	4.07	1.25	4.76	0.67	4.50	0.85	2.82	2.68	0.45
16ABP67-7	7.59	18.23	2.28	11.24	3.49	1.18	4.59	0.56	3.97	0.81	3.03	2.71	0.34
2PD44-1	13.45	29.49	3.54	18.31	4.45	1.49	5.24	0.71	4.94	0.93	3.50	3.18	0.49
2PD44-3	14.76	32.54	3.82	19.12	5.04	1.57	5.03	0.79	5.42	1.10	3.74	3.48	0.55
2PD-45	13.02	28.85	3.51	18.46	4.98	1.53	4.65	0.66	5.13	0.85	3.16	3.08	0.46
2PD43-3	7.37	17.78	2.54	14.43	4.34	1.48	5.65	0.82	5.91	1.13	4.14	3.99	0.55

Примечание. Содержание РЗЭ приведено в г/т.

В противоположность этому, в закалочных стеклах из сегментов САХ, где распространены серпентиниты, установлены широкие вариации содержаний Сl и U и их положительная корреляция с концентрацией Sr. Следует заметить, что поскольку уран и стронций характеризуются резко различающимися коэффициентами распределения минерал/расплав (Sun et al., 2017), тренд, наблюдаемый на рис. 8б для составов стекол из этих сегментов САХ, не связан с эффектом фракционной кристаллизации и, возможно, отражает контаминацию расплава гидротермальным флюидом — дериватом морской воды. Точки состава закалочных стекол группы E-MORB, добытых из серпентинитовых сегментов САХ, на рис. 9 занимают гораздо более обширное поле, по сравнению с составами закалочных стекол N-MORB, и существенно превосходят их по содержаниям Сl и U. Четко выраженная на рис. 10 положительная

корреляция между содержаниями Сl и U в обогащенных закалочных стеклах, так же как и U-Sr тренд, свойственный тем же образцам на рис. 8б, возможно, отражает контаминацию родительских расплавов MORB компонентами морского происхождения.

ПРИРОДА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ТРЕНДОВ ЭВОЛЮЦИИ СОСТАВА ЗАКАЛОЧНЫХ СТЕКОЛ САХ

Если рассматривать приведенные выше данные в контексте существующих сведений о строении и составе литосферы осевой зоны САХ между 12° и 30° с.ш., можно прийти к заключению, что практически все закалочные стекла, относящиеся к семейству E-MORB, были добыты в “холодных” сегментах САХ, коровый разрез которых сложен преимущественно серпентинитами (рис. 11). В то же время стекла типа N-MORB из изученной кол-

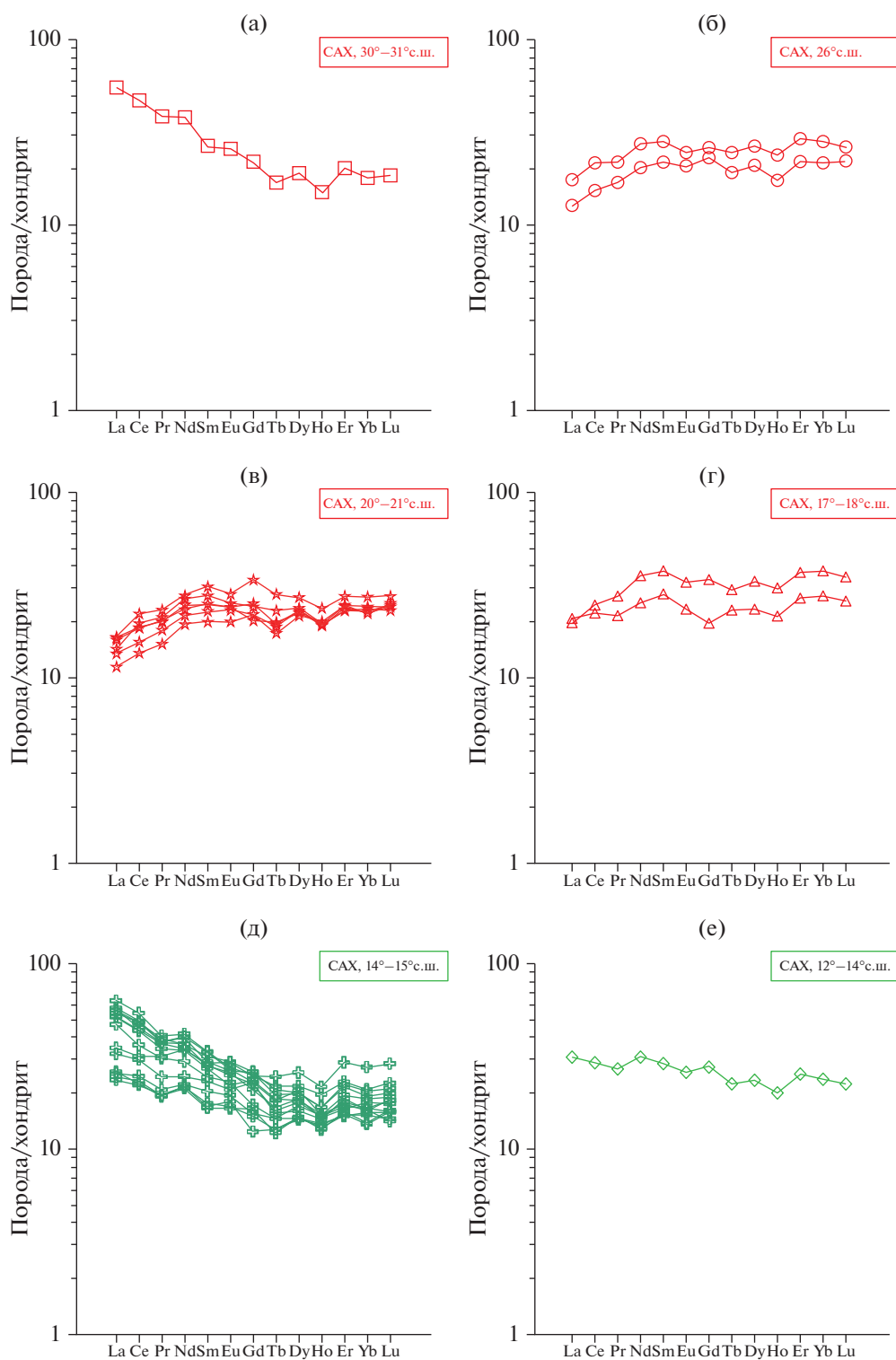


Рис. 3. Характер распределения нормализованных к хондриту содержаний РЗЭ (определялись методом SIMS) в изученных закалочных стеклах MORB: (а) — сегмент CAX на 30°–31° с.ш., (б) — сегмент CAX на 26° с.ш., (в) — сегмент CAX на 20°–21° с.ш., (г) — сегмент CAX на 17°–18° с.ш., (д) — сегмент CAX на 14°–15° с.ш., (е) — сегмент CAX на 12°–14° с.ш. Состав хондрита заимствован из (Sun, McDonough, 1989). Условные обозначения см. на рис. 2.

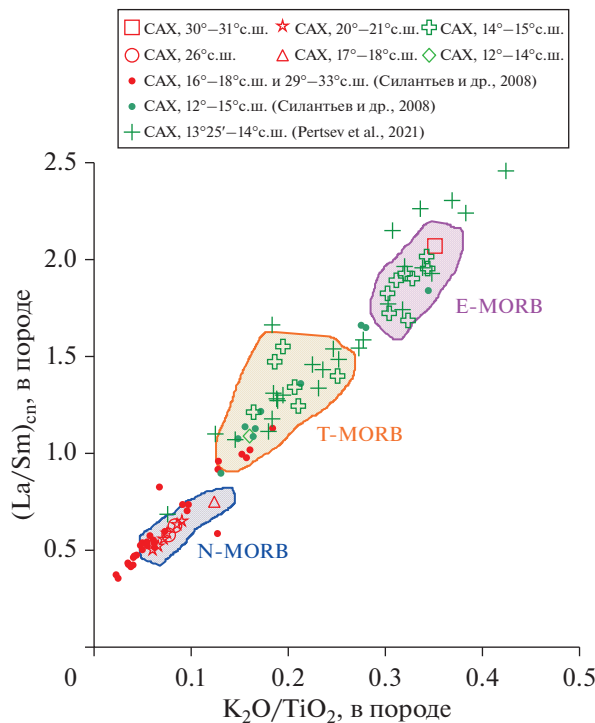


Рис. 4. Вариации K_2O/TiO_2 и $(La/Sm)_{sp}$ в изученных закалочных стеклах. В синем контуре расположены точки составов, соответствующие N-MORB; в оранжевом — T-MORB; в сиреновом — E-MORB. Зелеными крестиками показаны вариации состава закалочных стекол из осевой зоны CAX между $13^{\circ}25'$ – 14° с.ш., представленные в (Pertsev et al., 2021). Залитыми кружками обозначены закалочные стекла из осевой зоны хребта между 12° и 34° с.ш. по (Силантьев и др., 2008): зеленым цветом показаны точки составов образцов, отобранных в “холодных” сегментах; красным — в “горячих”.

лекции отобраны преимущественно в “горячих” сегментах CAX, в строении которых преобладают базальты. Следует подчеркнуть, что в некоторых районах осевой зоны CAX тесно ассоциируют все известные в настоящее время геохимические типы MORB. Этот феномен отражает фундаментальную особенность CAX, которая проявлена в двух типах его геохимической сегментации: крупномасштабной и мелкомасштабной. Первый тип отражает тепловое и, соответственно, реологическое состояние мантийного субстрата, генерирующего расплавы родительские для MORB. Мелкомасштабная сегментация связана с процессами, протекающими внутри корового разреза осевой зоны CAX, и связанными с взаимодействием магматических и гидротермальных систем. Именно такого рода процессы, возможно, могут обеспечивать возникновение в базальтах рифтовой долины CAX геохимических характеристик, которые во многих работах интерпретируются как следствие рециклинга (например, Némond et al., 2006).

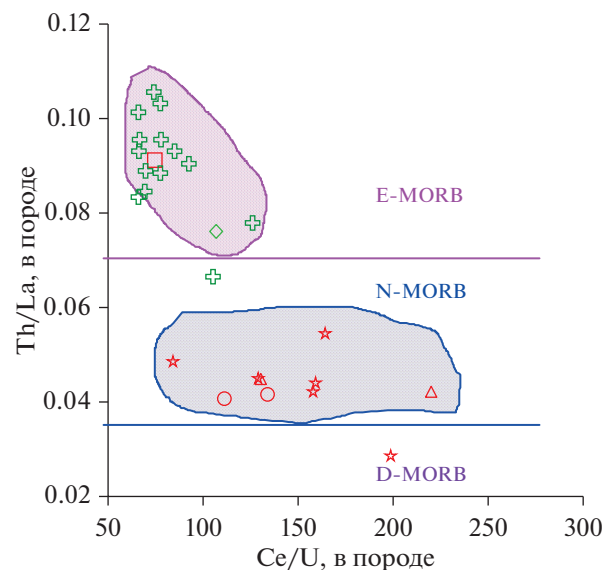


Рис. 5. Вариации Ce/U и Th/La в изученных закалочных стеклах (определялись методом SIMS). Области значений Th/La , характерные для E-MORB, N-MORB и D-MORB, показаны по (Shimizu et al., 2016). Условные обозначения см. на рис. 4.

В ходе серпентинизации ультраосновной субстрат океанической коры усваивает из флюида морского происхождения значительные количества хлора, стронция и урана (Силантьев, 2003; Sharp, Barnes, 2004). Об уровне вариации содержания Sr и U в серпентинитах, ассоциирующих с закалочными стеклами, добытых между 12° и 15° с.ш., можно судить по рис. 12. Характер трендов распределения содержаний Cl и U в обогащенных закалочных стеклах, представленных на рис. 8–10, возможно, отражает специфику состава ассоциирующих серпентинитов, которые являются преобладающим типом пород в этих сегментах, а проявления базальтового магматизма здесь крайне редки. Свидетельства участия *in situ* гидротермального компонента в эволюции магматического расплава, родительского для MORB рифтовой долины CAX, ранее были приведены в работах (Kendrick et al., 2012; Stroncik, Niedermann, 2016; Buikin et al., 2022). На рис. 13 наглядно представлен характер распределения содержания хлора в закалочных стеклах MORB из сегментов CAX, заключенных между 10° и 40° с.ш. Очевидна приуроченность закалочных стекол с высоким содержанием хлора к районам осевой зоны хребта, сложенным серпентинитами, в которых расположены так называемые “serpentine hosted” гидротермальные поля. В противоположность стеклам, относящимся к группе E-MORB, образцы деплетированных закалочных стекол (N-MORB), как следует из рис. 11 и 13, расположены в базальтовых сегментах осевой зоны CAX, к которым приурочены гидротермальные поля, ассоциирующие с базальтами

Таблица 4. Содержание некоторых редких элементов в изученных закалочных стеклах

Номер образца	Ba	Th	U	Nb	Ta	Pb	Sr	Zr	Hf	Y	Cl*	B	Li	Be
16ABP7-8	139.89	1.19	0.39	20.41	1.40	1.32	224	118	4.59	24.77	250	0.99	4.277	0.76
64gl	14.44	0.17	0.12	3.43	0.83	0.91	131	112	4.99	38.09	50	1.11	5.188	0.56
14-3/1gl	11.04	0.13	0.07	2.85	0.65	0.74	124	80	3.79	30.48	60	0.79	4.669	0.46
36L12D-3	15.76	0.17	0.09	3.01	0.73	0.48	148	90	4.12	32.33	40	0.86	4.763	0.52
36L16D-3	9.14	0.11	0.05	2.13	0.68	0.44	97	67	3.71	31.21	40	0.57	4.102	0.32
36L29D-4	15.66	0.21	0.07	3.71	0.72	0.47	123	89	4.20	31.76	50	0.79	4.561	0.47
36L40D-3	8.81	0.15	0.11	2.42	0.72	0.79	115	81	4.06	31.73	40	0.72	4.713	0.41
36L44D-3	13.03	0.17	0.08	3.04	0.87	0.75	144	114	5.12	37.21	30	0.93	5.405	0.53
36L46D-2	10.60	0.09	0.06	3.07	0.78	0.55	160	90	4.23	32.67	40	0.85	4.850	0.47
36L233D-1	33.50	0.22	0.10	5.60	0.86	0.63	142	95	4.72	34.53	80	0.78	4.977	0.50
36L235D-1	12.35	0.19	0.07	3.46	1.05	1.28	117	134	6.27	48.66	40	1.15	6.634	0.61
16ABP54gl	69.25	0.54	0.18	10.76	1.18	1.13	160	121	5.21	37.71	130	1.11	5.877	0.70
16ABP70-31	121.83	1.13	0.40	18.39	1.14	0.99	216	109	3.97	23.92	230	0.98	4.166	0.75
16ABP71-13	53.54	0.50	0.18	7.62	0.70	0.42	149	65	3.19	18.80	90	0.61	3.232	0.42
16ABP67-9	126.77	1.25	0.41	20.38	1.19	1.22	212	115	4.56	24.70	190	0.98	3.953	0.76
16ABP70-32	127.23	1.14	0.31	18.71	1.28	1.12	222	120	4.31	26.54	230	1.01	4.338	0.73
16ABP65-34	126.02	0.92	0.32	16.66	1.25	1.13	197	92	3.33	22.93	220	0.83	3.893	0.60
16ABP69-13	54.39	0.47	0.11	7.82	0.70	0.58	148	64	2.99	20.61	110	0.63	3.292	0.42
16ABP69-11	55.38	0.57	0.19	8.08	0.75	0.59	155	66	2.70	20.28	100	0.64	3.397	0.43
16ABP69-10	52.37	0.51	0.16	7.82	0.60	0.46	148	61	2.71	19.58	100	0.61	3.319	0.40
16ABP70-34	116.86	1.07	0.38	18.13	1.11	1.03	207	109	3.96	23.62	240	0.98	4.185	0.71
16ABP67-7	81.47	0.80	0.25	11.06	0.81	0.59	167	83	3.24	21.61	150	0.81	4.112	0.53
2PD 44-1	152.07	1.12	0.45	21.70	1.38	0.91	238	117	4.48	26.30	210	0.90	4.242	0.75
2PD44-3	170.51	1.49	0.49	25.05	1.49	1.25	255	127	5.06	28.50	310	0.99	5.099	0.84
2PD45	139.19	1.34	0.37	20.77	1.32	1.19	218	122	4.79	26.13	290	0.99	4.512	0.77
2PD43-3	61.55	0.56	0.17	10.40	0.91	0.87	161	109	4.62	31.79	150	1.05	5.530	0.62

Примечание. Содержание элементов приведено в г/т. *Данные электронного микроанализатора (EPMA).

(“basalt hosted”). Судя по приведенным выше данным, признаки внутрикоровой контаминации в стеклах этой группы отсутствуют.

Несмотря на то, что геохимические особенности закалочного стекла, представленного обр. 16ABP7-8, свидетельствуют о его бесспорной принадлежности к семейству E-MORB, этот образец был драгирован с осевого вулканического поднятия в рифтовой долине, а сведения о присутствии в этом районе обнажений серпентинитов отсутствуют.

Как видно на рис. 11 и 13, станция драгирования, на которой был получен этот образец, находится в 60 милях к северу от крупного гидротермального поля Брокен Спур. В пределах этого поля фиксируются геохимические признаки активного взаимодействия высокотемпературного гидротермального флюида с базальтовым субстратом рифтовой долины (James et al., 1995). Нельзя исключать, что

проявления активной гидротермальной циркуляции прослеживаются и к северу от этого поля. Возможно, высокое содержание хлора и урана в этом закалочном стекле является результатом контаминации его родительского расплава компонентами гидротермального флюида морского происхождения. Ранее подобный механизм контаминации был предложен при интерпретации данных о содержаниях H_2O , Cl, а также изотопного состава и элементных соотношений He-Ar-N-C(CO_2) в закалочных стеклах, полученных в осевой зоне САХ на 16°09' с.ш. вблизи гидротермального поля Краснов (Buikin et al., 2022). Следует заметить, что высокое содержание хлора в закалочных стеклах навряд ли отражает геохимическую специфику расплавов, родительских для E-MORB. В работе (Urann et al., 2017) приводятся аргументы в пользу мнения, что существующие оценки содержания Cl в резервуаре DMM завышены и нужда-

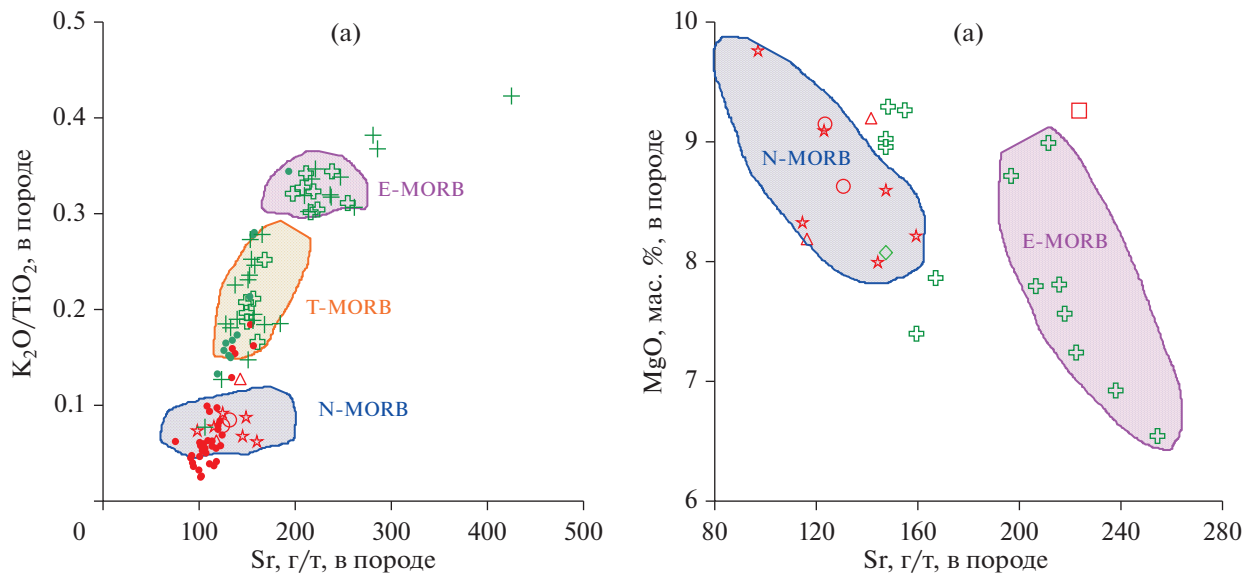


Рис. 6. Вариации Sr и K_2O/TiO_2 (а) и Sr и MgO (б) в изученных закалочных стеклах MORB. Условные обозначения см. на рис. 4.

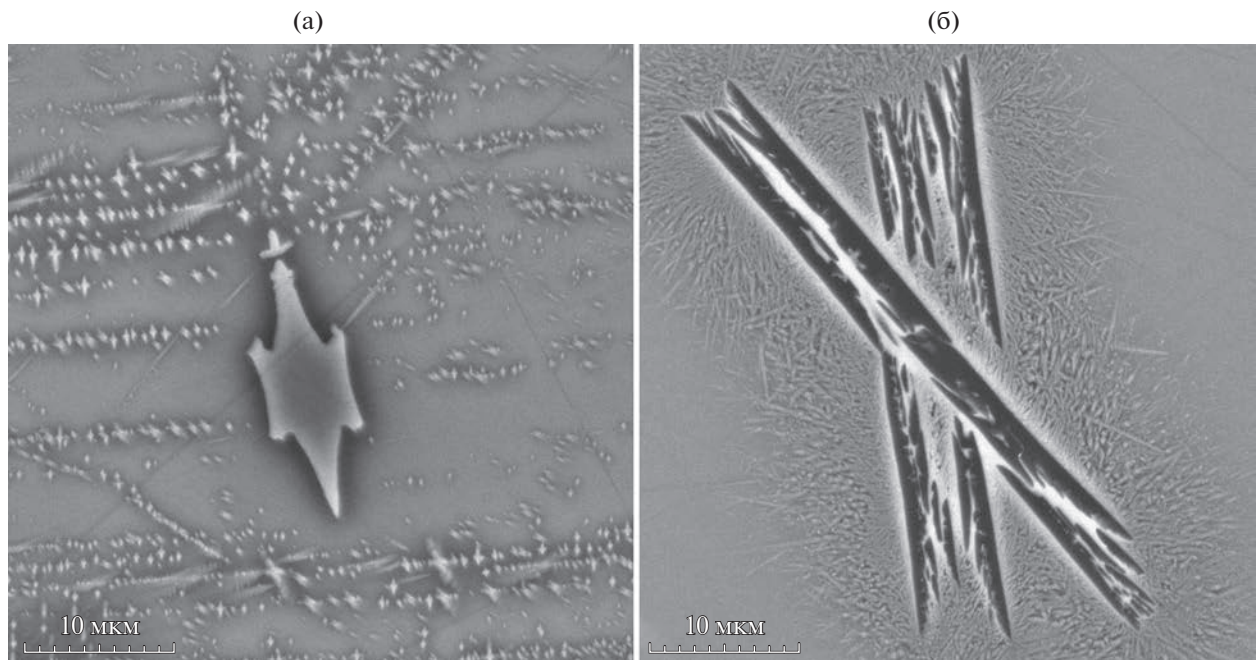


Рис. 7. Кристаллиты оливина (а) и плагиоклаза (б) в закалочных стеклах N-MORB (обр. 36L235D-1 и обр. 14-3/1gl, соответственно). Изображения получены с помощью сканирующего электронного микроскопа.

ются в переоценке, в то время как содержание Cl в MORB почти всегда связано с некоторой контаминацией MORB материалом, обогащенным морской водой или ее дериватами.

Выше была отмечена приуроченность закалочных стекол семейства E-MORB к “холодным” сегментам САХ, в строении которых преобладают серпентиниты. Эта закономерность позволяет

по-новому взглянуть на проблему происхождения E-MORB в некоторых районах САХ. В настоящее время, благодаря многочисленным находкам в продуктах магматизма гребневой зоны САХ цирконов с древним возрастом, в ряде работ высказывается предположение об участии в магматизме рифтовой долины САХ реликтов древней континентальной литосферы, сохранившихся под

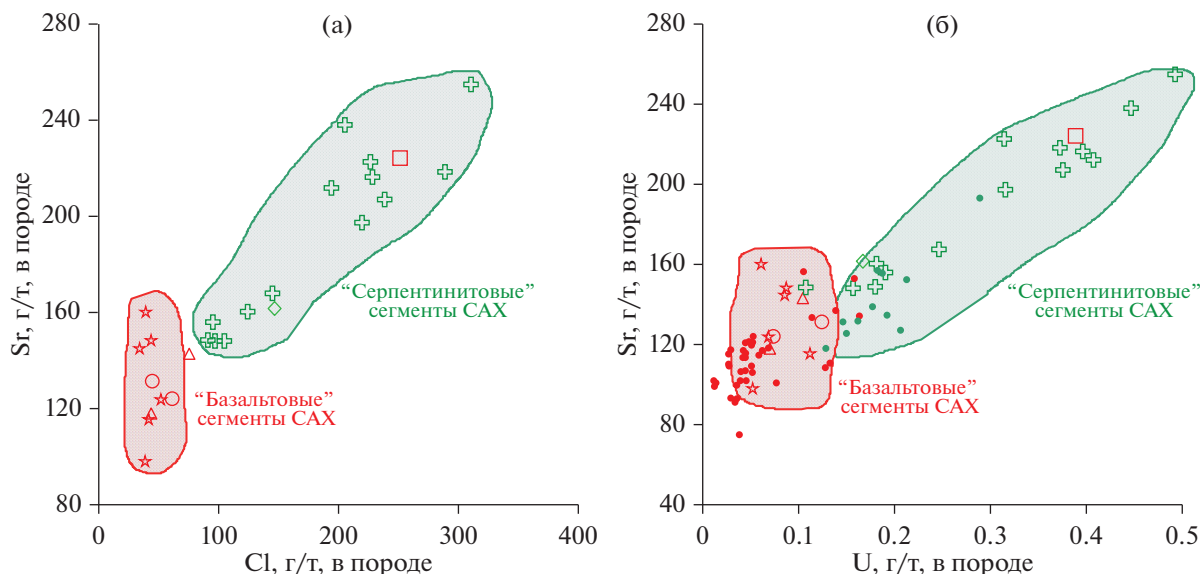


Рис. 8. Вариации содержаний Cl (определены методом EPMA) и Sr (а), а также U и Sr (определялись методом SIMS) (б) в изученных закалочных стеклах MORB. Условные обозначения см. на рис. 4.

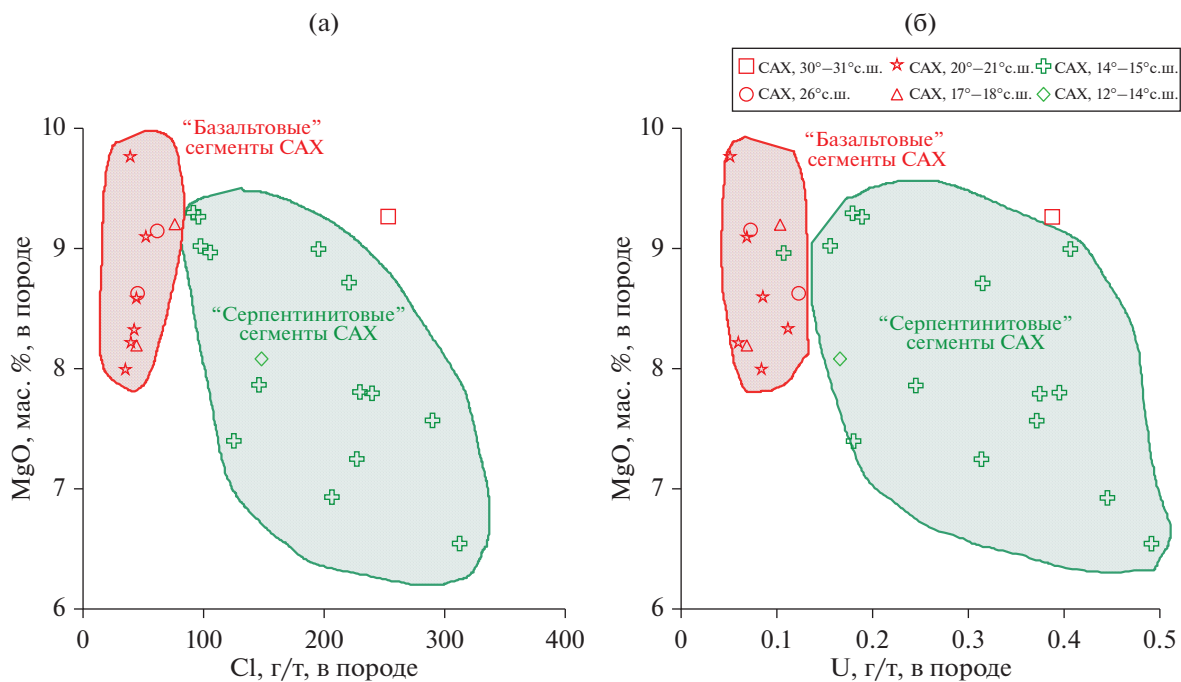


Рис. 9. Вариации содержаний Cl и MgO (а) и U и MgO (б) в изученных закалочных стеклах MORB.

осевой зоной хребта и вовлекающихся в процесс частичного плавления малоглубинной мантии (Бортников и др., 2022). Существуют также геохимические и петрологические свидетельства присутствия в акваториях, включающих рассмотренные сегменты рифтовой долины САХ, литосферных блоков, чужеродных современной океа-

нической литосфере: 35°04'–35°30' с.ш. (Dosso et al., 1999), 15°30' с.ш. (Силантьев, 1998), 10°42' с.ш. (Костицын и др., 2018). Присутствие подобных реликтов древней литосферы под некоторыми районами осевой зоны САХ, возможно, проявляется в чередовании ее “холодных” (“серпентинитовых”) и “горячих” (“базальтовых”) сегментов.

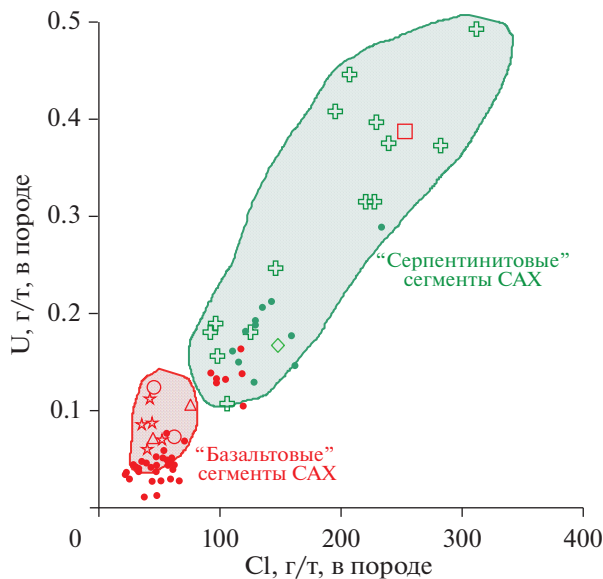


Рис. 10. Вариации содержаний Cl и U в изученных закалочных стеклах MORB. Условные обозначения см. на рис. 4.

Можно предполагать, что участие в магматизме рифтовой долины САХ реликтов древней континентальной литосферы может обеспечить формирование в некоторых MORB геохимических параметров, индикаторных для обогащенных базальтов семейства E-MORB. Возможно, именно в “холодных” сегментах САХ реализуются реологические условия, благоприятствующие образованию долго живущих магматических камер внутри океанической коры. Этот стиль магматизма в низкоскоростном центре спрединга, каковым является САХ, способствует контаминации базальтовых расплавов компонентами, заимствованными или из вмещающих серпентинитов, или из водно-солевых флюидов, циркулирующих в “serpentine hosted” гидротермальных системах.

Предложенная модель, вероятно, может конкурировать с представлениями о происхождении E-MORB в сегментах САХ между 14°–15° с.ш. и на 30° с.ш. за счет рециклинга щелочных базальтов типа OIB (например, Némond et al., 2006). К этому можно добавить, что ранее в работе (Yang et al., 2018) был предпринят анализ характера распределения более 60 элементов в 319 образцах закалочных стекол D-MORB, N-MORB и E-MORB из 144 отдельных лавовых покровов из сегментов рифтовой долины САХ между 10° и 40° с.ш. Представленные в этой работе результаты продемонстрировали, что отношения содержаний редких элементов, “чувствительных” к флюидному транспорту в зонах субдукции (Th/U, Nb/U, Ba/Th, Ba/La), характеризуются постоянством и аналогичны их мантийным значениям для N- и E-MORB. Таким образом, полученные в (Yang

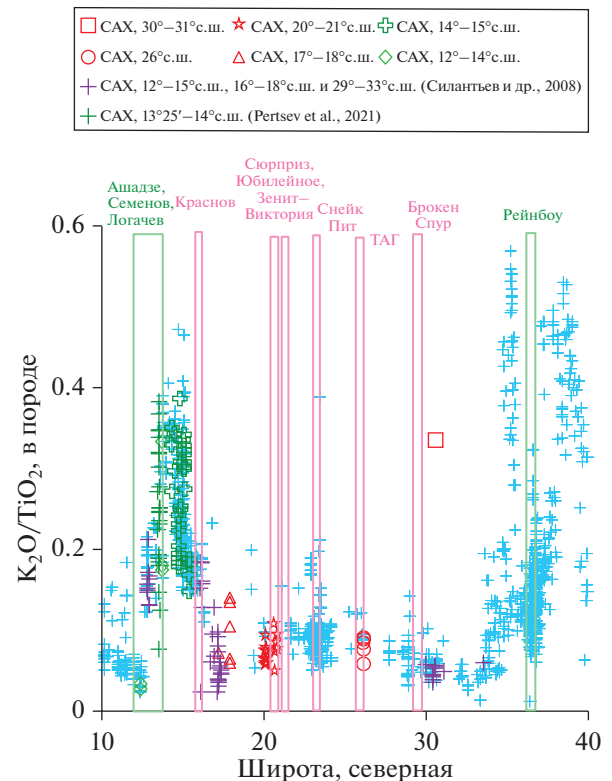


Рис. 11. Характер распределения вдоль оси САХ между 10° и 40° с.ш. величины K_2O/TiO_2 в закалочных стеклах MORB. Голубые крестики соответствуют составам, заимствованным из (RIDGE ..., 1999). Красным цветом и его оттенками обозначены районы осевой зоны САХ, в которых расположены гидротермальные поля, связанные с базальтовым субстратом и точки составов изученных закалочных стекол, добытых в этих районах. Зеленым цветом показаны районы гидротермальных полей, ассоциирующих с серпентинитами и составы изученных закалочных стекол из этих акваторий. Зеленые тонкие крестики – составы закалочных стекол, представленные в (Pertsev et al., 2021). Сиреневые крестики – составы закалочных стекол, представленные в (Силантьев и др., 2008).

et al., 2018) данные свидетельствуют о необходимости переоценки моделей петрогенезиса, объясняющих обогащение родительских расплавов MORB за счет процесса рециклинга.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленные данные о геохимических особенностях образцов закалочных стекол, отобранных в различных сегментах САХ между 12° и 30° с.ш., позволяют сформулировать ряд выводов, имеющих принципиальную важность не только для оценки возможного влияния активных гидротермальных систем на геохимические параметры MORB, но также и для реконструкции природы источников расплавов, родительских для E-MORB.

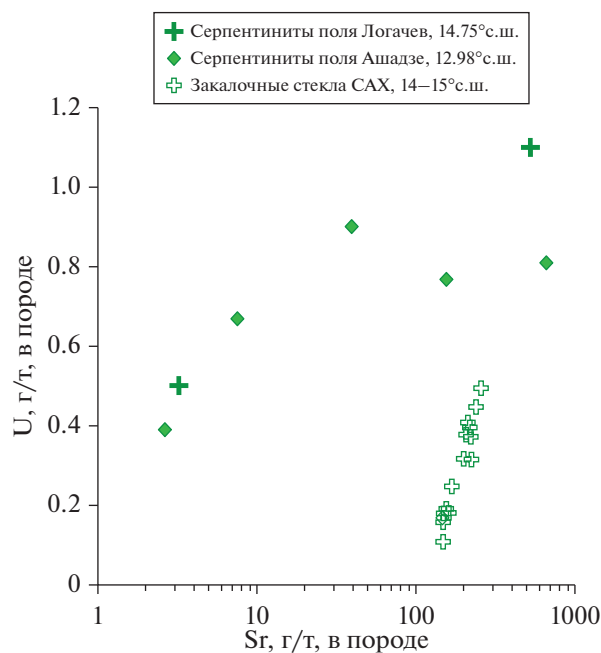


Рис. 12. Вариации содержаний U и Sr в изученных закалочных стеклах MORB и в ассоциирующих с ними серпентинитах из сегментов САХ, заключенных между 12° и 15° с.ш. Состав серпентинитов заимствован из (Силантьев и др., 2011).

1. Базальты семейства E-MORB, к которому относится большая часть образцов изученных в настоящей работе закалочных стекол, локализованы преимущественно в “холодных” сегментах САХ, в строении корового разреза которых преобладают серпентиниты.

2. Образцы деплетированных закалочных стекол N-MORB, относятся к сегментам осевой зоны САХ, в которых обнажения серпентинитов или отсутствуют, или играют подчиненную роль.

3. В закалочных стеклах E-MORB из “холодных” сегментов САХ установлены признаки контаминации базальтовых расплавов компонентами, заимствованными или из вмещающих серпентинитов, или из водно-солевых флюидов, циркулирующих в “serpentine hosted” гидротермальных системах.

4. Судя по полученным данным о характере вариаций содержаний Cl, U и Sr, в изученных закалочных стеклах, относящихся к семейству N-MORB, признаки внутрикоровой контаминации в них отсутствуют.

5. Возможно, в образовании родительских для E-MORB расплавов в некоторых сегментах САХ принимают участие реликты древней континентальной литосферы, сохранившиеся под осевой зоной хребта и вовлекающиеся в процесс частичного плавления малоглубинной мантии.

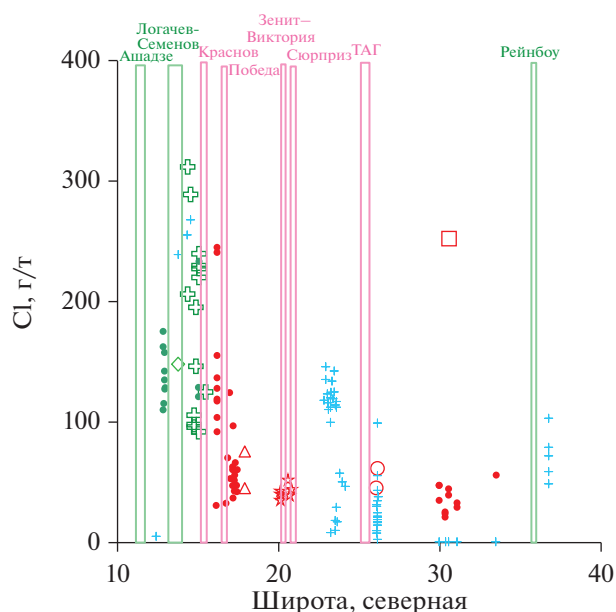


Рис. 13. Вариации вдоль оси САХ между 10° и 40° с.ш. содержания Cl в закалочных стеклах MORB. Условные обозначения см. на рис. 2 и 4.

Авторы планируют в ходе проведения дальнейших исследований в рамках затронутой в настоящей работе проблемы определить изотопный состав стронция и неодима, а также благородных газов и азота в изученных закалочных стеклах, что позволит подтвердить или подвергнуть ревизии приведенные выше выводы.

Благодарности. Авторы выражают признательность Н.М. Сушевой за предоставленные образцы закалочных стекол из сегмента САХ на 26° с.ш. и Д.Д. Бадюкову за помощь при работе на электронном микроскопе TESCAN MIRA3.

Источники финансирования. Проведенное исследование осуществлялось при поддержке гранта РФФИ № 22-27-00815.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бортников Н.С., Силантьев С.А., Беа Ф. и др. Разновозрастные цирконы и их изотопный состав (Hf, O) в породах осевой зоны Срединно-Атлантического хребта: свидетельства неоднократного плавления гетерогенной мантии и эпизодической аккреции океанической коры в зоне спрединга // Петрология. 2022. Т. 30. № 1. С. 3–30.
- Бельтнев В.Е., Рождественская И.И., Самсонов И.К. и др. Поисковые работы на площади Российского разведочного района в Атлантическом океане с оценкой прогнозных ресурсов ГПС категории Р2 и Р3 в блоках 31–45. Ломоносов: Фонды ФГУНПП “ПМГРЭ”, 2016.
- Бельтнев В.Е., Лазарева Л.И., Черкашён Г.А. и др. Новые гидротермальные рудные поля на Срединно-Атлантическом хребте: Юбилейное (20°09' с.ш.) и Сюрприз (20°45' с.ш.) // Докл. АН. 2017. Т. 476. № 3. С. 305–310.

- Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевиц А.М., Гуревич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. 527 с.
- Дмитриев Л.В. Вариации состава базальтов срединно-океанических хребтов как функция геодинамической обстановки их формирования // Петрология. 1998. Т. 6. № 4. С. 340–362.
- Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю. Геодинамика трех контрастных типов магматизма океана и их отражение в данных сейсмотомографии // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 655–672.
- Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю., Плечова А.А. Статистическая оценка вариаций состава и *P-T* условий эволюции базальтов срединно-океанических хребтов и их региональное распределение // Петрология. 2006. Т. 14. № 2. С. 1–22.
- Костицын Ю.А., Силантьев С.А., Аносова М.О. и др. Возраст plutонических пород разлома Вима (Центральная Атлантика) и природа их мантийных источников // Геохимия. 2018. № 2. С. 1–23.
- Силантьев С.А. Условия формирования plutонического комплекса Срединно-Атлантического хребта, 13°–17° с.ш. // Петрология. 1998. Т. 6. № 4. С. 381–421.
- Силантьев С.А. Вариации геохимических и изотопных характеристик реститовых перидотитов вдоль простирания Срединно-Атлантического хребта как отражение природы мантийных источников магматизма // Петрология. 2003. Т. 11. № 4. С. 339–362.
- Силантьев С.А., Данюшевский Л.В., Плечова А.А. и др. Геохимические и изотопные черты продуктов магматизма рифтовой долины САХ в районах 12°49'–17°23'с.ш. и 29°59'–33°41'с.ш.: свидетельство двух контрастных источников родительских расплавов // Петрология. 2008. Т. 16. № 1. С. 38–65.
- Силантьев С.А., Мироненко М.В., Новоселов А.А. Гидротермальные системы в перидотитовом субстрате медленно-спрединговых хребтов. Моделирование фазовых превращений и баланса вещества: Нисходящая ветвь // Петрология. 2009. Т. 17. № 2. С. 154–174.
- Силантьев С.А., Краснова Е.А., Каннат М. и др. Перидотит-габбро-трондьемитовая ассоциация пород Срединно-Атлантического хребта в районе 12°58'–14°45' с.ш.: гидротермальные поля Ашадзе и Логачев // Геохимия. 2011. № 4. С. 1–34.
- Силантьев С.А., Бортников Н.С., Шатагин К.Н. и др. Перидотит-базальтовая ассоциация САХ на 19°42'–19°59'с.ш.: оценка условий петрогенезиса и баланса вещества при гидротермальном преобразовании океанической коры // Петрология. 2015. Т. 23. № 1. С. 1–23.
- Суханова А.А. Минералого-геохимические особенности глубоководных сульфидных руд поля Юбилейное (Российский разведочный район Срединно-Атлантического хребта). Дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: Государственный горный ун-т, 2018. 137 с.
- Andreani M., Escartin J., Delacour A. et al. Tectonic structure, lithology, and hydrothermal signature of the Rainbow massif (Mid-Atlantic Ridge 36°14' N) // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2014. V. 15. P. 3543–3571.
- Arevalo R.Jr., McDonough W.F. Chemical variations and regional diversity observed in MORB // *Chemical Geol.* 2010. V. 271. P. 70–85.
- Becker T.W., Boschi L. A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2002. V. 3. P. 1–48.
- Bel'tenev V., Shagin A., Markov V. et al. A new hydrothermal field at 16° 38.4' N, 46° 28.5' W on the Mid-Atlantic Ridge // *InterRidge News*. 2004. № 13. P. 5–6.
- Bonatti E., Peyve A., Kepezhinskas P. et al. Upper mantle heterogeneity below Mid-Atlantic Ridge 0°–15° N // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. B4. P. 4461–4476.
- Bottazzi P., Ottolini L., Vannucci R., Zanetti A. An accurate procedure for the quantification of rare earth elements in silicates // *SIMS IX Proceedings*. Eds. A. Benninghoven, Y. Nihei, R. Shimizu and H.W. Werner. Chichester: Wileys, 1994. P. 927–930.
- Bougault H., Dmitriev L., Schilling J.-G. et al. Mantle heterogeneity from trace elements: MAR triple junction near 14° N // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 88. P. 27–36.
- Broadley M.W., Burgess R., Kumagai H. et al. Halogen variations through the quenched margin of a MORB lava: evidence for direct assimilation of seawater during eruption // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2017. V. 18. P. 2413–2428.
- Buikin A.I., Silantyev S.A., Verchovsky A.B. N-Ar-He-CO₂ systematics combined with H₂O, Cl, K abundances in MORB glasses demonstrate interaction of magmatic and hydrothermal systems: a case for MAR at 16°07'–17°11' N // *Geochem. Int.* 2022. V. 60. № 11. P. 1068–1086.
- Cannat M., Casey J.F. An Ultramafic lift at the Mid-Atlantic Ridge: successive stages of magmatism in serpentinized peridotites from the 15° N Region // *Mantle and Lower Crust Exposed in Oceanic Ridges and in Ophiolites*. Eds. R.L.M. Vissers and A. Nicolas. Kluwer Academic Publ., 1995. P. 5–34.
- Casey J.F. Comparison of major and trace-element geochemistry of abyssal peridotites and mafic plutonic rocks with basalts from the MARK Region of the Mid-Atlantic Ridge // Eds. J.A. Carson, M. Cannat, D.J. Miller, and D. Elthon. *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, Sci. Res. 1997. V. 153. P. 181–241.
- Cherkashov G., Poroshina I., Stepanova T. et al. Seafloor massive sulfides from the northern equatorial Mid-Atlantic Ridge: new discoveries and perspectives // *Marine Georesources and Geotechnology*. 2010. V. 28. № 3. P. 222–239.
- Clog M., Aubaud C., Cartigny P., Dosso L. The hydrogen isotopic composition and water content of southern Pacific MORB: a reassessment of the D/H ratio of the depleted mantle reservoir // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 381. P. 156–165.
- Dick H.J.B., Lissenberg C.J., Warren J.M. Mantle melting, melt transport, and delivery beneath a Slow-Spreading Ridge: the Paleo-MAR from 23°15' N to 23°45' N // *J. Petrol.* 2010. V. 51. Iss. 1–2. P. 425–467.
- Dosso L., Hanan B.B., Bougault H. et al. Sr-Nd-Pb geochemical morphology between 10° and 17° N on the Mid-Atlantic Ridge: a new MORB isotope signature // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 106. P. 29–43.
- Dosso L., Bougault H., Langmuir C. et al. The age and distribution of mantle heterogeneity along the Mid-Atlantic Ridge (31°–41° N) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 179. P. 269–286.
- Eason D., Sinton J. Origin of high-Al N-MORB by fractional crystallization in the upper mantle beneath the Galápa-

- gos Spreading Center // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 252. P. 423–436.
- Fedotova A.A., Bibikova E.V., Simakin S.G.* Ion-microprobe zircon geochemistry as an indicator of mineral genesis during geochronological studies // *Geochem. Int.* 2008. V. 46. № 9. P. 912–927.
- Firstova A., Stepanova T., Cherkashov G. et al.* Composition and formation of gabbro-peridotite hosted seafloor massive sulfide deposits from the Ashadze-1 hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge // *Minerals*. 2016. V. 6. № 19. <https://doi.org/10.3390/min6010019>
- Grand S.P.* Mantle Shear-Wave Tomography and the Fate of Subducted Slabs // *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 2002. V. 360. P. 2475–2491.
- Grand S.P., van der Hilst R.D., Widiyantoro S.* Global seismic tomography: a snapshot of convection in the Earth // *GSA Today*. 1997. V. 7. № 4. P. 1–7
- Halliday A.N., Lee D.-C., Tommasini S. et al.* Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 133. P. 379–395.
- Hemond C., Hofmann A.W., Vlastelic I., Nauret F.* Origin of MORB enrichment and relative trace element compatibilities along the Mid-Atlantic Ridge between 10° and 24° N // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2006. V. 7. № 12. Q12010. . <https://doi.org/10.1029/2006GC001317>
- Humphris S.E., Tivey M.K., Tivey M.A.* The Trans-Atlantic Geotraverse hydrothermal field: a hydrothermal system on an active detachment fault // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2015. V. 121. P. 8–16.
- James R.H., Elderfield H., Palmer M.R.* The chemistry of hydrothermal fluids from the Broken Spur site, 29° N Mid-Atlantic Ridge // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. № 4. P. 651–659.
- Jochum K.P., Dingwell D.B., Rocholl A. et al.* The preparation and preliminary characterisation of eight geological MPI-DING reference glasses for *in situ* microanalysis // *Geost. Newslett.* 2000. V. 24. P. 87–133.
- Kendrick M.A., Kamenetsky V.S., Phillips D., Honda M.* Halogen systematics (Cl, Br, I) in Mid-Ocean Ridge basalts: a Macquarie Island case study // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2012. V. 81. P. 82–93.
- Klein E.M., Langmuir C.H.* Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92. P. 8089–8115.
- Klitgord K.D., Dmitriev L.V., Casey J.F. et al.* 12th Cruise of the R/V “Akademik Boris Petrov” (Leg 1)/February 2–February 28. 1989. U.S. Soviet Collaborative Geological and Geophysical Survey of the Mid-Atlantic Ridge near 31° N. The Petrov Fracture Zone // U.S. Geol. Survey Open File Report № 94-7. December 30. 1993.
- Michael P.J., Cornell W.C.* Influence of spreading rate and magma supply on crystallization and assimilation beneath Mid-Ocean Ridges: evidence from chlorine and major element chemistry of Mid-Ocean Ridge basalt // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. B8. P. 18.325–18.356.
- Maslennikov V.V., Cherkashov G.A., Artemyev D.A. et al.* Pyrite varieties at Pobeda hydrothermal fields, Mid-Atlantic Ridge 17°07'–17°08' N: LA-ICP-MS data deciphering // *Minerals*. 2020. V. 10. № 7. <https://doi.org/10.3390/min10070622>
- Melekestseva I., Maslennikov V.V., Safina N.P. et al.* Sulfide breccias from the Semenov-3 hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge: authigenic mineral formation and trace element pattern // *Minerals*. 2018. V. 8. № 321. <https://doi.org/10.3390/min8080321>
- Murton B.J., Van Dover C., Southward E.* Geological setting and ecology of the Broken Spur hydrothermal vent field: 29°10' N on the Mid-Atlantic Ridge // *Geol. Soc. London. Special Publ.* 1995. V. 87. P. 33–41.
- Nosova A.A., Sazonova L.V., Narkisova V.V., Simakin S.G.* Minor elements in clinopyroxene from Paleozoic volcanics of the Tagil Island Arc in the Central Urals // *Geokhimiya*. 2002. V. 40. № 3. P. 254–268.
- RIDGE Petrological Data Base*, LGE0, 1999.
- Pertsev A.N., Aranovich L.Ya., Prokofiev V.Y. et al.* Potassium-rich granite melt inclusions in zircon from gabbro-hosted felsic stringers, Mid-Atlantic Ridge at 13°34' N: E-MORB connection // *Lithos*. 2021. V. 400–401. 106300.
- Rona P.A.* TAG hydrothermal field: Mid-Atlantic Ridge crest at latitude 26° N // *J. Geol. Soc.* 1980. V. 137. P. 385–402.
- Rona P.A., Hannington M.D., Raman C.V. et al.* Active and relict Sea-Floor hydrothermal mineralization at the TAG hydrothermal field. Mid-Atlantic Ridge // *Econom. Geol.* 1993. V. 88. P. 1989–2017.
- Sarda P., Graham D.* Mid-Ocean Ridge popping rocks: implications for degassing at ridge crests // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. V. 97. P. 268–289.
- Schilling J.-G., Zajac M., Evans R. et al.* Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 27° and 73° N // *Amer. J. Sci.* 1983. V. 283. P. 510–586.
- Sharp Z.D., Barnes J.D.* Water-soluble chlorides in massive seafloor serpentinites: a source of chloride in subduction zones // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 226. P. 243–254.
- Shimizu K., Saal A.E., Myers C.E. et al.* Two-component mantle melting-mixing model for the generation of Mid-Ocean Ridge basalts: implications for the volatile content of the Pacific upper mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2016. V. 176. P. 44–80.
- Shipboard Scientific Party.* Drilling Mantle Peridotite along the Mid-Atlantic Ridge from 14° to 16° N. Ocean Drilling Program, Leg 209 Preliminary Report, Texas A&M University, College Station TX, 2003. 160 p.
- Shipboard Scientific Party.* SERPENTINE. Scientific Cruise Report. February 25–April 5. Ifremer – Centre de Brest. 2007. 375 p.
- Smirnov V.K., Sobolev A.V., Batanova V.G. et al.* Quantitative SIMS analysis of melt inclusions and host minerals for trace elements and H₂O // *EOS Trans. Spring Meet. Suppl.* AGU 17. 1995. P. 270.
- Sokolov S.Y., Chamov N.P., Khutorskoy M.D., Silantyev S.A.* Intensity indicators of geodynamic processes along the Atlantic-Arctic Rift System // *Geodynam. Tectonoph.* 2020. V. 11. № 2. P. 302–319.
- Stroncik N.A., Niedermann S.* Atmospheric contamination of the primary Ne and Ar signal in mid-ocean ridge basalts and its implications for ocean crust formation // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2016. V. 172. P. 306–321
- Su Y.J.* Mid-Ocean Ridge basalt trace element systematics: constraints from database management, ICP-MS analyses, global data compilation, and petrologic modeling. Ph.D. Thesis. New York: Columbia University, 2002. 457 p.

Sun C., Graff M., Liang Y. Trace element partitioning between plagioclase and silicate melt: the importance of temperature and plagioclase composition, with implications for terrestrial and lunar magmatism // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2017. V. 206. № 3.

<https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.03.003>

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in Ocean Basins*. Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ. London. 1989. V. 42. P. 313–345.

Urann B.M., Le Roux V., Hammond K. et al. Fluorine and chlorine in mantle minerals and the halogen budget of the

Earth's mantle // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2017.

<https://doi.org/10.1007/s00410-017-1368-7>

Wilson M. *Igneous Petrogenesis*. London: Unwin Hyman, Boston-Sidney-Wellington, 1989. 466 p.

Verma S.P. Seawater alteration effects on REE, K, Rb, Cs, Sr, U, Th, Pb and Sr-Nd-Pb isotope systematics of Mid-Ocean Ridge basalt // *Geochim. J.* 1992. V. 26. P. 159–177.

Winter J.D. *An introduction to igneous and Metamorphic petrology* // Upper Saddle River. New York: Prentice Hall, 2001. 697 p.

Yang S., Humayun M., Salters V.J.M. Elemental systematics in MORB glasses from the Mid-Atlantic Ridge // *Geochim. Geophys. Geosyst.* 2018. V. 19. P. 4236–4259.

Variations in the Composition of MORB Chilled Glasses from the Mid-Atlantic Ridge, 12°–31° N: Reflection of Composition Evolution of Parent Melts and the Influence of the Hydrothermal Component

S. A. Silantyev¹, A. I. Buikin¹, A. R. Zhovrebova¹, V. V. Shabykova¹, and V. E. Bel'tenev²

¹ Vernadsky Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

² VNIIOkeangeologia, St-Petersburg, Russia

The geochemical peculiarities of sample collection of MORB chilled glasses obtained in six areas of the axial zone of the Mid-Atlantic Ridge (MAR), 12°–31° N have been studied. The results of this study provided information on the composition of the parent melts for these glasses and made it possible to assess probable geochemical effects reflecting the interaction of magmatic melts with hydrothermal systems of the MAR axial zone or with altered oceanic crust (AOC). It is shown that basalts of the E-MORB family which includes most of samples are localized mainly in the “cold” segments of the MAR in the crustal section of which serpentinites predominate. On the other hand, samples with depleted signature (N-MORB) belong to segments of the MAR in which serpentinite outcrops are either absent or play a subordinate role. The E-MORB chilled glasses from “cold” segments of the MAR show signs of contamination of basaltic melts with components borrowed either from the host serpentinites or from aqueous-saline fluids circulating in hydrothermal systems located in serpentinites (“serpentinite hosted”). Judging by the data obtained on the nature of variations in the content of Cl, U, and Sr in the studied chilled glasses belonging to the N-MORB family, there are no signs of intracrustal contamination. It is assumed that relics of the ancient continental lithosphere preserved under axial zone of the MAR and involved in the process of partial melting of the shallow mantle took part in the formation of E-MORB parental melts in some segments of the MAR.

Keywords: Mid-Atlantic Ridge, MORB, partial melting, hydrothermal systems, non-spreading block

НИЖНЕТАЛНАХСКИЙ ТИП ИНТРУЗИВОВ В НОРИЛЬСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ¹

© 2023 г. С. Ф. Служеникин^{a, *}, К. Н. Малич^b, М. А. Юдовская^{a, c}, **Д. М. Туровцев^a**,
Т. Н. Анциферова^a, С. К. Михалев^d, И. Ю. Баданина^b, Н. Г. Солошенко^b

^a Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

^b Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия

^c CIMERA, School of Geosciences, University of the Witwatersrand, Republic of South Africa

^d ООО “Норильскгеология”, Норильск, Красноярский край, Россия

*e-mail: sluzhenikinsf@yandex.ru

Поступила в редакцию 26.10.2022 г.

После доработки 03.02.2023 г.

Принята к публикации 15.02.2023 г.

Троктолиты, оливиновые и богатые оливином пикритовые габбродолериты слагают до 75% разрезов интрузивов нижнеталнахского типа в местах их повышенной мощности, тогда как маломощные разрезы сложены безоливиновыми и оливинсодержащими габбродолеритами. В толще высокомагнезиальных кумулатов нет четкой дифференциации, хотя содержание TiO_2 и щелочей увеличивается к верхним эндоконтактам. Переходы между разными типами пород постепенные, и поля составов низко-Ni оливина в них (Fe_{70-83} , 0.01–0.2 мас. % NiO) существенно перекрываются. Содержания и диапазоны вариаций Cr_2O_3 (0.01–0.5 мас. %) и TiO_2 (0.05–1.0 мас. %) в клинопироксене (Fs_{7-13} , Mg# 68–89) являются наименьшими среди всех типов интрузивов норильского комплекса, что согласуется с обедненностью хромом (0.002–0.051 мас. % Cr_2O_3) валового состава пород. Более поздний ортопироксен (Fs_{15-30}) образуется при реакции остаточного расплава с ранним оливином. Плаггиоклаз, наряду с лейстами в офитовом каркасе, образует порфировидные вкрапленники и их срастания, а также доминирует в шлирах и фрагментах лейкократовых пород в такситовидных и пикритовых габбродолеритах со слабо сортированной расслоенной текстурой. В богатых оливином породах сульфиды представлены ассоциацией троилит ± пирротин гексагональный + железистый богатый Со пентландит + железистый халькопирит (± путоранит, талнахит) ± кубанит. В верхних и нижних частях интрузивов развита ассоциация пирротин гексагональный + халькопирит + пентландит, тогда как в эндо- и экзоконтакте кристаллизуются пирротин моноклинный + халькопирит + пентландит обогащенный Ni. Концентрация цветных (0.077–0.21 мас. % Ni, 0.05–0.38 мас. % Cu) и платиновых металлов (0.03–0.26 до 0.40 г/т суммы ЭПГ) в минерализованных породах очень низка. При условии небольшого количества сульфидов и крайне низкого тенора цветных и платиновых металлов в них гетерогенный изотопный состав серы нижнеталнахских сульфидов ($\delta^{34}S$ в пределах 3.8–8.6‰, но до 11.8‰), скорее всего, отражает достижение повторного сульфидного насыщения при ассимиляции сульфатной серы магмой, ранее испытавшей потери халькофильных металлов в сосуществующую сульфидную жидкость на глубине. Sr-Nd изотопные составы (первичное Sr отношение на возраст 250 млн лет от 0.7073 до 0.7087 и $\epsilon_{Nd}(T)$ от –1.8 до –5.9) нижнеталнахских интрузивов отражают преобладающую контаминацию протерозойским материалом в отличие от рудоносных интрузивов, чьи Sr-Nd изотопные составы свидетельствуют в пользу контаминации верхнекоровым осадочным веществом палеозойского возраста.

Ключевые слова: магматические сульфиды, базит-ультрабазитовые интрузивы, нижнеталнахский тип, Норильский район, Nd-Sr изотопная систематика, S-Cu изотопная систематика, контаминация, трапповый магматизм

DOI: 10.31857/S0869590323050060, **EDN:** AIMPKL

ВВЕДЕНИЕ

Интрузивы нижнеталнахского типа входят в состав норильского комплекса Норильского района, наряду с интрузивами круглогорского, зу-

бовского и норильского типов (Люлько и др., 1975; Радько, 2016). Последний тип включает промышленно-рудноносные массивы Талнахский, Хараелашский, Норильск-1, Норильск-2, Черногорский и потенциально рудоносные Имангдинский, Мантуровский, Микчангдинский и Тальминский (рис. 1). Кондиционное вкрапленное оруденение также установлено в интрузивах зубовского типа (Пяси-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590323050060 для авторизованных пользователей.

но-Вологодчанский) и отдельных участках силлов круглогорского типа (Служеникин и др., 2018, 2020). По сравнению с интрузивами других типов норильского комплекса нижнеталнахский тип, хоть и сульфидоносный, отличается крайне низкими содержаниями Ni и Cr и относится к группе меланократовых интрузивов, обладающих высокой пропорцией пород, обогащенных оливином (Дюжиков и др., 1988; Туровцев, 2002). Интрузивы нижнеталнахского типа совместно с рудоносными хонолитами являются составляющими многоуровневых интрузивных построек, сложность и многоэтапность которых свидетельствует о благоприятных обстановках внедрения. На известных рудных полях ареал распространения нижнеталнахских интрузивов заметно шире ареала сопряженных рудоносных хонолитов, что позволяет использовать их как поисковый признак на обнаружение рудоносных хонолитов на перспективных площадях. В этой связи особенности их локализации во вмещающем разрезе, взаимоотношения с другими интрузивами, закономерности их внутреннего строения как отражение источника и последующей магматической дифференциации являются важными не только для понимания истории магматизма региона, но и для разработки стратегии поисков.

Геологическое строение, петрографический состав, изотопно-геохимические особенности нижнеталнахских интрузивов были охарактеризованы с разной степенью детальности в ряде работ (Додин, Садиков, 1967; Наторхин и др., 1977; Земскова, 1981; Дюжиков и др., 1988; Naldrett et al., 1992, 1995; Zen'ko, Czamanske, 1994; Czamanske et al., 1992; Hawkesworth et al., 1995; Arndt et al., 2003; Рябов и др., 2000; Туровцев, 2002; Ryabov et al., 2014; Криволуцкая, 2014). В более ранних работах эти интрузивы были отнесены к моронговскому комплексу (Додин, Садиков, 1967; Комарова, Люлько, 1967). В работе Г.В. Земсковой (1981) к нижнеталнахскому типу, помимо Нижнеталнахского, Нижненорильского интрузивов и Клюквенного в Тальминском узле, были выделены также Зуб-Маршайдерский и Вологодчанский, позднее приуроченные к зубовскому типу интрузивов (Туровцев, 2002; Служеникин и др., 2020; Служеникин,

Криволуцкая, 2015), а также Мантуровский интрузив в Имагдинском узле. В.А. Люлько и др. (1975) рассматривали нижнеталнахские интрузивы в составе норильского комплекса на основе их тесной пространственной ассоциации с рудоносными интрузивами, а в дальнейшем было предложено рассматривать нижнеталнахские интрузивы как самостоятельный комплекс (Федоренко, 2010; Падерин и др., 2016), учитывая их отличительные вещественные и изотопные характеристики.

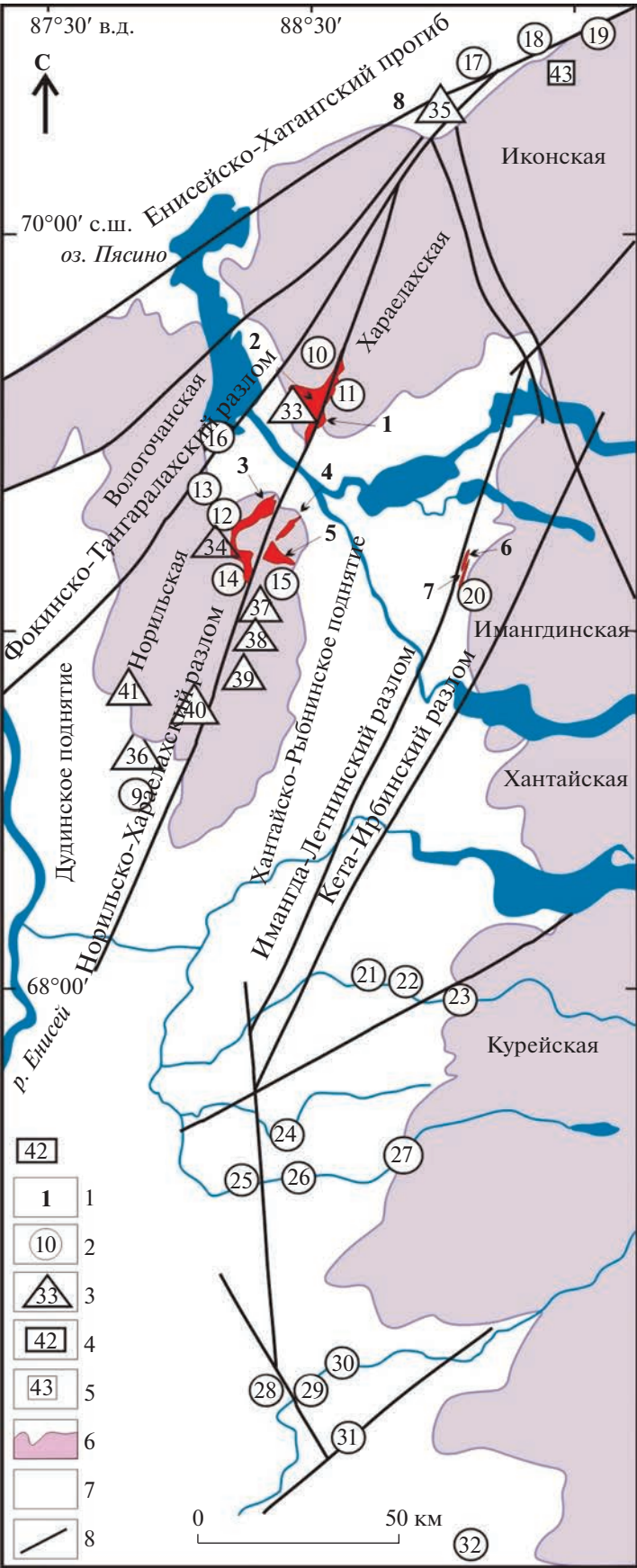
Нижнеталнахский интрузив является петротипом и изучен наиболее детально, что позволило определить специфические изотопно-геохимические характеристики нижнеталнахского типа (Zen'ko, Czamanske, 1994; Hawkesworth et al., 1995; Arndt et al., 2003; Изотопная геология ..., 2017; Малич и др., 2018). Данные по Нижненорильскому, Зеленогровскому и Клюквенному интрузивам более скудны и представлены в основном в производственных отчетах, еще меньше внимания в литературе было уделено особенностям их сульфидной минерализации (Августинчик, 1981).

В настоящей работе дана систематическая характеристика геологического строения, петрографического и минерального состава пород, а также сульфидной минерализации трех интрузивов нижнеталнахского типа — Нижнеталнахского, Нижненорильского и Зеленогровского. Изотопные данные по составу Sr и Nd, а также S и Cu в породах и минералах этих интрузивов обосновывают преобладающий глубинный характер контаминации нижнеталнахских магм с крайне подчиненной ролью тренда местной контаминации, выявленного ранее для рудоносных интрузивов (Arndt et al., 1995).

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ ИНТРУЗИВОВ НИЖНЕТАЛНАХСКОГО ТИПА

Нижнеталнахский интрузив распространен на площади Талнахского рудного узла, а также за его пределами (рис. 2). Основными структурами, контролируемыми его распространением, являются Норильско-Хараелахский и Фокинско-Тангаралахский разломы (рис. 1).

Рис. 1. Схема размещения дифференцированных гипербазит-базитовых интрузивов в Норильском районе. 1–3 — типы дифференцированных гипербазит-базитовых интрузивов: 1 — *мезократовый тип* (интрузивы: 1 — Талнахский, 2 — Хараелахский, 3 — Норильск-1, 4 — Норильск-2, 5 — Черногорский), 6 — Имагдинский, 7 — Мантуровский, 8 — Тальминский; 2 — *лейкократовый тип* (интрузивы: 9 — Бурканский, 10 — Тангаралахский, 11 — Габбровый, 12 — Зубовский, 13 — Верхнеамбарнинский, 14 — Верхнебыстринский, 15 — Круглогорский, 16 — Пясино-Вологодчанский, 17 — Иконский, 18 — Ыттахский, 19 — Арылахско-Мастахсалинский, 20 — Накохозский, 21 — Верхнеильтыгский, 22 — Силурийский, 23 — Кулюмбинский, 24 — Брусский, 25 — Нижнегорбиячинский, 26 — Джалтульский, 27 — Верхнегорбиячинский, 28 — Нижний, 29 — Светлогорский, 30 — Второго Порога р. Курейки, 31 — Окуневоозерский, 32 — Коллюйский); 3 — *меланократовый тип* (интрузивы: 33 — Нижнеталнахский, 34 — Нижненорильский, 35 — Клюквенный, 36 — Зеленогровский, 37 — рч. Пикритового, 38 — Моронговский, 39 — рч. Магнитного, 40 — горы Пикритовой, 41 — Нижнефокинский); 4 — месторождения медистых песчаников (42 — Сухарихинское); 5 — проявления самородной меди (43 — Арылахское); 6 — вулканогенные формации пермо-триасового возраста нерасчлененные; 7 — терригенно-осадочные формации нерасчлененные; 8 — разломы.



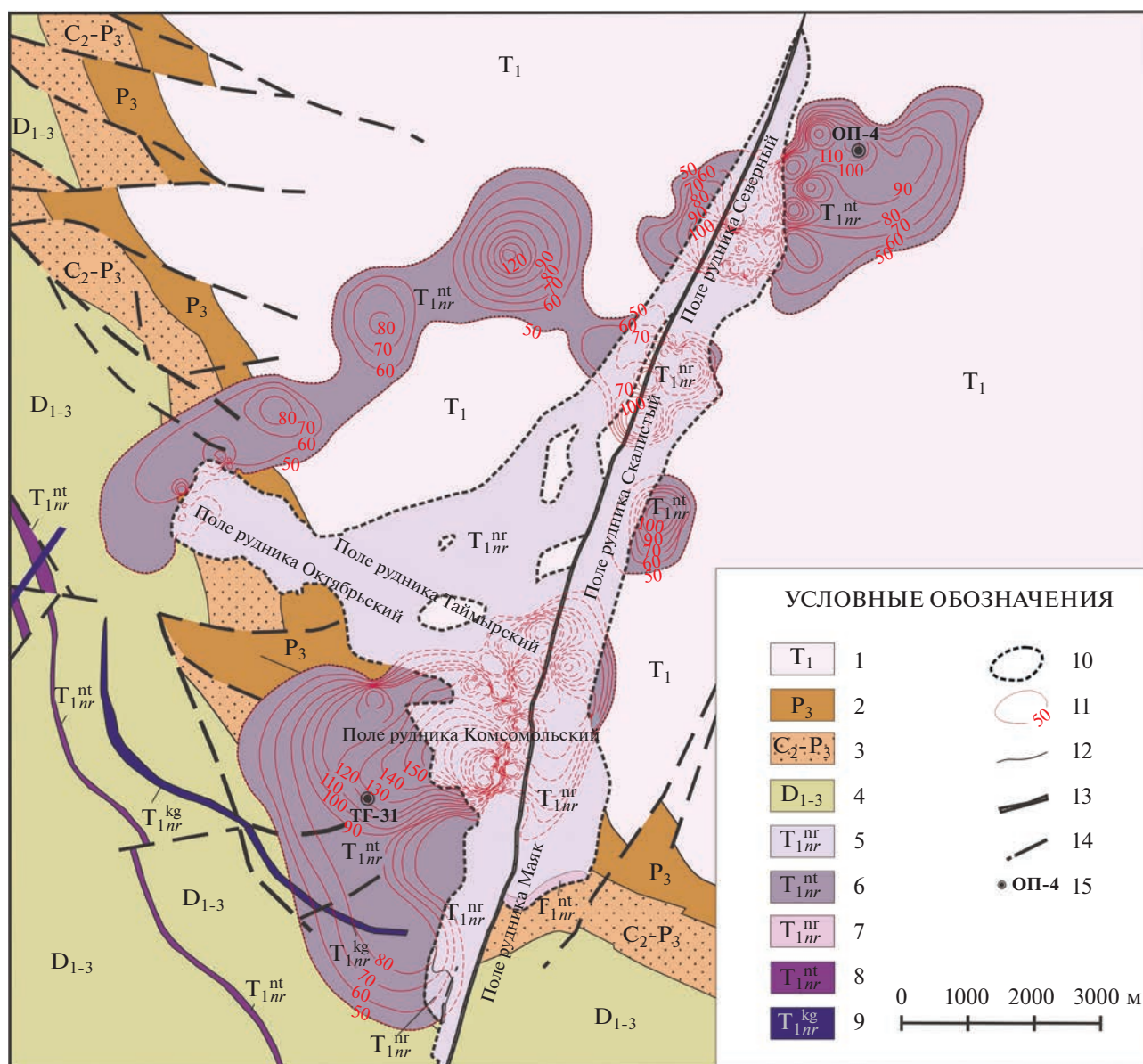


Рис. 2. Геологическая карта Талнахского рудного узла (составлена геологами ОАО “Норильскгеология”, упрощенная и частично измененная). 1, 2 – вулканогенные образования: 1 – нижний триас: хараелахская, мокулаевская, моронговская, надеждинская, хаканчанская, гудчихинская, сыверминская свиты, 2 – верхняя пермь: ивакинская свита; 3 – средний карбон–верхняя пермь: тунгусская серия; 4 – нижний–верхний девон: ямпахтинская, хребтовская, зубовская, курейская, разведочнинская, мантуровская, юктинская, нахохозская, каларгонская, фокинская свиты; 5, 6 – нижнетриасовые интрузивы: 5 – норильский тип, хонолитообразные дифференцированные тела, 6 – нижнеталнахский тип, хонолитообразные дифференцированные тела; 7–9 – выходы интрузивов на поверхность под четвертичные отложения: 7 – норильского, 8 – нижнеталнахского, 9 – круглогорского типов; 10 – контуры рудоносных интрузивов норильского типа; 11 – изопакиты нижнеталнахского интрузива при его мощности свыше 50 м; 12 – геологические границы; 13 – Норильско-Хараелахский разлом; 14 – разрывные нарушения; 15 – скважины и их номера.

Контуры развития Нижнеталнахского интрузива не везде установлены и осложнены многочисленными апофизами по всей периферии. На юго-западе граница интрузива обусловлена его выходами под четвертичные отложения в борту

Хараелахской мульды (рис. 2). В плане можно выделить Западную, Центральную и Восточную части (ветви) Нижнеталнахского интрузива (рис. 2). На запад от Норильско-Хараелахского разлома интрузив в основном залегает среди отложений

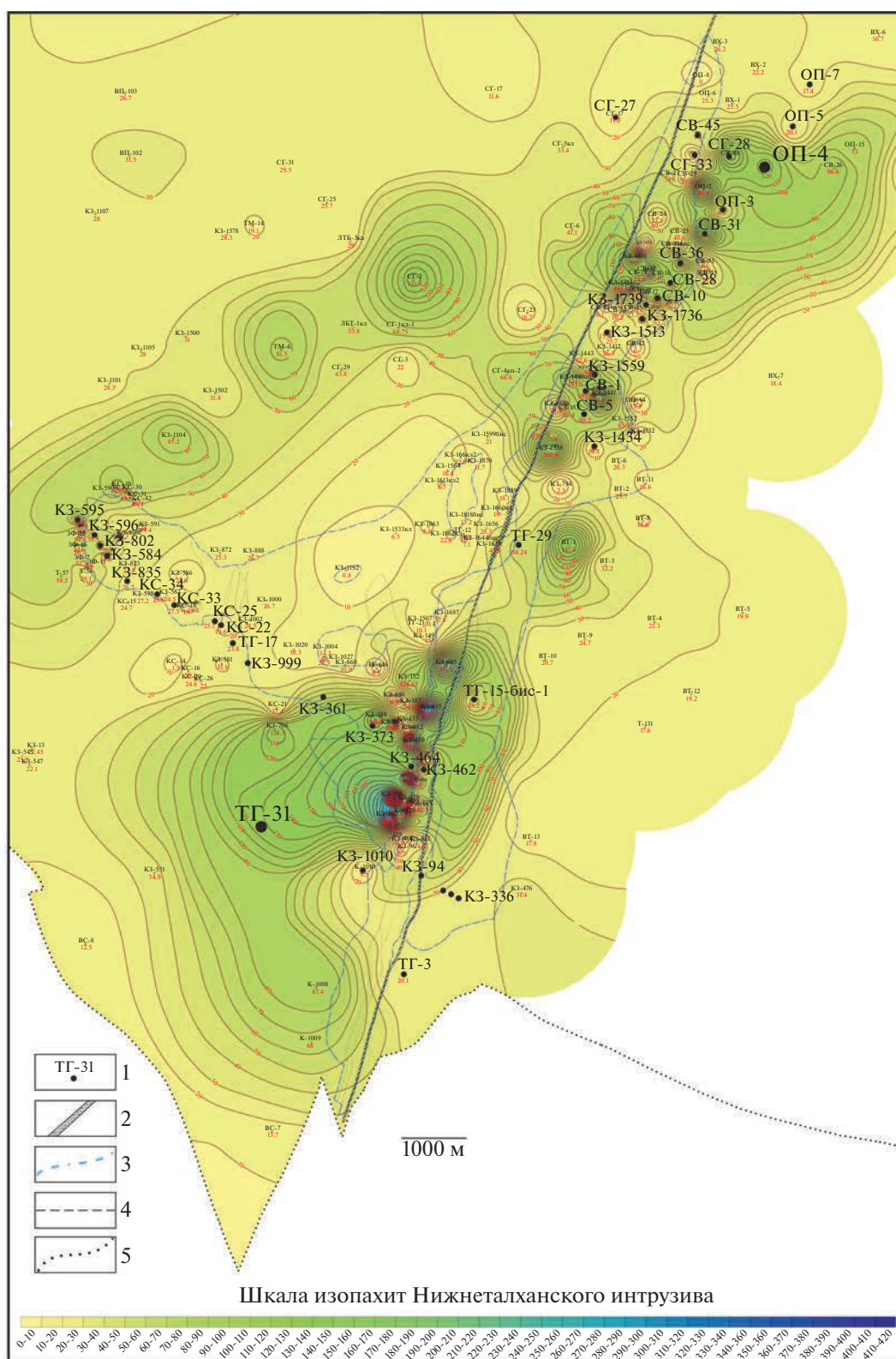


Рис. 3. План изопакит Нижнеталнахского интрузива. 1 – номера скважин, по которым построены геологические разрезы; 2 – Норильско-Хараелахский разлом; 3 – прочие нарушения; 4 – изопакиты; 5 – контуры Нижнеталнахского интрузива.

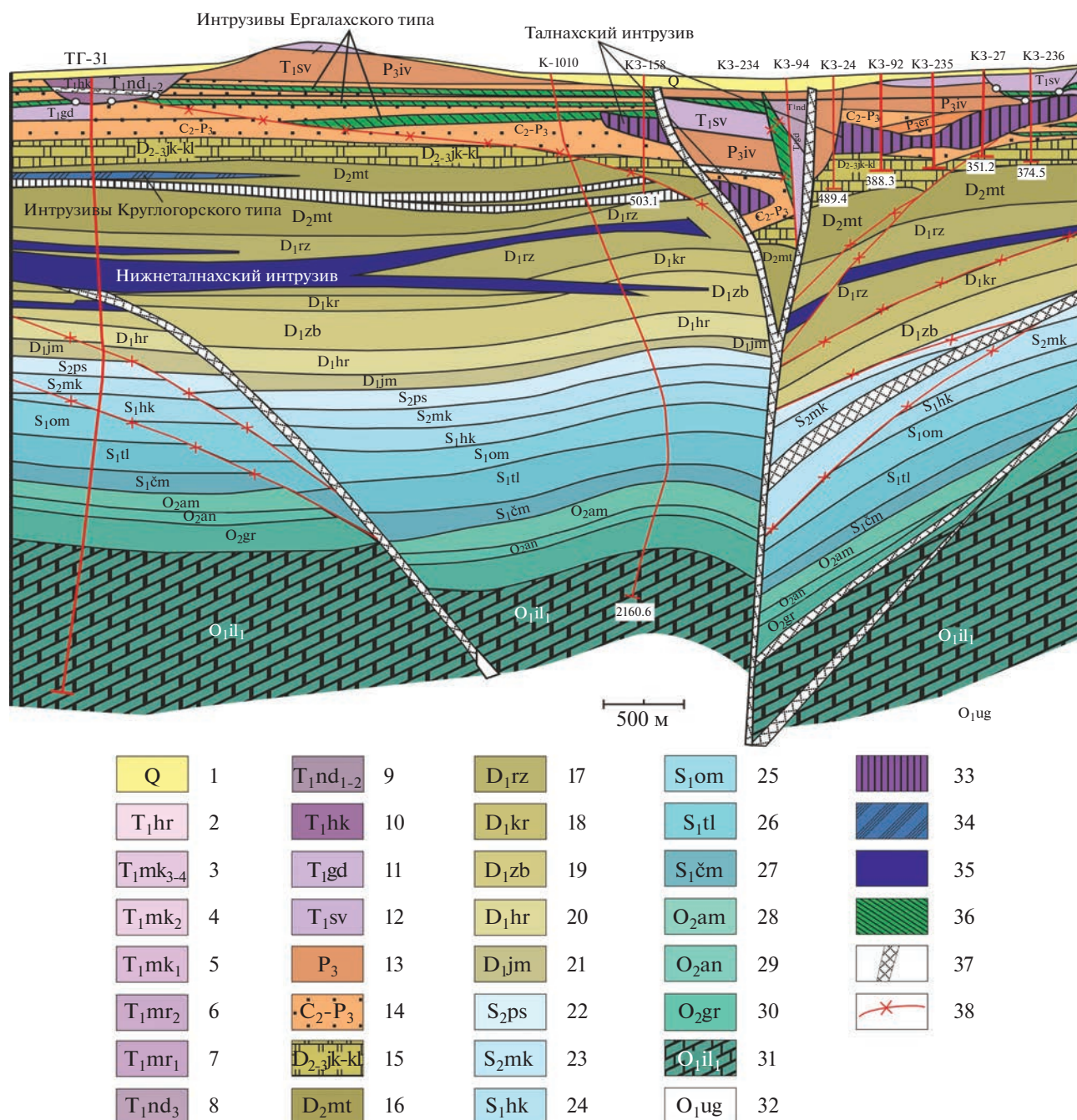


Рис. 4. Геологический разрез южного участка Талнахского рудного поля. 1 – четвертичные отложения; 2 – хараелахская свита; 3 – мокулаевская свита. Верхняя пачка; 4 – мокулаевская свита. Средняя пачка; 5 – мокулаевская свита. Нижняя пачка; 6 – моронговская свита. Верхняя пачка; 7 – моронговская свита. Нижняя пачка; 8 – надеждинская свита. Верхняя пачка; 9 – надеждинская свита. Средняя и нижняя пачки; 10 – хаканчанская свита; 11 – гудчихинская свита; 12 – сыверминская свита; 13 – ивакинская свита; 14 – тунгусская серия; 15 – нерасчлененные юктинская, на-кохозская, каларгонская свиты; 16 – мантуровская свита; 17 – разведочинская свита; 18 – курейская свита; 19 – зубовская свита; 20 – хребтовская свита; 21 – ямпахтинская свита; 22 – постническая свита; 23 – макусская свита; 24 – хюктинская свита; 25 – омнутахская свита; 26 – таликитская свита; 27 – чамбинская свита; 28 – амораканская свита; 29 – ангрская свита; 30 – гурагирская свита; 31 – ильтыкская свита; 32 – уйгурская свита; 33–36 – интрузивные образования: 33 – норильский тип, 34 – круглогорский тип, 35 – нижнеталнахский тип, 36 – ергалахский интрузивный комплекс; 37 – Норильско-Хараелахский разлом; 38 – прочие разломы.

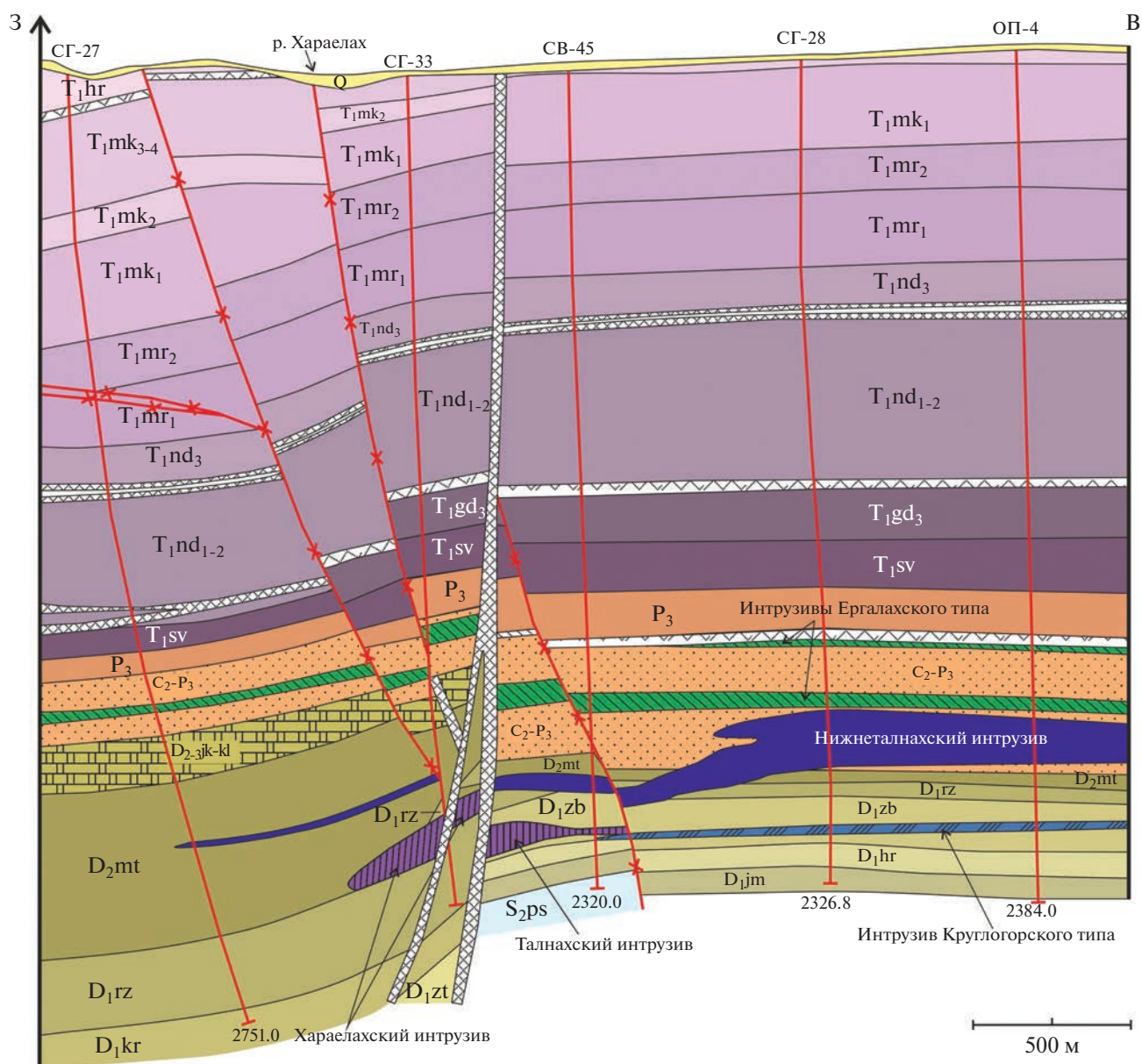


Рис. 5. Геологический разрез северного (Олорского) участка Талнахского рудного поля. Условные обозначения см. на рис. 4.

разведочининской, курейской и зубовской свит нижнего девона (рис. 2, 3) в виде изогнутой ленты в плане. В зоне Осевого (Далдыканского) разлома западная ветвь Нижнеталнахского интрузива залегает стратиграфически ниже рудоносного Хараелахского интрузива и ассоциирующего интрузива круглогорского типа. В зоне разлома мощность его резко возрастает от 35 до 130 м. Эта зона повышенных мощностей оконтуривает с запада рудоносный Хараелахский интрузив.

Центральная ветвь интрузива локализуется в зоне Норильско-Хараелахского разлома и контролируется структурой, осложняющей западное крыло этого разлома. Мощность пересечений Нижнеталнахского интрузива здесь достигает 412 м (скв. КЗ-108). В пределах полосы высоких мощностей отмечается большая амплитуда колебаний мощности от 40 до 400 м. Интрузив осложнен раздвигами, флексурами, пережимами и расщеплениями и несколько поднимается в стратиграфическом раз-

резе до границы курейской и разведочнинской свит (рис. 4; Supplementary², ESM_3.pdf).

Восточная ветвь локализуется в восточном крыле Норильско-Хараелахского разлома и в значительной области перекрывается в плане с рудоносным Талнахским интрузивом. На юге горизонтами локализации этого интрузива являются курейская и зубовская свиты нижнего девона. К северу корытообразная подошва интрузива погружается, но при этом происходит сближение Нижнеталнахского и Талнахского интрузивов и даже их пересечение на северных участках, где Нижнеталнахский интрузив локализован в отложениях тунгусской серии C_2-P_3 над рудоносным Талнахским интрузивом (рис. 5; ESM_4.pdf (Suppl.)).

Нижненорильский интрузив залегает к западу от интрузива Норильск-1 в зоне Далдыканского (Фокинско-Тангарахлахского) разлома (рис. 6). Массив расщеплен зоной Далдыканского разлома на Западную и Восточную ветви. Осевые линии вет-

вей субпараллельны и изменяют ориентировку согласно структурам Ергалахско-Быстринской и Далдыканской зон разломов (рис. 6). Западная ветвь локализована в пределах структуры Далдыканского разлома среди отложений разведочнинской и курейской свит нижнего девона, а восточная ветвь – в восточном крыле этого разлома. Мощность Нижненорильского интрузива в среднем составляет 35–50 м. В общем он представляет пологосекущий силл, согласный с общим падением осадочных пород. В области раздувов интрузив приобретает трубообразную форму при увеличении мощности до 150–230 м (рис. 6). Подошва интрузива при этом опускается до зубовской свиты нижнего девона.

Зеленогровский интрузив приурочен к южному и юго-западному обрамлению Норильской мульды (рис. 1, 7а, 7б). Положение интрузива контролируется зонами Норильско-Хараелахского разлома и оперяющего Руднинского разлома, а также поперечным Краевым разломом. Основными пликативными структурами являются Убойнинское поднятие и Зеленогровская впадина, имеющие северо-западную ориентировку, которая совпадает с направлением Руднинского разлома. Интрузив локализован в отложениях тунгусской серии C_2-P_3 и имеет форму пластины с раздувами и пережимами мощностью от 24 до 200 м.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Состав пород и рудная минерализация изучены петрографическими и минералогическими методами. Химический состав минералов исследовался на электронном рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-8200 JEOL Центра коллективного пользования (ЦКП) “ИГЕМ-Аналитика” (Москва). Определение редкоземельных элементов проводилось методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в ИГЕМ РАН (XSeries 2 Thermo Scientific).

Изотопный состав и концентрации Rb, Sr, Sm и Nd в породах получены в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург (Finnigan MAT TRITON TI). Изотопный анализ серы был выполнен в ЦИИ ВСЕГЕИ (масс-спектрометр DELTAplusXL с приставкой EA-ConFlo III) и в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (FlashEA HT 1112). Изотопный анализ меди проводился в ЦИИ ВСЕГЕИ (Neptune Thermo Finnigan) и ИГГ УрО РАН, Екатеринбург (Neptune Plus – Thermo Fisher).

Описание методик всех исследований приведены в ESM_1.pdf (Suppl.).

² В дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены Supplementary:

ESM_1.pdf – Методика исследований;

ESM_2.pdf – Вариации составов минералов по вертикальному разрезу;

ESM_3.pdf – Положение Нижнеталнахского интрузива в разрезе Талнахского рудного поля с северо-запада на юго-восток;

ESM_4.pdf – Положение Нижнеталнахского интрузива в ССВ–ЮЮЗ субмеридиальном разрезе Талнахского интрузива;

ESM_5.pdf – Текстуры пород Нижнеталнахского интрузива в керне скважины 3Ф-211;

ESM_6.pdf – Состав минералов из пород нижнеталнахских интрузивов;

ESM_7.pdf – Состав пород нижнеталнахских интрузивов в сравнении с составами пород других магматических комплексов Норильского района;

ESM_8.pdf – Изотопный состав Hf для цирконов из интрузивов Норильского района;

ESM_9.pdf – Состав породообразующих минералов Нижнеталнахского интрузива (скв. ТГ-31);

ESM_10.pdf – Состав породообразующих минералов Нижнеталнахского интрузива (скв. ОП-4);

ESM_11.pdf – Состав породообразующих минералов Нижненорильского интрузива (скв. НП-37);

ESM_12.pdf – Состав породообразующих минералов Зеленогровского интрузива (скв. Ф-233);

ESM_13.pdf – Химический состав пород интрузивных массивов Нижнеталнахского типа;

ESM_14.pdf – Распределение РЗЭ в породах Нижнеталнахского и Зеленогровского интрузивов;

ESM_15.pdf – Rb-Sr изотопные данные для пород Нижнеталнахского, Зеленогровского и Нижненорильского интрузивов;

ESM_16.pdf – Rb-Sr изотопные данные для породообразующих минералов Нижнеталнахского интрузива (скв. ТГ-31);

ESM_17.pdf – Содержание серы, цветных и платиновых металлов в породах интрузивных массивов Нижнеталнахского типа;

ESM_18.pdf – Состав сульфидов в породах интрузивных массивов Нижнеталнахского типа;

ESM_19.pdf – Изотопный состав S и Cu в сульфидах интрузивов Нижнеталнахского типа.

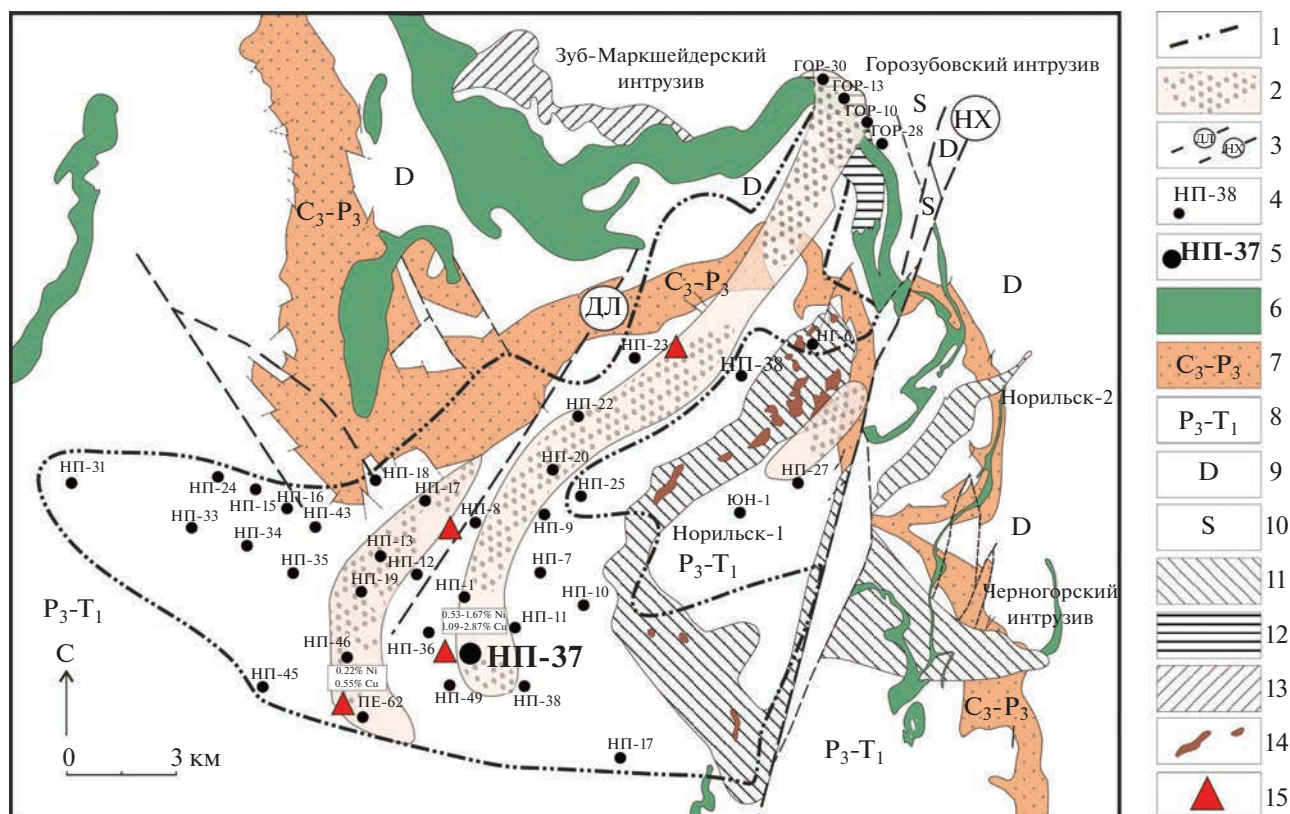


Рис. 6. Геолого-структурная схема Нижненорильского интрузива. 1 — предполагаемая площадь развития Нижненорильского интрузива; 2 — ореол развития пикритовых габбродолеритов; 3 — разломы: ДЛ — Далдыканский, НХ — Норильско-Хараелахский; 4 — номера скважин; 5 — скважина НП-37, керн по Нижненорильскому интрузиву задействован в петролого-геохимических и изотопно-геохимических исследованиях; 6 — Далдыканский комплекс; 7 — средний карбон — верхняя пермь. Тунгусская серия: угленосные терригенно-осадочные породы; 8 — верхняя пермь — нижний триас. Туфолавовая толща; 9 — девонская система. Терригенно-карбонатные породы; 10 — силур. Карбонатные породы; 11 — рудоносные интрузии (Норильск-1, Норильск-2, Черногорский); 12 — Горозубовский интрузив; 13 — интрузивы зубовского типа; 14 — площади распространения богатых Cu-Ni руд; 15 — скважины с интервалами значимых содержаний сульфидов.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ИНТРУЗИВОВ И ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД

Типичное строение разреза

В интрузивах нижнеталнахского типа выделяются следующие горизонты пород (сверху вниз):

1. Верхняя габбровая серия — контактовые габбродолериты, гибридно-метасоматические и контаминированные породы, призматически-зернистые безоливиновые габбродолериты, габбро-диориты, хлоритизированные, карбонатизированные, альбитизированные габбродолериты.

2. Основная дифференцированная серия — безоливиновые, оливинсодержащие, оливиновые, пикритовые габбродолериты, троктолиты.

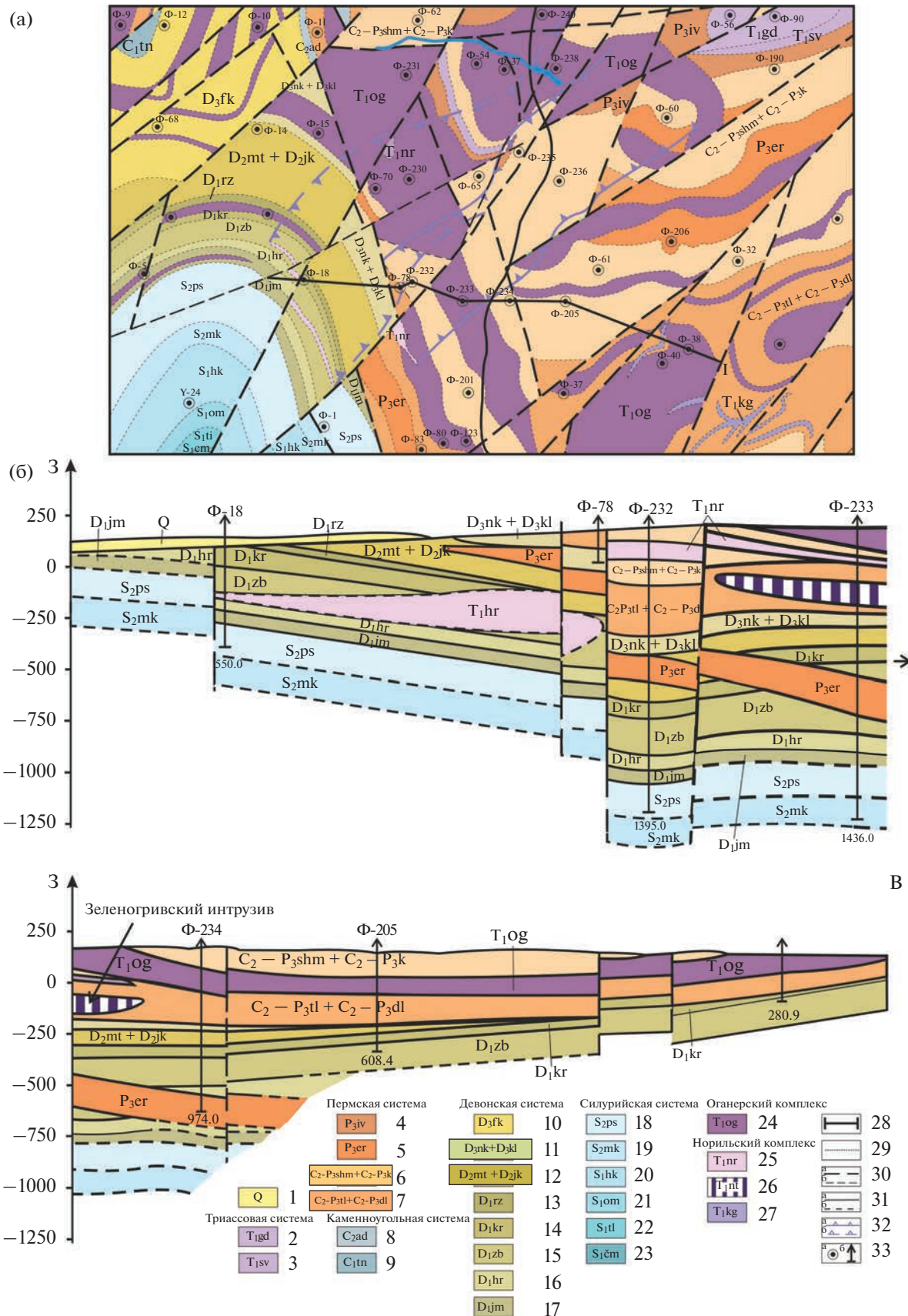
3. Нижняя габбровая серия — такситовидные, такситовые и контактовые габбродолериты.

Габбро-диориты и контаминированные гибридно-метасоматические породы развиты в участках со значительными мощностями. В участках малых

мощностей эти породы присутствуют в виде маломощных линзовидных тел и шпиров.

Гибридно-метасоматические породы представляют собой продукты метасоматоза по диоритам, часто с ксенолитами осадочных пород. Структура породы — призматически-зернистая, гранобластовая, гетерогранобластовая. Широко развиты в них калий-натровые полевые шпаты (40–70 об. %), плагиоклаз (20–30 об. %), роговая обманка, биотит, титаномagnetит, титанит и флогопит. Плагиоклаз замещается альбитом, клинопироксен образует призмь и ксеноморфные зерна. Клинопироксен замещается постмагматической бурой и зеленой роговой обманкой. Кварц (до 5 об. %) часто образует гранофировые сростки с калиевым полевым шпатом.

Габбро-диориты представляют собой крупнозернистую породу с призматически-зернистой, офитовой и пойкилоофитовой структурой, сложенной лейстами и таблицами плагиоклаза (An_{25-53} — центр, An_{3-8} — край, ESM_10.pdf, ESM_12.pdf (Suppl.)) и



идиоморфным до ксеноморфного клинопироксеном (Fs_{9-11} — центр, Fs_{9-19} — край). Плагиоклаз почти полностью альбитизирован, а клинопироксен — амфиболлизирован. В интерстициях развит кварц (до 5 об. %), часто в гранофировых сростках с калиевым полевым шпатом. Биотит составляет 3–5 об. % породы и обычно приурочен к выделениям титаномagnetита (3–5 об. %). Обычен в породе и апатит, который образует игольчатые выделения, секущие породообразующие минералы.

Безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты имеют ограниченное развитие, как правило, в маломощных разрезах интрузива и на участках его выклинивания. В интрузивах с повышенной мощностью они отмечаются в зонах перехода от верхней габбровой к основной серии (рис. 8, 9). Структура пород — призматически-зернистая, офитовая, пойкилоофитовая. Преобладает плагиоклаз (An_{9-36} — центр, An_{5-56} — край, ESM_9.pdf–ESM_12.pdf (Suppl.)), призматические и таблитчатые зерна которого замещаются альбитом и сосюритом. Клинопироксен (Fs_{8-3} — центр, Fs_{11-13} — край) содержит 0.32–0.5 мас. % TiO_2 и 0.02–0.37 мас. % Cr_2O_3 , он образует призматические и ксеноморфные интерстициальные и ойокристовые зерна, замещающиеся зеленой роговой обманкой и хлоритом. Оливин встречается спорадически (не более 5 об. %). Кварц обнаруживается редко в интерстициях в виде отдельных зерен и в сростках с калиевым полевым шпатом. Флогопит в безоливиновых габбродолеритах имеет магнетиальность $Mg\# = 45-72$, а в оливинсодержащих разностях она достигает $Mg\# = 75$. Рудный минерал — титаномagnetит.

Нижележащий горизонт оливиновых, пикритовых габбродолеритов и троктолитов, особенно в интрузивах повышенной мощности, представляет собой основную часть разреза, составляя до 75% мощности (рис. 8, 9). В участках пониженной мощности (менее 25–40 м) высокомагнезиальные породы отсутствуют и интрузивы сложены безоливиновым и оливинсодержащим габбродолеритом. В толще высокомагнезиальных пород нет четкой дифференциации и между разными

типами пород наблюдаются постепенные переходы без четких границ.

Оливиновые габбродолериты сложены в основном плагиоклазом (35–45 об. %) и клинопироксеном (15–20 об. %). Структура пород пойкилоофитовая, пойкилитовая и офитовая. Плагиоклаз (An_{68-86} — центр, An_{56-70} — край, ESM_9.pdf–ESM_12.pdf (Suppl.)) образует лейсты и широкие таблицы. Клинопироксен (Fs_{7-13} — центр, Fs_{8-13} — край) образует ксеноморфные ойокристы, включающие хадакристы лейст плагиоклаза и оливин. Содержание TiO_2 в клинопироксене составляет 0.34–1.28 мас. %, а содержание Cr_2O_3 достигает 0.19 мас. %. Оливин ($For_{71-82.3}$ — центр, For_{70-83} — край) содержит 0.01–0.2 мас. % NiO и представлен субидиоморфными и ксеноморфными зернами. В породах в небольших количествах (менее 3–6 об. %) постоянно присутствуют ортопироксен ($Fs_{19-25}Wo_{2-3}En_{72-78}$) и флогопит ($Mg\# = 66-86$). В ортопироксене содержится до 1 мас. % TiO_2 и до 0.03 мас. % Cr_2O_3 , во флогопите концентрация TiO_2 широко варьирует в пределах 1.15–9.74 мас. %. По клинопироксену развивается роговая обманка, зеленый амфибол, а оливин замещается серпентином и боулингитом. Рудные минералы (1–2 об. %) представлены титаномagnetитом и ильменитом.

Богатые оливином высокомагнезиальные породы подразделяются на троктолиты (более 15 об. % оливина) и пикритовые габбродолериты (более 30 об. % оливина), различающиеся по пропорциям клинопироксена, количество которого в троктолите не должно превышать 10 об. % (Le Maitre et al., 2002). Однако в пределах слоя троктолита часто наблюдается локальное увеличение количества клинопироксена выше 10 об. % без резких литологических границ и в этом случае порода также рассматривается как троктолит с повышенным содержанием клинопироксена.

Троктолиты интрузивов Нижнеталнахского типа обычно обогащены клинопироксеном: оливин (15–50 об. %), плагиоклаз (25–50 об. %), клинопироксен (5–10, до 20 об. %), ромбический пироксен (1–5, до 10 об. %), флогопит (1–5, до 10 об. %).

Рис. 7. Геологическая карта участка Средне-Фокинской площади (а), составлена геологами ПО “Норильскгеология” и геологический разрез Средне-Фокинской площади по линии I–I (б). 1 — четвертичные отложения; 2–3 — триасовая система T_1 : 2 — гудчихинская свита, 3 — сыверминская свита; 4–7 — пермская–триасовая системы P_3-T_1 : 4 — ивакинская свита, 5 — ергалахский комплекс; 6–9 — каменноугольная–пермская системы, тунгусская серия C_2-P_3 : 6 — шимдинская и кайерканская свиты, 7 — талнахская и далдыканская свиты, 8 — адылканская свита, 9 — тундринская свита; 10–17 — девонская система: 10 — фокинская свита, 11 — нахохозская и каларгонская свиты, 12 — мантуровская и юктинская свиты, 13 — разведочинская свита, 14 — курейская свита, 15 — зубовская свита, 16 — хребтовская свита, 17 — ямпахтинская свита; 18–23 — силурийская система: 18 — постнижная свита. Доломиты, глинистые доломиты, ангидриты, ангидрит-доломитовые породы, 19 — макусская свита, 20 — хюктинская свита, 21 — омнутахская свита, 22 — таликитская свита, 23 — чамбинская свита; 24 — оганерский комплекс; 25–27 — норильский комплекс: 25 — норильский тип, 26 — нижнеталнахский тип, 27 — круглогорский тип; 28 — линия геологического разреза; 29 — геологические границы; 30 — разрывные нарушения: а — главные, б — второстепенные; 31 — контур распространения интрузий нижнеталнахского типа на глубине: а — предполагаемый, б — установленный; 32 — контур распространения интрузий норильского типа на глубине: а — предполагаемый, б — установленный; 33 — скважины: а — в плане, б — на разрезе.

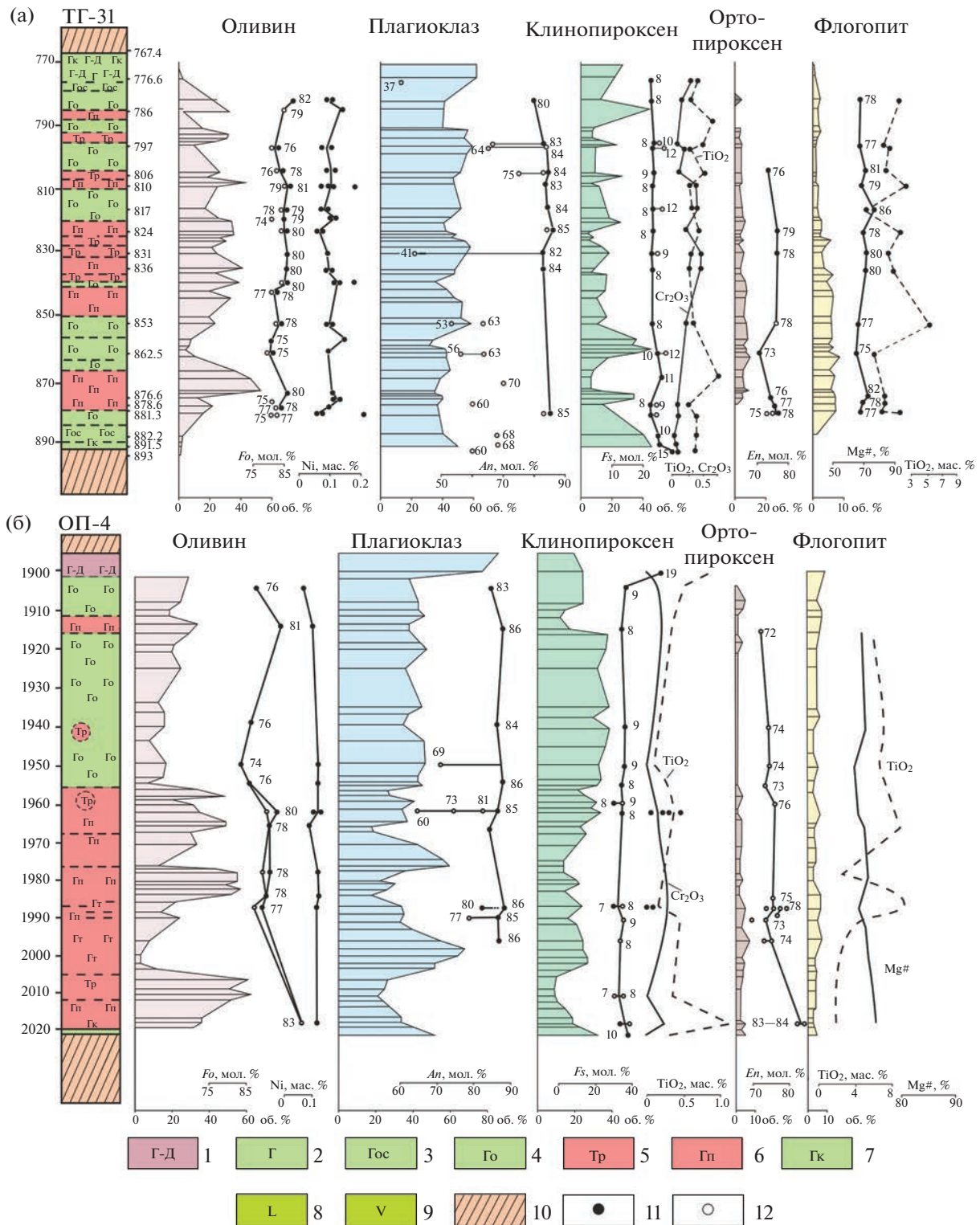


Рис. 8. Вариации содержаний и составов породообразующих минералов в разрезах Нижнеталнахского интрузива: (а) – скважина ТГ-31, (б) – скважина ОП-4. 1 – габбро-диориты; 2–4 – габбродолериты: 2 – безоливиновые, 3 – оливинсодержащие, 4 – оливиновые; 5 – троктолиты; 6 – пикритовые габбродолериты; 7 – контактовые габбродолериты; 8 – долериты; 9 – измененные габбродолериты; 10 – вмещающие породы; 11 – центр зерен минерала; 12 – край зерен минерала.

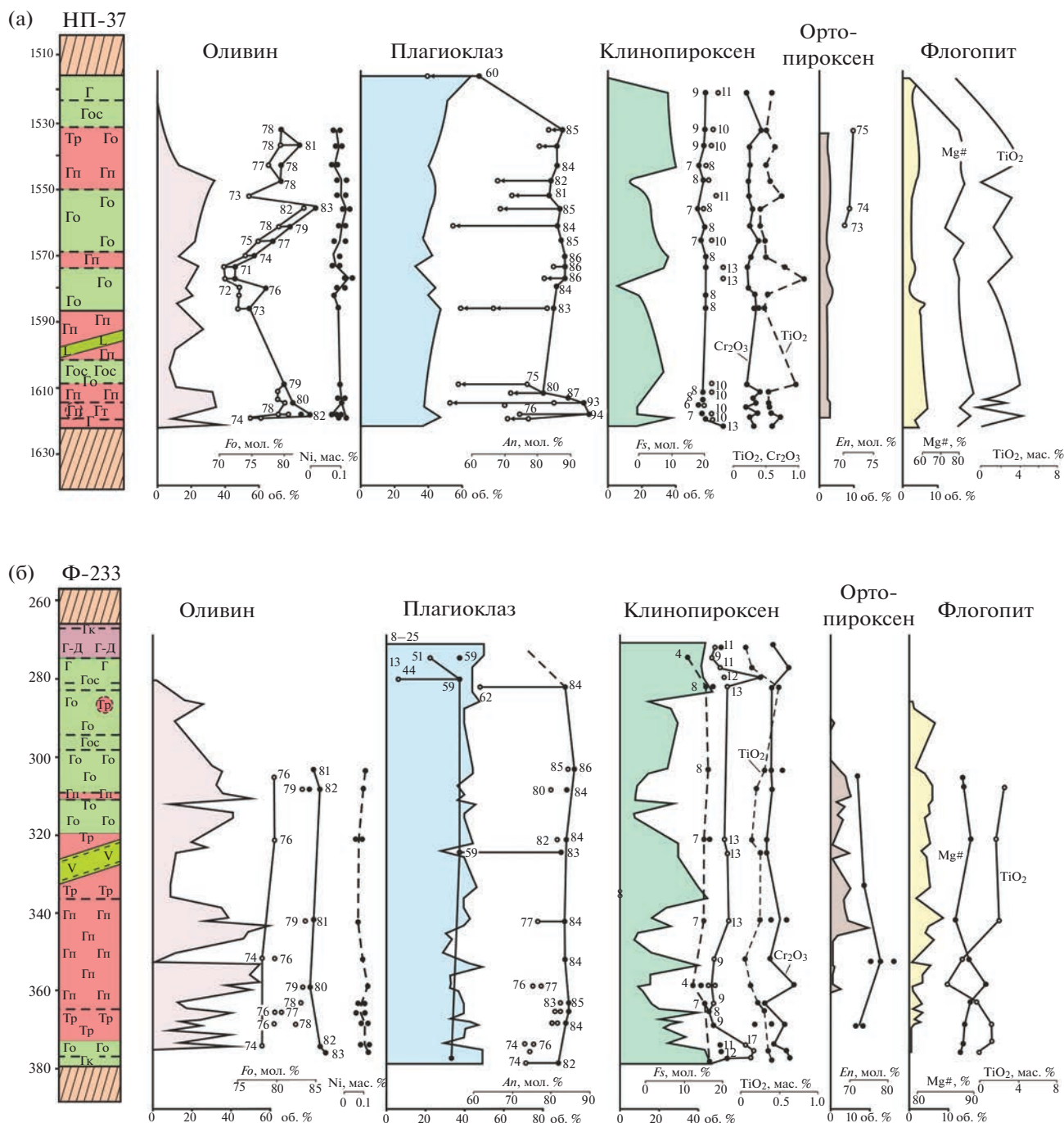


Рис. 9. Вариации содержаний и составов породообразующих минералов в разрезах (а) – Нижненильского (скв. НП-37) и (б) – Зеленогрибовского (скв. Ф-233) интрузивов. Условные обозначения см. на рис. 8.

Структура пород порфировая, пойкилоофитовая и пойкилитовая. Многочисленные шпирь других габброидных пород (габбродолеритов безоливиновых, оливинсодержащих и оливиновых) придают породам такситовидный облик. Оливин (Fo_{76-83}) образует: 1) идиоморфные и округлые зерна величиной 0.1–1.8 мм, часто в виде хадакритов в клинопироксене; 2) ксеноморфные

лапчатые зерна до 6 мм длиной, но в основном 1.0–1.5 мм с включениями лейст плагиоклаза и зерен кумулюсного оливина. Содержание NiO в оливине составляет 0.03–0.10 мас. % (ESM_9.pdf–ESM_12.pdf (Suppl.)). Клинопироксен (Fs_{8-11} – центр, Fs_{8-19} – край) развит в виде призматических и ксеноморфных ойокристов величиной до 6 мм с включениями плагиоклаза и оливина. Со-

держание TiO_2 в клинопироксене составляет 0.30–0.50 мас. %, Cr_2O_3 – до 0.38 мас. % (ESM_9.pdf–ESM_12.pdf (Suppl.)). Плаггиоклаз (An_{82-85} – центр, An_{71-83} – край) образует: 1) крупные 1.5–10 мм таблитчатые и призматические зерна, придающие породе порфировидную структуру; 2) лейсты длиной 0.1–1.5 мм, часто в виде хадакрстов в клинопироксене. Ромбический пироксен ($Fs_{19-25}Wo_{2-3}En_{72-78}$), содержащий 0.12–0.62 мас. % TiO_2 и до 0.07 мас. % Cr_2O_3 , в основном развит в виде каемок вокруг оливина, а также как призматические зерна. Флогопит ($Mg\# = 73-82$) содержит 4.02–6.56 мас. % TiO_2 и образует лейсточки величиной до 4 мм в интерстициях и каймы вокруг выделений рудных минералов. Рудные оксиды (1–3 мм) представлены титаномagnetитом, распавшимся на магнетит и ильменит, самостоятельным ильменитом и редко более мелкими зернами хроммагнетита. Апатит образует длиннопризматические зерна и тонкие иголки в биотите.

Оливин замещается серпентином, тальком и боулингитом (смесью минералов группы смектита и серпентина) с выделением магнетита. Клинопироксен замещен зеленой роговой обманкой, хлоритом. Плаггиоклаз пренитизирован и сосюритизирован. На некоторых участках, особенно в Нижнеталнахском интрузиве, неизменные троктолиты могут чередоваться с пироксеновыми и ангидрит-пироксеновыми метасоматитами и мраморами по аргиллитам, мергелям и карбонатам при том, что доля метасоматитов может достигать 50% мощности интрузива.

Пикритовые габбродолериты встречаются не во всех разрезах интрузивов нижнеталнахского типа – они, главным образом, образуют прослои среди троктолитов и оливиновых габбродолеритов в участках раздува мощности и вблизи осевой линии массивов (рис. 8, 9). Структуры пород: пойкилоофитовые, пойкилитовые, офитовые, сегрегационные (ESM_5.pdf (Suppl.)).

В породе преобладает оливин (30–60 об. %) состава Fo_{76-83} – центр, Fo_{74-81} – край (ESM_9.pdf–ESM_12.pdf (Suppl.)), который образует идиоморфные и овальные зерна размером 0.1–1.5 мм, а также ксеноморфные лапчатые зерна – 1–2 мм. Содержание NiO в оливине составляет 0.06–0.13 мас. %. Клинопироксен (15–30, до 45 об. %) образует ксеноморфные ойокристы до 8 мм с хадакрстами лейст плаггиоклаза и субидиоморфными зернами оливина. На некоторых участках оливин в пироксене бывает так обилен, что пироксен проявлен только в краевых частях ойокристов. Клинопироксен соответствует авгиту (Fs_{6-10} – центр, Fs_{8-11} – край) (см. ESM_9.pdf–ESM_12.pdf (Suppl.)) с содержаниями 0.20–0.82 мас. %, TiO_2 и до 0.47 мас. % Cr_2O_3 . Плаггиоклаз (10–45 об. %) образует порфировидные зерна размером более 2 мм

(An_{70-86} – центр, An_{60-84} – край), кристаллы в кумулусе размером 1–2 мм и лейсты в интерстициях длиной 0.1–1 мм. В крупных зернах плаггиоклаза могут находиться включения эвгедральных зерен оливина. Флогопит ($Mg\# = 76-90$, 0.24–6.77 мас. % TiO_2) составляет 3–7 об. %. Перитектический ортопироксен вокруг крупных зерен оливина является более магнезиальным (En_{67-84}), чем оливин. Рудные оксиды представлены ксеноморфным распавшимся титаномagnetитом и пластинчатым ильменитом.

По плаггиоклазу развивается сосюрит, хлорит. Клинопироксен замещен актинолитом, оливин – серпентином и магнетитом. Как троктолиты, так и пикритовые габбродолериты могут содержать вкрапленные, интерстициальные и глобулярные расслоенные сульфиды, подобные типичным для пикритовых горизонтов интрузивов норильского типа (рис. 5а в ESM_5.pdf (Suppl.)).

Такситовые и такситовидные габбродолериты не имеют широкого развития и проявлены в разрезах с максимальной мощностью интрузивов. Мощность таких горизонтов не превышает 10–15 м и они приурочены в основном к приподожвенным частям интрузивов, хотя и встречаются в центральных частях разрезов. В отличие от такситовых габбродолеритов рудоносных массивов такситовая текстура в этих породах слабо выражена (см. рис. 5b, 5с в ESM_5.pdf (Suppl.)). Она обусловлена появлением шлиров и фрагментов лейкократового облика с преобладанием плаггиоклаза, среди которых выделяются мономинеральные сегрегации плаггиоклаза от гломеровидных до крупных шлиров, и фрагменты более мелкозернистых пород, обогащенных клинопироксеном, нередко с обрастанием крупнозернистым плаггиоклазом. Размеры таких шлиров и фрагментов варьируют от долей до десятков сантиметров, а их границы могут быть и резкими (рис. 5b в ESM_5.pdf (Suppl.)), и нечеткими (рис. 5с в ESM_5.pdf (Suppl.)) в разных интервалах, видимо, отражая разную степень резорбирования их периферии. Структуры породы в матриксе и фрагментах широко варьируют и включают пойкилитовую, пойкилоофитовую, офитовую, призматически зернистую и пегматоидную. По составу такситовые габбродолериты отвечают оливинсодержащим и оливиновым габбродолеритам, при неравномерном распределении плаггиоклаза (40–50 об. %), клинопироксена (25–30 об. %), оливина (1–20 об. %), флогопита (1–3 об. %) и ромбического пироксена (первые проценты). Кумулюсная ассоциация при этом представлена оливином, плаггиоклазом и клинопироксеном в отличие от интрузивов норильского типа, где оливин редок и присутствует только в верхней части нижних такситовых габбродолеритов вблизи их контакта с пикритовыми.

Оливин (For_{75-79} , ESM_9.pdf–ESM_12.pdf (Suppl.)) образует: 1) идиоморфные зерна величиной до 2 мм; 2) крупные (до 5 мм) ксеноморфные лапчатые зерна с включениями лейст плагиоклаза; 3) мелкие (0.05–0.1 мм и мельче) зерна гранулированного оливина, образующего неправильной формы и прожилковидные выделения. Концентрация NiO в ксеноморфном и эвгедральном оливине — 0.086–0.11 мас. %, в мелкозернистом — 0.03–0.05 мас. %. Клинопироксен образует крупные (до 3 см) пойкилокристы с включением призм плагиоклаза и эвгедральных зерен оливина и зерна в мелкозернистой офитовой пироксен-плагиоклазовой основной массе. Клинопироксен зональный (Fs_{7-9} — центр, Fs_{10-11} — край) и содержит 0.35–0.52 мас. % TiO_2 и 0.09–0.94 мас. % Cr_2O_3 . Плагиоклаз (An_{75}) развит в виде крупных (до 1 см, чаще 2–4 мм) пойкилитовых зерен и мелких (0.1–0.5 мм) лейст в основной массе. Флогопит имеет магнезиальный состав ($Mg\# = 76-81$). Оксидные минералы — титаномagnetит, ильменит, среди акцессорных отмечается апатит.

Плагиоклаз замещается пренитом, соссюритом, клинопироксен — амфиболом, хлоритом, оливин — серпентином и тальком.

Таким образом, такситовые породы нижнеталнахских интрузивов, наряду с отчетливым обломочным характером фрагментов, отличаются от такситовых пород в рудоносных интрузивах выраженной кумулюсной природой матрикса, где доминирующая ассоциация представлена оливином, плагиоклазом и клинопироксеном, с более поздними гетероаккумулятивными (пойкилитовыми) структурами, образованными при длительной кристаллизации оливина и пироксена. Также такситовые габбродолериты нижнеталнахских интрузивов сравнительно обеднены сульфидами, хотя в узких интервалах содержание сульфидов может достигать 30 об. % (рис. 5d в ESM_5.pdf (Suppl.)).

Нижние контактовые габбродолериты представляют собой мелкозернистые породы с пойкилоофитовой, офитовой и долеритовой структурой и распространены практически во всех разрезах интрузивов, хотя есть разрезы, где ультрабазиты непосредственно лежат на породах экзоконтакта. Плагиоклаз (25–45 об. %) (An_{68-82} — центр, An_{27-74} — край) образует таблитчатые, призматические, лейстовидные и ксеноморфные зерна величиной до 2 мм. Клинопироксен (25–35 об. %) представлен ойкокристами и изометричными зернами авгита (Fs_{8-13} — центр), содержащего 0.35–0.50 мас. % TiO_2 и 0.03–0.36 мас. % Cr_2O_3 . Оливин в виде идиоморфных и округлых зерен составляет до 25 об. %, а магнезиальный флогопит ($Mg\# = 72$) — до 4 об. %. Пропорции титаномagnetита не превышают 2–3 об. %, наряду с ним встречается ильменит в пластинчатых кристаллах.

Клинопироксен замещается амфиболом и хлоритом, плагиоклаз — пренитом и соссюритом, оливин — боулингом и серпентином.

Вариации составов минералов по вертикальному разрезу приведены в ESM_2.pdf (Suppl.).

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Вариации основных компонентов

По содержаниям кремнезема и щелочей ($Na_2O + K_2O$) составы пород не выходят за поля значений для мезократовых и лейкокатовых рудоносных интрузивов норильского и зубовского типов. Содержание SiO_2 закономерно снижается от пород верхней габбровой серии к богатым оливином породам основной расслоенной серии (рис. 8, 9) от 45.28–51.07 мас. % в габбро-диоритах до 39.56–45.61 мас. % в пикритовых габбро-диоритах (ESM_13.pdf (Suppl.)).

Концентрация MgO увеличивается в породах с обильным оливином, которые встречаются по всему разрезу, но становятся более мощными в нижней половине разреза. В габбро-диоритах и безоливиновых габбродолеритах содержание MgO составляет 3.50–8.70 мас. %, тогда как вниз по разрезу оно увеличивается от 8.70–9.00 мас. % в оливинсодержащих до 11.03–26.65 мас. % в пикритовых габбродолеритах. Концентрация щелочей уменьшается в том же порядке от габбро-диоритов и безоливиновых габбродолеритов ($Na_2O - 1.17-3.36$ мас. %, $K_2O - 0.28-1.15$ мас. %) до пикритовых разностей ($Na_2O - 0.13-1.41$ мас. %, $K_2O - 0.09-1.08$ мас. %). Содержание щелочей, однако, подвержено вторичным изменениям, в основном альбитизации, поэтому не всегда отражает их первичное распределение.

Наиболее богаты титаном и фосфором породы верхней габбровой серии (0.63–4.18 мас. % TiO_2 и до 1.43 мас. % P_2O_5), наиболее бедны ими пикритовые габбродолериты (0.29–0.71 мас. % TiO_2 и 0.02–0.14 мас. % P_2O_5).

Характерной особенностью пород нижнеталнахского типа интрузивов является их низкая хромистость — 0.002–0.051 мас. % Cr_2O_3 (ESM_13.pdf (Suppl.)), что отличает их от пород всех других комплексов, кроме моронговского. На диаграмме MgO– Cr_2O_3 (рис. 7a в ESM_7.pdf (Suppl.)) составы пород образуют близгоризонтальный тренд, который показывает незначительный рост концентрации Cr_2O_3 при росте MgO от 10 до 27 мас. %, что согласуется с отсутствием корреляции распределения хрома и магнезия в разрезах (рис. 10). Это обусловлено отсутствием собственных кумулюсных фаз хрома, а его баланс определяется концентрированием в клинопироксене, доля которого в оливиновых кумулатах па-

дает. Вместе с тем, если рассматривать концентрирование хрома в координатах индексов дифференциации, используя наиболее выразительные $Mg\#$ и Cr/Ti величины (рис. 7b в ESM_7.pdf (Suppl.)), то выявляется тренд роста Cr/Ti с увеличением магнезиальности, особенно заметный в наиболее примитивных породах в диапазоне $Mg\# = 74-86$. Эта корреляция обусловлена снижением содержания Ti с ростом магнезиальности и отражается в контрастном поведении хрома и титана в ходе кристаллизации клинопироксена.

Распределение редкоземельных элементов

Содержания редкоземельных элементов в породах интрузивов нижнеталнахского типа приведены в ESM_14.pdf (Suppl.), а на рис. 11a (I, II, III) — спектры их распределения, нормированные по C1 хондриту (McDonough, Sun, 1995), в сравнении с таковыми для основных типов пород рудоносного Хараелахского интрузива (рис. 11a (IV)). Легкие РЗЭ показывают наибольшую степень фракционирования $La/Sm = 2-4.7$ (рис. 11б). Низкие значения $Gd/Yb < 2$ и узкий интервал их вариаций характерны и для других типов интрузивных комплексов района, а также для низко- Ti вулканических пород Норильского района, значимо отличаясь от повышенных значений, характерных для высоко- Ti и субщелочных базальтов (рис. 11б) (Lightfoot et al., 1994; Naldrett et al., 1995; Федоренко, 2010). Обращают на себя внимание повышенные концентрации РЗЭ в габбро-диоритах и нижних контактовых габбродолеритах, а также преимущественно отрицательная Eu -аномалия во всех типах пород (рис. 11a).

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Интрузивы нижнеталнахского типа характеризуются наиболее высокими значениями первичного изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Sr_i) по сравнению с таковыми для промышленно-рудоносных и рудоносных массивов норильского и зубовского типа. Значение Sr_i , рассчитанное на возраст 250 млн лет, для пород варьирует от 0.7073 до 0.7087 (рис. 12a; ESM_15.pdf (Suppl.)). Близкие значения Sr_i от 0.7067 до 0.7087 имеют плагиоклаз и пироксен (рис. 12a; ESM_16.pdf (Suppl.)). Значения $\epsilon_{Nd}(T)$ на тот же возраст для пород нижнеталнахских интрузивов (от -1.8 до -5.9) являются наиболее низкими (обогащенными радиоогенным изотопом) среди всех базит-гипербазитовых массивов Норильского района (рис. 12a). Сходные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ от -2.5 до -5.2 имеют плагиоклаз и пироксен по всему разрезу (рис. 12a). Вариации более высоких положительных значений $\epsilon_{Nd}(T)$ для оливина в пределах 1.5–4.3 не коррелируют с

вариациями значений для пород (рис. 12a), и их вклад в валовую характеристику не очевиден, несмотря на высокие пропорции оливина (>10 об. %) в изученных образцах. На бинарной диаграмме $Sr_i-\epsilon_{Nd}(T)$ нижнеталнахские интрузивы занимают специфическую позицию, не перекрываясь по полям составов с промышленно-рудоносными и рудоносными интрузивами (рис. 12б).

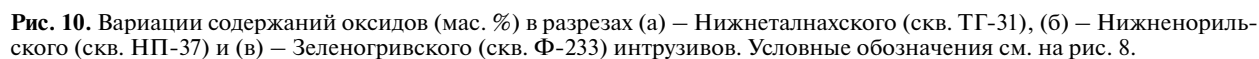
Цирконы интрузивов нижнеталнахского типа обладают пониженными значениями $^{176}Hf/^{177}Hf$ и $\epsilon_{Hf}(T)$ соответственно 0.28239–0.28279 и от -7.4 до $+5.6$ (ESM_8.pdf (Suppl.)) по сравнению с цирконами промышленно-рудоносных и рудоносных интрузивов норильского и зубовского типов, в которых изотопный состав Hf свидетельствует об участии вещества деплетированной мантии при их магмогенерации. Относительно “нерадиоогенный” изотопный состав Hf в цирконах интрузивов нижнеталнахского типа указывает на значительное участие корового вещества при их формировании (Малич и др., 2009, 2018).

СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Химический и минеральный составы

Концентрация цветных металлов в породах массивов нижнеталнахского типа незначительная: $Ni - 0.077-0.21$ мас. %, $Cu - 0.05-0.38$ мас. % (рис. 7c, 7d в ESM_7.pdf (Suppl.)) и только на некоторых участках в нижних частях Нижнениорильского и Нижнеталнахского интрузивов концентрация этих металлов локально увеличивается до 0.91 мас. % Ni и 1.88 мас. % Cu (ESM_17.pdf (Suppl.)). Для сравнения вкрапленные руды в теле Талнахского интрузива содержат в основном 0.42–0.92 мас. % Ni и 0.64–1.38 мас. % Cu , а Норильска-1 — 0.23–1.20 мас. % Ni и 0.18–2.20 мас. % Cu . Значение Ni/Cu в нижнеталнахских массивах составляет 0.55–1.4 (до 6.0), а во вкрапленных рудах Талнаха и Норильска оно варьирует в пределах 0.32–0.56 и 0.65–0.80 соответственно, что подчеркивает обедненность нижнеталнахских пород медью относительно никеля. Напротив, концентрация Co в нижнеталнахских массивах составляет 50–270 г/т, где 50 г/т являются пределом обнаружения метода, а значение Co (г/т)/ S (мас. %) варьирует в пределах 60–350 (до 600). Во вкрапленных рудах рудоносных интрузивов значение Co/S варьирует 19–71 при более широком интервале содержания Co от 50 до 1400 г/т. Таким образом, в расчете на сульфидную массу, минерализованные породы нижнеталнахских интрузивов обогащены кобальтом, что минералогически выражается в повышенном содержании этого металла в пентландите (до 10 мас. %).

Концентрация благородных металлов в массивах нижнеталнахского типа крайне низкая по сравнению с другими типами интрузивов нориль-



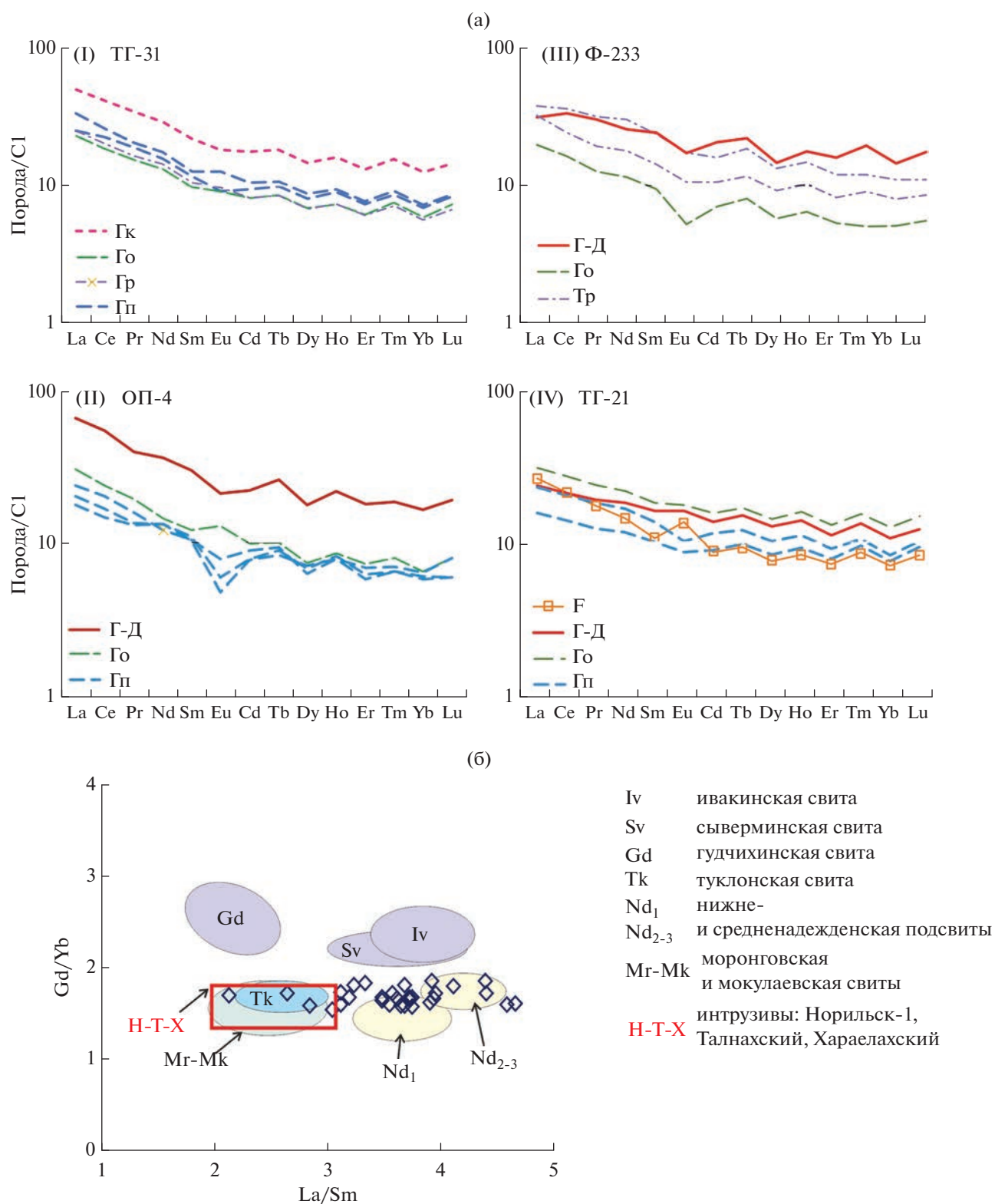


Рис. 11. Спектры распределения редкоземельных элементов в породах Нижнеталнахского – скв. ТГ-31 (I), скв. ОП-4 (II), Зеленогровского – скв. Ф-233 (III), Хараелахского – скв. ТГ-21 (IV) интрузивов (а), нормированных по хондриту (McDonough, Sun, 1995). F – лейкогаббро, Гк – контактовый габбродолерит, Г-Д – габбродиорит, Го – оливиновый габбродолерит, Тр – троктолит, Гп – пикритовый габбродолерит. (б) – диаграмма Gd/Yb–La/Sm для пород Нижнеталнахского и Зеленогровского интрузивов для скв. ТГ-31, ОП-4 и Ф-233 (ESM_14 (Suppl.)) и скв. СГ-28 по (Czaman-ske et al., 1994). Поля составов вулканических свит показаны по (Lightfoot et al., 1994; Naldrett et al., 1995).

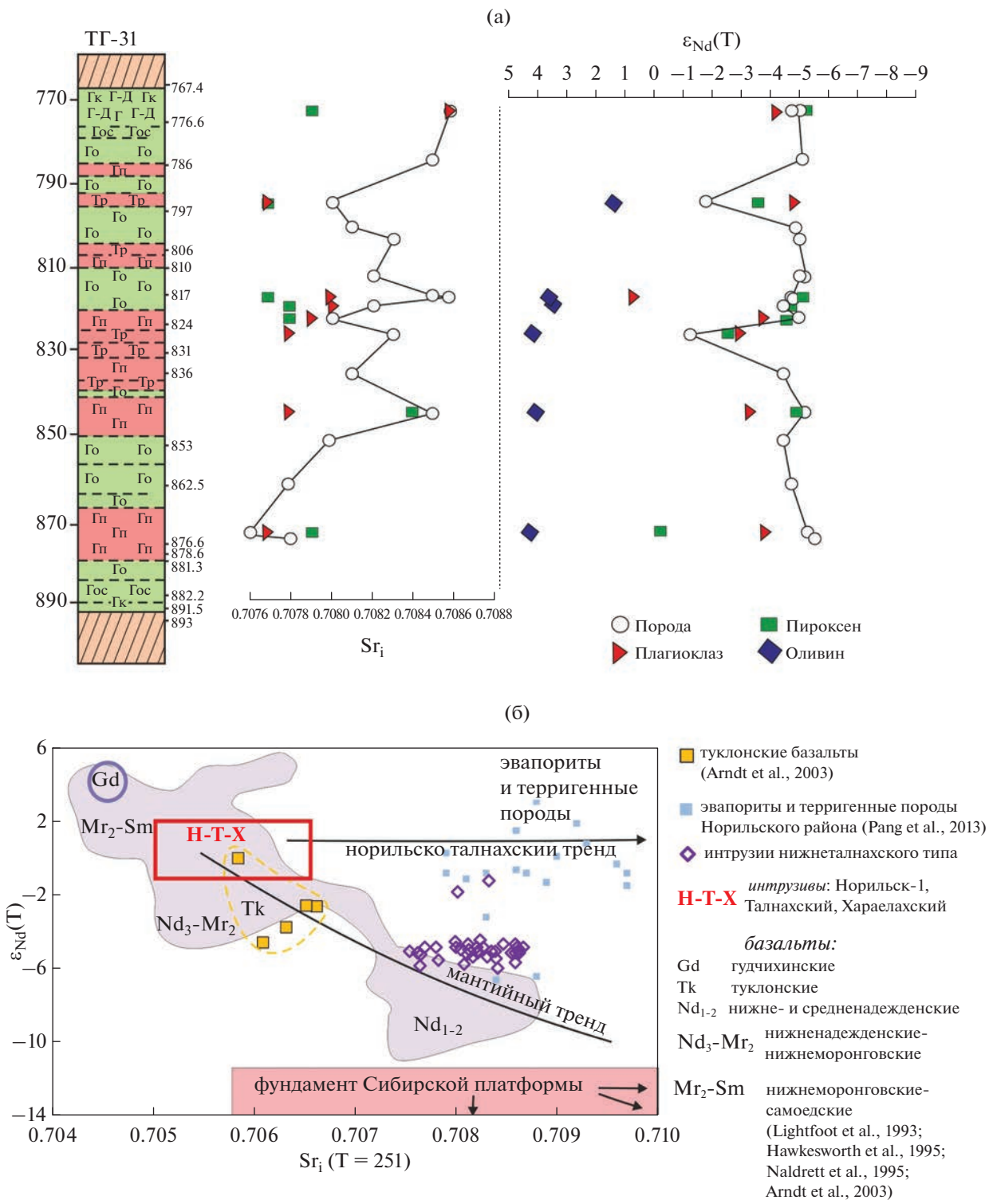


Рис. 12. Изотопная систематика Sr–Nd пород и минералов Нижнеталнахского интрузива. (а) — вариации $Sr_i = {}^{87}Sr/{}^{86}Sr$ и $\epsilon_{Nd}(T)$ (на возраст 250 млн лет) в разрезе скв. ТГ-31. Условные обозначения пород см. на рис. 8; (б) — изотопный состав пород нижнеталнахских интрузивов в координатах $Sr_i - \epsilon_{Nd}(T)$. Фундамент Сибирской платформы охарактеризован по составу ксенолитов в трубке Маслова (Czamanske et al., 2000; Самсонов и др., 2022). Линия мантийного тренда смещения показана в интерпретации (Arndt et al., 2003).

ского комплекса. Содержание платиновых металлов (Pt + Pd + Rh + Ir) в сумме составляет 0.03–0.26 до 0.40 г/т, и даже на участках, обогащенных сульфидами на 0–40 об.%, оно не превышает 0.19 г/т (ESM_17.pdf (Suppl.)), в то время как во вкрапленных рудах Талнаха и Норильска-1 оно превышает 10 и 26 г/т соответственно. В пересчете на сульфидную массу концентрация ЭПГ в нижнеталнахских интрузивах тоже более низкая: значение суммы ЭПГ (г/т)/S (мас. %) составляет 0.08–0.26 редко до 0.46, т.е. ЭПГ тенор (содержание ЭПГ в 100% сульфидов) не превышает 16 г/т. Для сравнения значение ЭПГ (г/т)/S (мас. %) для вкрапленных руд Талнаха варьирует от 0.81 до 1.5, Норильска-1 – от 1 до 3.5, а Черногорского месторождения – от 3.5 до 8.5, что соответствует ЭПГ тенору в интервалах 28–52 г/т, 35–120 г/т и до 300 г/т соответственно. Минерализованные породы нижнеталнахских интрузивов имеют Pt/Pd = 0.07–0.47 в сравнении с Pt/Pd = 0.25–0.45 для вкрапленных ЭПГ-Cu-Ni руд.

Сульфидная минерализация тяготеет в основном к горизонтам с повышенной магнезиальностью, сложенным пикритовыми габбродолеритами, троктолитами, в меньшей мере оливиновыми габбродолеритами. Наибольшее количество сульфидов приурочено к участкам раздува интрузивов. В маломощных телах и апофизах сульфиды могут отсутствовать или их количество незначительно (<1 об. %).

Сульфиды в минерализованных зонах интрузивов нижнеталнахского типа обычно составляют 0.5–3, 5–10% – в отдельных участках и 30–40% – в некоторых приподожвенных частях Нижненильского интрузива. Сульфиды образуют мелкие (до 2, реже до 4 мм) интерстициальные сегрегации, формы которых определены очертаниями окружающих их силикатов, а также глобулярные округлые и линзовидные выделения величиной 5–30 мм. Последние расслоены на пирротин в нижней части и халькопирит в верхней, подобно тому, как это наблюдается в глобулярных сульфидах в пикритовых горизонтах норильских месторождений и чаще всего приурочены к пикритовым горизонтам в нижних частях интрузивов. Редко наблюдаются прожилки и линзы массивных сульфидных руд, сложенных доминирующим пирротинном, мощностью до 20 см (рис. 7).

Сульфидная минерализация представлена тремя парагенетическими ассоциациями: 1) пирротин гексагональный + халькопирит + пентландит; 2) троилит ± пирротин гексагональный + пентландит железистый + железистый халькопирит (путоранит $\text{Cu}_9(\text{Fe},\text{Ni})_9\text{S}_{16}$, талнахит $\text{Cu}_9(\text{Fe},\text{Ni})_8\text{S}_{16}$) ± кубанит CuFe_2S_3 и 3) пирротин моноклинный + халькопирит + пентландит обогащенный Ni (ESM_18.pdf (Suppl.))

Первая ассоциация характерна для верхних и нижних частей интрузивов, вторая – для пород, богатых оливином, третья – для сульфидной минерализации во вмещающих породах и эндоконтактах интрузивов. В Зеленогоривском интрузиве в отличие от Нижнеталнахского и Нижненильского в породах, богатых оливином, отсутствуют низкосернистые минералы группы халькопирита – железистый халькопирит, путоранит и талнахит.

Главные сульфидные минералы – пирротин и троилит, составляющие 75–90% объема всех сульфидов. В редких случаях их содержание опускается до 60% и поднимается до 95%. Пирротин представлен двумя морфологическими разновидностями. Пирротин I слагает крупные неправильной формы зерна величиной до 4–10 мм, которые содержат линзовидные и пламенивидные выделения пентландита II. В халькопирите пирротин II представлен включениями размером до 0.1 мм с неровными границами или ровными гранями, нередко демонстрирующими одинаковую ориентировку. Пирротин часто замещается магнетит–марказит–пиритовым агрегатом.

Пентландит составляет 3–8% объема сульфидов. Основной формой выделения пентландита являются тонкие (первые микроны) пластины, линзочки и пламенивидные выделения пентландита II, приуроченные к периферии зерен пирротина и вдоль трещин в последнем. Более редкий пентландит I образует мелкие (не более 0.05 мм), как правило, неправильной формы порфировидные вкрапленники и каймы вокруг зерен пирротина. Часто каймы пентландита отсутствуют и пирротин контактирует с резорбирующим его халькопиритом.

В нижних частях слоя ультрабазитов минералы группы пирротина представлены гексагональной и моноклинной модификацией, а пентландит – его никелистой разновидностью (ESM_18.pdf (Suppl.)). Химизм сульфидов закономерно изменяется в зависимости от их ассоциации (ESM_18.pdf (Suppl.)). Гексагональный пирротин содержит 0.03–0.46 мас. % Ni, в троилите примесь Ni практически отсутствует, а в моноклинном пирротине достигает 0.76 мас. % Ni. Пентландит в ассоциации с троилитом наиболее железистый (32–39 мас. % Fe), в ассоциации с гексагональным пирротинном он имеет промежуточный состав (28–33 мас. % Fe), а с моноклинным пирротинном – наиболее никелистый (27–31 мас. % Fe). В Зеленогоривском интрузиве с троилитом ассоциирует умеренно железистый пентландит (31–33 мас. % Fe), а с гексагональным пирротинном – никелистый пентландит (ESM_18.pdf (Suppl.)). Пентландиты из нижнеталнахских массивов отличаются повышенным содержанием кобальта (2–10.6 мас. %) как в низкосернистых, так и в высокосернистых ассоциациях.

Минералы группы халькопирита (3–12 об. %, реже до 20 об. %) представлены халькопиритом, железистым халькопиритом, реже поторанитом и талнахитом. Минералы группы халькопирита образуют тонкие (не более 0.1 мм) прерывистые каймы вокруг выделений сульфидов, реже выделения между зерен пирротина и линзочки в самом пирротине. Железистый халькопирит отличается от обычного тетрагонального не только соотношением железа и меди, но и повышенной концентрацией никеля (ESM_18.pdf (Suppl.)). Этот минерал характеризуется, так же как поторанит, талнахит и мойхукит, быстрой окисляемостью и покрывается на воздухе ржаво-цветной пленкой.

Кубанит (5–8 об. %) образует пластинчатые выделения в минералах группы халькопирита и зернистые агрегаты. Зернистый кубанит имеет реакционные соотношения с минералами группы пирротина, замещая последний вдоль периферии их выделений и на контакте зерен.

Акцессорные минералы сульфидных ассоциаций представлены сфалеритом, тиошпинелями, арсенидами и сульфоарсенидами Co, Ni и Fe. Содержание сфалерита (до 2 об. %) превышает его содержание во вкрапленных пирротиновых рудах промышленно-рудноносных интрузивов. Пирит совместно с халькопиритом образует неправильной формы вкрапленники в верхних и нижних эндоконтактных зонах интрузивов и также во вмещающих породах ближнего экзоконтакта.

Изотопный состав серы и меди

Большинство сульфидов нижнеталнахских интрузивов имеют значения $\delta^{34}\text{S}$ в диапазоне 3.8–8.6‰ со средним значением и медианой, равными 5.7‰ ($n = 28$) (ESM_19.pdf (Suppl.)). Однако в верхней и нижних частях Зеленогровского интрузива значение $\delta^{34}\text{S}$ достигает 9.2–11.8‰, что отражается в более высоком среднем значении $\delta^{34}\text{S}$ для этого интрузива до 9.3‰ ($n = 10$) (рис. 13а).

Значения $\delta^{65}\text{Cu}$ в сульфидах нижнеталнахских интрузивов варьируют от 0 до –1.1‰ (ESM_19.pdf (Suppl.)), со средним значением $\delta^{65}\text{Cu} = -0.6 \pm 0.4\text{‰}$ ($n = 15$), что близко к аналогичным значениям $\delta^{65}\text{Cu}$ в рудах Вологодчанского и Талнахского месторождений (рис. 13б).

Сульфидная минерализация в нижнеталнахских интрузивах характеризуется повышенным содержанием Re (119–316 г/т), низким содержанием Os (4.4–32.9 г/т), высокими значениями Re/Os (13.7–71.6) и γOs (35.6–117.8) (Малич и др., 2018), что близко и к данным Н. Арндта с соавторами (Arndt et al., 2003), показавшим вариации γOs в диапазоне 10.2–71.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Условия кристаллизации интрузивов

Ограниченный набор дифференциатов с отсутствием лейкогаббро и магнетитовых габбродолеритов, отсутствие резких границ между разными типами пород и неконтрастная скрытая расслоенность говорят о слабой степени внутрикамерной дифференциации массивов нижнеталнахского типа. Своеобразные текстуры такситовых разностей, которые насыщены сегрегациями плагиоклаза и обломочными фрагментами лейкократовых габбродолеритов, свидетельствуют о том, что накопление и всплывание плагиоклазовых кумулатов происходило на глубине в промежуточных камерах или транспортных путях, тогда как внутрикамерная физическая сепарация плагиоклаза с его накоплением не проявлены. Относительно однородный химический и петрографический состав пород показывает, что большинство фрагментов являются производными той же магмы. Пропорция чужеродных фрагментов, таких как ксенолиты метасадочных пород, широко распространенных в такситовых и пикритовых породах интрузивов норильского типа (Годлевский, 1959; Туровцев, 2002; Ryabov et al., 2014; Chayka et al., 2020), в нижнеталнахских породах существенно ниже. В них не отмечаются фрагменты хромитовых шпиров и дорожки гранулированного оливина, которые являются характерной чертой норильских хонолитов и интерпретируются либо как результат дробления или резорбции наиболее ранних примитивных кумулатов (Золотухин, 1964), либо как продукты флюидной рекристаллизации (Ryabov et al., 2014, Р. 124).

Последовательность кристаллизации в оливинсодержащих разностях, судя по петрографическим наблюдениям, соответствует универсальной схеме, наблюдающейся во всех дифференцированных интрузивах. Оливин является наиболее ранней фазой, котектическая с ним хром–шпинель проявлена очень редко и существенно обогащена железом, что отражает как первичный бедный хромом состав, так и посткумуляное переуравновешивание, приведшее к еще большему обеднению хромом. Как и в рудоносных интрузивах клинопироксен кристаллизуется позже оливин–плагиоклазовой котектики, как следует из петрографических наблюдений (Дюжиков и др., 1988; Ryabov et al., 2014) и данных моделирования (Кривошук и др., 2001). Широкое развитие ойокристов и интерстициальных выделений зонального клинопироксена, типичное для рудоносных интрузивов, также характерно и для нижнеталнахских, но здесь повышенное содержание хрома в ядерной части ойокристов предполагает присутствие клинопироксена в ликвидусной ассоциации. Происхождение ойокристовых структур до сих пор является предметом дебатов, обзор которых дан в работе (Barnes et al., 2016). Альтернативные модели рассматривают их первичный рост *in situ*, как ликвидусной фазы с длительной последую-

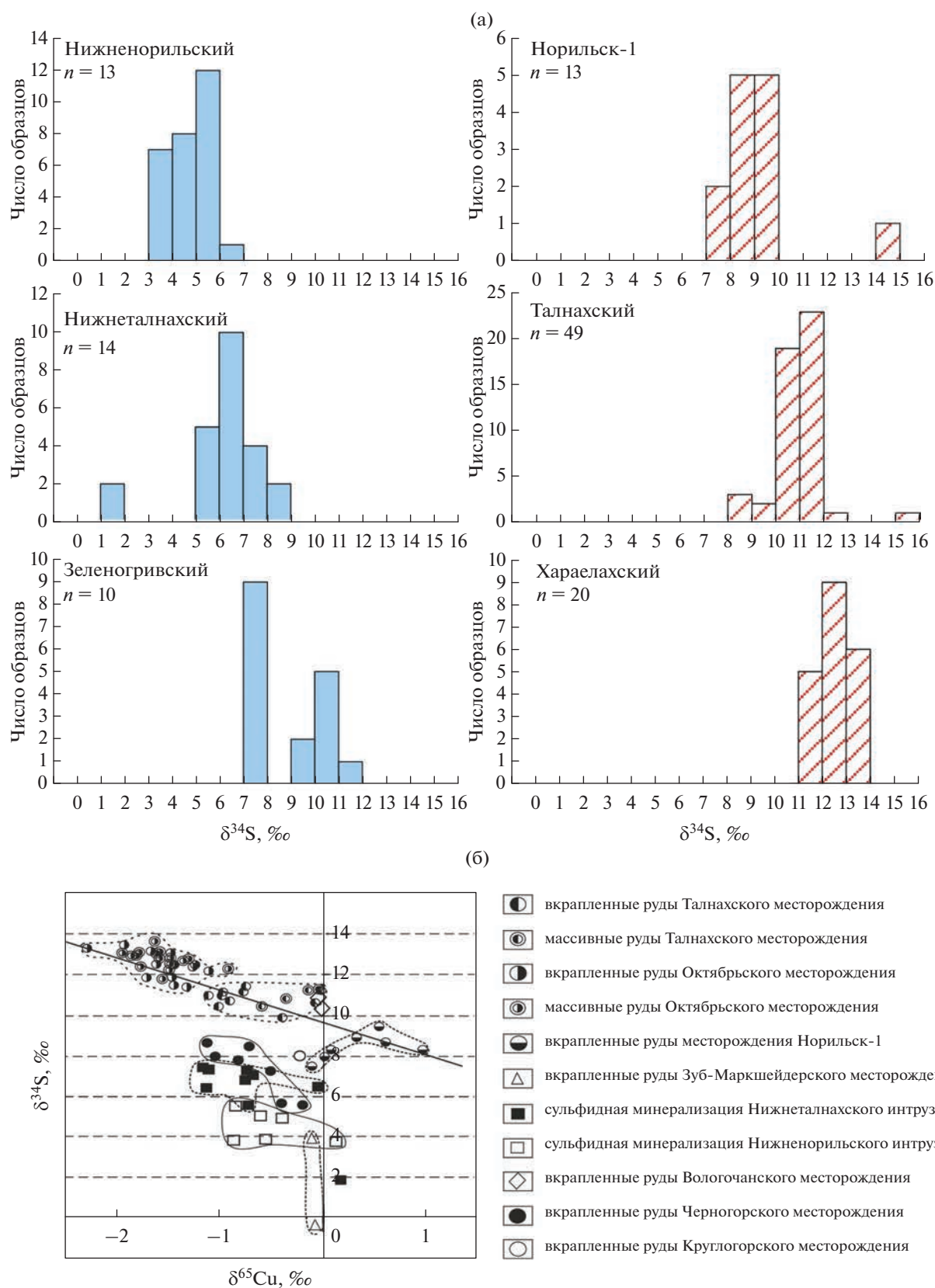


Рис. 13. Вариации изотопного состава серы сульфидной минерализации в интрузивах нижнеталнахского типа во вкрапленных рудах и рудных интрузивах норильского типа (Malitch et al., 2014) и по результатам данного исследования (а); (б) — вариации изотопного состава серы и меди сульфидных руд интрузивов Норильского района в координатах $\delta^{65}\text{Cu}$ — $\delta^{34}\text{S}$ (Malitch et al., 2014; Служеникин и др., 2018) и по результатам данного исследования.

шей кристаллизацией (Campbell, 1978; Barnes et al., 2016; Schoneveld et al., 2020), либо позднюю кристаллизацию из интеркумulusной жидкости как посткумulusной фазы. Присутствие относительно высокохромистых ядер в клинопироксене (до 0.5 мас. % Cr_2O_3) говорит о возможности его ранней кристаллизации в ликвидусной ассоциации в тройной котектике с оливином и плагиоклазом, возможно, в промежуточном очаге из еще не истощенного по хрому расплава.

Ортопироксен присутствует в минеральных ассоциациях как интеркумulusная и реакционная фаза, так же как и в породах рудоносных интрузивов. Его состав резко неравновесен с составами как центральных частей, так и кайм сосуществующего клинопироксена и его присутствие объясняется перитектической реакцией оливины с интерстиционной жидкостью, прогрессирующе обогащающейся кремнеземом.

Пикритовые и троктолитовые габбродолериты являются обогащенными оливином кумулатами, привнесенными в камеру в виде суспензии с варьирующими (но более высокими чем в рудоносных интрузивах) содержаниями антекристов как оливина, так и плагиоклаза. Под антекристами здесь понимаются ранние фенокристы, кристаллизовавшиеся в проточной магматической системе до того, как магма достигла камеры кристаллизации и поэтому, возможно, испытавшие дополнительные события (Jerram et al., 2018). Этот вывод согласуется с распространенными текстурами ко-сой слоистости и сортировки зерен, узкими вариациями состава оливина, доминирующей пропорцией его высокомагнезиальных составов Fo_{75-83} (ESM_6.pdf (Suppl.)), незакономерным появлением пикритовых горизонтов на различных стратиграфических уровнях в интрузиве (рис. 8, 9) и типичным для нижнеталнахских интрузивов средне-и мелкозернистым строением эндоконтактов с отсутствием закалочных разностей. В ходе транспорта и сортировки такой суспензии пропорция расплава возрастала при адиабатическом снижении температуры плавления и частичном растворении антекристов, что обогащало этот расплав магнием в слоях богатых оливином. Этот процесс определил высокомагнезиальный состав интрузива в целом, но и позволил некоторую степень последующей внутрикамерной дифференциации, приведшей локально к образованию мощных линз габбро-диоритов как продуктов кристаллизации остаточного расплава.

Такая последовательность кристаллизации соответствует и наблюдаемой в оливин-порфировых базальтах, которые широко распространены в вулканических свитах Норильского района от гудчихинской до мокулаевской. Оливин является в них первой ликвидусной фазой, но гломерокристовые ассоциации включают как оливин, так и плагиоклаз и более поздний клинопироксен, характеризующийся резкой зональностью по Cr, Ti и магнезиальности. Кроме того, в дифференциро-

ванных покровах пикритов присутствуют пироксен-порфировые базальты, где клинопироксен является ликвидусной фазой, формируя дендриты, сферолиты и порфирокристы (Ryabov et al., 2014). Оливин Fo_{82-84} известен в пикритовых базальтах гудчихинской свиты, где он содержит до 0.4 мас. % NiO (Кривоуцкая, 2014, Krivolutsкая et al., 2022; Ryabov et al., 2014) и часто окружен каймой перитектического ортопироксена, а также в пикритах туклонской свиты, где он обеднен Ni (<0.2 мас. % NiO по Ryabov et al., 2014). Более поздние толеитовые базальты надеждинской, моронговской и мокулаевской свит содержат оливин гораздо меньшей магнезиальности (до Fo_{44-52} по Ryabov et al., 2014). Верхний предел магнезиальности оливина Fo_{82-83} в пикритовых габбродолеритах рудоносных и нижнеталнахских интрузивов, таким образом, совпадает с таковым в пикритах гудчихинской и туклонской свит и предполагает схожую магнезиальность их расплавов, учитывая близкие условия кристаллизации и состав ликвидусной ассоциации. По данным изучения расплавных включений, пикритовые расплавы, равновесные с оливином гудчихинской свиты, содержали 48–49 мас. % SiO_2 и 11–14 мас. % MgO (Соболев и др., 2009). Известно, однако, что магнезиальность оливина коррелирует с магнезиальностью (Mg#) родительского расплава с коэффициентом $K_d(\text{Fe-Mg}) = 0.31-0.37$, но не напрямую с содержанием MgO в расплаве (например, Matzen et al., 2011), что ограничивает прямые аналогии.

Систематика редкоземельных элементов (рис. 11а, 11б), которая используется для выделения вулканических циклов в Норильском районе (Lightfoot et al., 1990, 1993; Naldrett et al., 1995; Федоренко, 2010; Кривоуцкая, 2014), показывает, что лавы первого этапа вулканизма от ивакинской до гудчихинской свит геохимически не родственны дифференцированным интрузивам, в согласии с геологическими свидетельствами их одновременного образования (Кривоуцкая, 2014; Радько, 2016). На диаграммах La/Sm–Gd/Yb (рис. 11б) поля составов нижнеталнахских интрузивов в основном перекрываются с составами надеждинских лав, попадая частично и в поля составов более молодых вулканитов второго этапа, и в поля составов рудоносных интрузивов.

Интерпретация изотопно-геохимических данных

Федоренко (2010), суммируя имеющуюся изотопно-геохимическую информацию (рис. 11б), предположил, что туклонская пикритовая магма являлась родительской для дериватных ниже-средненадеждинских расплавов, как результат удаления кумулуса и ассимиляции в промежуточном очаге. Это предположение подтверждается результатами моделирования (Yao, Mungall, 2021), показавшего, что надеждинские расплавы соответствуют эволюции туклонской магмы с 25% контаминацией в промежуточных очагах при взаимодействии с протек-

розойским фундаментом, низкорациогенным по изотопному составу Nd и высокорациогенным по изотопному составу Sr (рис. 126). Эти исследователи принимают комагматичность нижнеталнахских интрузивов и туклон-надеждинских магм вслед за (Naldrett et al., 1995; Arndt et al., 2003; Федоренко, 2010), что основывается, в немалой мере, на их схожей обедненности халькофильными элементами. В рамках этой модели (Yao, Mungall, 2021) моронговско-мокулаевские толеитовые базальтовые расплавы проходили через промежуточные очаги и захватывали суспензию кристаллов и сульфиды, скопившиеся из туклонско-надеждинских магм в промежуточных камерах, чтобы сформировать рудоносные интрузивы в верхней коре, ассимилируя при этом вмещающие осадочные породы. Такая точка зрения близка к модели плавления и захвата древних сульфидных сегрегаций толеитовыми магмами (Криволюцкая, 2014; Krivolutskaia et al., 2019) и не поддерживает существование специфических пикритовых рудоносных магм. Вместе с тем такая многоступенчатая модель позволяет аккумулировать сульфидные руды из большого объема магм с обычными первичными содержаниями халькофильных элементов и ЭПГ. Также эта модель включает последовательное внедрение интрузивных тел на все более высоких стратиграфических уровнях в пределах рудного узла (Yao, Mungall, 2021), что определяет нижнеталнахские интрузивы в рамках этой модели как наиболее ранние.

Изотопные составы пород нижнеталнахских интрузивов занимают особую позицию на графике $Sr_i - \epsilon_{Nd}(T)$ (рис. 126), что всеми исследователями интерпретируется как следствие контаминации родительских магм материалом протерозойского фундамента в среднекоревом очаге. Изотопные характеристики фундамента получены из анализа фрагментов гранитоидов и метаморфизованных осадочных пород взрывчатой трубки Маслова в северной части Норильской мульды. Возраст фрагментов варьирует в интервале 870–2600 млн лет (Czamanske et al., 2000; Самсонов и др., 2022) и в целом изотопные характеристики гранитоидов крайне разнообразны ($\epsilon_{Nd}(T)$ от -6 до -19 и Sr_i от 0.7057 до 0.7299). Они ложатся в правый нижний угол диаграммы и далеко за пределы ее шкалы, показанной на рис. 126. Осадочные породы палеозойского чехла, опробованные по разрезам скважин в Микчангдинской и Хараелахской мульдах (Pang et al., 2013), характеризуются также широчайшими вариациями ($\epsilon_{Nd}(T)$ от -7 до $+10$ и Sr_i от 0.7079 до 0.7154). При этом основной массив точек занимает правый верхний угол диаграммы и поля их составов не перекрываются с полем составов протерозойского фундамента (рис. 126). Таким образом, Sr-Nd изотопные составы нижнеталнахских интрузивов выявляют преобладающую контаминацию протерозойским материалом, в отличие от рудоносных интрузивов, чья Sr-Nd изотопная систематика отражает ассимиля-

цию верхнекоревых материалов палеозойского возраста, формируя так называемый норильско-талнахский тренд в интерпретации предыдущих исследователей (Naldrett et al., 1995; Lightfoot et al., 1993; Arndt et al., 2003).

Наши новые данные подчеркивают субгоризонтальный тренд вариаций изотопных составов нижнеталнахских пород, примерно параллельный норильско-талнахскому тренду, но на уровне более низких значений $\epsilon_{Nd}(T)$ от -4 до -6 . Такой тренд может быть сигналом ассимиляции сульфатсодержащего палеозойского материала в транспортных путях и камере кристаллизации, что хорошо согласуется с повышенными положительными значениями $\delta^{34}S$ до 11.8‰ при средних значениях для отдельных нижнеталнахских интрузивов от 5.7 до 9.3‰. Интрузивы с сульфидной минерализацией содержат сульфидную серу, обогащенную тяжелым изотопом в основном в интервале значений 8–13‰ $\delta^{34}S$, при этом в ряду трех интрузивов с экономическим оруденением средние значения $\delta^{34}S$ увеличиваются от 8–9‰ в Норильск-1 до 10–11‰ в Талнахском и около 12–13‰ в Хараелахском интрузиве, коррелируя с увеличением запасов сульфидных руд в этом ряду (Grinenko, 1985; Malitch et al., 2014; Изотопная геология ..., 2017). Эта закономерность была отмечена еще в ранних работах Л.Н. Гриненко (Grinenko, 1985) и подтверждена всеми последующими работами, являясь одним из важнейших аргументов в пользу заимствования сульфатной серы при образовании сульфидных залежей.

Более детальное исследование сульфидов нижнеталнахских интрузивов привело к выявлению большей гетерогенности изотопного состава серы в них от 3.8 до 11.8‰. Гетерогенность изотопного состава серы сульфидов наблюдается и в пределах рудоносных интрузивов, где для Хараелахского интрузива выявлено прогрессирующее обогащение изотопно-тяжелой серой по направлению внедрения (Кетров и др., 2022). При условиях небольшого количества сульфидов, малой степени их фракционирования и крайне низкого тенора цветных и платиновых металлов в них, гетерогенный изотопно-тяжелый состав серы нижнеталнахских интрузивов, скорее всего, отражает достижение повторного местного сульфидного насыщения, благодаря ассимиляции сульфатной осадочной серы. Сера заимствовалась при кристаллизации суспензии, ранее испытывавшей потери халькофильных металлов в сосуществующую сульфидную жидкость на глубине.

Коровая природа серы сульфидов нижнеталнахских интрузивов согласуется с высокими значениями γOs в них (Arndt et al., 2003; Изотопная геология ..., 2017; Малич и др., 2018), также отражающими потери Os в сосуществующие сульфиды на глубине, так что относительно малая степень контаминации в камере кристаллизации значительно сказалась на Re-Os изотопных ха-

рактических обедненных Os слабо развитых сульфидов.

Изотопный состав Cu нижнеталнахских интрузивов перекрывается с полями составов Талнахского и Черногорского рудоносных интрузивов. На диаграмме $\delta^{65}\text{Cu}$ – $\delta^{34}\text{S}$ составы нижнеталнахских сульфидов отстоят далеко от тренда негативной корреляции, установленного для трех экономически рудоносных интрузивов (Malitch et al., 2014). Принадлежность к этому тренду рассматривается как индикатор рудоносности (Малич и др., 2018), хотя процесс, контролирующий такое распределение, пока не вполне ясен.

*Взаимоотношения нижнеталнахских
и рудоносных интрузивов норильского типа*

В Талнахском рудном узле интрузивы нижнеталнахского типа располагаются стратиграфически ниже рудоносных интрузивов и интрузива круглогорского типа (рис. 4, ESM_3.pdf–ESM_4.pdf (Suppl.)), но на северных участках Талнахский интрузив залегает ниже Нижнеталнахского. В отдельных участках эти интрузивы находятся в контакте (ESM_4.pdf (Suppl.)), но при этом не наблюдается зон закалки. Критерием более позднего внедрения Талнахского интрузива для некоторых геологов является факт наличия сульфидной минерализации в верхнем эндоконтакте Нижнеталнахского интрузива, когда он находится под рудоносным интрузивом (Августинчик, 1981). Эта минерализация трактуется как наложенная на породы верхнего эндоконтакта Нижнеталнахского массива. По нашим представлениям минерализация в верхнем эндоконтакте интрузивов характерна для ряда массивов и, возможно, не связана с влиянием более поздних внедрений рудоносных магм. Кроме того, имеются свидетельства инъекций Нижнеталнахского интрузива в рудоносный Талнахский интрузив (Сухарева, Кузнецова, 1983), что говорит о синхронном или более позднем внедрении Нижнеталнахского интрузива.

Распределение мощностей западной ветви нижнеталнахского массива интерпретируется как контролирующее ареал распространения апофиз Хараелахского интрузива, предполагая в целом, что внедрение ветвей нижнеталнахского интрузива создало благоприятную структуру для внедрения последующих интрузивов. При этом интрузивы использовали и прорабатывали грабенообразные взбросы, осложняющие периферию мульды. Однако возможна и противоположная интерпретация, а именно, внедрение рудоносного хонолита создало пространство для внедрения магм и кумулатов нижнеталнахского типа. Большинство исследователей принимается, что круглогорские силы являются более ранними образованиями по отношению к рудоносным хонолитам (Радько, 2016; Служеникин и др., 2015; Likhachev, 1994; Лихачев, 2006). Однако вопрос о временных рамках внедрения

нижнеталнахских магм далек от разрешения, так как к настоящему времени убедительные доказательства отсутствуют для обеих гипотез. В работах (Дюжиков и др., 1988; Ryabov et al., 2014) предполагается наиболее позднее внедрение нижнеталнахских интрузивов, но также отмечается, что порядок внедрения не может считаться однозначным для всех рудных полей.

В любом случае важное поисковое значение нижнеталнахских интрузивов основывается на их структурно-пространственной ассоциации с рудоносными хонолитами в Талнахском, Норильском и Тальминском рудных узлах. В последнем узле, расположенном в борту Енисейско-Хатангского прогиба и приуроченном к зоне Норильско-Хараелахского разлома на севере Хараелахской мульды, Тальминский полнодифференцированный интрузив ассоциирует с Клюквенным меланократовым интрузивом нижнеталнахского типа (Дюжиков и др., 1988).

По общегеологическим соображениям слабо дифференцированные нижнеталнахские меланократовые интрузивы и круглогорские лейкократовые интрузивы, и полно дифференцированные интрузивы мезократового типа, возможно, образовались из обособленных на глубине порций первичной пикритовой магмы с различной историей стагнации, контаминации и дифференциации в коре. Круглогорские лейкократовые интрузивы характеризуются повышенными мощностями лейкогаббро, как результат флотации плагиоклазового кумулата, но не содержат соответствующей пропорции пикритовых пород и сульфидных руд, хотя и не демонстрируют обедненности халькофильными элементами. Напротив, меланократовые интрузивы сложены оливиновыми кумулатами, обедненными халькофильными металлами, в отсутствие соответствующей доли плагиоклазовых кумулатов. Принимая, что рудоносные мезократовые интрузивы демонстрируют полный набор дифференциатов, отвечающих эволюции родительского пикритового расплава, можно предположить, что неполные серии являются результатом расслоения магм в промежуточных зонах частичного плавления в коре, которые по структуре своей аналогичны наблюдаемым нами верхнекоровым многоуровневым интрузивным постройкам. Изотопно-геохимические данные предполагают более длительное нахождение нижнеталнахских магм на более глубоких горизонтах корового разреза, что, согласуется с гипотезой их более позднего внедрения. Ультраосновной характер их разреза связан с транспортом оливиновых кумулатов в виде кристаллической суспензии при том, что значительная часть наиболее примитивных оливин-хромитовых кумулатов осталась на глубине. Адиабатическое декомпрессионное плавление и резорбция кумулатов в ходе транспорта в зоны низких давлений увеличивали долю расплава, что обеспечило условия для дифференциации в современной камере. Длительная стагнация в коровом разрезе

обусловила коровые характеристики магм, их обогащение рудными элементами Ni, Cu, Cr и ЭПГ в пользу сосуществующих кумулатов (оксидно-сульфидных) и мигрирующих рудоносных расплавов. Таким образом, наша гипотеза предполагает, что меланократовые интрузивы образовались в моронговско–мокулаевское время, как обосновано в (Радько, 2016) на втором этапе вулканизма. В пределах рудных полей первыми внедрялись интрузивы круглогорского типа с последующими рудоносными интрузивами норильского типа и наиболее поздними нижнеталнахскими, в согласии с более ранними интерпретациями (Дюжиков и др., 1988; Ryabov et al., 2014). В рамках этой гипотезы, все дифференцированные интрузивы норильского комплекса являются производными первичного пикритового расплава, но ни одна из их родительских магм не является первичной мантийной по составу. Различные наборы дифференциатов и рудоносность связаны с контрастными параметрами коровой контаминации, такими как: состав контаминанта, длительность и масштаб взаимодействия с ним, история гибризации или смешения с другими жидкостями, время отделения несмешиваемых сульфидов и флюидов, степень фракционной кристаллизации в промежуточной расслоенной зоне частичных выплавов и *P-T* условия в ней.

Благодарности. Авторы признательны за плодотворные дискуссии своим коллегам из научно-исследовательских и геологоразведочных организаций, особенно геологам Норильскгеологии (ННТС Технические Сервисы), чей труд направлен на выявление закономерностей геологического строения Норильского рудного района. Авторы благодарны рецензентам В.С. Каменецкому и И.Ф. Чайке за критические замечания и предложения, которые способствовали ясности изложения наших данных.

Источники финансирования. Исследования выполнены за счет гранта Российского Научного Фонда № 21–17–00119/<https://rscf.ru/project/21-17-00119>, при частичной поддержке изотопных исследований за счет НИР № 122022600107–1 Госзадания ИГГ УрО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Августинчик И.А. О составе сульфидной минерализации Нижнеталнахского интрузива // Генезис и условия локализации медно-никелевого оруденения. М.: ЦНИГРИ, 1981. С. 34–40.
- Бычкова Я.В., Сеницын М.Ю., Петренко Д.Б. Методические особенности многокомпонентного анализа горных пород методом масс-спектропии с индуктивно связанной плазмой // Вестн. МГУ. Сер. геол. 2016. № 6. С. 56–63.
- Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 68 с.
- Додин Д.А., Садиков М.А. Некоторые вопросы дифференциации траппов на примере Хараелахских гор // Петрология траппов Сибирской платформы. Л.: Недра, 1967. С. 141–152.
- Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Недра, 1988. 279 с.
- Земскова Г.В. Петрографическая характеристика интрузивов “нижнеталнахского” типа (Норильский район) // Генезис и условия локализации медно-никелевого оруденения. М.: ЦНИГРИ, 1981. С. 28–34.
- Золотухин В.В. Основные закономерности протектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий (на примере Норильской). М.: Наука, 1964. 192 с.
- Изотопная геология норильских месторождений // Под ред. О.В. Петрова. СПб.: ВСЕГЕИ, 2017. 348 с.
- Кетров А.А., Юдовская М.А., Шелухина Ю.С. и др. Источники и эволюция изотопного состава серы сульфидов Хараелахского и Пясино-Вологодчанского интрузивов (Норильский рудный район) // Геология рудн. месторождений. 2022. Т. 64. № 6. С. 657–686.
- Комарова М.З., Люлько Т.П. О расчленении трапповых интрузий Норильского района // Петрология траппов Сибирской платформы. Л.: Недра, 1967. С. 43–54.
- Криволуцкая Н.А. Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2014. 305 с.
- Криволуцкая Н.А., Арискин А.А., Служеникин С.Ф., Туровцев Д.М. Геохимическая термометрия пород Талнахского интрузива: оценка состава расплава и степени раскристаллизованности // Петрология. 2001. Т. 9. № 5. С. 451–479.
- Лихачев А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М.: Эслан, 2006. 496 с.
- Люлько В.А., Амосов Ю.Н., Лукин Э.Б. Металлогеническая карта (на медь и никель) северо-западной части Сибирской платформы масштаба 1 : 200 000. НКГРЭ, Норильск: Фонды Норильскгеологии, 1975.
- Малич К.Н., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А. и др. Контрастные магматические источники в ультрамафит-мафитовых интрузивах Норильского региона (Россия): Hf-изотопные данные в цирконе // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы III Международной конференции. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. Т. 2. С. 35–38.
- Малич К.Н., Баданина И.Ю., Туганова Е.В. Рудоносные ультрамафит-мафитовые интрузивы Полярной Сибири: возраст, условия образования, критерии прогноза. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. 287 с.
- Наторхин И.А., Архипова А.И., Батуев Б.Н. Петрология талнахских интрузий. Л.: Недра, 1977. 236 с.
- Падерин П.Г., Деменюк А.Ф., Назаров Д.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Норильская. Лист R–45. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 320 с. + 7 вкл.
- Радько В.А. Фашии интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 226 с.
- Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические породы Норильского района. Т. 1. Петрология траппов. Новосибирск: Изд-во Нонпарель, 2000. 408 с.
- Самсонов А.В., Служеникин С.Ф., Ларионова Ю.О. и др. Активная окраина 870 млн лет в северо-западном углу Сибирского кратона: данные по ксенолитам из позд-

- непермской эксплозивной Масловской диатремы, Норильский район // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы. Материалы ЛIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2022. Т. 2. С. 168–172.
- Служеникин С.Ф., Криволицкая Н.А. Пясино-Вологодчанский интрузив: геологическое строение и платино-медно-никелевые руды (Норильский район) // Геология рудн. месторождений. 2015. Т. 57. № 5. С. 424–444.
- Служеникин С.Ф., Малич К.Н., Григорьева А.В. Базит-гипербазитовые дифференцированные интрузивы круглогорского типа: петрология и рудоносность (Норильский район) // Петрология. 2018. Т. 26. № 3. С. 282–316.
- Служеникин С.Ф., Малич К.Н., Туровцев Д.М. и др. Зубовский тип дифференцированных базит-гипербазитовых интрузивов Норильского района: петрогеохимические характеристики и рудоносность // Петрология. 2020. Т. 28. № 5. С. 511–544.
- Соболев А.В., Криволицкая Н.А., Кузьмин Д.В. Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции // Петрология. 2009. Т. 17. № 3. С. 276–310.
- Сухарева М.С., Кузнецова Н.П. К вопросу о соотношении дифференцированных интрузий Талнахского рудного узла (на примере северных флангов) // Трапповый магматизм Сибирской платформы в связи с тектоникой и поисками полезных ископаемых. Тез. докл. Красноярск: Красноярскгеология, 1983. С. 89–92.
- Туровцев Д.М. Контактный метаморфизм норильских интрузий. М.: Научный мир, 2002. 318 с.
- Федоренко В.А. Магматизм и медно-никелевые месторождения Норильского района Норильск: Фонды Норильскгеологии, 2010.
- Arndt N.T., Czamanske G.K., Walker R.J. Geochemistry and origin of the intrusive hosts of the Noril'sk–Talnakh Cu–Ni–PGE sulfide deposits // Econ. Geol. 2003. V. 98. P. 495–515.
- Barnes S.J., Mole D.R., Le Vaillant M. et al. Poikilitic textures, heteradcumulates and zoned orthopyroxenes in the Ntaka Ultramafic Complex, Tanzania: implications for crystallization mechanisms of oikocrysts // J. Petrol. 2016. V. 57. № 6. P. 1171–1198.
- Campbell I.H. Some problems with the cumulus theory // Lithos. 1978. V. 11. P. 311–323.
- Chayka I.F., Kamenetsky V.S., Zhitova L.M. et al. Hybrid nature of the platinum group element chromite-rich rocks of the Noril'sk-1 intrusion: genetic constraints from cr spinel and spinel-hosted multiphase inclusions // Econ. Geol. 2020. V. 115. P. 1321–1342.
- Czamanske G.K., Kunilov V.E., Zientek H.L. et al. A proton-microprobe study of magmatic sulfide ores from the Noril'sk–Talnakh district, Siberia // Canad. Mineral. 1992. V. 30. Pt. 2. P. 249–287.
- Czamanske G.K., Wooden J.L., Walker R.J. et al. Geochemical, isotopic, and SHRIMP age data for Precambrian basement rocks, Permian volcanic rocks, and sedimentary host rocks to the ore-bearing intrusions, Noril'sk–Talnakh district, Siberian Russia // Int. Geol. Rev. 2000. V. 42. № 10. P. 895–927.
- Czamanske G.K., Wooden J.L., Zientek H.L. et al. Geochemical and isotopic constraints of the petrogenesis of the Noril'sk–Talnakh ore-forming systems // Sudbury–Noril'sk Symposium, Ontario Geol. Surv. Spec. 1994. V. 5. P. 313–341.
- Grinenko L.N. Sources of sulfur of the nickeliferous and barren gabbro-dolerite intrusions of the northwest Siberian platform // Int. Geol. Rev. 1985. V. 28. P. 695–708.
- Hawkesworth C.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V.A. et al. Magma differentiation and mineralisation in the Siberian flood basalts // Lithos. 1995. V. 34. P. 61–88.
- Jerram D.A., Dobson K.J., Morgan D.J., Pankhurst M.J. The petrogenesis of magmatic systems: using igneous textures to understand magmatic processes // Ed. S. Burchardt. Volcanic and Igneous Plumbing Systems. Amsterdam: Elsevier, 2018. P. 191–229.
- Krivolutskaya N.A., Latyshev A.V., Dolgal A.S. et al. Unique PGE–Cu–Ni Noril'sk Deposits, Siberian Trap Province: magmatic and tectonic factors in their origin // Minerals. 2019. V. 9. № 1. Art. 66.
- Krivolutskaya N., Mikhailov V., Gongalsky B. et al. The permian-triassic riftogen rocks in the Noril'sk Area (NW Siberian Province): geochemistry and their possible link with PGE–Cu–Ni mineralization // Minerals. 2022. V. 12. P. 1203.
- Larson P.B., Maher K., Ramos F.C. et al. Copper isotope ratios in magmatic and hydrothermal ore-forming environments // Chem. Geol. 2003. V. 201. № 3–4. P. 337–350.
- Le Maitre R.W. (Ed.) Igneous Rocks. A classification and glossary of terms. recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematics of igneous rocks. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press, 2nd ed. 2002, xvi + 236 p.
- Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Gorbachev N.S. et al. Geochemistry of the Siberian trap of the Noril'sk area, USSR, with implication for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 104. P. 631–644.
- Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Hergt J. et al. Remobilisation of the continental lithosphere by mantle plumes: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. V. 114. P. 171–188.
- Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Gorbachev N.S. et al. Chemostratigraphy of Siberian trap lavas, Noril'sk district: implications for the source of floodbasalt 1378 magmas and their associated Ni–Cu mineralization // Sudbury – Noril'sk Symposium. Ontario Geol. Surv. Spec. 1994. V. 5. P. 283–312.
- Likhachev A.P. Ore-bearing intrusions of the Noril'sk Region // Proceedings of the Sudbury – Noril'sk Symposium. Ontario Geol. Surv. Spec. 1994. V. 5. P. 185–201.
- Malitch K.N., Latypov R.M., Badanina I.Yu., Sluzhenikin S.F. Insights into ore genesis of Ni–Cu–PGE sulfide deposits of the Noril'sk Province (Russia): evidence from copper and sulfur isotopes // Lithos. 2014. V. 204. P. 172–187.
- Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L. et al. Chapter 7 – New insights on the origin of ultramafic-mafic intrusions and associated Ni–Cu–PGE sulfide deposits of the Noril'sk and Taimyr Provinces, Russia: evidence from radiogenic and stable-isotope data // Eds. S. Mondal, W.L. Griffin. Processes and Ore Deposits of Ultramafic-Mafic Magmas Through Space and Time. Elsevier Inc., 2018. P. 197–238.
- Matzen A.K., Baker M.B., Beckett J.R., Stolper E.M. Fe–Mg partitioning between olivine and high-magnesian melts and the nature of hawaiian parental liquids // J. Petrol. 2011. V. 52. P. 1243–1263.
- McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.

- Naldrett A.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V.A. et al. Geology and geochemistry of intrusions and flood basalts of the Noril'sk Region, USSR, with implication to the origin of the Ni-Cu ores // *Econ. Geol.* 1992. V. 87. P. 975–1004.
- Naldrett A.J., Fedorenko V.A., Lightfoot P.C. et al. Ni-Cu-PGE deposits of Noril'sk Region, Siberia: their formation in conduits for flood basalt volcanism // *Trans. Inst. Min. Metall., Sect. B.* 1995. V. 104. P. B18–B36.
- Okuneva T.G., Karpova S.V., Strelitskaya M.V. et al. The method for Cu and Zn isotope ratio determination by MC-ICP-MS using the AG-MP-1 resin // *Geodynamics and Tectonophysics.* 2022. V. 13. № 2s. 0615. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2s-0615>
- Pang K.-N., Arndt N., Svensen H. et al. A petrologic, geochemical and Sr-Nd isotopic study on contact metamorphism and degassing of Devonian evaporites in the Noril'sk aureoles, Siberia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2013. V. 165. P. 683–704.
- Pin C., Joannon S., Bosq Ch., Le Fèvre B., Gauthier P.J. Precise determination of Rb, Sr, Ba, and Pb in geological materials by isotope dilution and ICP–quadrupole mass spectrometry following separation of the analytes // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry.* 2003. V. 18. P. 135–141.
- Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems // *Rev. Mineral. Geochem.* 2008. V. 69. P. 61–120.
- Richard P., Shimizu N., Allegre C.J. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ a natural tracer: an application to oceanic basalts, Earth Planet // *Sci. Lett.* 1976. V. 31. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(76\)90219-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(76)90219-3)
- Ryabov V.V., Shevko A.Y., Gora M.P. Trap magmatism and ore formation in the Siberian Noril'sk Region. Springer, 2014. 1007 p.
- Schoneveld L., Barnes S.J., Godel B. et al. Oxide-sulfide-melt-bubble interactions in spinel-rich taxitic rocks of the Noril'sk–Talnakh intrusions, polar Siberia // *Econ. Geol.* 2020. V. 115. P. 1305–1320.
- Sluzhenikin S.F., Yudovskaya M.A., Barnes S.J. et al. Low-sulfide platinum group element ores of the Noril'sk–Talnakh camp // *Econ. Geol.* 2020. V. 115. P. 1267–1303.
- Yao Z., Mungall J.E. Linking the Siberian flood basalts and giant Ni-Cu-PGE sulfide deposits at Noril'sk // *J. Geophys. Res. Solid. Earth.* 2021. <https://doi.org/10.1029/2020JB020823>
- Zen'ko T.E., Czamanske G.K. Spatial and petrologic aspects of the intrusions of the Noril'sk–Talnakh ore junctions, Siberia // *Ontario Geol. Surv. Spec.* 1994. V. 5. P. 263–282.

Lower Talnakh Type Intrusions of the Noril'sk Ore Region

S. F. Sluzhenikin¹, K. N. Malitch², M. A. Yudovskaya^{1, 3}, D. M. Turovtsev¹,
T. N. Antsiferova¹, S. K. Mikhalev⁴, I. Yu. Badanina², and N. G. Soloshenko²

¹ Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

² Zavaritskii Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch,
Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russia

³ CIMERA, School of Geosciences, University of Witwatersrand, Wits 2050, South Africa

⁴ LLC “Noril'skgeology”, Noril'sk, Russia

Troctolites, olivine and picrite gabbrodolerites account for up to 75% of the Lower Talnakh type intrusions in places of their increased thickness whereas reduced thickness sections consist of olivine-free and olivine-bearing gabbrodolerites. Differentiation is not obvious within these high-Mg cumulates, although the content of TiO_2 and alkalis increases towards the upper endocontacts. The transitions between the rock types are gradational, and the composition of low Ni olivine in different rocks (Fo_{70-83} , 0.01–0.2 wt % NiO) overlap significantly. Clinopyroxene (Fs_{7-13} , Mg# 68–89) is characterized by both the lowest contents and variation ranges of Cr_2O_3 (0.01–0.5 wt %) and TiO_2 (0.05–1.0 wt %) among all types of the intrusions of the Noril'sk complex that is consistent with the Cr-depleted (0.002–0.051 wt % Cr_2O_3) bulk rock compositions. Later orthopyroxene (Fs_{15-30}) is crystallised by the reaction of the residual melt with early olivine. Plagioclase forms porphyritic phenocrysts and their intergrowths along with ophitic laths as well as dominates in schlieren and fragments of leucocratic rocks in taxitic and picritic gabbrodolerites with a poorly sorted layered texture. In olivine-rich rocks, sulfides are represented by the association of troilite $\pm$ hexagonal pyrrhotite + Fe- and Cr-rich pentlandite + Fe-enriched chalcopyrite ($\pm$ putranite, talnakhite) $\pm$ cubanite. In the upper and lower parts of the intrusions, the association of hexagonal pyrrhotite + chalcopyrite + pentlandite occurs, while monoclinic pyrrhotite + chalcopyrite + Ni-enriched pentlandite are formed in the endo- and exocontacts. The concentration of base (0.077–0.21 wt % Ni, 0.05–0.38 wt % Cu) and platinum metals (0.03–0.26 to 0.40 g/t total PGE) in mineralized rocks is very low. Upon small amounts of sulfides and extremely low base and platinum metal tenors, the heterogeneous S isotopic composition of Lower Talnakh type sulfides (mainly 3.8–8.6‰, but up to 11.8‰) most likely reflects the achievement of repeated sulfide saturation during the assimilation of sulfate S by magma that has previously experienced loss of chalcophile metals into a coexisting sulfide fluid at depth. The Sr-Nd isotopic compositions of the Lower Talnakh intrusions (Sr_i – from 0.7073 to 0.7087 and $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ from –1.8 at –5.9 recalculated to 250 Ma) show the predominant contamination with Proterozoic material, in contrast to the ore-bearing intrusions, which Sr-Nd isotope compositions indicate contamination with upper crustal sedimentary matter of the Paleozoic age.

Keywords: magmatic sulfides, mafic-ultramafic intrusions, Lower Talnakh type, Noril'sk region, Nd-Sr isotope systematics, S-Cu isotope systematics, contamination, trap magmatism

УДК 551.242

ТЕКТОНОТЕРМАЛЬНАЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ БЛОКА ХАН-ХУХЕЙ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)¹

© 2023 г. О. П. Полянский^a, *, А. Ю. Селятицкий^a, С. В. Зиновьев^a, А. В. Бабичев^a

^a Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

*e-mail: pol@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 03.06.2022 г.

После доработки 30.12.2022 г.

Принята к публикации 20.02.2023 г.

Представлена реконструкция этапов метаморфизма моренского и эрзинского комплексов блока Хан-Хухей (Северная Монголия) и на ее основе обсуждается общая геодинамическая история развития Сангиленского террейна Тувино-Монгольского массива. Выполненное определение формы *P-T* тренда “по часовой стрелке” позволяет установить два этапа метаморфизма, первый из которых связан с коллизионным метаморфизмом с пиковыми параметрами 9 кбар/740°C, второй — с магматическим событием и характеризуется пиковыми параметрами 6–7 кбар/860–880°C. Геохимические и петрологические характеристики комплекса позволяют установить сходство эволюции с метаморфическим блоком Западного Сангилена (Тува). Впервые установлено присутствие интрузивных тел кварцевых монцодиоритов в пределах блока Хан-Хухей, аналогичных по геохимии массивам Западного Сангилена. Интрузивные тела могут быть апофизами глубинных интрузий, которые представляют вероятный тепловой источник этапа метаморфизма М2 в блоке Хан-Хухей. Численная термотектоническая модель коллизионного метаморфизма этого блока объясняет нагрев в утолщенной коре на этапе коллизии за счет повышенных (относительно среднечисловых) радиогенных источников тепла на уровне 1.52 мкВт/м³. Посредством моделирования показано, что параметры второго этапа метаморфизма могут быть достижимы только с участием магматического тепла интрузии монцодиоритового состава. Реконструкция *P-T* параметров с использованием минеральной термобарометрии, сходство геохимических характеристик, а также результаты термомеханического моделирования позволяют говорить о совместной тектоно-метаморфической эволюции эрзинского и моренского комплексов.

Ключевые слова: метаморфизм, термобарометрия, метаморфический комплекс, блоки Хан-Хухей и Сангилен, *P-T* тренд, численное моделирование, геохимия

DOI: 10.31857/S0869590323050047, **EDN:** CCKNEN

ВВЕДЕНИЕ

Выявление приуроченности крупных сегментов земной коры к конкретным геотектоническим структурам представляет собой сложную задачу и часто решается неоднозначно для одного и того же региона с позиций разных исследователей. Одним из примеров областей неопределенного тектонического происхождения (Badarch et al., 2002; Kröner et al., 2010) является блок Хан-Хухей. Его структурная позиция трактуется неоднозначно. Являясь продолжением Сангиленского метаморфического блока, он рассматривается как составная часть Тувино-Монгольского неопротерозойского массива (Митрофанов и др., 1981; Ильин, 1982; Кузьмичев, 2004). Однако, согласно точке зрения (Козаков и др., 2019), блок Хан-Хухей

представляет собой композитную структуру, которая сформировалась в ходе тектонического сочленения отдельных пластин, испытавших метаморфизм за пределами Тувино-Монгольского массива.

Одним из эффективных подходов, позволяющих успешно реконструировать геодинамическую эволюцию отдельных структур, является определение *P-T* трендов метаморфических преобразований горных пород (Перчук и др., 1983; Аранович и др., 1994; Складчиков и др., 2001). Использование методов геотермобарометрии позволяет построить эволюционные тренды, характерные для обстановок субдукционных (низкие температурные градиенты dT/dP), коллизионных (промежуточные dT/dP) или связанных с интрузией магмы (повышенные до аномально высоких dT/dP) (Johnson, Harley, 2012; Reverdatto et al., 2019). Ключевыми факторами, влияющими на форму *P-T-t* трендов при формировании метаморфиче-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590323050047 для авторизованных пользователей.

ских комплексов, являются тип источника тепла и механизм теплопереноса (кондуктивный или адвективный). Установить природу тепловых источников при формировании комплексов, в которых не наблюдается очевидной связи с высокотемпературными базит-ультрабазитовыми магматическими телами, оказывается проблематичным (Kelsey, Hand, 2015; Сухоруков и др., 2016; Полянский и др., 2019б).

Метаморфические породы северной части блока Хан-Хухей известны давно (Митрофанов и др., 1981), однако современными аналитическими методами стали изучаться только в последние годы (Козаков и др., 2019). Количественные оценки параметров метаморфизма с использованием минеральной геотермобарометрии и реконструкция *P-T* трендов для блока Хан-Хухей единичны (Козаков и др., 2019). Имеются осредненные характеристики по всему блоку (там же), однако, пространственное распределение *P-T* параметров и их соотношение в разных тектонических зонах практически не охарактеризовано. Нами выполнен детальный площадной отбор образцов в зоне сочленения двух ключевых метаморфических комплексов блока Хан-Хухей — моренского и эрзинского — для определения *P-T* параметров метаморфизма.

Целью настоящего исследования является: 1) реконструкция *P-T* тренда метаморфизма блока Хан-Хухей; 2) обоснование двух этапов метаморфизма, отвечающих разным тектоническим обстановкам; 3) обоснование единой метаморфической истории эрзинского и моренского комплексов, слагающих блок Хан-Хухей; 4) обоснование вхождения Сангиленского и Хан-Хухейского блоков в единую структуру; 5) обоснование необходимости дополнительного термального источника для метаморфических процессов на основе проведенного численного моделирования.

Результаты настоящего исследования сопоставлены с известными геологическими данными по Западному Сангилену. Реконструированные *P-T* параметры различных этапов метаморфизма, структурно-кинематические данные и значения концентраций радиоактивных теплогенерирующих элементов в породах использованы для построения термотектонической модели коллизионного метаморфизма блока Хан-Хухей. С использованием результатов термомеханического численного моделирования показана схема последовательности этапов регионального метаморфизма с обоснованием смены типа теплового источника.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ И СХЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ БЛОКА ХАН-ХУХЕЙ

Блок Хан-Хухей (Северная Монголия) расположен в пределах докембрийского составного Тувино-Монгольского массива (террейна) (Кузьмичев, 2004; Badarch et al., 2002; Kröner et al., 2010; Ярмолюк, Дегтярев, 2019). Блок размером около 50×20 км ограничен с юга одноименным широтным разломом, с запада — Агардагским тектоническим швом, к северу он соседствует со структурно-метаморфическими комплексами блока Западный Сангилен (Тува), восточная граница явно не выделяется (рис. 1).

Его неопротерозойская-раннепалеозойская история развития до конца не выяснена и активно обсуждается. На схемах тектоно-стратиграфического районирования Северной Монголии блок относится к нерасчлененному Сангиленскому террейну, состав которого определен как “метаморфические породы неясной тектонической приуроченности” (Badarch et al., 2002; Kröner et al., 2010). Более детальные схемы эволюции блоков Западный Сангилен (Тува) и Хан-Хухей как единого террейна описаны в (Кузьмичев, 2004; Ярмолюк, Дегтярев, 2019; Козаков и др., 2019). Возраст формирования метаморфических блоков пересматривался с появлением новых данных от докембрийского (Митрофанов и др., 1981) до раннепалеозойского (Козаков и др., 1999; Salnikova et al., 2001).

Определение возрастных рубежей синметаморфического гранитоидного магматизма (Козаков и др., 1999; Salnikova et al., 2001) и взаимоотношения минеральных ассоциаций в комплексах Западного Сангилена и Хан-Хухей указывают на двухэтапный характер метаморфизма в обоих блоках (Азимов и др., 2018), в альтернативной интерпретации выделяется три этапа в отношении Западного Сангилена (Владимиров и др., 2005). Композитная структура сформировалась в конце кембрия—начале ордовика при коллизии островодужных и континентальных блоков с окраиной неопротерозойского Тувино-Монгольского массива (Кузьмичев, 2004).

В блоке Хан-Хухей выделяются две зоны (Козаков и др., 2019). Восточная зона представляет собой композитную структуру, состоящую из пород эрзинского и моренского комплексов — аналогов пород блока Западный Сангилен. В ней распространены толщи мигматизированных пород амфиболитовой фации. В западной зоне наблюдаются пологозалегающие толщи аллохтона: метапесчаники, метаконгломераты, мраморизованные известняки, кварциты, сланцы, метаморфизованные от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации. Они надвинуты на гнейсо-мигматитовые и карбонатно-кварцитовые толщи

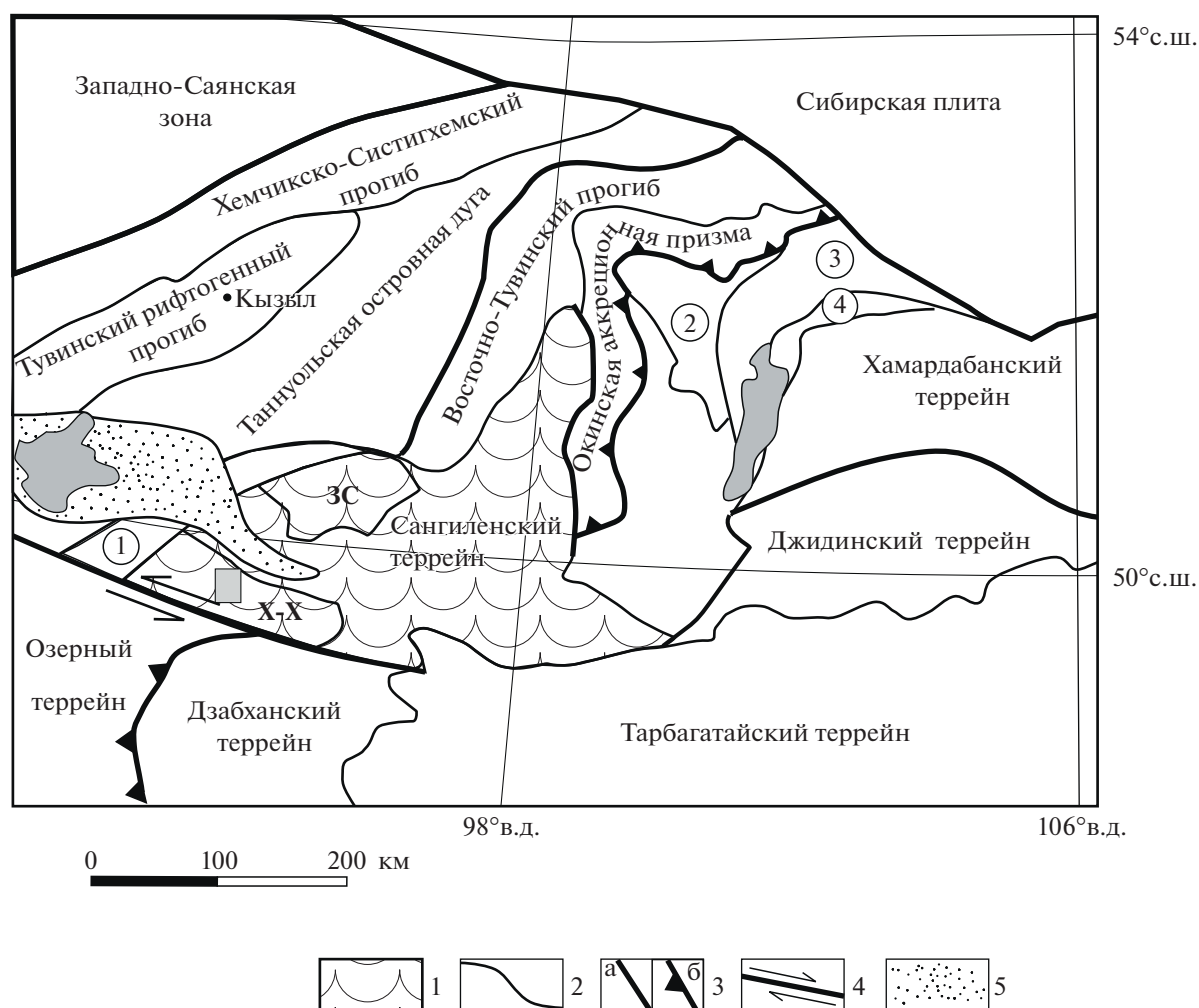


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Северной Монголии и примыкающей части Алтае-Саянской области (составлена на основе Кузьмичев, 2004; Монгуш, 2012; Badarch et al., 2002; Ярмолюк, Дегтярев, 2019; Геологическая ..., 2002, с изменениями). 1 – Сангиленский террейн (серый прямоугольник – область исследований, показаны метаморфические блоки Западный Сангилен (ЗС) и Хан-Хухей (Х-Х)); 2 – границы между структурными элементами; 3 – разломы неопределенной кинематики (а), надвиги (б); 4 – сдвиги; 5 – кайнозойские осадки. Цифры в кружках – террейны: 1 – Агардагский, 2 – Дархатский, 3 – Гарганский, 4 – Ильчирский.

восточной зоны. В тектонических пластинах аллохтона восточной зоны, в гранат-биотит-мусковитовых гнейсах установлены минеральные парагенезисы кианит-силлиманитового типа.

Поскольку блоки Хан-Хухей и Западный Сангилен имеют сходные тектонические и вещественные характеристики, то результаты настоящего исследования сопоставляются с известными геолого-петрологическими данными по Западному Сангилену. В отношении метаморфизма в блоках Западный Сангилен и Хан-Хухей обсуждаются две основные эволюционные схемы.

Схема формирования метаморфических комплексов предложена в работах (Козаков и др., 1999; Козаков, Азимов, 2017; Козаков и др., 2019), из которой следует, что породы восточной и западной зон блока Хан-Хухей имели разную метамор-

фическую историю. Авторы считают, что породы моренского метаморфического комплекса (аллохтона западной зоны) были подвержены метаморфизму повышенного давления уровня *St-Bi-Ky-Mu*² субфации амфиболитовой фации за пределами Тувино-Монгольского массива и не были подвержены наложенному высокотемпературному метаморфизму (см. далее). Второй этап метаморфизма проявился только в породах эрзинского метаморфического комплекса и характеризовался условиями низких–умеренных давлений амфиболитовой и переходной к гранулитовой фации (парагенезисы с силлиманитом и кордиеритом). Затем метаморфические комплексы были

² Аббревиатура минералов согласно (Whitney, Evans, 2010).

тектонически совмещены в ходе коллизионных процессов.

Иной точки зрения придерживаются (Каргополов, 1997; Изох и др., 2001; Владимиров и др., 2005; Полянский и др., 2019а, 2021; Селятицкий и др., 2021), исследования которых указывают на смену на Западном Сангиле региональный метаморфизма М1 на контактово-региональный высокоградиентный метаморфизм М2, связанный с интрузивными источниками тепла. Данные из работ (Каргополов, 1991, 1997; Владимиров и др., 2005, 2017; Изох и др., 2001; Egorova et al., 2006; Шелепаев и др., 2018; Полянский и др., 2021) свидетельствуют о том, что породы-предшественники моренского и эрзинского комплексов на Западном Сангиле находились в единой геодинамической структуре и испытали два крупных этапа метаморфизма совместно. Этап М1 — региональный метаморфизм повышенных давлений и умеренных температур *Ky-Sil* типа с критической ассоциацией *St-Ky-Grt-Ms-Bt-Pl-Qtz*. *P-T* параметры этого этапа оцениваются примерно одинаково: 620–700°C, 6–8 кбар (Владимиров и др., 2005) и 550–650°C, 7–8 кбар (Каргополов, 1991, 1997). По данным (Козаков и др., 2019), пиковые параметры метаморфизма М1 в Сангиле достигали условий *Ky-Grt-Bt-Kfs* субфации амфиболитовой фации с *P-T* параметрами ~750°C, 9–10 кбар. Метаморфический этап М1 связывается с утолщением коры в процессе конвергенции и вовлечением аккреционных, окраинно-континентальных и островодужных комплексов в пликативные и надвиговые структуры (Федоровский и др., 1995; Владимиров и др., 2005, 2017). Этап М2 — высокоградиентный метаморфизм, развивающийся преимущественно по минеральным ассоциациям этапа М1, локально достигающий гранулитовой фации и имеющий субконцентрическое распределение изоград на площади 75 × 75 км. Для этого этапа с ассоциацией *Sil-Crd-Opx-Kfs-Spl ± And* (Каргополов, 1997) характерен полихронный метаморфизм, связанный с синколлизонным базитовым магматизмом (Изох и др., 2001; Владимиров и др., 2005; Egorova et al., 2006; Шелепаев и др., 2018). Метаморфические ассоциации М2 на Западном Сангиле имеют площадное (региональное) распространение. Два дискретных этапа внедрения разноглубинных габбро-монцодиоритовых массивов на рубежах 500–490 и 465 млн лет привели к формированию высокоградиентных термических ареалов умеренных (7–8 кбар) и низких давлений соответственно (Селятицкий и др., 2021). Сопутствующий прогрев коры привел к формированию региональной термальной аномалии на этапе метаморфизма М2.

СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

С целью структурного анализа и выяснения кинематики движения по разломам и плоскостям сланцеватости в точках наблюдения были отобраны ориентированные образцы. Стереографические проекции (сферические диаграммы) строились с использованием программы GeoCalculator 4.9 (Holcombe, 2016). Результаты обработки структурных элементов показаны на схеме (рис. 2). Для каждой точки строились стереопроекции на нижнюю полусферу, в которых заданы структурные координаты плоскостей сланцеватости (азимут и угол падения) и угол отклонения деформационной минеральной линейности от вертикали в анализируемой плоскости. В результате на стереопроекции сектор серого цвета соответствует плоскости сланцеватости, наклон которой обращен в сторону дуги большого круга, однако, чем сильнее изогнута дуга, тем больше наклонена плоскость. Прямая линия, проходящая через центр большого круга, соответствует простиранию плоскости сланцеватости. Пунктирная линия с кружком на конце показывает направление деформационной минеральной линейности в плоскости сланцеватости. Чем ближе к центру дуги направлен пунктирный отрезок, тем больше проявляется взбросовая или сбросовая составляющая движения по плоскостям расщепления; чем ближе к краю дуги, тем больше проявлена сдвиговая компонента.

Определение знака сдвига (правого или левого), а также сбросового или взбросового характера перемещений устанавливается по анализу кинематических индикаторов движений (ориентировка порфирокластов и порфиробластов, тени давления, расположение S-, C- и C'-структур и т.п.) в ориентированных шлифах. Далеко не во всех шлифах проявлены кинематические индикаторы, по которым устанавливается направление движения вдоль плоскостей расщепления. Так, для пород эрзинского комплекса в 6 из 10 проанализированных образцах проявлены отчетливые индикаторы, свидетельствующие о преимущественно правосдвиговых перемещениях с незначительной взбросовой составляющей.

На основе анализа кинематических индикаторов выявлено некоторое различие в направлении перемещения минеральных масс при формировании метаморфической полосчатости и деформационной минеральной линейности пород эрзинского и моренского комплексов. Используя кинематические индикаторы движения в ориентированных шлифах в породах эрзинского комплекса определен чистый левый сдвиг в т. н. 31 и правые взбросо-сдвиги в т. н. 14 и 36. Исходя из этого, можно утверждать, что формирование пород эрзинского комплекса в изучаемом районе происходило в условиях преобладающего сдвига со сжатием.

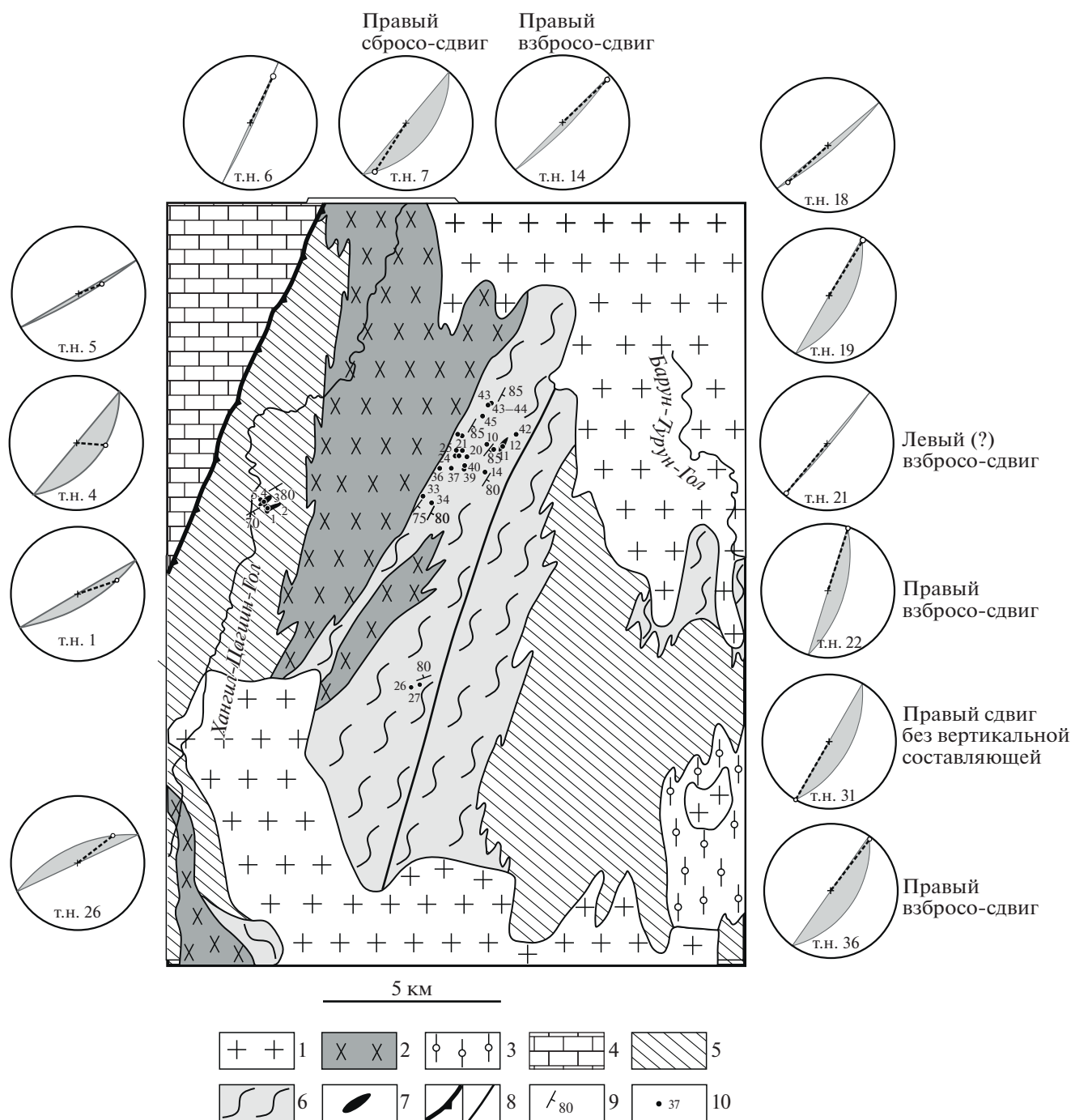


Рис. 2. Схема геологического строения метаморфического блока Хан-Хухей (Северная Монголия) в районе междуречья Хангил-Цагиин-Гол и Барун-Турун-Гол (Митрофанов и др., 1985; Козаков и др., 2019, с изменениями). 1 – пост-метаморфические гранодиориты, трондьемиты раннего палеозоя; 2 – синметаморфические гранодиориты; 3 – ранне-складчатые биотитовые плагิโอгранодиориты; 4 – мраморизованные известняки с прослоями кварцитов балыктыг-хемского комплекса; 5 – моренский комплекс нерасчлененный (гнейсы, амфиболиты, кварциты, сланцы, рассланцованные гранитоиды); 6 – эрзинский комплекс (биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы с реликтами гранулитов); 7 – внемасштабные тела монцодиоритов; 8 – разломы: взбросы и надвиги (а), сдвиги (б); 9 – элементы залегания сланцеватости, гнейсовидности; 10 – точки отбора проб. Стереопроекции по периметру рисунка отражают кинематику движений минеральных масс вдоль плоскостей сланцеватости (описание в тексте).

Установлено, что для эрзинского комплекса характерны преимущественно сдвиговые деформации, тип сдвига устанавливается как по ориентированным образцам, так и по деформационным картинам в мигматитах. Преимущественный вид напряженно-деформированного состояния для моренского комплекса — сдвиго-взбросовый (см. стереопроекции на рис. 2). Среднее простирание сланцеватости и гнейсовидности составляет для моренского комплекса 60° , а для эрзинского 30° при вариации от 25° до 40° . Общий тип деформаций отвечает условиям транспрессии, при этом с запада (моренский) на восток (эрзинский комплекс) характер тектонических движений меняется от преимущественно взбросовой к сдвиговой кинематике. Это согласуется с данными (Владимиров и др., 2005) о смене тектонических режимов на рубеже 490 млн лет с коллизионного ($D_{n+1}-D_{n+3}$) на трансформно-сдвиговый ($D_{n+4}-D_{n+6}$), полученными при исследованиях блока Западный Сангилен.

Таким образом, подтверждается совпадение северо-восточного простирания плоскостных элементов метаморфической толщи в блоках Хан-Хухей и Западный Сангилен, ранее установленное в (Митрофанов и др., 1981). Структурно-кинематические данные используются при построении математической модели коллизионного метаморфизма, учитывающей утолщение коры в режиме надвигообразования (см. раздел Моделирование).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Изучение состава пород и минералов проводилось в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Анализы минералов и изображения шлифов в отраженных электронах получены на электронном микроскопе JEOL JXA-8100 Superprobe (аналитик Е.Н. Нигматулина). Ускоряющее напряжение составляло 20 кВ, ток поглощенных электронов — 40 нА, диаметр зонда 2 мкм, время счета 10 с на каждой аналитической линии. Стандартами для анализируемых оксидов служили природные и синтетические минералы. Химические анализы пород на основные породообразующие оксиды выполнены рентгенофлуоресцентным методом на рентгеновском спектрометре ARL-9900-XP (аналитик Н.Г. Карманова). В качестве стеклоизлучателей были использованы таблетки, полученные путем сплавления пробы, смешанной с флюсом (66.67% тетрабората лития; 32.83% метабората лития и 0.5% лития бромистого) в соотношении 1 : 9. Смесь плавил в золото-платиновых тиглях в индукционной печи Lifumat-2,0-Ох, Германия. Для построения градируровочных графиков использованы государственные стандартные образцы состава горных пород. Концентрации редких и редкоземельных элементов в породах

получены методом ICP-MS на масс-спектрометре Element (Германия) с предварительным переводом пробы в раствор (аналитик И.В. Николаева).

ПЕТРОГРАФИЯ МЕТАПЕЛИТОВ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Ключевыми минералами-индикаторами метapelитов метаморфического этапа M1 в изученных образцах являются кианит и мусковит. Этап M2 характеризуется исчезновением кианита и мусковита и широким развитием калиевого полевого шпата, кордиерита и силлиманита. Индикаторным для этапов M1 и M2 также является химический состав граната. Составы минералов приведены в Supplementary 1–5, ESM_1.xlsx – ESM_5.xlsx.

Особенности состава граната из метapelитов M1 и M2. На примере метapelитов блока Западный Сангилен важно отметить, что гранат разных метаморфических этапов существенно отличается по своему химическому составу. По преобладающему химическому компоненту (FeO) гранаты обоих этапов относятся к альмандинам, однако для гранатов этапа M1 (умеренных температур) характерно преобладание MnO и CaO над MgO (в мас. %), тогда как для гранатов M2 (высоких температур) наоборот характерно существенное снижение MnO и CaO и возрастание MgO, так что из этих трех компонентов MgO становится преобладающим (Селятицкий и др., 2021). При постепенном переходе от этапа M1 к этапу M2 в гранатах в первую очередь снижается содержание CaO, что хорошо видно в термальном ореоле M2 вблизи Баянкольского габбро-монцодиоритового массива на Западном Сангиле. Поэтому состав граната может являться диагностическим признаком, позволяющим косвенно оценить степень преобразования сланцев M1 при наложенном метаморфизме M2 в случае, когда породы имеют простой минеральный состав и не содержат минералов-индикаторов этапа M2 (кордиерита,

³ В дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены: Supplementary 1, ESM_1.xlsx — Состав гранатов в сланцах и гнейсах метаморфического блока Хан-Хухей; Supplementary 2, ESM_2.xlsx — Состав биотитов в сланцах и гнейсах блока Хан-Хухей; Supplementary 3, ESM_3.xlsx — Состав кордиеритов в сланцах и гнейсах блока Хан-Хухей; Supplementary 4, ESM_4.xlsx — Состав плагиоклазов в сланцах и гнейсах блока Хан-Хухей; Supplementary 5, ESM_5.xlsx — Состав калиевых полевых шпатов в гнейсах блока Хан-Хухей; Supplementary 6, ESM_6.xlsx — Состав основных и средних магматических пород (кварцевых монцодиоритов) блока Хан-Хухей; Supplementary 7, ESM_7.xlsx — Содержания радиоактивных элементов (U, Th, K) в пробах моренского и эрзинского комплексов блока Хан-Хухей и расчетная мощность теплогенерации А.

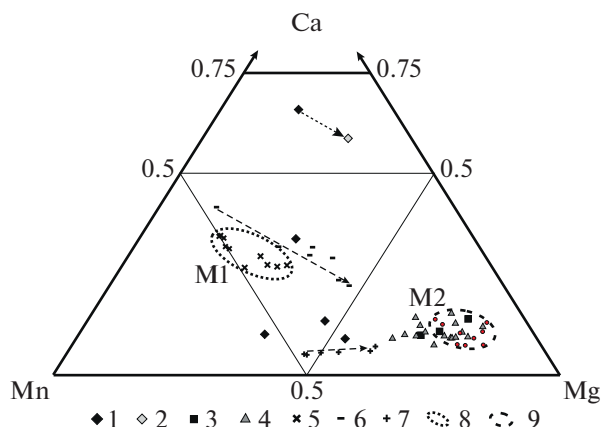


Рис. 3. Состав гранатов из метapelитов M1 и M2 в блоке Хан-Хухей в сравнении с составом гранатов из метapelитов M1 и M2 на Западном Сангиле. 1–4 – гранаты из метapelитов блока Хан-Хухей: 1, 2 – *Grt* сланцы M1 (центр и край, соответственно); 3, 4 – *Grt* сланцы M2 и *Grt-Crd* гнейсы M2, соответственно (только центры кристаллов); 5–9 – гранаты из метapelитов Западного Сангилене по данным (Селятицкий и др., 2021): 5 – *Grt-St-Ky* сланцы M1; 6, 7 – *Grt* сланцы из внешней метаморфической зоны глубинного термального ореола Баянкольского габбро-монцодиоритового массива (*Ms-Sil* зона): 6 – периферия ореола, 7 – средняя часть ореола; 8 – поле составов граната M1 (не измененного при метаморфизме M2); 9 – поле составов граната M2, приконтактовые *Grt-Crd-Sil* метapelиты. Для гранатов блока Хан-Хухей показаны только центры порфировластов, без регрессивных изменений в крае кристаллов (за исключением граната из обр. X1905/2, отражающего прогрессивную зональность от центра к краю – точечная стрелка). Пунктирные стрелки – изменения состава граната от центра к краю в отдельных образцах внешней *Ms-Sil* зоны термального ореола Баянкольского массива, отражающие переход от этапа M1 к этапу M2 в начале термального прогрева).

силлиманита, калишпата). Данный диагностический признак использован нами для первичной диагностики сланцев M1 и M2 в блоке Хан-Хухей.

Путем сопоставления минерального состава пород и химического состава граната из них с изученными минеральными парагенезисами метаморфических комплексов Западного Сангилене (Каргополов, 1991, 1997; Селятицкий и др., 2021) можно выделить три разновидности метapelитов в блоке Хан-Хухей: сланцы M1, сланцы M2 и гнейсы M2. Корректность выделения групп подтверждается полученными *P-T* параметрами метаморфизма.

***Grt* сланцы M1.** Мезократовые тонкополосчатые гранолепидобластовые породы. Минеральный состав: *Grt* + *Bt* + *Pl* + *Qtz* ± *Ms* ± *Kfs*. Проявлены как в моренском (обр. X1901, X1903, X1905/2), так и в эрзинском (обр. X1926, X1942) комплексах. Выделены на основании отсутствия в минеральной ассоциации силлиманита и кор-

диерита (типичных минералов M2 на Западном Сангиле) и, в первую очередь, особенностей состава граната. Порфировласты граната содержат включения кварца, плагиоклаза и биотита. Эти же минералы слагают матрикс породы.

Калиевый полевой шпат встречается в обр. X1901 и X1903, как интерстиционная фаза в межзерновом пространстве матрикса и развивается по границам зерен на контакте кварца или плагиоклаза с биотитом. Контакты минералов неровные, извилистые. В биотите калишпат образует червеобразные вроски и *Qtz-Kfs* симплектиты, а по зернам кварца образует тонкие каемки. Это указывает на образование калишпата при прогрессивном повышении температуры и его принадлежность к этапу M2. В обр. X1905/2 калишпат встречен во включениях в центре и средней части граната совместно с плагиоклазом и кварцем. Ровные прямолинейные контакты этих минералов указывают на их равновесный характер.

Составы гранатов из ханхухейских сланцев M1 (обр. X1901, X1903, X1926, X1942) подобны гранатам из западно-сангиленских сланцев M1 и метapelитов внешней метаморфической зоны глубинного термального ореола Баянкольского массива Западного Сангилене (Селятицкий и др., 2021) и характеризуются повышенным содержанием MnO в ядре порфировластов, превышающим содержание MgO, что характерно именно для этапа M1 (рис. 3, 4; Supplementary 1, ESM_1.xlsx). К краю в порфировластах граната возрастает содержание MnO и снижается MgO, отражая регрессивную зональность.

Исключение составляет обр. X1905/2, в котором порфировласты граната характеризуются иной зональностью, указывающей на прогрессивный рост: по направлению от центра к краю снижаются содержания CaO, MnO и возрастают FeO, MgO и Mg#⁴. При этом гранат обладает высоким содержанием CaO: в центре – 10.02 мас. %, в крае – 7.15 мас. % (рис. 3, 4; Supplementary 1, ESM_1.xlsx). Для этого образца характерен и основной плагиоклаз-битовнит (Supplementary 4, ESM_4.xlsx), что может указывать на нетипичный для метapelитов петрохимический состав, хотя минералогический состав образца метapelитовый (*Grt*, *Bt*, *Kfs*, *Pl*, *Qtz*).

В большинстве образцов (вне зависимости от этапа метаморфизма) плагиоклаз по составу соответствует олигоклазу, реже – андезину (Supplementary 4, ESM_4.xlsx). В некоторых образцах включения плагиоклаза в ядрах граната чуть более основные, чем зерна в матриксе.

***Grt* сланцы M2.** Мезократовые полосчатые гранолепидобластовые порфировластовые метapel-

⁴ Mg# – магнезиальность. Для граната $Mg\# = Mg/(Mg + Mn + Fe)$, для биотита и кордиерита $Mg\# = Mg/(Mg + Fe)$.

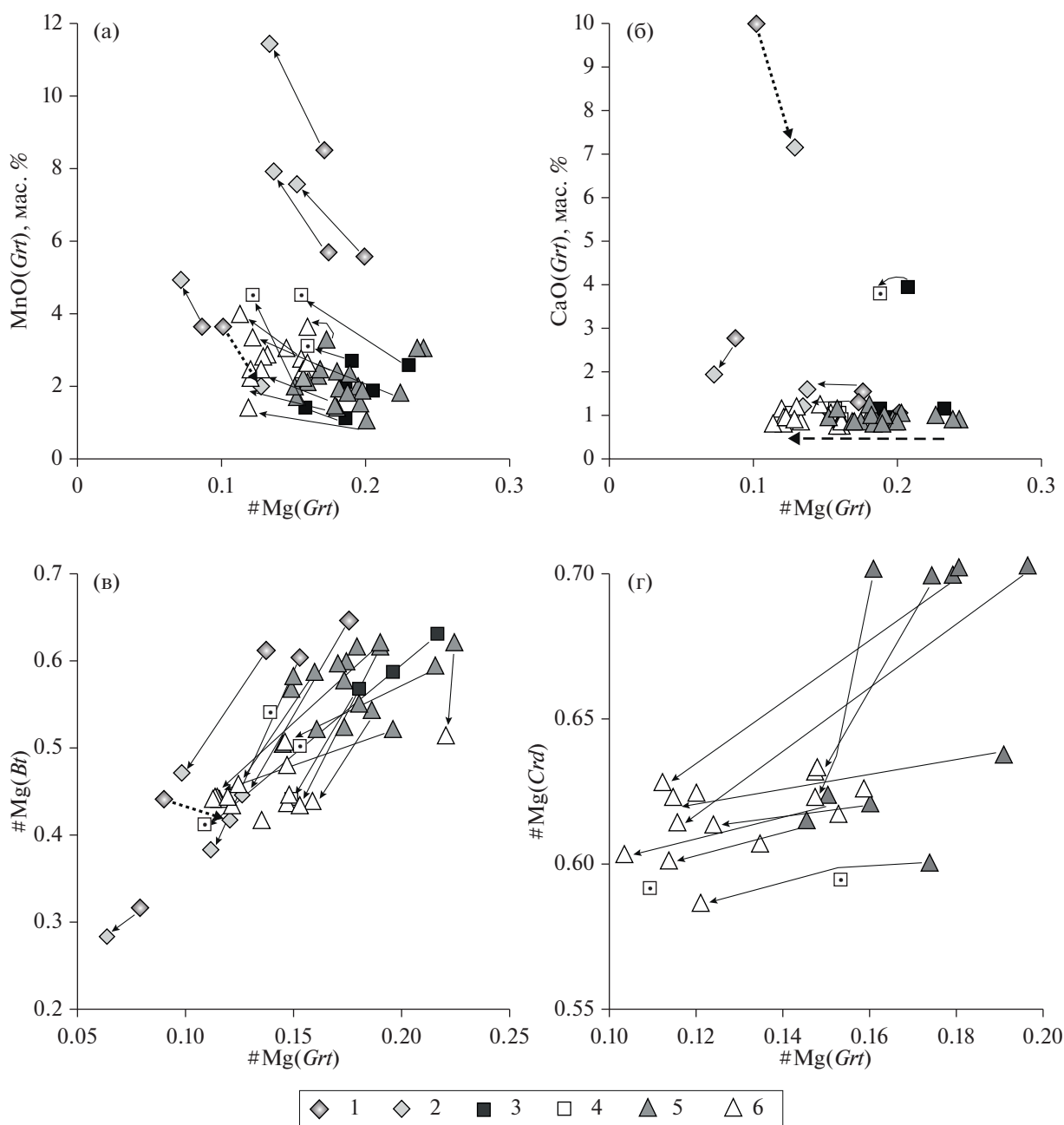


Рис. 4. Эволюция состава граната (центр → край) из метаморфических пород блока Хан-Хухей (а, б) и соотношение магнезиальности в парах *Grt-Bt* (в) и *Grt-Crd* (г). 1, 2 – *Grt* сланцы M1; 3, 4 – *Grt* сланцы M2; 5, 6 – *Grt-Crd* гнейсы M2. 1, 3, 5 – центры порфиробластов граната (а, б), либо включения биотита или кордиерита в центре граната (в, г); 2, 4, 6 – край порфиробластов граната или зерна граната в матриксе (а, б), либо включения биотита или кордиерита в крае порфиробластов граната или их зерна в матриксе (в, г). Сплошные тонкие стрелки, соединяющие состав минералов по направлению центр → край, демонстрируют регрессивную зональность. Точечной стрелкой показан состав граната с прогрессивной зональностью по MnO и Mg# (обр. X1905/2). Штриховая стрелка на (б) показывает изменение состава граната от центра к краю в сланцах и гнейсах этапа M2. Стрелки на (в, г) показывают изменение Mg# граната и Mg# включений *Bt* и *Crd* от центра к краю граната.

литы. Минеральный состав: *Grt* + *Bt* + *Pl* + *Qtz* ± *Sil*. Так же, как и сланцы M1, распространены и в моренском (обр. X1905, X1905/1), и в эрзинском (обр. X1921, X1924) комплексах. Порфиробласты граната содержат включения кварца, плагиоклаза

и биотита, тоже слагающих матрикс породы. Минеральный состав этой группы метапелитов прост и подобен сланцам M1: отсутствует кордиерит (за исключением обр. X1905), силлиманит (за исключением обр. X1905 и X1905) и калиевый поле-

вой шпат (за исключением обр. X1924), однако состав граната существенно отличается от такового сланцев M1 — в нем преобладает MgO над MnO (в мас. %), что характерно для граната метаморфического этапа M2 (рис. 3). Магнезиальность граната в образцах снижается от центра к краю порфиروبластов, отражая регрессивную зональность (рис. 4). Состав зерен граната в матриксе практически идентичен составу краевых частей порфиروبластов.

Гранат в обр. X1905/1 характеризуется сложной зональностью: слабая прогрессивная зональность от центра к середине порфиروبластов (рост Mg#) и регрессивная зональность со снижением Mg# от середины к краю, при этом содержание MnO сначала слегка снижается, а затем возрастает. В зернах матрикса Mg# снижается, а MnO возрастает (Supplementary 1, ESM_1.xlsx).

Grt-Crd гнейсы M2. Широко распространены в эрзинском комплексе. Мезократовые и лейкократовые среднезернистые породы с волнистополосчатой и гнейсовидной текстурой и лепидогранобластовой порфиروبластовой структурой, часто интенсивно мигматизированные. Лейкосомы сложены преимущественно кварцем, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом с резко подчиненным количеством биотита, кордиерита, реже силлиманита. Меланосома состоит преимущественно из кварца, биотита, кордиерита и силлиманита, с подчиненным количеством полевых шпатов. Порфиробласты граната распространены и в лейко-, и в меланосоме и часто насыщены пойкилитовыми включениями кварца, плагиоклаза, биотита, кордиерита, силлиманита, реже калиевого полевого шпата.

Центральные части порфиروبластов граната характеризуются наибольшей магнезиальностью и минимальным содержанием MnO. В крае порфиروبластов и зернах матрикса Mg# снижается, а MnO — возрастает (рис. 4). Состав граната в крае порфиروبластов и в зернах матрикса, как правило, идентичен, но в некоторых образцах зерна матрикса могут быть более марганцовистые (обр. X1943-44), чем центры и края порфиروبластов. Включения биотита и кордиерита во внутренних частях кристаллов граната также характеризуются повышенной магнезиальностью по сравнению с зернами матрикса и аналогичными включениями в крае порфиروبластов граната (рис. 4).

Реликты этапа M1. В сланцах и гнейсах M2 встречаются реликты мусковита M1. В сланцах M2 моренского комплекса (обр. X1905) сохранились резорбированные фрагменты мусковита предыдущего метаморфического этапа M1, по которому развиваются каемки новообразованного биотита, состоящие из серии мелких чешуек (биотит также прорастает мусковит по спайности) и заливообразные выделения кордиерита,

вдающиеся в мусковит. В *Grt-Crd* гнейсах эрзинского комплекса (обр. X1943-4) присутствует два типа мусковита: 1 — реликты метаморфического этапа M1, имеющие неправильную форму и такие же взаимоотношения с биотитом и кордиеритом, как в обр. X1905, и 2 — регрессивный мусковит M2, развивающийся по краю зерен калиевого полевого шпата. В *Grt-Crd* гнейсах эрзинского комплекса (обр. X1943/2 и X1943-4) найдены также фрагменты кианита неправильной формы, окруженные агрегатом мелкопризматического силлиманита.

Grt сланцы M1 присутствуют как в моренском (обр. X1901, X1903, X1905/2), так и в эрзинском комплексе (обр. X1926, X1942), а минеральные реликты метаморфического этапа M1 (мусковит и кианит) встречены в *Grt-Crd* гнейсах M2 эрзинского комплекса (обр. X1943-44, X1943/2a).

ОЦЕНКА *P-T* ПАРАМЕТРОВ ЭТАПОВ МЕТАМОРФИЗМА M1 И M2 В БЛОКЕ ХАН-ХУХЕЙ

Совокупные *P-T* параметры метаморфизма рассчитаны с помощью программы Thermocalc (Powell et al., 1998) версии tc321, имеющей внутренне согласованную термодинамическую базу данных и модели смешения (Holland, Powell, 1998), позволяющей вычислять средние оценки температур и давлений на основе расчета линейно-независимых минеральных реакций между всеми фазами определенного метаморфического этапа. Активности минералов рассчитывались с помощью специальной программы AX, входящей в программный пакет Thermocalc 321. Результаты *P-T* оценок сведены в табл. 1 и рис. 5.

Grt сланцы этапа M1

P-T параметры для *Grt* сланцев M1 в блоке Хан-Хухей получены по минеральной ассоциации *Grt + Bt + Pl + Qtz* (обр. X1901, X1903, X1926, X1942). Оценить одновременно и температуру, и давление не представляется возможным из-за недостаточного набора минералов, поэтому была оценена температура при заданном давлении по центру граната и включениям биотита, плагиоклаза и кварца в нем. Рассматривались варианты для двух значений: 7 и 9.5 кбар. Это объясняется тем, что для этапа M1, проявленного в пределах Западного Сангилена, существуют оценки как 6–8 кбар (Каргополов, 1997; Владимиров и др., 2005; Селятицкий и др., 2021), так и 9–10 кбар (Козаков и др., 2019). Оценки температуры этапа M1 при 7/9.5 кбар для образцов X1901, X1903, X1942 лежат в интервале 578–617°C/669–705°C, для обр. X1926 составляют 690°C/798°C. По краю порфиروبластов граната, имеющих регрессивную зональность по MgO и MnO, и минералам матрикса (*Bt*, *Pl*, *Qtz*) по-

Таблица 1. *P-T* параметры этапов метаморфизма М1 и М2 в блоке Хан-Хухей, вычисленные с помощью программы Thermocalc 321

Номер образца	Этап/стадия	Минеральная ассоциация	<i>P</i> , кбар	<i>T</i> , °C	cor	σ_{fit}
<i>Grt</i> сланцы М1						
X1903	Регр.2 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i>	3.5*	602 ± 96	—	0.8 (<1.96)
X1905/2	Пик М1	<i>Grt</i> -ц, (<i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Kfs</i>)-вкл, <i>Qtz</i>	9.3 ± 1.2	738 ± 75	0.030	1.04 (<1.96)
	Пик М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Kfs</i> , <i>Qtz</i>	7.9 ± 1.3	831 ± 88	−0.135	0.13 (<1.96)
X1926	Регр.2 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i>	3.5*	552 ± 94	—	0.6 (<1.96)
X1942	Регр.2 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i>	3.5*	580 ± 100	—	0.6 (<1.96)
<i>Grt</i> сланцы М2						
X1905	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Bt</i> - <i>Pl</i> -вкл, <i>Crd</i> -мтр, <i>Qtz</i> , <i>Sil</i>	5.4 ± 1.0	744 ± 91	0.899	0.91 (<1.49)
	Регр.2 М2	(<i>Grt</i> , <i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i>)-мтр	3.4 ± 1.1	583 ± 72	0.513	0.39 (<1.61)
X1905/1	Регр.2 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i>	3.3 ± 1.6	508 ± 100	0.715	0.27 (<1.96)
X1921	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, (<i>Bt</i> , <i>Pl</i>)-вкл, <i>Qtz</i>	7*	723 ± 105	—	1.1 (<1.96)
X1924	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, (<i>Bt</i> , <i>Pl</i>)-вкл, <i>Kfs</i> , <i>Qtz</i>	6.7 ± 3.5	818 ± 116	−0.062	1.77 (<1.96)
	Регр.1 М2	(<i>Grt</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Kfs</i> , <i>Qtz</i>)-мтр	6.1 ± 2.1	830 ± 74	−0.109	0.80 (<1.96)
<i>Grt</i> - <i>Crd</i> гнейсы М2						
X1907/1	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, <i>Bt</i> -вкл, <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	6.4 ± 2.6	779 ± 93	0.234	1.74 (<1.73)
	Регр.1 М2	(<i>Grt</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>)-мтр	5.4 ± 1.1	804 ± 75	0.834	1.43 (<1.49)
X1910	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, (<i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i>)-вкл, <i>Qtz</i> , <i>Kfs</i>	7.3 ± 2.4	793 ± 133	0.110	2.01 (<1.61)
	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Bt</i> -вкл, <i>Crd</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Kfs</i>	6.9 ± 1.5	784 ± 87	0.116	1.32 (<1.61)
X1910/2	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, <i>Bt</i> -вкл, <i>Pl</i> , <i>Kfs</i> , <i>Qtz</i>	7.8 ± 2.6	838 ± 96	−0.032	1.47 (<1.96)
	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Kfs</i> , <i>Qtz</i>	7.3 ± 2.6	797 ± 103	−0.057	1.53 (<1.96)
X1914/1	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, (<i>Crd</i> , <i>Bt</i>)-вкл, <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	6.1 ± 1.4	795 ± 88	0.851	1.58 (<1.61)
	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	5.2 ± 1.3	779 ± 85	0.840	1.64 (<1.49)
X1918	Прогр. М2	<i>Grt</i> -ц, (<i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>)-вкл	6.5 ± 1.6	812 ± 95	0.857	1.73 (<1.54)
	Пик М2	<i>Grt</i> -сп, (<i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>)-вкл	6.6 ± 1.5	825 ± 90	0.848	1.64 (<1.54)
	Регр.1 М2	(<i>Grt</i> , <i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>)-мтр	5.2 ± 1.1	789 ± 74	0.846	1.40 (<1.49)
X1919	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, <i>Crd</i> -ц, (<i>Bt</i> , <i>Pl</i>)-вкл, <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	6.2 ± 1.1	806 ± 67	0.863	1.25 (<1.54)
	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Crd</i> -кр, <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	5.5 ± 1.2	801 ± 78	0.848	1.45 (<1.49)
X1920	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, (<i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i>)-вкл, <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	6.4 ± 1.2	835 ± 76	0.826	1.37 (<1.54)
	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Bt</i> -вкл, <i>Crd</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	5.8 ± 0.8	818 ± 54	0.837	0.95 (<1.54)
X1933	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, <i>Crd</i> -ц, (<i>Bt</i> , <i>Kfs</i> , <i>Pl</i>)-вкл, <i>Qtz</i> , <i>Sil</i>	7.1 ± 1.5	881 ± 95	0.860	1.52 (<1.54)
	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Crd</i> -кр, <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	5.8 ± 1.6	819 ± 106	0.839	1.87 (<1.54)
X1934	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, <i>Crd</i> -ц, (<i>Bt</i> , <i>Kfs</i> , <i>Pl</i>)-вкл, <i>Qtz</i> , <i>Sil</i>	6.9 ± 1.4	860 ± 86	0.857	1.44 (<1.54)
	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Crd</i> -кр, <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	6.1 ± 1.3	838 ± 85	0.831	1.48 (<1.54)
X1936	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, (<i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i>)-вкл, <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	6.7 ± 1.5	814 ± 90	0.849	1.69 (<1.54)
	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	6.0 ± 1.4	833 ± 91	0.828	1.62 (<1.54)
X1937	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, <i>Crd</i> -вкл, <i>Bt</i> -вкл, <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	6.5 ± 1.7	850 ± 105	0.815	1.84 (<1.49)
	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -кр, (<i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>)-мтр	5.5 ± 1.3	798 ± 83	0.834	1.56 (<1.54)
X1939	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, (<i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>)-вкл	6.8 ± 2.1	803 ± 56	0.060	1.03 (<1.73)
	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	5.8 ± 1.3	818 ± 83	0.821	1.52 (<1.54)
X1940	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, (<i>Bt</i> , <i>Pl</i>)-вкл, <i>Kfs</i> , <i>Qtz</i>	7.8 ± 3.7	822 ± 112	−0.038	1.87 (<1.96)
	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -ц, (<i>Bt</i> , <i>Pl</i>)-вкл, <i>Kfs</i> , <i>Qtz</i>	6.1 ± 2.0	863 ± 67	−0.051	0.00 (<1.96)

Таблица 1. Окончание

Номер образца	Этап/стадия	Минеральная ассоциация	P , кбар	T , °C	cor	σ_{fit}
X1943-4	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, <i>Crd</i> -ц, (<i>Bt</i> , <i>Pl</i>)-вкл, <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	6.4 ± 1.2	812 ± 76	0.870	1.40 (<1.54)
	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Crd</i> -кр, <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	5.7 ± 1.1	800 ± 70	0.852	1.30 (<1.54)
	Регр.2 М2	(<i>Grt</i> , <i>Ms</i> , <i>Chl</i> , <i>Qtz</i>)-мтр	3.8 ± 2.3	439 ± 83	0.342	0.10 (<1.96)
X1943/2	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, <i>Crd</i> -ц, <i>Bt</i> -вкл, <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	6.1 ± 1.1	810 ± 73	0.847	1.33 (<1.54)
	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -кр, (<i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>)-мтр	5.4 ± 1.1	793 ± 75	0.847	1.38 (<1.54)
X1945/1	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, (<i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i>)-вкл, <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	6.7 ± 1.6	882 ± 104	0.822	1.70 (<1.54)
	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	5.7 ± 1.5	802 ± 95	0.836	1.77 (<1.54)

Примечание. Расчет с помощью программы Thermocalc версии 321 производился в режиме “средних P - T ”; после знака “ $\pm$ ” показано стандартное отклонение рассчитанного значения T или P ; cor — коэффициент корреляции между P и T (прочерк в этом столбце означает “нет данных”), σ_{fit} — величина отклонения исходных значений энтропии и активности от использованных в расчете, нормализованного к их стандартным отклонениям; в скобках показано максимальное значение σ_{fit} , в пределах которого рассчитанные значения P и T будут находиться внутри 95% доверительного интервала.

*Вычислялись только температуры при заданных $P = 7$ и 9.5 кбар.

лучена температура в интервале 552–640°C (табл. 1). Давление задавалось равным 3.5 кбар по аналогии с оценкой регрессивного давления для обр. X1905 и X1905/1. Эти значения температуры интерпретируются нами как регрессивные для метаморфического этапа М2. В сланцах М1 и М2 состав граната в крае характеризуется повышенным содержанием MnO и подобен также составу граната матрикса из *Grt*-*Crd* гнейсов М2 (обр. X1943-4), поэтому образование краевых частей граната мы относим к поздней регрессивной стадии этапа М2.

Для обр. X1905/2 получены средние P - T параметры метаморфизма М1, составляющие ~9.5 кбар и ~740°C. Они оценены по центру порфиروبласта граната и включениям биотита, плагиоклаза, кварца и калишпата. Для этого же образца по краю порфиروبласта граната и минералам матрикса (*Bt*, *Pl*, *Kfs*, *Qtz*) в Thermocalc 321 получена следующая комплексная оценка: $P = 8$ кбар, $T = 830^\circ\text{C}$. Она интерпретируется нами как оценка пиковых условий метаморфизма М2 и будет обсуждаться ниже. Отметим только, что полученный прогрессивный по температуре характер тренда для этого образца согласуется с прогрессивной зональностью порфиروبластов граната от центра к краю.

Grt-*Crd* гнейсы и *Grt* сланцы этапа М2

P - T параметры для большинства гнейсов и сланцев эрзинского комплекса Ханхухейского блока, отражающих условия метаморфизма М2, получены по ассоциации *Grt* + *Crd* + *Bt* + *Sil* + *Kfs* + *Qtz* ± *Pl*. Пик М2 оценивался по ассоциации включений в центре порфиروبластов граната, включая сам гранат. Оценки пиковых P - T параметров М2 (по центрам граната) по разным образцам *Grt*-*Crd* гнейсов составляют 6–8 кбар и 790–880°C.

Параметры раннего регрессивного этапа для *Grt*-*Crd* гнейсов оценивались по краю порфиروبластов граната либо по включениям в его крае, либо по минералам матрикса. Отсутствие позднего *Ms* в большинстве образцов указывает на то, что параметры ранней стадии регрессивного метаморфизма М2 находились в поле устойчивости *Kfs* при температуре выше линии разложения *Ms* + *Qtz*. Об этом же свидетельствуют находки калиевого полевого шпата во включениях в краевых частях граната. Поэтому *Kfs* учитывался при расчете P - T параметров регрессивного метаморфизма в большинстве образцов *Grt*-*Crd* гнейсов и *Grt* сланцев эрзинского комплекса. Результаты соответствуют 5–6 кбар и 780–820°C.

Для обр. X1905 (*Grt*-*Crd* сланец М2) из моренского комплекса установлены P - T условия двух регрессивных этапов: 1 — по внешней части порфиروبласта граната и включениям *Bt*, *Crd*, *Pl* в нем (+*Sil*, *Qtz*): ~5.5 кбар, 740°C, 2 — по зернам матрикса (*Grt*, *Bt*, *Crd*, *Pl*, *Sil*, *Qtz*): ~3.5 кбар, 580°C. Оценить прогрессивный этап для этого образца не представляется возможным из-за отсутствия порфиروبластов биотита и кордиерита и включений этих минералов в центре граната. Для обр. X1905/1 (*Grt* сланец М2 моренского комплекса) по центру граната и включениям биотита и плагиоклаза (+*Sil* и *Qtz* матрикса) получена пиковая T при заданном давлении в 7 и 9 кбар, составляющая 690 и 770°C соответственно; по зернам матрикса (*Grt*, *Bt*, *Pl*, *Sil*, *Qtz*) вычислены условия поздней стадии регрессивного этапа: ~3.5 кбар, 510°C.

ОБСУЖДЕНИЕ P - T ОЦЕНОК

По данным (Каргополов 1991, 1997; Владимиров, 2005; Селятицкий и др., 2021), P - T параметры М1 для блока Западный Сангилен составляют

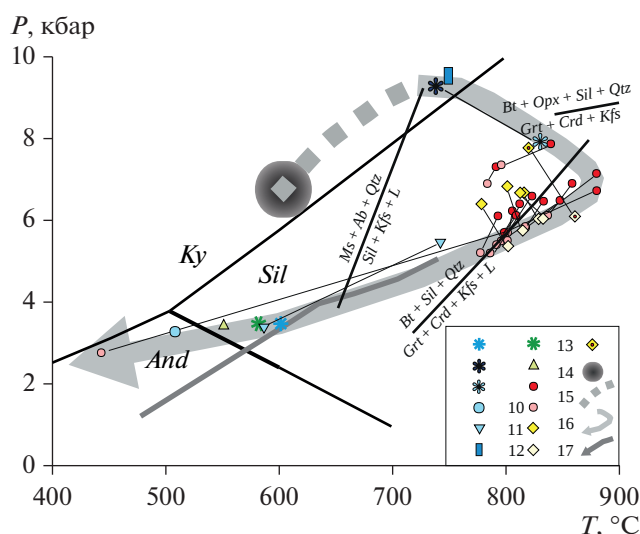


Рис. 5. Результаты расчетов P - T параметров метаморфизма этапов М1 и М2 для блока Хан-Хухей. 1–5 – моренский метаморфический комплекс: 1 – гранатовый сланец М1 (обр. Х1903); 2, 3 – гранатовый сланец (обр. Х1905/2), фиксирующий переход от этапа М1 к этапу М2: 2 – этап М1 (центр порфиробласта граната), 3 – этап М2 (край порфиробласта граната); 4 – гранатовый сланец М2 (обр. Х1905/1); 5 – гранат-кордиеритовый сланец М2 (обр. Х1905); 6 – P - T оценка условий образования пород моренского комплекса (Козаков и др., 2019); 7–13 – эрзинский метаморфический комплекс: 7, 8 – гранатовые сланцы М1: 7 – обр. Х1942, 8 – обр. Х1926; 9, 10 – гранатовые сланцы и гранат-кордиеритовые гнейсы М2, фиксирующие снижение давления и температуры от центра к краю порфиробластов граната либо от центра порфиробластов к зернам матрикса (обр. Х1910, Х1910/2, Х1914/1, Х1918, Х1919, Х1920, Х1933, Х1934, Х1937, Х1943/2а, Х1943/4, Х1945/1); 9 – центр, 10 – край; 11, 12 – гранатовые и гранат-кордиеритовые гнейсы М2, фиксирующие снижение давления при одновременном повышении температуры от центра к краю граната (обр. Х1907/1, Х1924, Х1936, Х1936, Х1939, Х1940); 11 – центр, 12 – край; 13 – гранат-кордиеритовый гнейс М2 (обр. Х1940), продолжающий линию P - T тренда обр. Х1905/1 (подробности см. в тексте); 14 – P - T область метаморфического этапа М1 для Западного Сангилене (Каргополов 1991, 1997; Владимиров, 2005; Селятицкий и др., 2021); 15 – предполагаемый P - T тренд прогрессивного метаморфизма этапа М1 для Западного Сангилене и, вероятно, блока Хан-Хухей; 16 – P - T эволюция блока Хан-Хухей, полученная по совокупности определений условий метаморфизма пород моренского и эрзинского комплексов; 17 – регрессивный тренд для Западного Сангилене (Козаков и др., 2019). Тонкие стрелки соединяют P - T точки одного образца по направлению центр → край порфиробласта граната. P - T данные получены с использованием программы Thermocalc 321 (Powell et al., 1998).

$P = 6$ – 8 кбар, $T = 550$ – 650°C . Комплексные P - T оценки этапа М1 для блока Хан-Хухей сделаны только по одному образцу моренского комплекса (Х1905/2), в то время как для остальных получены значения T при заданном P . Для обр. Х1905/2 комплексные P - T значения по центру граната со-

ставляют ~ 9.5 кбар, $\sim 740^\circ\text{C}$ (табл. 1). Они хорошо согласуются с P - T оценками метаморфизма М1 на Западном Сангилене: 9 – 10 кбар и 750°C , которые отражают условия кианит-ортоклазовой субфазии (Козаков и др., 2019). Ровные прямолинейные контакты калиевого полевого шпата и плагиоклаза во включениях в ядре граната из обр. Х1905/2 указывают на их равновесный характер и принадлежность обоих минералов-включений именно к этапу М1. P - T оценки, сделанные по краю граната и зернам матрикса в этом же образце составляют ~ 8 кбар, 830°C и демонстрируют тренд со снижением давления и повышением температуры при росте граната (рис. 5). По нашему мнению, этот образец отражает изменение пиковых P - T условий при переходе от метаморфического этапа М1 к этапу М2 в моренском комплексе.

Отметим, что в обр. Х1901 и Х1903 извилистая форма выделений калиевого полевого шпата и его образование по границам зерен биотита, плагиоклаза и кварца, и имеющего с последними неравновесные (замещающие) контакты, демонстрируют его рост при повышении температуры, связанном, вероятно, с началом этапа М2, поскольку включение калишпата этапа М1 в центре граната из обр. Х1905/2 имеет ровные линейные контакты с другими минералами-включениями. Мусковит и кианит встречаются только в виде резорбированных реликтов (минеральные фрагменты неправильной формы) в некоторых образцах.

Наличие минеральных реликтов кианита и мусковита в *Grt-Crd* гнейсах эрзинского комплекса указывает на то, что первоначальные P - T условия были близки этапу М1 в моренском комплексе и является минералогическим свидетельством этапа М1 в эрзинском комплексе. Максимальные пиковые значения температуры этапа М2, полученные по образцам *Grt-Crd* гнейсов и *Grt* сланцев М2 эрзинского комплекса, составляют 860 – 880°C (обр. Х1933, Х1934, Х1945/1). Пиковое давление для этих образцов ~ 7 кбар. P - T тренды, соединяющие центр–край граната для большинства образцов ханхухейских гнейсов и сланцев М2 эрзинского комплекса, имеют регрессивный характер как по температуре, так и по давлению. Однако для некоторых образцов (1907/1, Х1924, Х1936, Х1940) P - T тренды, соединяющие центр–край граната, характеризуются снижением давления и ростом температуры (рис. 5).

Точка максимума по температуре (край) в обр. Х1905/2 моренского комплекса (~ 8 кбар, 830°C) практически совпадает с пиковой P - T оценкой двух образцов эрзинского комплекса: Х1910/2 (~ 8 кбар, 840°C) и Х1940 (~ 8 кбар, 820°C). Последний продолжает линию тренда обр. Х1905/2 с понижением давления и ростом температуры.

Для обр. Х1905 (*Grt-Crd-Sil* сланец М2 моренского комплекса) оценка раннего регрессивного этапа

показывает, что пик метаморфизма М2 в моренском комплексе был при $P > 5.5$ кбар и $T > 745^\circ\text{C}$. Эта оценка близка к P - T оценкам раннего регрессивного этапа для *Grt-Crd* гнейсов и сланцев М2 эрзинского комплекса и находится на линии их общего регрессивного P - T тренда (рис. 5). Оценки позднего регрессивного этапа для обоих комплексов практически совпадают по давлению, различаясь по температуре.

Итоговая P - T траектория (рис. 5), отражающая метаморфическую эволюцию блока Хан-Хухей и, вероятно, Западного Сангилен имеет форму P - T тренда “по часовой стрелке”, в которой присутствует: 1) предполагаемая прогрессивная ветвь кианитового метаморфизма М1 с одновременным повышением давления и температуры; 2) пик метаморфизма М1; 3) переходная от пика М1 к пику М2 область с понижением давления и ростом температуры; 4) пик высокоградиентного метаморфизма М2; 5) регрессивная ветвь М2 с одновременным понижением давления и температуры.

КВАРЦЕВЫЕ МОНЦОДИОРИТЫ КАК ТЕПЛОВОЙ ИСТОЧНИК ДЛЯ МЕТАМОРФИЗМА М2 В БЛОКЕ ХАН-ХУХЕЙ

Кварцевые монцодиориты были обнаружены впервые на территории блока Хан-Хухей. Они проявлены в пределах обоих метаморфических комплексов в виде небольших линзовидных, субпластовых или неправильной формы тел небольшого размера (до 5×10 м) среди *Grt-Crd* гнейсов и *Grt* сланцев М2. Поскольку для территории Западного Сангилен установлена генетическая связь габбро-монцодиоритовых интрузивов и высокоградиентного метаморфизма М2 (Изох и др., 2001; Владимиров и др., 2005; Селятицкий и др., 2021), находки тел кварцевых монцодиоритов в пределах блока Хан-Хухей имеют принципиальное значение для установления природы теплового источника высокоградиентного ордовикского метаморфизма М2.

Qtz монцодиориты — среднезернистые панидиоморфнозернистые породы. Образцы Х1904 и Х1912 сложены плагиоклазом (35–50 об. %), амфиболом (40–45 об. %), биотитом (5–10 об. %), кварцем (5 об. %) и калиевым полевым шпатом (5 об. %). Обр. Х1902 — среднезернистая порода, состоящая из плагиоклаза (30 об. %), зеленой роговой обманки (60 об. %), клинопироксена (<5 об. %), биотита (<5 об. %), кварца (5 об. %) и калиевого полевого шпата (5 об. %). Зерна клинопироксена в последнем образце имеют неправильную форму и замещаются амфиболом.

По петрохимическому составу обр. Х1902 и Х1912 относятся к породам нормального ряда, обр. Х1904 — субщелочного (рис. 6a; Supplementary 6, ESM_6.xlsx). По достаточно низкому содер-

жанию SiO_2 и повышенным концентрациям CaO и MgO описываемые магматические породы могут быть отнесены к габбро или габбродиоритам — на TAS диаграмме обр. Х1904 и Х1912 находятся в центральной части поля основных пород (рис. 6). Наличие реликтов клинопироксена, замещенных зеленым амфиболом в обр. Х1902, с учетом петрохимии двух других образцов дает основания полагать, что наблюдаемый в породах амфибол является поздним и не является первично магматическим, а клинопироксен мог изначально присутствовать в значительных количествах во всех образцах. Однако почти полное отсутствие клинопироксена, широкое развитие амфибола, наличие интеркулусного калиевого полевого шпата и кварца позволяют относить их к умеренно-щелочному ряду средних пород и называть кварцевыми монцодиоритами.

По минералогическому и петрохимическому составу обнаруженные кварцевые монцодиориты блока Хан-Хухей близки габброидам и монцодиоритам Баянкольского, Эрзинского и Башкымугурского габбро-монцодиоритовых массивов ордовикского возраста на Западном Сангилене (Шелепаев и др., 2018; Кармышева и др., 2019). На вариационной диаграмме $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 6b) точки их составов ложатся на единый тренд дифференциации базитового расплава, из которого образовались габбро-монцодиоритовые массивы Западного Сангилене. По геохимическим характеристикам (РЗЭ спектрам и спайдер-диаграммам, рис. 7) монгольские кварцевые монцодиориты идентичны монцодиоритам Баянкольского и Башкымугурского массивов Западного Сангилене. Эти два массива имеют практически одинаковые РЗЭ-спектры (рис. 7a), но разный возраст: 490 млн лет и 465 млн лет соответственно (Шелепаев и др., 2018).

Сходство геологической ситуации блоков Хан-Хухей и Западный Сангилен в совокупности с петро-геохимическим сходством с коллизионными габбро-монцодиоритовыми массивами последнего может указывать на ордовикский возраст обнаруженных в Монголии кварцевых монцодиоритов. Кроме того, само наличие монцодиоритовых магматических тел здесь косвенно указывает и на существование габброидной составляющей по аналогии с Западным Сангиленом.

Таким образом, обнаруженные кварцевые монцодиориты могут свидетельствовать о наличии ордовикского интрузивного габбро-монцодиоритового теплового источника для метаморфизма М2 в блоке Хан-Хухей. По геохимическому подобию монцодиоритов блоков Хан-Хухей и Западный Сангилен и сходству их геологической позиции можно сделать предварительный вывод о едином магматическом источнике в ордовике для этих двух блоков.

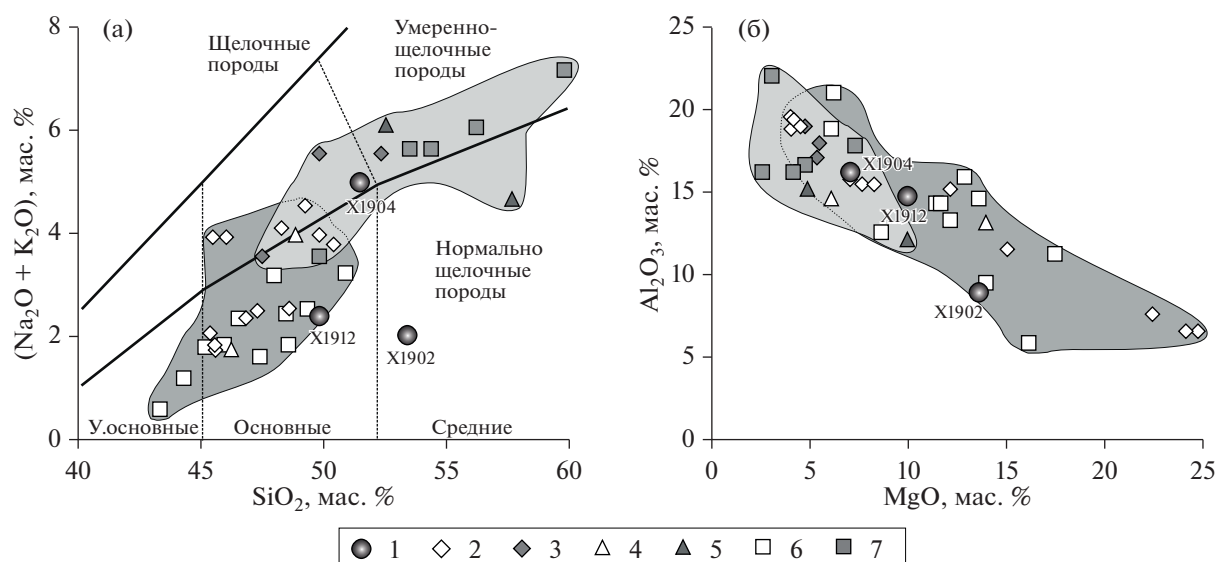


Рис. 6. Состав кварцевых монцодиоритов Тувино-Монгольского массива на TAS диаграмме и $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ вариационной диаграмме. 1 – впервые обнаруженные кварцевые монцодиориты блока Хан-Хухей (Монголия), 2–7 – ордовикские коллизионные габбро-монцодиоритовые массивы Западного Сангилена (Шелепаев и др., 2018; Кармышева и др., 2019): 2, 3 – габброиды и монцодиориты Баянкольского массива соответственно, 4, 5 – габброиды и монцодиориты Эрзинского массива соответственно, 6, 7 – габброиды и монцодиориты Башкымугурского массива соответственно.

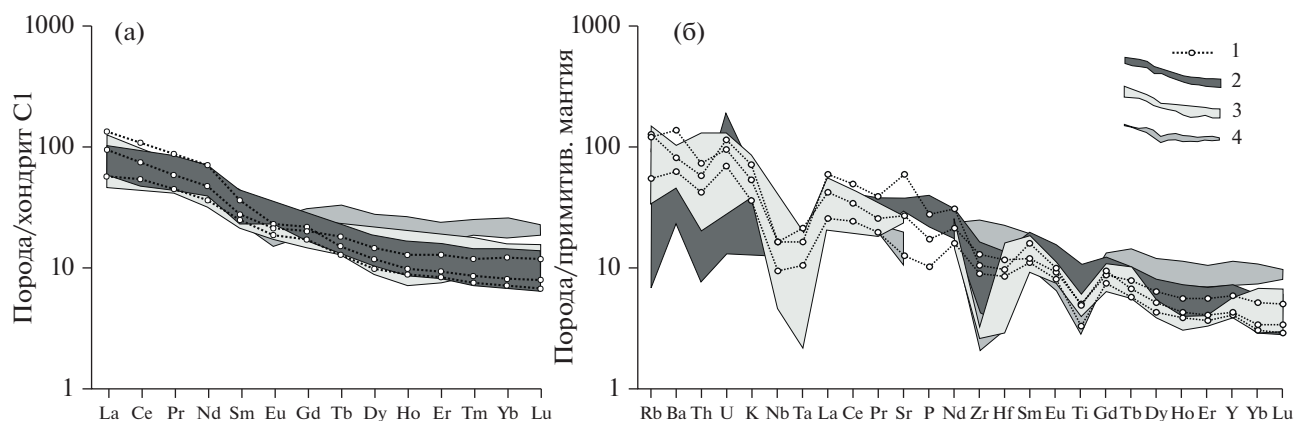


Рис. 7. Геохимия кварцевых монцодиоритов блока Хан-Хухей в сравнении с ордовикскими монцодиоритами Западного Сангилена. (а) – РЗЭ спектры, нормированные на состав хондрита C1 (Boynton, 1984), (б) – мультиэлементные спектры, нормированные на состав примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989). 1 – кварцевые монцодиориты блока Хан-Хухей, 2–4 – монцодиориты ордовикских коллизионных габбро-монцодиоритовых массивов Западного Сангилена (Шелепаев и др., 2018): 2 – Баянкольский, 3 – Башкымугурский, 4 – Эрзинский массивы.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕРМО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА

С целью реконструкции термального состояния коры в процессе формирования метаморфических комплексов блока Хан-Хухей выполнено термомеханическое моделирование. Рассмотрена двумерная модель процесса коллизии Агардагского (Таннуольского) островодужного блока и континентального Тувино-Монгольского массива. Начальная геометрия модельной области и граничные условия приведены на рис. 8.

Мощность коры до столкновения Агардагского (Таннуольского) островодужно-океанического блока и Тувино-Монгольского массива принята одинаковой, 30 км. Контакт блоков в модели представляет собой наклонный под 45° в сторону островодужного блока шов. Итоговая конфигурация коры коллизионного орогена и установившаяся температура определяется из решения задачи о деформировании двух плит с разными реологическими свойствами, лежащих на вязко-пластичном основании (мантии). Термо-реологические параметры вещества коры и мантии, принятые в

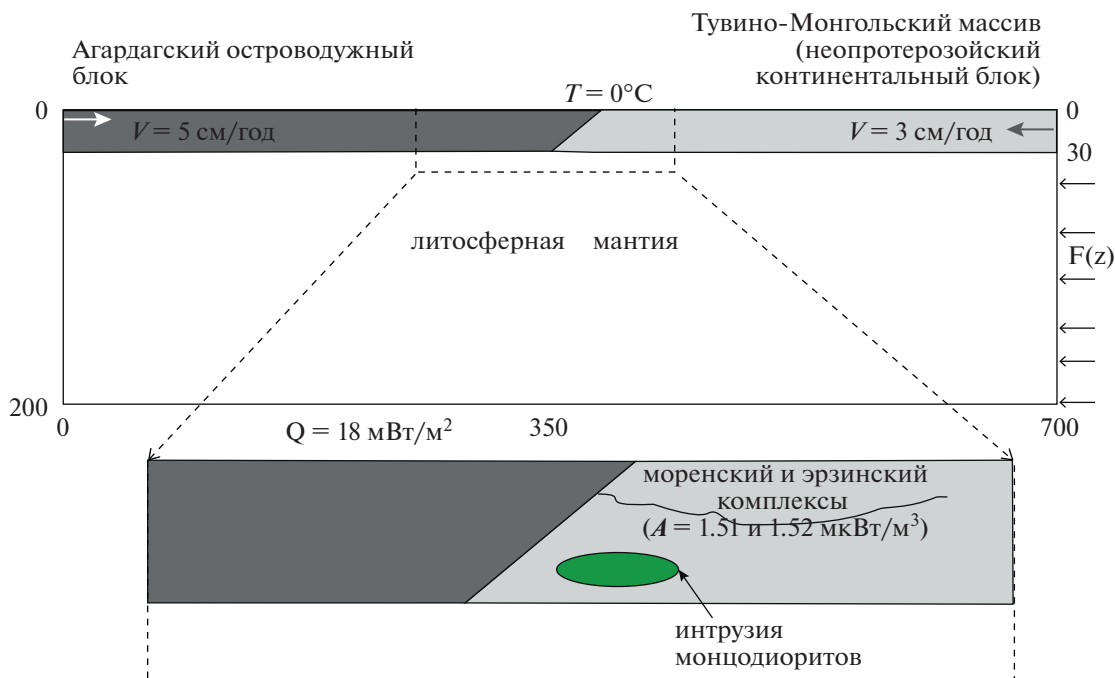


Рис. 8. Начальная геометрия модельной области и граничные условия в задаче коллизии Агардагского/Таннуольского островодужно-океанического блока и Тувино-Монгольского массива. A — мощность радиоактивных источников тепла, Q — мантийный тепловой поток, V — скорость сближения плит, $F(z)$ — уравнивающая сила на боковой границе мантийной области модели ввиду изменения массы вещества в процессе утолщения коры. Овалом на вставке показано положение монцодиоритовой интрузии на этапе M2.

модели, следующие. В настоящей работе использовались полные определяющие соотношения с учетом упругой, пластической, вязкой (крип) деформаций и термического расширения.

Механические свойства характеризуется различной реологией: кора ТММ описывается свойствами вязко-пластичности:

$$\eta = A^n \exp\left(\frac{H}{nRT}\right) \dot{\epsilon}^{1-n},$$

где $\dot{\epsilon}$ — скорость деформации, A , n , H — экспериментальные параметры в законе течения. Для вещества коры ТММ использовались параметры сухого диабазы (Carter, Tsenn, 1987). Пластичность описывается, согласно закону Хубера—Мизеса, с пределом пластичности 50 МПа для континентальной (ТММ) и 28 МПа для океанической (Агардагской) плиты. Свойства мантии описываются законом пластичности Мизеса с пониженным пределом пластичности $\sigma_y = 10$ МПа (Sizova et al., 2014), вязкие деформации соответствуют параметрам сухого оливина (Karato, Wu, 1993).

Решались уравнения в двухмерной постановке: уравнения механического равновесия, уравнения теплопроводности и определяющее соотношение, которое описывает реологические свойства материала. Рассматривалась постановка связной термомеханической задачи в приближении плоских

деформаций. Подробные формулировки уравнений и описание численного метода решения приведено в работах (Полянский и др., 2019а, 2019б) и здесь не повторяются.

Граничными условиями являются постоянная температура на поверхности $T_{surf} = 0^\circ\text{C}$ и мантийный тепловой поток в основании области $Q = 18$ мВт/м². Типичные значения мантийного теплопотока для стабильной палеозойской коры лежат в интервале 11–24 мВт/м² (Hacker et al., 2011; Jaupart, Mareschal, 2003). Значение мантийного теплового потока, характеризующего термальный режим коры Тувино-Монгольского массива во время кембрий-ордовикских событий, принято средним из указанного интервала. В уравнении теплового баланса принимались постоянные значения: $k = 2, 3.5$ Вт/м·К — теплопроводность коры и мантии, $\rho = 3.0, 2.8, 3.3$ г/м³ — плотность океанической, континентальной плит и мантии, соответственно, $C_p = 1250$ кДж/кг — изобарическая теплоемкость, A (мкВт/м³) — мощность радиоактивных источников (РТИ). Теплогенерация за счет РТИ, распределенных в коре, является определяющим параметром для оценки теплового режима коры наряду с мантийным тепловым потоком и теплопроводностью. Концентрация радиоактивных элементов, как правило, снижается с глубиной, согласно распределению Берча—Лашенбрука, однако для

многих коллизионно-складчатых областей такая закономерность в пределах коры не наблюдается (Jaupart, Mareschal, 2003). Геохимические исследования фракционирования РТИ при плавлении корового вещества показывают, что их концентрация определяется, в первую очередь, составом источника, а не глубиной залегания (Bea, 2012). Имеется несколько моделей распределения РТИ в земной коре: экспоненциальное снижение с глубиной, однородное в теплогенерирующем сиалическом слое коры, кусочно-постоянное в многослойной коре (Stüwe, 2007; Hacker et al., 2011; Bea, 2012).

Концентрации радиоактивных элементов (U, Th, K) и мощность радиогенных источников тепла в породах моренского и эрзинского метаморфических комплексов приведены в Supplementary ESM_7, ESM_7.xlsx. На основании измеренного содержания радиоактивных элементов в моренском и эрзинском метаморфических комплексах Хан-Хухей радиоактивная теплогенерация оказалась практически одинаковой для двух комплексов: 1.51 и 1.52 мкВт/м³. Эти породы составляют средний слой утолщенной коры, соответствующий глубине 18–30 км (5–8 кбар). Считая, что измеренное содержание РТИ характеризует средний состав всей коры, мы используем модель с однородным тепловыделением.

Граничные условия для механической задачи: свободная верхняя поверхность, условия свободного скольжения на фиксированном основании литосферной мантии, уравнивающее литостатическое давление на боковой границе мантии ($F(z)$ на рис. 8). Кинематические граничные условия на боковых границах предполагают, что блоки коры сближаются в горизонтальном направлении с заданными скоростями в течение млн лет, вызывая обдукцию островодужных толщ аллохтона и погружение континентального блока. Предполагается, что после прекращения коллизии и скучивания произошло внедрение высокотемпературной магмы монцодиоритового состава, вызвавшее метаморфизм этапа М2. Ввиду обнажения только верхних апофиз интрузива, наблюдаемых на современном срезе, и неопределенности его строения на глубине, мы задаем безкорневое магматическое тело произвольной формы размером 22 × 14 км (Cruden, Weinberg, 2018).

Результаты моделирования

Результаты численного моделирования коллизионного этапа (М1) показаны на рис. 9а. Приведена структура деформированной коры, возникающая при столкновении блоков. Сближение блоков задавалось при начальной одинаковой толщине коры и продолжалось до того момента, когда мощность коры при надвигании и подслаивании увеличивалась в 1.5–2 раза. Затем конвергенция прекра-

щается и происходит термальная стабилизация утолщенной коры. Западный блок полого надвигается, а восточный погружается и подслаивается (рис. 9а). Глубокой субдукции не происходит ввиду положительной плавучести материала коры относительно окружающей мантии. Длительность сближения плит в данном расчете составляла 1.2 млн лет со скоростью 8 см/год. Ввиду неопределенности продолжительности и скорости конвергенции эти параметры при моделировании не варьировались. В процессе коллизии возникает температурная аномалия ввиду утолщения коры, содержащей радиоактивные теплогенерирующие элементы. Равновесное термальное состояние в коре, установившееся за 50 млн лет, показано на рис. 9а. При более длительной коллизии и утолщении коры температурная аномалия в килевой части растет, профили температуры в зоне коллизии (по линии EF) соответствуют на рис. 9в геотермам этапа М1 при разной длительности коллизионного этапа. При реальных значениях теплогенерации 1.52 мкВт/м³ и утолщенной коре до 40–45 км температурные кривые не попадают в область устойчивости силлиманита даже при длительности коллизионного этапа 100 млн лет. Максимальная температура достигается в килевой области утолщенной коры и не превышает ~700°C. На глубине, соответствующей литостатическому давлению этапа М1 7–7.5 кбар, температура не превышает 550–630°C (рис. 9в).

Модель метаморфического этапа М2, связанного с интрузией магмы, приведена на рис. 9б. На рисунке показано распределение температуры в коре через 1 млн лет после “мгновенного” внедрения монцодиоритовой магмы с начальной температурой 1200°C. Этот момент соответствует максимальному прогреву вблизи магматического тела, на предполагаемом уровне современного эрозионного среза, обозначенного линией CD на рис. 9б.

По результатам двухмерного моделирования на рис. 9в приведены три стационарные геотермы, отвечающие этапу М1 с разной предполагаемой длительностью коллизионной стадии от 50 до 100 млн лет, а также геотерма постколлизионного этапа М2, связанного с магматическим источником тепла. На рис. 9в показана температурная кривая вдоль линии АВ с учетом плотности коры 2700 кг/м³. Температура над интрузивным телом соответствует P - T оценкам метаморфизма этапа М2, полученным по данным минеральной термобарометрии. Обобщая результаты моделирования двух этапов метаморфизма, можно заключить, что температура порядка 850°C при давлении 7–8 кбар не достигается за счет радиогенного тепла при утолщении коры в процессе скучивания. Указанная температура достижима только при наличии магматического источника тепла при интрузии в нижнюю кору.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для блока Западный Сангилен выделяются этапы тектоно-магматической эволюции с возрастными интервалами 570–540 млн лет — островодужная стадия (Шелепаев и др., 2018); 525–490 млн лет — коллизионная стадия, метаморфизм повышенных давлений барровианского типа с критической ассоциацией гранат + ставролит + кианит (Козаков и др., 2019; Козаков, Азимов, 2017); 465–440 млн лет — постколлизионная трансформно-сдвиговая стадия высоких T и низких P с метаморфическими ассоциациями, включающими силлиманит и кордиерит (Владимиров и др., 2005; Кузьмичев, 2004). Для блока Западный Сангилен по (Гибшер и др., 2017) возраст гранат-кианитовых сланцев хопсугской толщи моренского комплекса, установленный U/Pb методом по циркону, составляет 515 млн лет и соответствует этапу метаморфизма M1; по данным (Травин и др., 2016) Ag-Ag датировки *Grt-St-Ky* сланцев M1 составляют 513–511 млн лет. Менее детально установлены возрастные рубежи для блока Хан-Хухей: получено два определения возраста син-метаморфических гранитоидных массивов: 513 и 505 млн лет (Козаков и др., 2019).

Метаморфические комплексы высоких степеней вплоть до гранулитового уровня широко распространены на территории Западного Сангилен и локально проявлены в блоке Хан-Хухей. Породы последнего считаются вещественными аналогами метаморфических комплексов Западного Сангилен (Митрофанов и др., 1981) и объединяются с последними в пределах единого Сангиленского террейна (Badarch et al., 2002).

По тектонической схеме (Владимирова и др., 2005) для Западного Сангилен выделяются две сдвиговые зоны — Эрзинская и Кокмолгаргинская, ограничивающие Мугуро-Чинчилийский (моренский метаморфический комплекс) и Эрзин-Нарынский (эрзинский метаморфический комплекс) тектонические блоки. Эта область в кембрии–ордовике испытала смену обстановок сжатия (540–490 млн лет) на обстановку растяжения со сдвигом (490–430 млн лет) (Владимиров и др., 2005). Предполагается, что в период сжатия орогенез сопровождался увеличением мощности континентальной коры.

Реконструированная P - T эволюция метаморфизма, установленная по данным геотермобарометрии, характеризует смену режимов в блоке Хан-Хухей во время кембрий-ордовикских тектонотермальных событий (рис. 9в). Коллизионный этап, сопровождаемый метаморфизмом M1, характеризуется геотермой, лежащей в поле устойчивости кианита. Повышение температуры на этапе M2 до 780–880°C при 7–8 кбар не может быть объяснено радиогенными источниками тепла и требует поступления дополнительного тепла

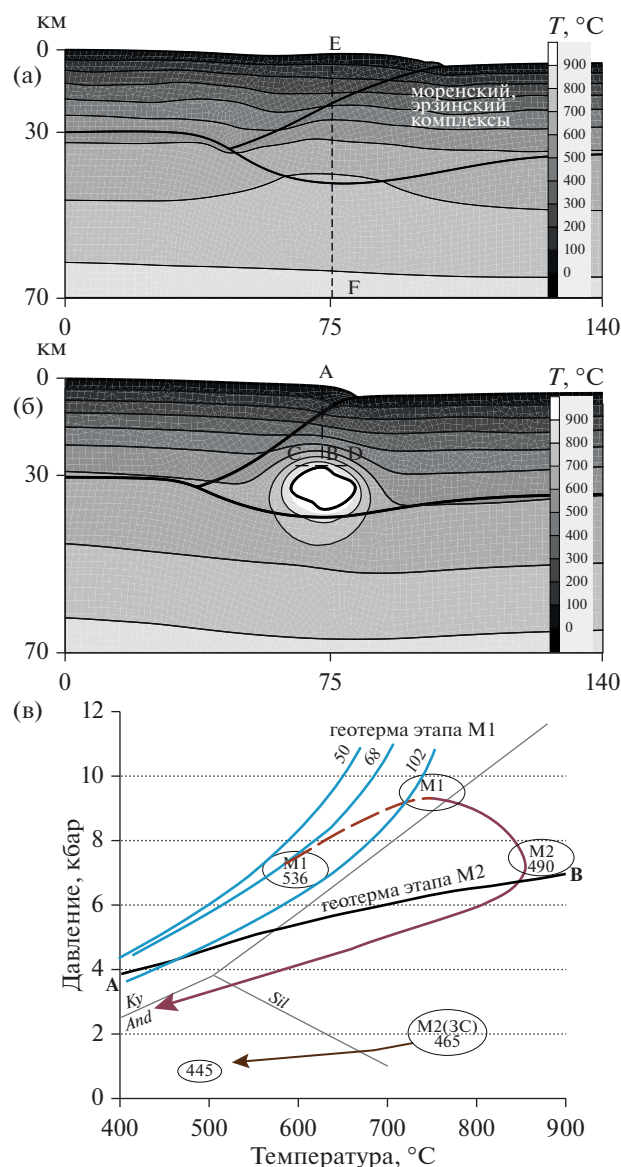


Рис. 9. Результаты термомеханического моделирования двух этапов тектонотермального режима конвергенции Агардагского (слева) и Тувино-Монгольского блоков. Приведено распределение температуры и конфигурация деформированной коры. Границы блоков показаны сплошными линиями. (а) — коллизионная стадия, на момент через 50 млн лет с начала коллизии, линия EF соответствует геотермам этапа M1 на рис. (в); (б) — стадия интрузии монодиоритов (через 1 млн лет с момента внедрения), линия CD — уровень эрозионного среза; (в) — P - T тренды метаморфической эволюции пород моренского и эрзинского комплексов блока Хан-Хухей и модельные геотермы двух этапов, характеризующие режимы коллизионного метаморфизма (M1) и высоко-градиентного метаморфизма (M2). Жирные линии со стрелками означают смену этапов метаморфизма от M1 к M2 и регрессивного этапа M2 по результатам геотермобарометрических оценок (см. рис. 6), регрессивный тренд M2(3C) соответствует метаморфическому этапу низких давлений при внедрении базитовых интрузий блока Западный Сангилен (Каргополов, 1997; Владимиров и др., 2005). Числа в овалах — возраст этапов в млн лет (источники см. в тексте).

за счет интрузий магмы. Вероятным тепловым источником может являться интрузия монцодиоритов, локальные апофизы которой наблюдаются среди пород моренской и эрзинской толщи. Они представляют собой согласно залегающие субпластовые тела и линзы монцодиоритов с поперечным размером 0.5 м. Поэтому мы связываем P - T тренд от М1 до М2 с воздействием магматической интрузии, основное тело которой не обнажено и предполагается глубже уровня современного эрозионного среза. Скрытые магматические источники тепла встречаются не редко (Kelsey, Hand, 2015), в частности, были описаны в Чулышманском метаморфическом поясе Горного Алтая (Полянский и др., 2019б). Ввиду незначительного объема закартированных монцодиоритовых интрузий в пределах блока Хан-Хухей (в отличие от Западного Сангилена), это предположение требует дополнительных исследований.

Сравнение P - T условий и этапов метаморфизма блоков Хан-Хухей и Западный Сангилен

Предполагалось, что метаморфические породы блока Хан-Хухей являются вещественными аналогами комплексов Западного Сангилена (Митрофанов и др., 1981) и на основании этого оба блока относились к единому структурно-тектоническому подразделению — Сангиленскому террейну (Badarch et al., 2002). Однако позднее было высказано предположение о разной истории формирования двух ключевых комплексов блока Хан-Хухей, эрзинского и моренского (Козаков и др., 2019). Полученные в настоящей работе P - T оценки демонстрируют двухэтапный характер метаморфической эволюции и позволяют предложить следующий сценарий тектоно-метаморфических событий.

Этап М1, как и на Западном Сангилене, вероятно, обусловлен коллизионными событиями: утолщением коры и увеличением мощности обогащенного РТИ сиалического слоя. Концентрация РТИ, фиксируемая для моренского и эрзинского метаморфических комплексов, обеспечивает тепловыделение в 1.5 раза выше в сравнении с типичным значением для палеозойских областей (0.8 – 1.0 мкВт/м³, (Jaupart, Mareschal, 2003; Bea, 2012)). По данным (Козаков и др., 2019), длительность коллизионного процесса и связанного с ним надвигообразования для блока Хан-Хухей установлена в интервале между внедрением до- и постколлизионных гранитов 516/510 и 490/485 млн лет, т.е. в течение 20–30 млн лет. Для Западного Сангилена в работе (Владимиров и др., 2005 и ссылки в ней), по геохронологическим данным разных авторов, продолжительность коллизионной стадии составляет около 35 млн лет, в интервале от 525 до 490 млн лет. Таким образом, можно предполагать синхронность коллизионных дви-

жений в обоих блоках. Метаморфизм блока Хан-Хухей мог быть вызван орогенными процессами и сопровождался термической релаксацией при действии внутренних источников радиоактивного тепла, согласно известной модели (England, Thompson, 1984). Признаками коллизионных процессов, определенными нами по результатам структурного анализа, является тип деформаций, характерных для тангенциального сжатия в обоих. Формирование деформационно-надвиговых структур охватывало, по-видимому, всю кору: в верхней части реализовывались надвиги, в средней—нижней коре преобладали вязко-пластические деформации сжатия (смятия) до глубин не менее 25–30 км (7–8 кбар).

Смена геодинамического режима отражается в эволюции параметров метаморфизма: P - T тренд характеризуется повышением температуры и давления (погружение пород эрзинского и моренского комплексов), а затем снижением давления (развал орогена) и ростом температуры (внедрение монцодиоритовой магмы). Облако P - T точек метаморфического этапа М2 лежит вне кривой геотермы коллизионного орогена и указывает на внешний источник тепла при метаморфизме М2. Этот этап соответствует фиксируемому на Западном Сангилене этапу растяжения со сдвигом и интрузиям мантийных магм в ослабленных зонах локализации деформаций (Владимиров и др., 2005; Полянский и др., 2021).

Grt сланцы М1 присутствуют как в моренском, так и в эрзинском комплексе, что не согласуется с представлениями в работе (Козаков и др., 2019) о том, что эрзинский комплекс имел собственную метаморфическую историю, и не испытывал кианитового метаморфизма. Это опровергают реликтовые находки кианита и мусковита в Grt - Crd гнейсах эрзинского комплекса. Также и Grt сланцы М2 присутствуют в обоих метаморфических комплексах, указывая на то, что породы моренского комплекса также подвергались высокоградиентному метаморфизму М2, о чем свидетельствует развитие в них кордиерита, силлиманита и калиевого полевого шпата, замещающего биотит и мусковит. Таким образом, реконструкция P - T трендов метаморфических пород свидетельствуют об общей раннекембрийской эволюции этих двух комплексов на окраине Тувино-Монгольского массива. Разница между ними заключается в следующем. В моренском комплексе преимущественно сохранены признаки этапа М1 при слабом проявлении этапа М2 в связи с очень локальным воздействием магматического (базитового) теплового источника (габбро(?)-монцодиоритовые тела). В эрзинском комплексе этап М1 сохранен реликтивно, а этап М2 проявлен широко и фиксируется надежно для большинства образцов. При этом регрессивный этап М2 проявлен в

породах обоих комплексов и является для них общим.

Таким образом, можно заключить, что охарактеризованные породы моренского и эрзинского комплексов имели единую кембрий-ордовикскую метаморфическую историю. Их осадочные протолиты были преобразованы при коллизии в условиях кианитового метаморфизма М1 (кембрий), затем в разной степени испытали наложенный высокоградиентный метаморфизм М2 (ордовик) и две стадии регрессивного метаморфизма при подъеме пород к поверхности.

ВЫВОДЫ

1. Установлена последовательность температурных режимов, определяющих два этапа метаморфизма блока Хан-Хухей: (1) синколлизийный прогрев за счет утолщения коры и повышения содержания РТИ и (2) нагревания, связанного с воздействием интрузивного магматического тепла. Структурно-кинематические данные указывают на разные деформационные режимы: взбросо-надвигового типа на этапе М1 и сдвигового на этапе М2.

2. Полученные количественные *P-T* оценки параметров метаморфизма блока Хан-Хухей позволяют провести корреляцию с этапами метаморфизма Западного Сангилен. Установлен тренд метаморфизма “по часовой стрелке”, характеризующий стадии погружения, деструкции орогена, магматического теплового воздействия. Реконструкция метаморфической эволюции и результаты численного моделирования указывают на совместную тектоно-метаморфическую историю эрзинского и моренского комплексов.

3. Впервые установлено присутствие интрузивных тел кварцевых монцодиоритов в пределах блока Хан-Хухей. Обнаруженные интрузивные тела могут быть апофизами глубинных габбро-монцодиоритовых интрузий, которые представляют скрытый тепловой источник метаморфического этапа М2, проявленного в блоке Хан-Хухей.

Источники финансирования. Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№№ 122041400176-0, 122041400057-2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Азимов П.Я., Козаков И.К., Глебовицкий В.А. Раннепалеозойский сверхвысокотемпературный низкобарный (УНТ/LP) метаморфизм в Сангиленском блоке Тувино-Монгольского массива // Докл. АН. 2018. Т. 479. № 2. С. 158–162.

Аранович Л.Я., Косякова Н.А., Перчук А.Л., Федькин В.В. Термальные события в литосфере: количественные оценки на основе геотермобарометрии // Экспериментальные проблемы геологии. М.: Наука, 1994. С. 294–323.

Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С. и др. Модель тектонометаморфической эволюции Сангилен (ЮВ Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // Докл. АН. 2005. Т. 405. № 1. С. 82–88.

Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А. и др. Термохронология минглинг-даек Западного Сангилен (ЮВ Тува): свидетельства развала коллизийной системы на Северо-Западной окраине Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 283–310.

Геологическая карта Республики Тыва (СФО). По материалам Госгеолкарта-1000 и Госгеолкарта-200 (Отв. исп. Струнин Б.М). 2002.

Гибшер А.С., Гибшер А.А., Мальковец В.Г. и др. Природа и возраст высокобарического (кианитового) метаморфизма Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Геодинамические обстановки и термодинамические условия регионального метаморфизма в докембрии и фанерозое. Материалы V Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия, Санкт-Петербург. СПб: ИГГД РАН, 2017. С. 52–53.

Изох А.Э., Каргополов С.А., Шеленаев Р.А. и др. Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минералогии юга Сибири. Материалы научно-практической конференции. Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001. С. 68–72.

Ильин А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии–кембрии. М.: Наука, 1982. 114 с.

Каргополов С.А. Метаморфизм мугурского зонального комплекса (Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 1991. Т. 32. № 3. С. 109–119.

Каргополов С.А. Малоуглубленные гранулиты Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува). Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1997. 272 с.

Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Шеленаев Р.А. и др. Баянкольская габбро-гранитная ассоциация: состав, возрастные рубежи, тектонические и геодинамические обстановки (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 7. С. 916–933.

Козаков И.К., Азимов П.Я. Геодинамическая обстановка формирования гранулитов Сангиленского блока Тувино-Монгольского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Петрология. 2017. Т. 25. № 6. С. 635–643.

Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 173–189.

Козаков И. К., Сальникова Е. Б., Анисимова И. В. и др. Тектоническая позиция метаморфических поясов позднего неопротерозоя–раннего палеозоя в структуре Тувино-Монгольского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2019. Т. 27. № 1. С. 47–64.

- Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.
- Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 153 с.
- Монгуш А.А. Вендские внутриплитные офиолиты и островодужные магматические комплексы Тувы: тектоническая позиция, геодинамическая интерпретация // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и их минерогения. Материалы IV Международной конференции и III Молодежной школы-семинара. Улан-Уде: Изд-во ГИ СО РАН, 2012. С. 104–107.
- Перчук Л.Л., Лаврентьева И.В., Аранович Л.Я., Подлесский К.К. Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. М.: Наука, 1983. 196 с.
- Полянский О.П., Каргополов С.А., Изох А.Э. и др. Роль магматических источников тепла при формировании регионального и контактовых метаморфических ареалов Западного Сангилен (Тува) // Геодинамика и тектонофизика. 2019а. Т. 10. № 2. С. 309–323.
- Полянский О.П., Каргополов С.А., Бабичев А.В., Ревердатто В.В. Высокоградиентный метаморфизм и анатексис в Телецко-Чулышманском поясе (Горный Алтай): новые данные о возрасте, оценка *P-T* параметров и термотектоническая модель // Геология и геофизика. 2019б. Т. 60. № 12. С. 1775–1796.
- Полянский О.П., Изох А.Э., Семенов А.Н. и др. Термомеханическое моделирование формирования многокамерных интрузий для выявления связи плутонометаморфизма с габбро-диоритовыми массивами Западного Сангилен, Тува, Россия // Геотектоника. 2021. № 1. С. 1–21.
- Селяцкий А.Ю., Полянский О.П., Шелепаев Р.А. Глубинный контактово-метаморфический ореол Баян-кольского габбро-монцодиоритового массива – индикатор нижнекоровых базитовых камер (Западный Сангилен, Ю-В Тува) // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 9. С. 1204–1226.
- Склярёв Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др. Метаморфизм и тектоника. М.: Изд-во Интернет Инжиниринг, 2001. 216 с.
- Сухоруков В.П., Полянский О.П., Крылов А.А., Зиновьев С.В. Реконструкция *P-T* тренда метаморфизма глиноземистых сланцев Цогтского блока (Монгольский Алтай) на основании зональности граната // Петрология. 2016. Т. 24. № 4. С. 441–464.
- Травин А.В. Термохронология раннепалеозойских коллизионных, субдукционно-коллизионных структур Центральной Азии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 553–574.
- Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
- Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э., Зельтман Р. Коллизионный базитовый магматизм складчатого обрамления юга Сибири (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 5. С. 653–672.
- Ярмолюк В.В., Дегтярев К.Е. Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // Геотектоника. 2019. № 1. С. 3–43.
- Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // J. Asian Earth Sci. 2002. V. 21. P. 87–110.
- Bea F. The sources of energy for crustal melting and the geochemistry of heat-producing elements // Lithos. 2012. V. 153. P. 278–291.
- Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth elements cosmochemistry. Ed. P. Henderson. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
- Carter N.L., Tsenn M.C. Flow properties of continental lithosphere // Tectonophysics. 1987. V. 136. P. 27–63.
- Cruden A.R., Weinberg R.F. Mechanisms of magma transport and storage in the lower and middle crust—magma segregation, ascent and emplacement // Volcanic and Igneous Plumbing Systems. Amsterdam: Elsevier, 2018. P. 13–53.
- Egorova V.V., Volkova N.I., Shelepaev R.A., Izokh A.E. The lithosphere beneath the Sangilen Plateau, Siberia: evidence from peridotite, pyroxenite and gabbro xenoliths from alkaline basalts // Mineral. Petrol. 2006. V. 88. P. 419–441.
- England P.C., Thompson A.B. Pressure temperature time paths of regional metamorphism 1. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 894–928.
- Jaupart C., Mareschal J.-C. Constraints on crustal heat production from heat flow data // The crust (Ed. R.L. Rudnick) 2003. V. 3. Treatise in Geochemistry (Eds. H.D. Holland and K.K. Turekian). Oxford: Elsevier-Pergamon, P. 65–84.
<https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03017-6>
- Johnson M.R.W., Harley S.L. Orogenesis: the making of mountains. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2012. 388 p.
- Hacker B.R., Kelemen P.B., Behn M. Differentiation of the continental crust by relaxation // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. V. 307. P. 501–516.
- Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // J. Metamorph. Geol. 1998. V. 16. P. 309–343.
- Holcombe R.J. Mapping and structural geology in mineral exploration: Where theory hits the fan. HCOV Global, 2016. 233 p.
- Karato S., Wu P. Rheology of the upper mantle: a synthesis // Science. 1993. V. 260. P. 771–778.
- Kelsey D.E., Hand M. On ultrahigh temperature crustal metamorphism: Phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings // Geosci. Frontiers. 2015. V. 6. P. 311–356.
- Kröner A., Lehmann J., Schulmann K. et al. Lithostratigraphic and geochronological constraints on the evolution of the Central Asian Orogenic Belt in SW Mongolia: Early Paleozoic rifting followed by late Paleozoic accretion // Amer. J. Sci. 2010. V. 310. P. 523–574.
- Powell R., Holland T.J.B., Worley B. Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC // J. Metamorph. Geol. 1998. V. 16. P. 577–588.

Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P. et al. The Nature and Models of Metamorphism. Cham: Springer, 2019. 330 p.

Sizova E., Gerya T., Brown M. Contrasting styles of Phanerozoic and Precambrian continental collision // Gondwana Res. 2014. V. 25. P. 522–545.

Salnikova E.B., Kozakov I.K., Kotov A.B. et al. Age of Palaeozoic granites and metamorphism in the Tuvino-Mongolian Massif of the Central Asian Mobile Belt: loss of Precambrian microcontinent // Precamb. Res. 2001. V. 110. P. 143–164.

Stüwe K. Geodynamics of the Lithosphere. Berlin: Springer, 2007. 493 p.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // Amer. Mineral. 2010. V. 95. № 1. P. 185–187.

Early Paleozoic Tectonothermal Evolution of the Khan-Khukhay Metamorphic Complex (Northern Mongolia)

O. P. Polyansky¹, A. Yu. Selyatitskii¹, S. V. Zinoviev¹, and A. V. Babichev¹

¹ V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

A reconstruction of metamorphic stages of Moren and Erzin metamorphic Complexes in the Khan-Khukhay block of Northern Mongolia presented in the paper. Based on it a general geodynamic history of Sangilen terrain of Tuva-Mongolia Massif discussed. Reconstructed “clock-wise” P - T trend demonstrated two stage of metamorphism, the first of which is due to collision metamorphism with P - T parameters of 9 kbar, 740°C, the second one is due to regional magmatic episode with P - T parameters of 6–7 kbar, 860–880°C. Geochemical and petrological peculiarities of rocks in the Khan-Khukhay block demonstrates resemblance with metamorphic block of Western Sangilen in South-East Tuva. In the first time quartz monzodiorite intrusive bodies founded within Khan-Khukhay block. Their geochemical peculiarities are similar to Ordovician gabbro-monzodiorite intrusives of Western Sangilen. Quartz monzodiorite intrusives of Khan-Khukhay are likely a small apophysis of a deep-crust intermediate magma chamber and can present probable thermal source of metamorphic stage M2 in the Khan-Khukhay block. Numerical thermo-mechanical model of metamorphism in the Khan-Khukhay block explain heating in the thickening crust during collision due to higher radiogenic heat source of 1.52 $\mu\text{W}/\text{m}^3$. Using computer modeling was show that the P - T parameters of second metamorphic stage can realize only by means of magmatic heat from monzodiorite intrusion. Reconstruction of P - T parameters using mineral thermobarometry, similarity of geochemical characteristics, as well as the results of thermomechanical modeling allow us to conclude that the Erzin and Moren complexes have undergone a joint tectono-metamorphic evolution.

Keywords: metamorphism, thermobarometry, metamorphic complex, Khan-Khukhay, P - T trend, numerical modeling, heat source, geochemistry, Sangilen

УДК 552.13

СТАДИЙНОСТЬ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТНО-СИЛИКАТНЫХ ЖИЛ И ОКОЛОЖИЛЬНЫХ ОРЕОЛОВ В РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСАХ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА, СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ

© 2023 г. И. С. Волков^a, *, В. М. Козловский^a

^a Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

*e-mail: ivanvolkov19@yandex.ru

Поступила в редакцию 06.11.2022 г.

После доработки 16.03.2023 г.

Принята к публикации 25.04.2023 г.

На островах и побережье Белого моря в Северной Карелии в толще архейских гнейсов широко распространены тела раннепротерозойских метаморфизованных габброидов. К этим телам метабазитов, а также к их контактам с гнейсами приурочены карбонатно-силикатные жилы с сульфидной Fe-Си минерализацией вплоть до рудопроявлений. Главными жильными минералами являются полевые шпаты, кварц, карбонаты и хлорит. Стадийность жилобразования соответствует переходу от ранних кварц-плагиоклазовых к поздним кварц-карбонатным ассоциациям с хлоритом и сульфидами. Ранняя (высокотемпературная) стадия фиксируется по околожилным амфиболитовым ореолам, где температурные оценки методом TWQ составляют около 550–650°C. Этой стадии соответствует кварц-плагиоклазовая ассоциация краевых зон жил. Переход к поздней стадии с формированием жильных кварц-карбонатных ассоциаций ($\pm$ биотит) происходил при температуре 540°C и ниже, судя по кальцит-доломитовым ассоциациям. Дальнейшее развитие кварц-хлорит-карбонатной и сульфидных ассоциаций в жилах и околожилных амфиболитах соответствует снижению температуры до 350°C и ниже, согласно хлоритовым термометрам. Жилообразование и околожилную амфиболитизацию предположительно связывают с воздействием метаморфических флюидов на наиболее позднем ретроградном этапе метаморфизма в раннем протерозое.

Ключевые слова: метабазиты, карбонатно-силикатные жилы, амфиболитовые ореолы, хлорит, кальцит, доломит–анкерит, Беломорский подвижный пояс

DOI: 10.31857/S0869590323050072, **EDN:** AXVWBP

ВВЕДЕНИЕ

Вопросы генезиса гидротермальных жил в метаморфических толщах во многом связаны с природой минералообразующих флюидов, обеспечивающих разномасштабное перераспределение вещества и, как следствие, возникновение многокомпонентных и многофазных минеральных ассоциаций, в том числе приводящих к концентрированию цветных и благородных металлов. Другим аспектом жилообразования являются особенности развития деформаций в неоднородных метаморфических толщах. Кварцевые и карбонатно-силикатные жилы характерны для различных по составу и происхождению метаморфических комплексов (Marsala et al., 2013). Жильные тела хорошо идентифицируются среди вмещающих пород, так как обычно имеют контрастный по отношению к ним состав. Жилы могут отражать различные события геодинамической активности в истории развития того или иного региона (Bons et al., 2012).

Характерными примерами жильных тел в метаморфических толщах могут служить кварцевые и карбонатно-силикатные жилы Гренвильского орогена Северо-Американской платформы (Loi-dolt, 1970), южных и юго-восточных районов Индийского щита (Sankar, Prasad, 2012; Raj, Kumar, 2015, 2018), а также жилы Свеконорвежской провинции Балтийского (Фенноскандинавского) щита (Alm, Sundblad, 1994; Alm et al., 2003; Cook et al., 2011). По минеральному составу среди них выделяются преимущественно кварц-полевошпатовые, карбонат-кварц-полевошпатовые и кварцевые жилы. Жилы генетически могут быть связаны либо с plutonicким магматизмом (Sankar, Prasad, 2012; Raj, Kumar, 2015, 2018), либо с отделением флюидов при региональном метаморфизме (Alm, Sundblad, 1994; Alm et al., 2003). Для таких жильных систем характерна сульфидная медная минерализация, иногда доходящая до масштаба мелкого месторождения (Alm, Sundblad, 1994). Главными медны-

ми сульфидными минералами являются борнит, халькопирит и минералы группы халькозина. Интерес, проявляемый к жильным системам, связан с современными подходами к изучению вещественной эволюции, включая массоперенос и концентрирование металлов в метаморфических толщах. Для понимания этих процессов важное значение имеют структурно-геологические и минералогические исследования динамики развития жил, а также реконструкция физико-химических условий образования. Одним из наиболее сложных и принципиальных вопросов остается определение последовательности и *P-T* условий формирования жильных минеральных ассоциаций (Bons et al., 2012).

В настоящей работе представлены новые данные о структурных особенностях карбонатно-силикатных жил, залегающих в породах докембрийского метаморфического комплекса в Северной Карелии. Впервые для объекта приведены температурные оценки для изученной последовательности жильных и околожильных минеральных ассоциаций. Полученные результаты позволяют предложить общую петрогенетическую схему развития карбонатно-силикатных жил.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Анализы минералов на главные элементы и фотографии в обратнорассеянных электронах выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL 8200 с 5-волновыми спектрометрами в Центре коллективного пользования научного оборудования “ИГЕМ-Аналитика” (г. Москва, ИГЕМ РАН, аналитики С.Е. Борисовский и Е.В. Ковальчук). Технические условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, сила тока 20 нА, диаметр зонда 1 мкм, время экспозиции на все элементы составляло для силикатов 10 с, для карбонатов – 20 с. Расчет матричных поправок осуществлялся методом ZAF с использованием программы фирмы JEOL. Для калибровки использованы апробированные внутрилабораторные стандарты природных минералов.

Для определения *P-T* параметров образования минеральных ассоциаций применялся метод мультиминеральной термобарометрии, основанный на построении комплекса линий моновариантных равновесий в поле температуры и давления – метод TWQ (Berman, 1991) с использованием взаимно согласованной термодинамической базы данных jun92 (Berman, 1988). При определении параметров принимались во внимание пересечения нескольких независимых реакций. Также для оценки температур образования амфиболитов использовался амфибол-плагиоклазовый термометр (Holland, Blundy, 1994).

Температура образования хлоритов определялась с использованием методик, основанных на распределении Al между октаэдрической и тетраэдрической позициями в структуре хлорита (Cathelineau, Nieva, 1985; Котельников и др., 2012). Также применялся термометр (Bourdelle et al., 2013), основанный на смещении равновесия: клинохлор + судоит $\leftrightarrow$ амезит + кварц + H_2O .

Для определения температуры образования карбонатов использовался кальцит-доломитовый термометр (Anovitz, Essene, 1987), основанный на фазовом равновесии в системе $CaCO_3$ – $MgCO_3$ – $FeCO_3$.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА

Объект изучения находится на побережье Северной Карелии, включая прилегающие острова (рис. 1). В этом районе широко распространены кварцевые и карбонатно-силикатные жилы, залегающие среди метабазитов раннего протерозоя. Данная территория относится к Чупинскому сектору Беломорского подвижного пояса (БПП) (Глебовицкий, 2005). БПП представляет собой крупную структуру в восточной части Фенноскандинавского (Балтийского) щита, сформировавшуюся в архее и претерпевшую структурную и метаморфическую перестройку в связи с формированием раннепротерозойского Лапландско-Кольского орогена (Балаганский и др., 1998; Балаганский, 2002; Слабунов, 2008; Слабунов и др., 2021). Вмещающими породами для карбонатно-силикатных жил обычно служат тела раннепротерозойских базитов. Тела базитов представлены комплексами метаморфизованных габбро-анортозитов и габбро-норитов, а также железистых толеитов, которые рассматриваются большинством исследователей, как комплекс гранатовых метагаббро (Шуркин, 1960; Степанов, 1981; Степанова и др., 2017; Stepanova et al., 2022). Метаморфизованные габброиды обычно встречаются в виде небольших изометричных массивов (50–200 м) и даек мощностью от 0.5 до 25 м; кроме того, они часто формируют будины и серии будин размером от нескольких метров до нескольких сотен метров в амфиболит-гнейсовой толще. Возрастные оценки внедрения габбро-анортозитов и габбро-норитов составляют 2.5–2.36 млрд лет, а протолитов гранатовых метагаббро – 2.17–2.12 млрд лет (Stepanova, Stepanov, 2010; Скублов и др., 2013; Степанова и др., 2017; Stepanova et al., 2022). Интрузии базитов были метаморфизованы в условиях высоко- и умеренно-барической амфиболитовой, реже в низкобарической эклогитовой, фации и частично будинированы (Козловский, Аранович, 2010; Скублов и др., 2013, 2016; Березин, Скублов, 2014; Козловский и др., 2020). Возраст метаморфизма оценивается как

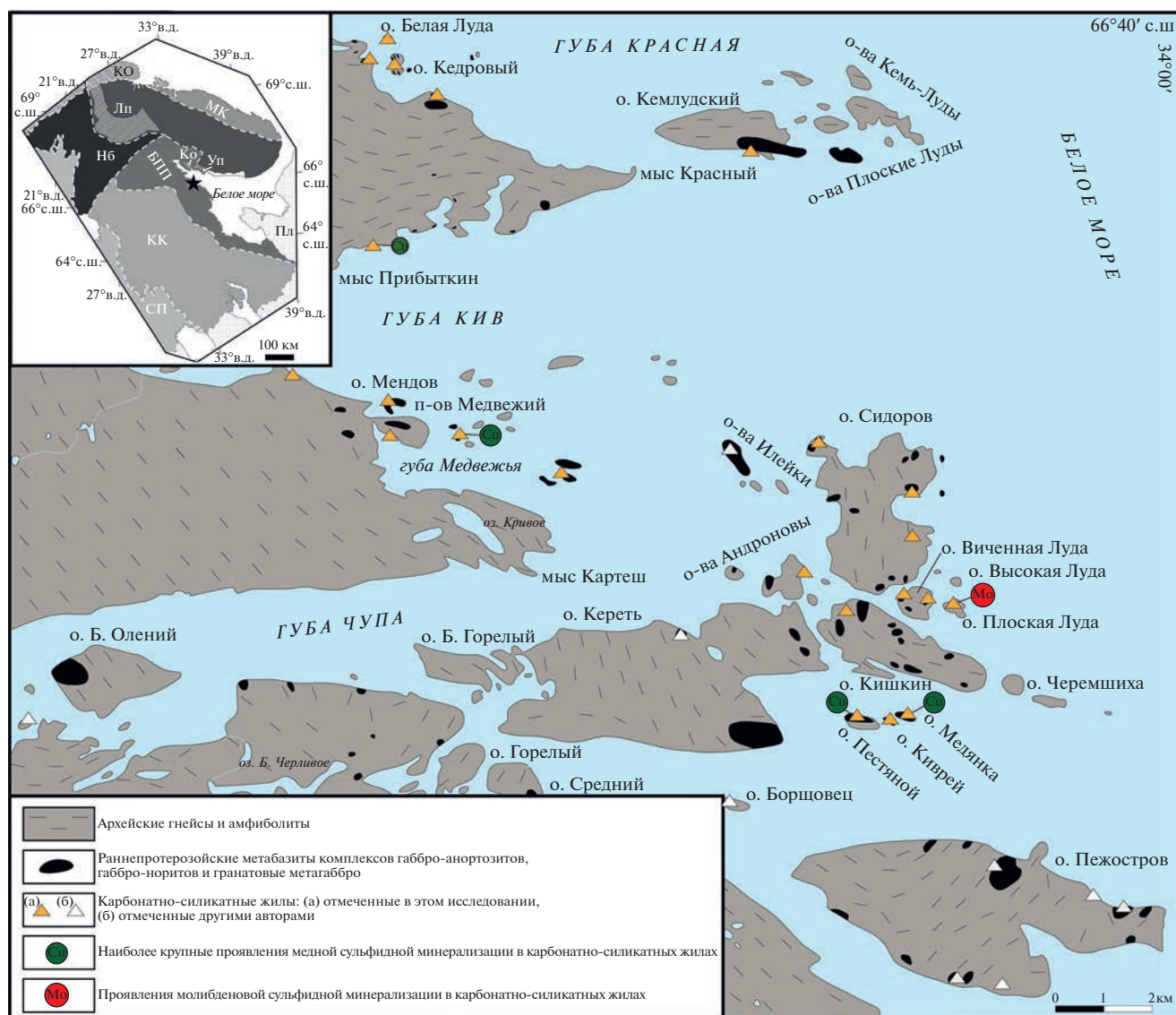


Рис. 1. Схема расположения объектов исследования в Чупинском сегменте БПП. Построена с использованием материалов авторов, а также Л.А. Косого (1938), В.И. Лебедева (1950), В.С. Смирновой и Р.И. Солодкой (1960) и А.И. Слабунова (2008). На врезке – положение района исследований: звездочка – район исследования, БПП – Беломорский подвижный пояс, МК – Мурманский кратон, КК – Карельский кратон, КП – Кольская провинция, Нб – провинция Норрботтен, СП – Свекофенская провинция, КО – область Каледонского орогенеза, Пл – платформенный чехол, Ко – Колвицкая зона меланжа, Лп – Лапландский гранулитовый пояс, Уп – Умбинская зона гранулитов.

1.93–1.85 млрд лет (Bibikova et al., 2001; Скублов и др., 2016; Слабунов и др., 2016).

По нашим данным раннепротерозойский метаморфизм в данном районе представлял неоднородное событие (Козловский и др., 2020). Он был связан со становлением разновозрастных и разноориентированных зон расланцевания, разгнейсования и пластического течения. Формирование ранних крутопадающих зон пластических деформаций северо-восточного простирания сопровождалось относительно высокobarным метаморфизмом, достигавшем на пике 10.3–13.8 кбар. Более поздние пологозалегающие зоны субширотного про-

стирания формировались в диапазоне 8.8–11.9 кбар (Козловский и др., 2021).

К телам метабазитов, а также к их контактам с гнейсами приурочены кварцевые и карбонатно-силикатные жилы, минеральный состав которых впервые описан В.И. Лебедевым (1950). Мощность жил варьирует от первых сантиметров до первых метров, а простирание прослеживается до десятков метров (Лебедев, 1950). Главными жильными минералами являются полевые шпаты, кварц, карбонаты и хлорит. В варьирующих количествах присутствуют турмалин, минералы титана (ильменит, сфен, рутил, анатаз), эпидот, скапо-

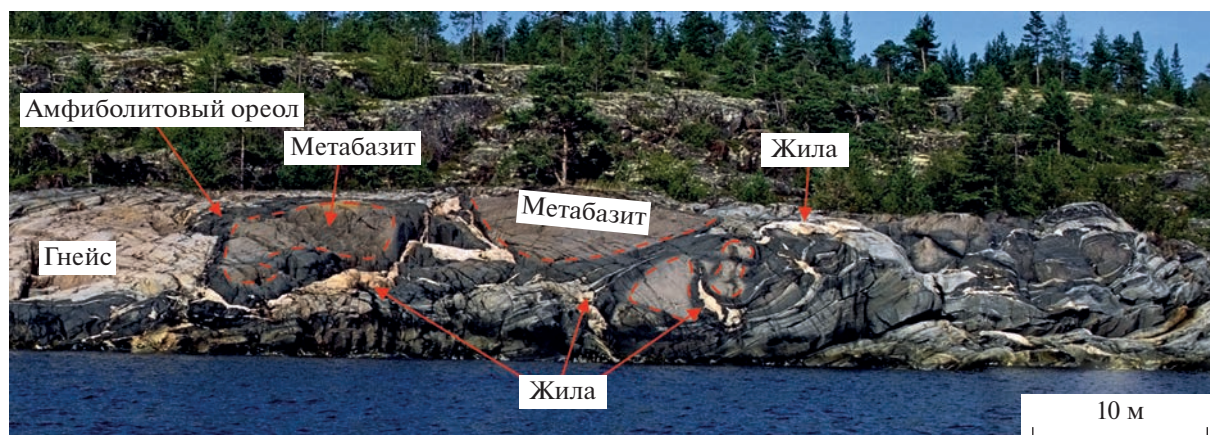


Рис. 2. Секущие и межбудинные карбонатно-силикатные и кварцевые жилы, разделяющие крупные будины эклогитизированных гранатовых метагббро в наиболее поздней пологозалегающей зоне пластических деформаций. По метабазитам на контакте с гнейсами и жилами развиваются амфиболитовые ореолы (наиболее темные). Остров Кемлудский, южный берег.

лит, апатит, слюды (биотит, мусковит), амфиболы, а также сульфиды железа, меди и молибдена (Лебедев, 1950; Никитин, 1960; Смирнова, Солодка, 1960). Со времен работ В.И. Лебедева (1950) и Ю.В. Никитина (1960) карбонатно-силикатные жилы подробно не изучались, несмотря на развитие медной и молибденовой сульфидной минерализации, а также наличие старинных горных выработок (Смирнова, Солодка, 1960).

Повсеместно в краевой зоне метабазитов на контакте с вмещающими гнейсами развиты ореолы амфиболитизации мощностью 0.5–1 м (рис. 2) (Березин, Скублов, 2014; Козловский и др., 2020). Указанные авторы также отмечают амфиболитизацию метабазитов в экзоконтакте карбонатно-силикатных жил в виде ореолов мощностью до 0.5 м. В околожилных амфиболитовых ореолах проявлено неравномерное наложение биотита, карбонатов, хлорита, реже сульфидов (Лебедев, 1950; Березин и др., 2020). Возрастная оценка циркона из амфиболитового ореола по метабазитам у контакта с гнейсами составила 1871 ± 19 млн лет (U-Pb метод, Березин, Скублов, 2014). Для карбонатно-силикатных жил имеется возрастная оценка по рутилу — 1814 ± 36 млн лет (U-Pb метод, Козловский и др., 2020).

СТРОЕНИЕ ЖИЛ И ГЛАВНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Нами были изучены карбонатно-силикатные жилы на островах и побережье заливов восточной части Северной Карелии (губы Чупа, Медвежья, Кив и Красная) (рис. 1). В зависимости от соотношения главных минералов жилы могут варьировать по составу от кварцевых, кварц-карбонатных до кварц-плагиоклазовых и карбонат-кварц-плагиоклазовых. Жилы представляют собой наи-

более поздние докембрийские геологические образования, известные в этом районе, так как имеют отчетливое секущее положение по отношению к будинам раннепротерозойских метабазитов в зонах пластических деформаций. Карбонатно-силикатные жилы пространственно связаны с телами метабазитов и лишь в единичных случаях выходят за пределы метабазитов во вмещающие гнейсы. В ряде случаев встречаются межбудинные жилы, разделяющие две и более базитовые будины (рис. 2). В достаточно крупных обнажениях удалось показать, что жилы имеют преимущественно крутое падение и развиты поперек удлинения линзовидных и дайкообразных тел метабазитов (рис. 3а). Некоторые карбонатно-силикатные жилы приурочены к контакту метабазитов и мигматизированных гнейсов (рис. 3б). Жилы линейно вытянуты, иногда с изгибами и апофизами (рис. 3в). Встречаются линзовидные, пламевидные в плане формы (рис. 3г, 3д). Мощность жил существенно варьирует, в том числе в виде появления крупных раздувов. Жилы могут прослеживаться по простиранию, образуя пережимы, разветвления и кулисообразные структуры (рис. 3е). Нередко в жилах встречаются ксенолиты вмещающих пород в виде отдельных угловатых, вытянутых и изометричных фрагментов (рис. 3д). Наблюдается развитие оперяющих прожилков в местах выклинивания (рис. 3в, 3г).

Структура жил доходит до гигантокристаллической: кристаллы карбоната, турмалина и биотита достигают размеров 5–20 см (рис. 4а, 4б). В одной из жил на Андроновых о-вах к юго-западу от о-ва Сидоров (рис. 1) наблюдаются пегматоидные сращения кварца, биотита и карбоната (рис. 4б). Во многих случаях проявлено зональное строение жил в виде закономерного развития плагиоклазовых (альбит–олигоклаз) и кварц-плагиоклазовых

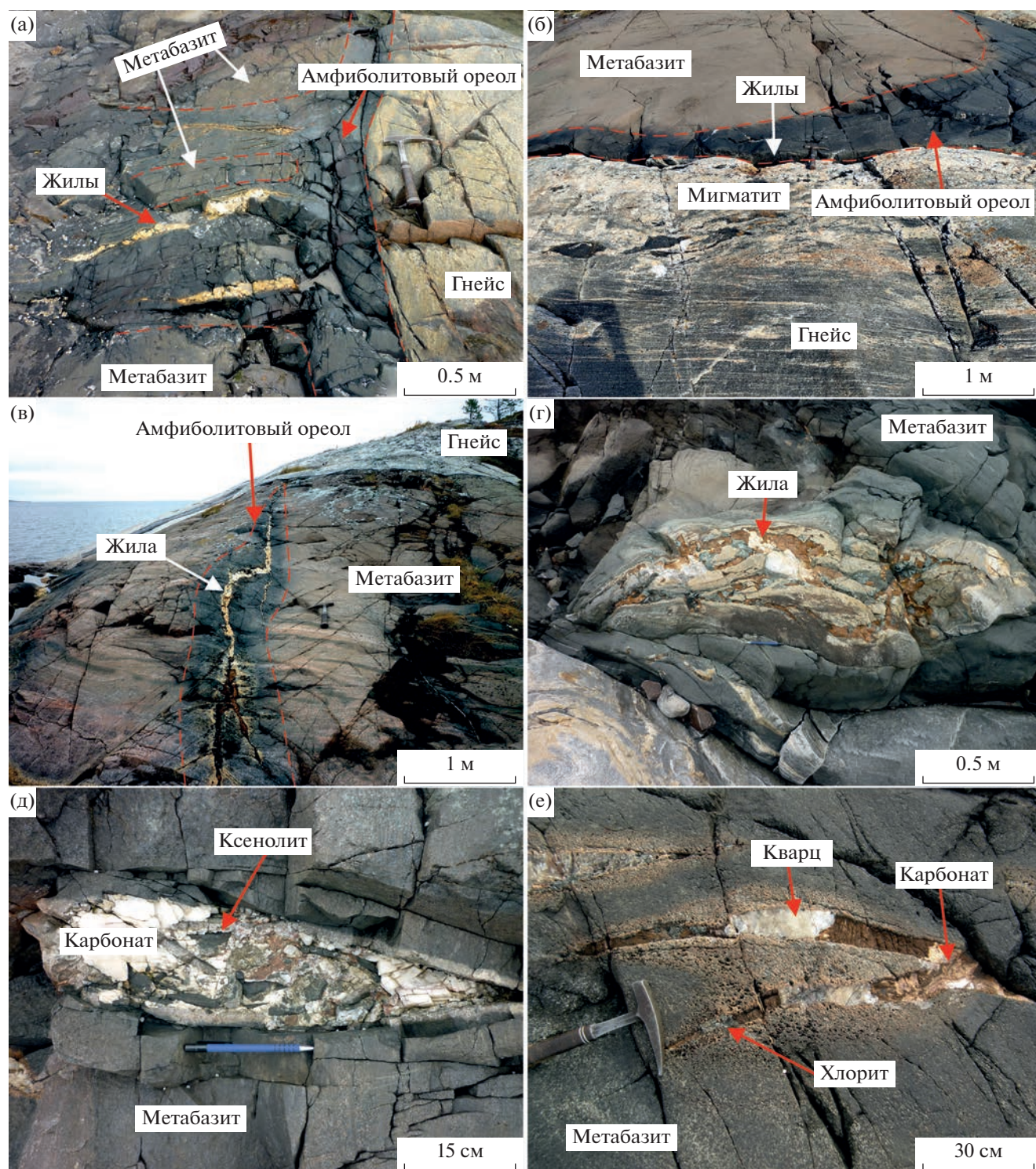


Рис. 3. Взаимоотношения карбонатно-силикатных жил с вмещающими породами: (а) карбонатные и карбонат-кварц-плагиоклазовые прожилки, залегающие поперек удлинения дайкообразного тела метабазита на о-ве Кедровый; (б) кварц-карбонатные прожилки на контакте метабазитов и мигматитов на о-ве Сидоров; (в) карбонат-кварц-плагиоклазовая жила с турмалином и хлоритом линейно вытянутой формы с изгибами и апофизами на о-ве Кедровый; (г) карбонат-кварц-плагиоклазовая жила с турмалином и хлоритом пламевидной формы на южном берегу Красной губы; (д) линзовидная карбонатная жила с ксенолитами вмещающих пород на южном берегу Красной губы; (е) кулисообразные кварц-карбонатные прожилки на южном берегу Красной губы.

внешних зон, местами с биотитом, и кварцевых/кварц-карбонатных осевых зон (рис. 4в–4д). В других случаях кварц-плагиоклазовые агрегаты рассекаются агрегатами карбонатов (рис. 4е, 5а). Карбонаты (кальцит, доломит–анкерит) образуют крупные идиоморфные и мелкие ксеноморфные кристаллы. Турмалин (шерл–дравит) образует вытянутые до 10–15 см, хаотично ориентированные идиоморфные кристаллы, в поперечном разрезе до 5 см, и преимущественно развивается в эндоконтактных зонах или в местах выклинивания жил. Биотит образует крупные (до 20 см) кристаллы в сростках с плагиоклазом, турмалином и карбонатами. Хлорит (шамозит–клинохлор) образует прожилки и радиально-лучистые агрегаты в эндоконтакте жил, а также псевдоморфозы по биотиту. Сульфидная Fe–Cu минерализация (борнит, халькопирит, пирит, пирротин, марказит) развита в жилах преимущественно кварцевого и кварц-плагиоклазового состава. Гнезда и прожилки сульфидов рассекают кварц-плагиоклазовые и кварцевые агрегаты. По Fe–Cu сульфидам локально развиты вторичные халькозин, ковеллин, гематит и атакамит.

Формирование жил происходило в процессе хрупких деформаций вмещающих метабазитов с многократным растрескиванием, на что указывает развитие оперяющих прожилков в местах выклинивания и наличие ксенолитов вмещающих пород, согласно (Bons et al., 2012). Внутренняя структура жил позволяет предполагать закономерные переходы от кварц-плагиоклазовых к карбонатсодержащим ассоциациям. Сульфидная минерализация формировалась на поздних стадиях эволюции жил.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Гнейсы, как правило, слагают матрикс тектонического меланжа, в котором заключены тела наинепротерозойских метабазитов (рис. 2). Наименее деформированные и мигматизированные разновидности гнейсов представляют собой однородные породы гранат-биотитового, гранат-биотит-амфиболового и амфибол-биотитового состава; доминируют плагиогнейсы. В них отчетливо проявлена гнейсовидная текстура, ориентировка которой в большинстве обнажений соответствует направлению пластического течения. Вблизи контактов с будинами базитов, в гнейсах наблюдается переориентирование гнейсовидности конформно контактам будин. В местах наиболее интенсивного проявления пластических деформаций в гнейсах формируется характерная текстура “прямого гнейса”, которая стирает все сложноскладчатые пликативные формы. Гнейсы интенсивно мигматизированы. Мигматитовые прожилки крупно- и гигантозернистых структур, мощностью от 2 до 40–50 см, залегают, как пра-

вило, согласно с гнейсовидностью. Вблизи контакта с мигматитовыми прожилками в гнейсах может незначительно повышаться содержание микроклина.

Составы минералов гнейсов, как правило, очень однородны в пределах одного обнажения. Биотиты обычно умеренно-железистые $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) = 41\text{--}53$ мол. %. Амфиболы в большинстве отвечают паргаситу, реже встречаются эдениты, по составу пограничные с паргаситом, $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) = 42\text{--}44$ мол. %. Гранаты имеют существенно альмандиновый состав, мольная доля пирропа составляет 0.14–0.19, а мольная доляgrossуляра – 0.12–0.20; зональность для гнейсовых гранатов не характерна. В плагиоклазах, как и в гранатах, зональность не проявлена или выражена слабо. Состав плагиоклазов отвечает андезину или олигоклазу ($\text{An}_{29\text{--}36}$) (Козловский и др., 2020).

Метабазиты, представленные метаморфизованными породами комплексов габбро-анортозитов, габбро-норитов и габбро, сложены амфиболом, гранатом, плагиоклазом и клинопироксеном. Магматическая ассоциация лучше всего сохранилась в породах комплекса габбро-норитов; в ее состав входят оливин, ортопироксен, клинопироксен и основной плагиоклаз ($\text{An}_{47\text{--}55}$). В этих породах регулярно отмечаются внутренние короны, представляющие собой шестоватый агрегат клинопироксена, развивающийся вокруг оливина; гранат в строении таких корон не участвует, а плагиоклаз при их формировании не меняет свой состав. Такие короны, вероятно, были сформированы на магматическом этапе в результате перитектической реакции оливина с расплавом. В гранатовых метагаббро редко отмечались единичные находки магматических клино- и ортопироксена и основного плагиоклаза ($\text{An}_{49\text{--}67}$); в габбро-анортозитах магматическая ассоциация не обнаружена.

Метаморфическая ассоциация в породах этих комплексов однотипна; пику метаморфизма отвечает гранат-омфацитовая (иногда с плагиоклазом) ассоциация эклогитов и эклогитоподобных пород. Гранат обычно начинает развиваться в виде внешних корон на контакте пироксенов и плагиоклаза. В наиболее магнезиальных породах – метагаббро-норитах – высокобарные преобразования заканчиваются на этом уровне коронарной эклогитизации с многочисленными реликтами первичного плагиоклаза и клинопироксена в центральных частях зерен. В более железистых породах – преимущественно гранатовых метагаббро – степень преобразования пород при высокобарном метаморфизме практически полная; реликтов магматических минералов не остается. Для таких пород характерна однородная гранобластовая или порфиробластовая структура (благодаря крупным выделениям граната). Составы минералов, входящих в высокобарную ассоциацию, как пра-

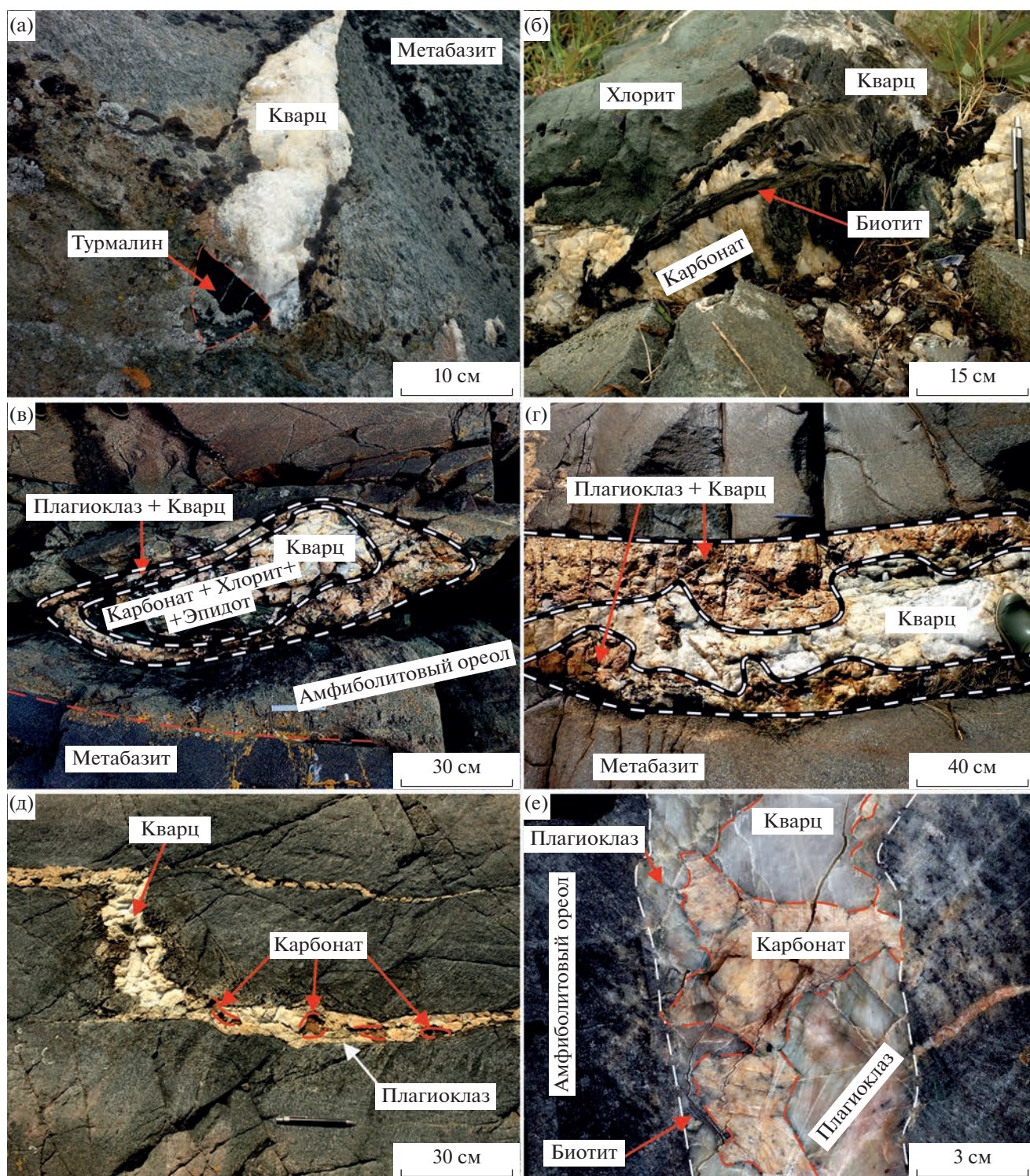


Рис. 4. Внутреннее строение карбонатно-силикатных жил: (а) крупнокристаллическая кварц-турмалиновая жила на южном берегу Красной губы; (б) кварц-карбонатная жила с крупными кристаллами карбоната и биотита на Андроновых о-вах; (в) зональная карбонат-кварц-плагиоклазовая жила с хлоритом и эпидотом на о-ве Сидоров; (г) зональная кварц-плагиоклазовая жила на о-ве Мендов; (д) карбонат-кварц-плагиоклазовая жила с развитием карбоната в осевой зоне, о. Кедровый; (е) взаимоотношение карбоната с плагиоклазом и кварцем в карбонат-кварц-плагиоклазовой жиле на о-ве Кедровый (поперечный спил жилы).

вило, зависят от валового состава протопороды (преимущественно — от ее железистости). Обычно доля жадеитового минала в клинопироксенах не велика и составляет 17–31 мол. % в метабазах всех комплексов. Это соответствует омфациту или Na-авгиту. Железистость клинопироксенов ($f = \text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$) изменяется от $f = 16$ –21 мол. % в магнезиальных габбро-норитах до $f = 27$ –37 мол. % в железистых гранатовых метагаббро. Гранат в габбро-норитах также более магнезиальный $Prp = 32$ –34 мол. % и менее кальциевый $Grss = 14$ –16 мол. %, чем в гранатовых метагаббро — $Prp = 15$ –24 мол. % и $Grss = 21$ –27 мол. %. Плаггиоклаз, отвечающий пику метаморфизма метабазов, существенно более кислый, чем реликтовый магматический. Его состав в метабазах разных комплексов варьирует от An_{30-33} в габбро-норитах до An_{19-31} в гранатовых метагаббро (Козловский, 2021).

Амфиболиты, развивающиеся по метабази-там, приурочены к двум типам контактовых зон: (1) контакты с гнейсами, (2) экзоконтактовые зоны карбонатно-силикатных жил. В обоих типах проявлений амфиболиты представлены ореолами мощностью до 0.5–1 м. В некоторых случаях, когда карбонатно-силикатные жилы приближаются к контакту метабазов и гнейсов, амфиболитовые зоны у контакта с гнейсами непосредственно переходят в околожильные ореолы (рис. 3а). Амфиболиты на контакте с гнейсами и в околожильных ореолах имеют принципиальное петрографическое сходство. В настоящей работе мы изучали околожильные амфиболиты, тогда как описание и результаты изучения амфиболитов на контакте с гнейсами можно найти в предшествующих работах (Березин, Скублов, 2014; Березин и др., 2020; Козловский и др., 2020, 2021). Амфиболиты состоят из амфибола ферропаргаситового состава (30–50% объема), плаггиоклаза (олигоклаз, реже альбит) (15–30% объема), биотита (до 50% объема) и кварца (5–10% объема). Амфибол (рис. 5б–5е) образует короткопризматические однородные идиоморфные кристаллы размером от 0.1 до 2 мм; часто содержит включения кварца округлой формы (рис. 5а, 5б) размером до первых десятых миллиметра. Плаггиоклаз (An_{19-30}) (рис. 5б–5е) образует таблитчатые зерна размером от 0.1 до 2 мм. В некоторых образцах наблюдается локальное развитие альбита по олигоклазу вдоль контактов с амфиболом (рис. 5г). Характерно развитие агрегатов биотита в виде крупных (до 2 мм) чешуй, в том числе частично замещающих амфибол (рис. 5д). Также могут встречаться: апатит, гранат (альмандин–гроссуляр), ильменит, циркон, рутил. На о-ве Медянка в околожильных амфиболитах присутствует эпидот (10% объема), представленный идиоморфными и гипидиоморфными вытянутыми кристаллами размером от 0.1 до 0.5 мм (рис. 5е).

В отличие от амфиболитов, развитых на контакте с гнейсами, в околожильных амфиболитах наблюдается локальное наложение поздних агрегатов хлорита, карбоната и сульфидов железа и меди. Хлорит (рис. 5е) имеет шамозит-клинохлоровый состав и образует радиально-лучистые слоистые агрегаты или крупные вытянутые кристаллы размером от 0.1 до нескольких миллиметров. Замещает амфибол и биотит. Может содержать включения акцессорных рутила, ильменита, циркона и алланита. Карбонаты (кальцит и доломит–анкерит) образуют ксеноморфные и изометричные зерна, а также прожилки мощностью до 2 мм, иногда с включениями ферропаргасита и плаггиоклаза. Сульфиды встречаются редко и представлены в основном халькопиритом и борнитом. В единичных случаях сульфиды могут слагать до 5% объема (о. Медянка). При этом халькопирит и борнит проявлены в виде ксеноморфных зерен или прожилков в сростаниях с хлоритом (рис. 5е). Борнит частично замещается халькозином и гематитом.

ОЦЕНКИ P - T УСЛОВИЙ

P - T условия формирования амфиболитов на контактах с гнейсами были изучены ранее (Березин, Скублов, 2014; Козловский и др., 2020). В настоящей работе расчеты P - T условий для околожильных амфиболитов проводились методом построения линий моновариантных равновесий в координатах P – T (метод TWQ; рис. 6). Ассоциация гранат + кварц + олигоклаз + амфибол показывает значения 550–650°C и 4.3–5.2 кбар (рис. 6а). Ассоциация кварц + олигоклаз + амфибол отвечает условиям 480–690°C и 4–5.2 кбар (рис. 6б). Эта же ассоциация во включениях в карбонатах из зоны карбонатизации и хлоритизации показывает близкие условия: 580–650°C и 3.8–4.5 кбар (рис. 6в). В образце КИШ-13 в ассоциации кварц + плаггиоклаз + амфибол плаггиоклаз (An_{19-30}) частично замещается альбитом. P - T условия, рассчитанные по равновесию с альбитом, соответствуют 550–590°C и ~2.5 кбар (рис. 6г). Большинство изученных минеральных ассоциаций показали удовлетворительное пересечение линий равновесий. Вместе с тем ассоциация кварц + олигоклаз + амфибол показывает заметный разброс пересечения линий моновариантных равновесий (рис. 6б). Дополнительные оценки температур выполнены по амфибол-плаггиоклазовому термометру (Holland, Blundy, 1994) для околожильных амфиболитовых ореолов и составляют от 590 до 710°C при 2–5 кбар. Составы амфибола, плаггиоклаза и граната представлены в табл. 1, 2 и 3 соответственно.

В жилах распределение составов сосуществующих кальцитов и доломит–анкеритов в системе MgCO_3 – CaCO_3 – FeCO_3 показало, что максимальная температура образования карбонатной ассоциации жил составляла 540°C. Во внимание прини-

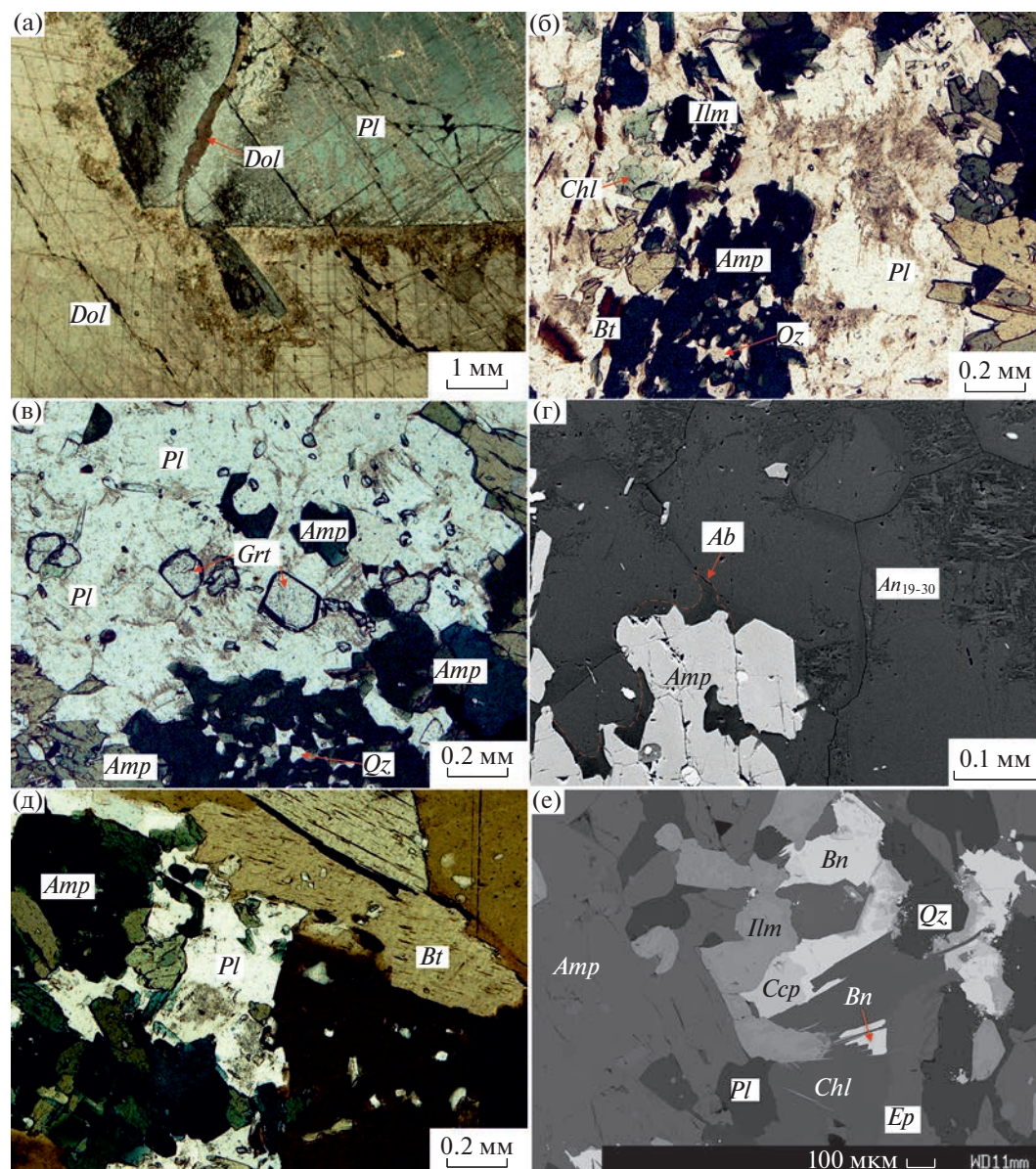


Рис. 5. Петрографические особенности карбонатно-силикатных жил и околожильных амфиболитов: (а) взаимоотношения доломита и плагиоклаза в кварц-карбонат-плагиоклазовой жиле; (б) биотит-кварцевый амфиболит с редкими хлоритом, биотитом и ильменитом; (в) гранат-биотит-кварцевый амфиболит; (г) развитие альбита по олигоклазу на контакте с амфиболом в биотит-кварцевом амфиболите; (д) кварц-биотитовый амфиболит; (е) кварц-эпидотовый амфиболит с наложенными халькопирит-борнитовыми прожилками и хлоритом. (а), (б), (в), (д) — фотографии в проходящем плоско-поляризованном свете; (г), (е) — изображения в обратнорассеянных электронах. Здесь и далее аббревиатура минералов приведена по (Warr, 2021).

мались только составы кальцитов, сосуществующих с доломит–анкеритом и имеющих наибольшее содержание $MgCO_3$. Составы кальцитов и доломит–анкеритов представлены в табл. 4.

Температура образования хлорита в амфиболитах и карбонатно-силикатных жилах по (Cathelineau, Nieva, 1985) варьирует от 230 до 300°C, по А.Р Котельникову и др. (2012) — от 220 до 280°C, по (Bourdelle et al., 2013) — от 240 до 350°C. Последний термометр не учитывает содержание Fe^{3+}

и ограничен условиями не выше 350°C и 4 кбар. Составы хлоритов приведены в табл. 5.

Результаты расчетов TWQ, вместе с данными по карбонатному и хлоритовым термометрам суммированы в табл. 6.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Амфиболитовые ореолы развиваются по метабазитам как на контакте с гнейсами и/или мигма-

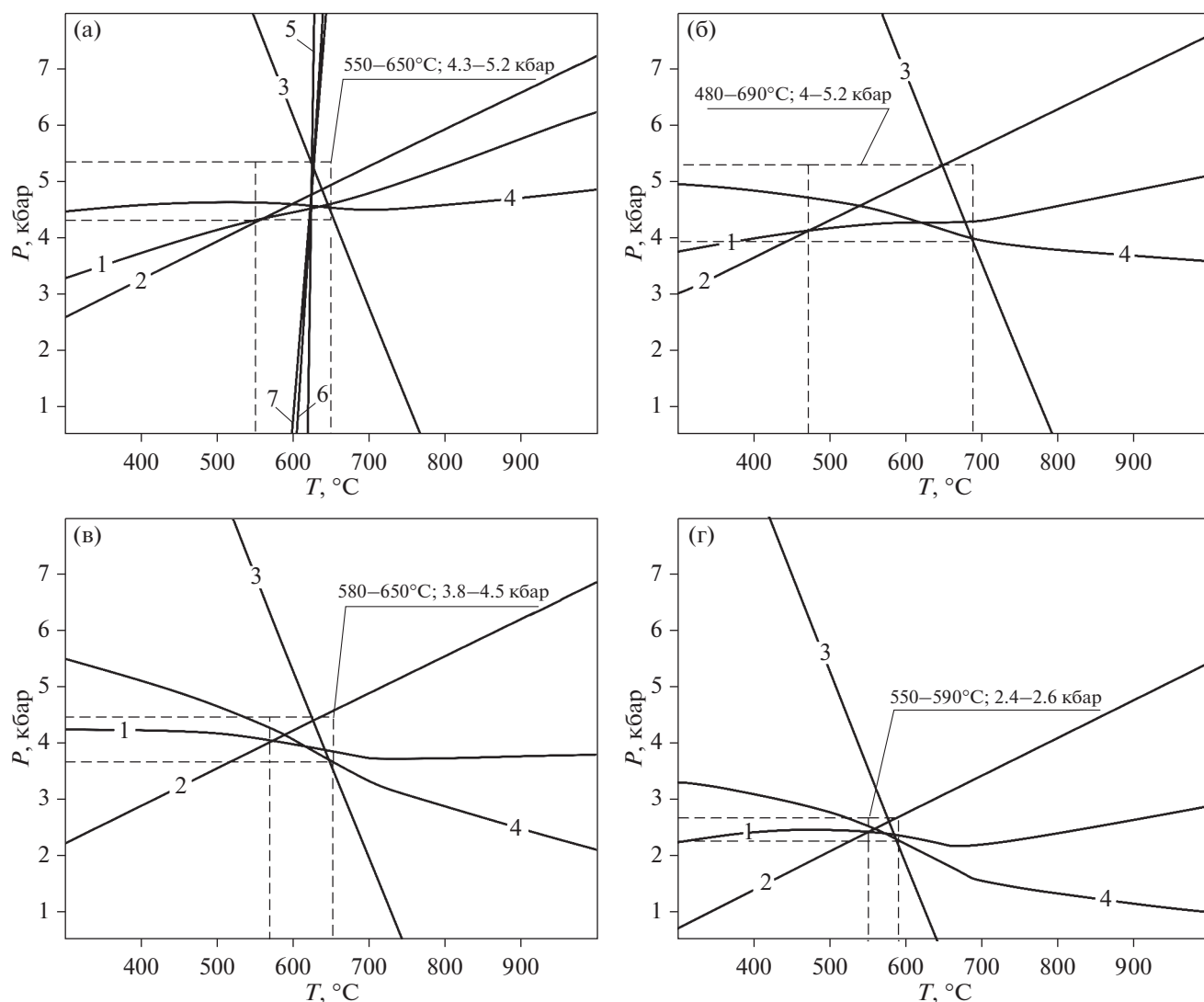


Рис. 6. Линии моновариантных равновесий для амфиболитовых ассоциаций из околожильных ореолов карбонатно-силикатных жил: (а) гранат-биотит-кварцевый амфиболит, обр. КИШ-28; (б) эпидот-кварцевый амфиболит, обр. КИШ-38; (в) включения амфибола и плагиоклаза в карбонате, обр. КР-32; (г) кварц-биотитовый амфиболит, обр. КИШ-13. Анализы минералов в указанных образцах см. в табл. 1–3. На диаграммах (а), (в) и (г) схождение линий моновариантных равновесий удовлетворительное, что говорит о равновесности соответствующих ассоциаций. На диаграмме (б) значительное расхождение пересечений линий, по-видимому, указывает на нарушение равновесности при наложении поздних ретроградных процессов. Номера линий равновесия: 1) $2Prp + 8\alpha Qz = 2Ab + Tr + Tsr$; 2) $3Prp + 4fTs = 4Tsr + 3fPrp$; 3) $4Tr + 5fPrp = 5Prp + 4fTr$; 4) $8\alpha Qz + 2fPrp = fTsr + fTr + 2Ab$; 5) $Ts + Alm = Prp + Fts$; 6) $3Prp + 4Alm = 4Prp + 3fPrp$; 7) $5Alm + 3Tr = 3fTr + 5Prp$.

титам, так и на контакте с карбонатно-силикатными жилами. Согласно наблюдениям А.В. Березина и С.Г. Скублова (2014), амфиболитовые ореолы по метабазитам образовались в результате воздействия кварцевых и кварц-полевошпатовых жил при 620°C и 2–2.5 кбар. В.М. Козловский и др. (2020) для амфиболитов по метабазитам привели широкий диапазон P - T параметров: 7.5–11 кбар и 590–740°C. Эти же авторы отмечают, что формирование амфиболитовых ореолов происходило в наиболее поздний для Беломорья раннепротерозойский ретроградный этап метаморфизма. Ранее

В.И. Лебедев (1950) предполагал, что амфиболитизация метабазитов на контакте с гнейсами и в экзоконтакте карбонатно-силикатных жил — единовременный процесс, связанный с гидротермальным воздействием мигматитов и пегматитов на метабазиты.

Полученные нами результаты показывают, что околожильные амфиболиты и амфиболиты на контакте с гнейсами обнаруживают петрографическое сходство и, в ряде случаев, имеют пространственные взаимные переходы (рис. 3а). Приведенные нами оценки температур для околожильных

Таблица 1. Состав амфиболов из околожильных амфиболитов

Компоненты	Обр. КИШ-13						Обр. КИШ-28					
SiO ₂	40.98	41.21	40.42	40.30	40.79	41.04	41.12	40.45	41.05	40.94	40.96	40.86
TiO ₂	0.56	0.60	0.62	0.79	0.59	0.76	0.89	0.90	0.95	0.82	1.02	1.00
Al ₂ O ₃	13.70	13.75	14.37	13.76	14.16	13.14	13.14	13.83	13.53	14.29	13.01	12.83
FeO	21.56	20.99	21.33	21.23	20.66	21.46	20.12	20.06	21.08	21.31	19.48	19.51
MnO	0.28	0.31	0.20	0.29	0.26	0.28	0.25	0.23	0.36	0.26	0.23	0.26
MgO	6.38	6.50	5.89	6.14	6.24	6.55	6.97	6.54	6.41	6.17	7.48	7.43
CaO	11.24	11.22	11.77	11.25	11.42	11.42	11.39	11.51	11.36	11.41	11.68	11.56
Na ₂ O	1.80	1.87	1.60	1.69	1.66	1.58	1.60	1.53	1.63	1.62	1.41	1.41
K ₂ O	0.70	0.62	0.73	0.96	0.67	0.88	0.95	1.15	0.87	0.93	1.11	1.13
F	0.18	0.16	0.11	0.18	0.10	0.17	0.23	0.15	0.07	0.11	0.26	0.20
Cl	0.18	0.17	0.23	0.21	0.19	0.20	0.06	0.06	0.12	0.17	0.01	0.04
Сумма	97.55	97.41	97.29	96.80	96.73	97.47	96.71	96.41	97.42	98.02	96.65	96.23
Si	6.25	6.29	6.20	6.22	6.26	6.28	6.31	6.24	6.27	6.22	6.28	6.29
Ti	0.06	0.07	0.07	0.09	0.07	0.09	0.10	0.10	0.11	0.09	0.12	0.12
Al	2.47	2.47	2.60	2.51	2.56	2.37	2.38	2.52	2.44	2.56	2.35	2.33
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.51	0.43	0.42	0.43	0.39	0.51	0.37	0.32	0.41	0.41	0.41	0.42
Fe ²⁺	2.24	2.25	2.32	2.32	2.26	2.24	2.21	2.28	2.28	2.30	2.09	2.10
Mn	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03	0.03
Mg	1.45	1.48	1.35	1.41	1.43	1.49	1.60	1.51	1.46	1.40	1.71	1.71
Ca	1.84	1.83	1.93	1.86	1.88	1.87	1.87	1.90	1.86	1.86	1.92	1.91
Na	0.53	0.55	0.48	0.51	0.49	0.47	0.48	0.46	0.48	0.48	0.42	0.42
K	0.14	0.12	0.14	0.19	0.13	0.17	0.19	0.23	0.17	0.18	0.22	0.22
T, °C (Holland, Blundy, 1994)	630	610	600	620	590	640	670	660	680	670	690	690

Таблица 1. Окончание

Компоненты	Обр. КИШ-28			Обр. КИШ-38					Обр. КР-32			
SiO ₂	41.01	40.85	40.78	40.54	39.72	39.67	39.96	41.50	41.62	40.74	41.94	42.33
TiO ₂	1.05	0.75	0.79	0.68	1.10	1.11	0.94	0.49	0.80	0.38	0.98	0.74
Al ₂ O ₃	13.45	13.56	13.95	14.46	14.47	14.57	14.74	14.83	13.15	14.86	13.12	13.74
FeO	20.03	21.14	21.34	20.36	19.74	19.29	19.24	19.14	20.17	20.41	20.37	20.98
MnO	0.26	0.25	0.24	0.19	0.25	0.34	0.28	0.25	0.15	0.21	0.18	0.20
MgO	7.30	6.17	6.15	6.93	7.26	7.51	7.44	7.61	7.02	6.50	7.37	6.48
CaO	11.80	11.91	11.47	11.49	11.43	11.33	11.42	11.42	11.84	11.60	11.64	11.69
Na ₂ O	1.43	1.44	1.56	1.36	1.37	1.43	1.45	1.55	1.21	1.51	1.32	1.25
K ₂ O	1.22	0.58	0.84	0.84	1.01	1.19	1.09	0.57	0.95	0.42	0.70	0.87
F	0.12	0.13	0.15	0.06	0.07	0.01	0.09	0.05	0.18	0.09	0.05	0.13
Cl	0.02	0.20	0.15	0.09	0.08	0.05	0.06	0.07	0.19	0.25	0.20	0.19
Сумма	97.68	96.99	97.42	96.99	96.49	96.50	96.69	97.49	97.28	96.96	97.87	98.60
Si	6.23	6.27	6.24	6.16	6.07	6.05	6.08	6.22	6.34	6.20	6.32	6.37
Ti	0.12	0.09	0.09	0.08	0.13	0.13	0.11	0.06	0.09	0.04	0.11	0.08
Al	2.41	2.45	2.52	2.59	2.61	2.62	2.65	2.62	2.36	2.66	2.33	2.44
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.43	0.45	0.44	0.62	0.65	0.63	0.59	0.56	0.41	0.56	0.53	0.37
Fe ²⁺	2.11	2.27	2.29	1.97	1.87	1.84	1.86	1.84	2.16	2.04	2.04	2.27
Mn	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03
Mg	1.65	1.41	1.40	1.57	1.65	1.71	1.69	1.70	1.59	1.47	1.66	1.45
Ca	1.92	1.96	1.88	1.87	1.87	1.85	1.86	1.83	1.93	1.89	1.88	1.88
Na	0.42	0.43	0.46	0.40	0.41	0.42	0.43	0.45	0.36	0.45	0.39	0.36
K	0.24	0.11	0.16	0.16	0.20	0.23	0.21	0.11	0.19	0.08	0.14	0.17
T, °C (Holland, Blundy, 1994)	700	680	670	680	710	710	690	660	660	650	690	630

Примечание. Формульные коэффициенты рассчитаны по (Leake et al., 1997), Fe²⁺ и Fe³⁺ – по (Holland, Blundy, 1994).

Таблица 2. Состав плагиоклаза из околожильных амфиболитов

Компо- ненты	Обр. КИШ-13								Обр. КИШ-28							
	61.84	63.57	66.83	62.07	67.62	60.60	68.11	65.26	61.98	60.68	61.29	66.72	61.62	60.77	59.57	60.62
SiO ₂																
TiO ₂	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	24.37	22.96	20.15	24.18	20.64	24.56	20.08	21.09	23.73	24.95	24.68	20.91	24.18	24.79	25.40	25.02
FeO	0.12	0.15	0.30	0.07	0.22	0.05	0.11	0.17	0.09	0.07	0.00	0.44	0.19	0.18	0.06	0.10
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02
MgO	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02
CaO	5.68	4.13	1.02	5.54	1.14	6.07	0.65	1.81	5.02	6.25	5.91	1.59	5.71	6.27	7.16	6.74
Na ₂ O	8.47	9.47	11.34	8.84	10.88	8.34	11.55	10.86	8.91	8.09	8.59	11.10	8.30	7.99	7.73	8.03
K ₂ O	0.06	0.05	0.05	0.04	0.03	0.06	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.06	0.04	0.04	0.04
Сумма	100.57	100.33	99.69	100.76	100.54	99.73	100.57	99.25	99.79	100.08	100.53	100.82	100.06	100.04	99.96	100.59
Si	2.73	2.80	2.94	2.74	2.94	2.70	2.97	2.89	2.75	2.70	2.71	2.91	2.73	2.70	2.66	2.68
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.27	1.19	1.05	1.26	1.06	1.29	1.03	1.10	1.24	1.31	1.29	1.08	1.26	1.30	1.34	1.31
Fe	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.27	0.20	0.05	0.26	0.05	0.29	0.03	0.09	0.24	0.30	0.28	0.07	0.27	0.30	0.34	0.32
Na	0.72	0.81	0.97	0.76	0.92	0.72	0.97	0.93	0.77	0.70	0.74	0.94	0.71	0.69	0.67	0.69
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
An#	0.27	0.19	0.05	0.26	0.05	0.29	0.03	0.08	0.24	0.30	0.27	0.07	0.27	0.30	0.34	0.32

Таблица 2. Окончание

Компоненты	Обр. КИШ-28	Обр. КР-32							Обр. КИШ-38						
SiO ₂	68.46	61.87	62.14	60.92	63.91	60.75	62.53	62.45	60.53	62.18	58.79	60.56	64.18	62.56	62.17
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	20.11	24.33	24.40	24.63	22.77	24.68	23.57	23.74	25.35	23.78	25.64	25.17	22.05	23.49	24.12
FeO	0.35	0.10	0.25	0.04	0.15	0.21	0.03	0.00	0.01	0.04	0.16	0.10	0.05	0.10	0.35
MnO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02
MgO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08
CaO	0.85	6.22	5.95	6.56	4.31	6.45	5.27	5.23	6.61	5.42	7.63	6.93	3.63	5.17	4.13
Na ₂ O	11.41	8.44	8.58	8.09	9.32	8.22	8.74	8.69	7.75	8.36	7.15	7.59	9.43	8.50	8.10
K ₂ O	0.03	0.05	0.06	0.05	0.04	0.06	0.08	0.08	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.07	0.99
Сумма	101.21	101.02	101.42	100.31	100.52	100.38	100.22	100.21	100.31	99.84	99.48	100.44	99.41	99.91	99.96
Si	2.96	2.72	2.73	2.70	2.81	2.70	2.76	2.76	2.68	2.76	2.64	2.68	2.85	2.77	2.76
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.03	1.26	1.26	1.29	1.18	1.29	1.23	1.24	1.32	1.24	1.36	1.31	1.15	1.23	1.26
Fe	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ca	0.04	0.29	0.28	0.31	0.20	0.31	0.25	0.25	0.31	0.26	0.37	0.33	0.17	0.25	0.20
Na	0.96	0.72	0.73	0.70	0.79	0.71	0.75	0.74	0.67	0.72	0.62	0.65	0.81	0.73	0.70
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
An#	0.04	0.29	0.28	0.31	0.20	0.30	0.25	0.25	0.32	0.26	0.37	0.34	0.18	0.25	0.22

Примечание. Формульные коэффициенты пересчитаны на 8O²⁻.

Таблица 3. Состав граната из околожильных амфиболитов

Компоненты	КИШ-28					
SiO ₂	37.26	37.62	38.13	37.65	37.52	37.45
TiO ₂	0.04	0.02	0.02	0.01	0.02	0.04
Al ₂ O ₃	21.07	20.92	21.23	20.74	21.15	20.84
FeO	27.07	25.05	28.41	28.18	27.25	25.13
MnO	2.70	2.94	0.49	0.82	2.10	4.20
MgO	1.87	1.49	2.91	2.29	1.86	1.19
CaO	10.50	11.91	9.88	10.89	10.64	11.21
Сумма	100.51	99.94	101.07	100.58	100.54	100.07
Si	2.96	2.99	2.99	2.98	2.97	2.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.97	1.96	1.96	1.93	1.97	1.96
Fe ³⁺	0.06	0.04	0.04	0.07	0.04	0.04
Fe ²⁺	1.74	1.63	1.82	1.79	1.76	1.63
Mn	0.18	0.20	0.03	0.05	0.14	0.28
Mg	0.22	0.18	0.34	0.27	0.22	0.14
Ca	0.89	1.02	0.83	0.92	0.90	0.96
<i>Prp</i> , %	7.47	5.91	11.38	9.05	7.38	4.74
<i>Alm</i> , %	56.19	53.54	59.76	58.12	57.47	53.70
<i>Sps</i> , %	6.14	6.61	1.09	1.84	4.75	9.49
<i>Andr</i> , %	2.84	1.96	2.17	3.78	2.16	2.10
<i>Grs</i> , %	27.36	31.98	25.60	27.21	28.23	29.97

Примечание. Формульные коэффициенты пересчитаны на 12O²⁻ и на 8 катионов.

амфиболитов (550–720°C, 2.5–5 кбар) значительно перекрываются с аналогичными оценками других авторов для амфиболитовых ореолов на контакте с гнейсами (620°C, 2–2.5 кбар, Березин, Скублов, 2014; 590–740°C, 7.5–11 кбар, Козловский и др., 2020). Кроме того возрастные оценки амфиболитовых ореолов по метабазитам на контакте с гнейсами в 1871 ± 19 млн лет (Березин, Скублов, 2014) и карбонатно-силикатных жил в 1814 ± 36 млн лет (Козловский и др., 2020) близки. Все это подтверждает предположение В.И. Лебедева (1950) о приуроченности жил и амфиболитовых ореолов к единому метаморфическому событию. Вместе с тем представления В.И. Лебедева о связи мигматизации гнейсов с этим же событием не находят прямых подтверждений. По-видимому, гидротермальные флюиды, связанные с рассматриваемым жильобразованием, имели метаморфическую природу.

Полученные оценки давления при формировании карбонатно-силикатных жил оказались значимо ниже, чем проведенные нами ранее оценки условий становления крутопадающих (10.3–13.8 кбар) и пологих (8.8–11.9 кбар) зон пластического течения в БПП (Козловский и др., 2020). Это указывает на то, что жильобразование, вероятно, наиболее позднее событие в раннепро-

терозойской истории БПП, связано с ретроградной декомпрессией и остыванием при выведении пород комплекса на уровень верхней коры. Разница в оценках давления по предшествующим работам – 2–2.5 кбар (Березин, Скублов, 2014) и 7.5–11 кбар (Козловский и др., 2020), предположительно, может быть связана с неравномерностью выведения различных доменов БПП на более высокий уровень. В результате на одном уровне оказались совмещены фрагменты БПП, амфиболизация которых началась и проходила на разной глубине.

Общая последовательность образования карбонатно-силикатных жил предполагается в следующем виде. Ранняя стадия – формирование кварц-плагноклазовой ассоциации жил и амфиболитовых ореолов по гранатосодержащим метабазитам в наиболее высокотемпературных условиях. Значительное расхождение пересечений линий моновариантных равновесий на рис. 6б, по-видимому, указывает на нарушение равновесности при наложении поздних ретроградных процессов. Поэтому наиболее достоверными оценками температур ранней стадии следует считать 550–650°C (рис. 6, табл. 6). Поздняя стадия связана с дальнейшим растрескиванием жил и кристалли-

Таблица 4. Составы карбонатов из карбонатно-силикатных жил

Компоненты	Обр. КР-19а						Обр. КИШ-19	
	Кальцит	Доломит	Кальцит	Доломит	Кальцит	Доломит	Кальцит	Доломит
MgO	0.38	19.33	1.16	22.25	0.62	17.83	0.90	17.26
FeO	0.49	2.00	0.39	0.18	0.77	6.62	0.98	5.99
CaO	54.26	29.03	51.60	29.55	53.71	28.51	52.74	28.82
MnO	1.09	3.21	0.83	0.80	2.64	0.42	0.59	0.83
CO ₂ (расч.)	43.98	47.10	42.51	48.09	44.94	46.16	43.32	45.65
Сумма	100.20	100.67	96.48	100.87	102.67	99.54	98.52	98.54
MgCO ₃	0.95	44.81	2.97	50.52	1.51	42.17	2.26	41.29
FeCO ₃	0.68	2.59	0.56	0.23	1.05	8.79	1.38	8.04
CaCO ₃	96.84	48.37	95.26	48.22	93.80	48.48	95.53	49.54
MnCO ₃	1.53	4.23	1.21	1.03	3.64	0.56	0.84	1.13
T, °C (Anovitz, Essene, 1987)	170		440		320		400	

Компоненты	Обр. КР-21							
	Кальцит	Доломит	Кальцит	Доломит	Кальцит	Доломит	Кальцит	Доломит
MgO	0.50	18.78	0.76	18.47	2.21	18.98	1.99	18.56
FeO	0.13	1.41	0.17	1.49	0.32	4.66	0.84	5.98
CaO	54.45	29.90	54.52	29.79	53.40	28.73	52.57	28.69
MnO	2.13	3.79	2.96	4.14	0.76	0.22	0.32	0.24
CO ₂ (расч.)	44.68	47.19	45.56	47.03	44.98	47.41	44.14	46.60
Сумма	101.89	101.06	103.98	100.92	101.66	100.00	99.85	100.08
MgCO ₃	1.22	43.47	1.83	42.88	5.36	44.80	4.92	43.49
FeCO ₃	0.18	1.83	0.23	1.94	0.43	6.17	1.16	7.87
CaCO ₃	95.65	49.73	93.91	49.71	93.17	48.74	93.47	48.32
MnCO ₃	2.95	4.98	4.03	5.47	1.04	0.29	0.46	0.32
T, °C (Anovitz, Essene, 1987)	240		340		540		530	

зацией крупно- и гигантозернистых кварц-карбонатных агрегатов ($\pm$ биотит) при температурах около 540°C и ниже (оценки по кальцит-доломитовому термометру). Растрескивание могло происходить как по оси жил, так и отклоняться от нее, образуя оперяющие кварц-карбонатные прожилки и апофизы, а также захватывая ксенолиты вмещающих пород (рис. 3в–3е). Дальнейшая эволюция жил на поздней стадии связана с формированием более мелкозернистых хлорит-кварц-карбонатных агрегатов и локальным наложением хлоритизации и карбонатизации в амфиболитовых ореолах при 350–220°C (оценки по хлоритовым термометрам). С наиболее низкотемпературной кварц-хлоритовой ассоциацией была связана сульфидная минерализация.

Таким образом, образование карбонатно-силикатных жил и амфиболитов по метабазитам, по-

видимому, происходило в результате инфильтрации метаморфических флюидов по трещинам в метабазитах, а также вдоль контакта метабазитов и гнейсов в период наиболее позднего ретроградного этапа метаморфизма в раннем протерозое.

Закономерная локализация изученных карбонатно-силикатных жил в метабазитовых телах характерна также для кварц-полевошпат-карбонатных жил Гренвильского орогена Северо-Американской платформы (Карриза Маунтинс, США), где хлоритизированные и наиболее богатые сульфидами железа и меди жилы приурочены к наиболее основным вмещающим породам (Loidolt, 1970). Такая закономерность объяснима эффектом кислотно-основного взаимодействия (Коржинский, 1994). Согласно этому эффекту, метаморфические флюиды соответствующего этапа регионального метаморфизма гнейсовой толщи,

Таблица 5. Состав хлорита из карбонатно-силикатных жил и околожилых амфиболитов

Компоненты	Обр. КИШ-13						Обр. КИШ-28						Обр. КР-32					
	25.81	25.58	25.25	25.11	25.49	25.30	25.54	25.58	25.56	25.33	25.26	25.52	25.39	25.31	25.49	25.81	25.58	25.56
SiO ₂	25.81	25.58	25.25	25.11	25.49	25.30	25.54	25.58	25.56	25.33	25.26	25.52	25.39	25.31	25.49	25.81	25.58	25.56
TiO ₂	0.11	0.11	0.08	0.05	0.09	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.05	0.06	0.06	0.05	0.07	0.11	0.11	0.11
Al ₂ O ₃	20.88	21.10	20.94	20.60	20.98	20.67	21.07	21.55	21.81	21.68	22.01	21.92	21.57	21.78	21.95	20.88	21.10	21.10
FeO	26.42	26.30	26.74	26.09	27.42	26.49	26.65	25.74	23.81	25.39	25.04	24.96	25.12	25.64	25.10	26.42	26.30	26.30
MnO	0.26	0.25	0.23	0.23	0.27	0.21	0.20	0.07	0.07	0.06	0.03	0.04	0.10	0.11	0.11	0.26	0.25	0.25
MgO	14.18	14.30	13.40	13.40	13.40	13.37	13.57	14.25	15.51	14.41	14.29	14.75	14.41	14.50	14.84	14.18	14.30	14.30
CaO	0.00	0.01	0.01	0.03	0.07	0.04	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.04	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01
Na ₂ O	0.00	0.04	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.04	0.04
K ₂ O	0.00	0.00	0.20	0.00	0.02	0.15	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04	0.00	0.01	0.01	0.00	0.05	0.05
F	0.24	0.13	0.09	0.09	0.16	0.10	0.15	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.00	0.03	0.00	0.24	0.13	0.13
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	87.90	87.82	86.94	85.62	87.91	86.43	87.31	87.47	87.00	87.24	86.88	87.43	86.74	87.46	87.63	87.90	87.82	87.82
Si	2.73	2.71	2.71	2.73	2.71	2.73	2.73	2.71	2.69	2.69	2.68	2.69	2.70	2.68	2.68	2.73	2.71	2.69
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe	2.34	2.33	2.40	2.37	2.44	2.39	2.38	2.28	2.10	2.25	2.22	2.20	2.23	2.27	2.21	2.34	2.33	2.33
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
Mg	2.24	2.26	2.15	2.17	2.13	2.15	2.16	2.25	2.43	2.28	2.26	2.32	2.28	2.29	2.33	2.24	2.26	2.26
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
K	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ^{IV}	1.27	1.29	1.29	1.27	1.29	1.27	1.27	1.29	1.31	1.31	1.32	1.31	1.30	1.32	1.32	1.27	1.29	1.29
Al ^{VI}	1.34	1.34	1.36	1.37	1.35	1.36	1.38	1.40	1.40	1.40	1.44	1.41	1.40	1.39	1.40	1.34	1.34	1.34
T, °C (Cathelineau, Nieva, 1985)	290	290	290	290	290	290	290	290	300	300	300	300	290	300	300	290	290	290
T, °C (Котельников и др., 2012)	270	270	270	270	270	270	270	270	280	280	280	280	270	280	280	270	270	270
T, °C (Bourdelle et al., 2013)	290	350	290	250	310	260	250	250	270	270	240	260	250	310	290	290	350	350

Таблица 5. Окончание

Компоненты	Обр. КР-32						Обр. КИШ-38						Обр. МЕД-46	
	24.97	25.51	25.86	25.85	25.32	25.43	24.84	25.01	27.73	25.46	25.83	25.60	26.74	25.54
SiO ₂														
TiO ₂	0.03	0.06	0.08	0.06	0.06	0.06	0.07	0.08	0.07	0.16	0.08	0.09	0.05	0.09
Al ₂ O ₃	21.98	21.68	21.37	21.33	21.91	20.96	20.97	20.92	16.56	20.68	21.27	20.96	20.36	20.19
FeO	24.69	25.67	24.72	23.90	24.94	24.49	24.40	24.42	26.65	23.55	23.63	24.19	21.11	25.28
MnO	0.10	0.03	0.06	0.09	0.11	0.21	0.21	0.18	0.13	0.19	0.18	0.21	0.18	0.21
MgO	14.83	14.83	15.45	15.62	15.08	16.13	15.68	15.84	15.51	16.32	15.98	16.27	19.10	15.68
CaO	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06	0.06	0.03	0.02	0.03	0.01
Na ₂ O	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01
F	0.02	0.02	0.04	0.00	0.02	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.04
Cl	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.02
Сумма	86.64	87.86	87.63	86.89	87.46	87.35	86.25	86.47	86.75	86.47	87.05	87.38	87.61	87.06
Si	2.65	2.68	2.71	2.72	2.67	2.68	2.66	2.67	2.98	2.70	2.72	2.69	2.75	2.72
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Fe	2.20	2.26	2.17	2.11	2.20	2.16	2.18	2.18	2.39	2.09	2.08	2.13	1.82	2.25
Mn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	2.35	2.33	2.42	2.45	2.37	2.54	2.50	2.52	2.48	2.58	2.50	2.55	2.93	2.49
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ^{IV}	1.35	1.32	1.29	1.28	1.33	1.32	1.34	1.33	1.02	1.30	1.28	1.31	1.25	1.28
Al ^{VI}	1.41	1.37	1.36	1.37	1.39	1.29	1.30	1.29	1.07	1.29	1.35	1.29	1.23	1.25
T, °C (Cathelineau, Nieva, 1985)	300	300	290	290	300	300	300	300	240	290	290	300	280	290
T, °C (Котельников и др., 2012)	280	280	270	270	280	280	280	280	230	280	270	280	270	270
T, °C (Bourdelle et al., 2013)	330	340	300	270	350	240	250	250	300	240	310	250	240	240

Примечание. Формульные коэффициенты пересчитаны на 14O²⁻.

Таблица 6. Результаты оценок *P-T* условий формирования жил и околожилных изменений

Номер образца	Описание	<i>T</i> , °C	<i>P</i> , кбар	Методы
КИШ-28	Гранат-биотит-кварцевый амфиболит	550–650; 660–700	4.3–5.2 –	TWQ (Grt-Amp-Pl ₁₉₋₃₀ -Qz); Amp-Pl (Holland, Blundy, 1994)
КИШ-38	Эпидот-кварцевый амфиболит	480–690; 660–710	4–5.2 –	TWQ (Amp-Pl ₁₉₋₃₀ -Qz); Amp-Pl (Holland, Blundy, 1994)
КР-32	Включения амфибола и плагиоклаза в карбонате	580–650; 630–690	3.8–4.5 –	TWQ (Amp-Pl ₁₉₋₃₀ -Qz); Amp-Pl (Holland, Blundy, 1994)
КИШ-13	Кварц-биотитовый амфиболит	550–590; 590–640	~2.5	TWQ (Amp-Pl ₁₀₋₅ -Qz); Amp-Pl (Holland, Blundy, 1994)
КР-21	Крупные кристаллы карбоната из карбонатно-силикатной жилы	≤540	–	MgCO ₃ – CaCO ₃ – FeCO ₃ (Anovitz, Essene, 1987)
КИШ-19	Крупные кристаллы карбоната из карбонатно-силикатной жилы	≤400	–	MgCO ₃ –CaCO ₃ –FeCO ₃ (Anovitz, Essene, 1987)
КР-19а	Крупные кристаллы карбоната из карбонатно-силикатной жилы	≤320	–	MgCO ₃ –CaCO ₃ –FeCO ₃ (Anovitz, Essene, 1987)
КИШ-28	Наложенная хлоритизация на амфиболит	~290; ~270; 250–310	–	Al ^{IV} (Cathelineau, Nieva, 1985); Al ^{IV} (Котельников и др., 2012); (Bourdelle et al., 2013)
КИШ-38	Наложенная хлоритизация на амфиболит	240–300; 230–280; 240–310	–	Al ^{IV} (Cathelineau, Nieva, 1985); Al ^{IV} (Котельников и др., 2012); (Bourdelle et al., 2013)
КИШ-13	Наложенная хлоритизация на амфиболит	~290; ~270; 290–350	–	Al ^{IV} (Cathelineau, Nieva, 1985); Al ^{IV} (Котельников и др., 2012); (Bourdelle et al., 2013)
КР-32	Хлорит из карбонатно-силикатной жилы	290–300; 270–280; 250–350	–	Al ^{IV} (Cathelineau, Nieva, 1985); Al ^{IV} (Котельников и др., 2012); (Bourdelle et al., 2013)
МЕД-46	Наложенная хлоритизация на амфиболит	280–290; 270; 240	–	Al ^{IV} (Cathelineau, Nieva, 1985); Al ^{IV} (Котельников и др., 2012); (Bourdelle et al., 2013)

могли привести к локальному повышению активности оснований при инфильтрации через базитовые тела. Признаком локального повышения активности является кристаллизация карбонатов, отсутствующих во вмещающей толще гнейсов. Известно также, что взаимодействие флюидов с основными породами может приводить к осаждению рудных минералов (Коржинский, 1994). В нашем случае это отложение сульфидов меди и железа на наиболее поздних низкотемпературных стадиях жилобразования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

- Формирование карбонатно-силикатных жил с амфиболитовыми ореолами приурочено к систе-

ме хрупких деформаций в метабазах и контактах метабазов с вмещающими гнейсами.

- Жилообразование и околожильная амфиболитизация, вероятно, связаны с воздействием метаморфических флюидов на наиболее позднем ретроградном этапе метаморфизма в раннем протерозое.

- Процесс жилообразования включал две главные стадии. На первой стадии развивалась кварц-плагиоклазовая ассоциация внешних зон совместно с образованием амфиболитовых ореолов по метабазам при 550–650°C и 2.5–5 кбар. На второй стадии формировалась кварц-карбонатная ассоциация ± биотит при 540°C и ниже с последующим развитием хлорит-кварц-карбонатных агрегатов и сульфидного оруденения в

жилах и околожилльных амфиболитовых ореолах в температурном интервале 350–220°C.

Благодарности. Авторы выражают признательность С.Е. Борисовскому и Е.В. Ковальчук (ИГЕМ РАН), выполнившим микрозондовые анализы минералов в ЦКП “ИГЕМ-Аналитика”. Авторы благодарны А.Л. Перчуку и анонимному рецензенту за конструктивные замечания к рукописи.

Источники финансирования. Работа проведена в рамках темы Государственного задания ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балаганский В.В.* Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2002. 32 с.
- Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г.* Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ // *Геотектоника*. 1998. № 2. С. 16–28.
- Березин А.В., Скублов С.Г.* Эклогитоподобные апогabbровые породы Керетского архипелага (о-ва Сидоров и Большая Илейка, Белое море): особенности состава, условия и возраст метаморфизма // *Петрология*. 2014. Т. 22. № 3. С. 265–286.
- Березин А.В., Салимгараева Л.И., Скублов С.Г.* Эволюция состава минералов при эклогитовом метаморфизме в Беломорском подвижном поясе (на примере о-ва Виченная Луда) // *Петрология*. 2020. Т. 28. № 1. С. 85–107.
- Глебовицкий В.А., Смолькин В.Ф.* Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
- Козловский В.М.* Геология и метаморфизм метабазитов в зонах пластического течения Беломорского подвижного пояса северной Карелии. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2021. 550 с.
- Козловский В.М., Аранович Л.Я.* Петрология и термобарометрия эклогитовых пород Красногубского дайкового поля, Беломорский подвижный пояс // *Петрология*. 2010. Т. 18. № 1. С. 29–52.
- Козловский В.М., Травин В.В., Саватенков В.М. и др.* Термобарометрия палеопротерозойских метаморфических событий центральной части Беломорского подвижного пояса, Северная Карелия // *Петрология*. 2020. Т. 28. № 2. С. 184–209.
- Козловский В.М., Травин В.В., Зигер Т.Ф. и др.* Статический и динамический метаморфизм базитов Беломорья (на примере массива Поньгома-Наволоки и его метаморфического обрамления) // *Петрология и геодинамика геологических процессов*. 2021. Т. 2. С. 28–31.
- Коржинский Д.С.* Кислотно-основное взаимодействие в минералообразующих системах // *Теория процессов минералообразования: избранные труды*. М.: Наука, 1994. 223 с.
- Косой Л.А.* Геолого-петрографический очерк Керетского района Северной Карелии // *Ученые записки ЛГУ*. 1938. № 26. С. 65–99.
- Котельников А.Р., Сук Н.И., Котельникова З.А. и др.* Минеральные геотермометры для низкотемпературных парагенезисов // *Вест. ОНЗ РАН*. 2012. Т. 4. С. 1–4.
- Лебедев В.И.* К минералогии кварцево-карбонатных жил Северной Карелии // *Изв. Карело-финского филиала АН СССР*. 1950. № 1. С. 3–36.
- Никитин Ю.В.* Молибденитовое оруденение в жилах Северной Карелии // *Тр. Лаборатории геологии докембрия*. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 9. С. 150–157.
- Скублов С.Г., Мельник А.Е., Марин Ю.Б. и др.* Новые данные о возрасте (U-Pb, Sm-Nd) метаморфизма и протолита эклогитоподобных пород района Красной губы, Беломорский пояс // *Докл. АН*. 2013. Т. 453. № 3. С. 319–325.
- Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. и др.* Возраст протолита эклогитов южной части Печострова, Беломорский пояс: протолит метабазитов как индикатор времени эклогитизации // *Петрология*. 2016. Т. 24. № 6. С. 640–653.
- Слабунов А.И.* Геология и геодинамика архейских подвижных поясов на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 296 с.
- Слабунов А.И., Азимов П.Я., Глебовицкий В.А. и др.* Архейская и палеопротерозойская мигматизация пород Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология, геохронология, геодинамические следствия // *Докл. АН*. 2016. Т. 467. № 1. С. 71–71.
- Слабунов А.И., Балаганский В.В., Щипанский А.А.* Мезоархей-палеопротерозойская эволюция земной коры Беломорской провинции Фенноскандинавского щита и тектоническая позиция эклогитов // *Геология и геофизика*. 2021. Т. 62. № 5. С. 650–677.
- Смирнова В.С., Солодкая Р.И.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Серия Карельская лист Q-36XVI. Объяснительная записка. М.: Государственное научно-техническое изд-во литературы по геологии и охране недр, 1960. 60 с.
- Степанов В.С.* Основы магматизма докембрия западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.
- Степанова А.В., Степанов В.С., Ларионов А.Н. и др.* Габбро-анортозиты 2.5 млрд лет в Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология и тектоническая позиция // *Петрология*. 2017. Т. 25. № 6. С. 581–608.
- Шуркин К.А.* Материалы к геологии и петрографии габбро-лабрадоритов архея Северной Карелии / Под ред. К.А. Шуркина, В.Л. Дука, Ф.П. Митрофанова. Геология и абсолютный возраст докембрия Балтийского щита и Восточной Сибири. М.–Л., 1960. С. 120–149.
- Alm E., Sundblad K.* Sveconorwegian polymetallic quartz veins in Sweden // *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*. 1994. V. 1994. № 1. P. 1–22.
- Alm E., Broman C., Billström K. et al.* Fluid characteristics and genesis of early Neoproterozoic orogenic gold-quartz veins in the Harnas area, southwestern Sweden // *Econom. Geol.* 2003. V. 98. № 7. P. 1311–1328.
- Anovitz L.M., Essene E.J.* Phase equilibria in the system CaCO₃–MgCO₃–FeCO₃ // *J. Petrol.* 1987. V. 28. № 2. P. 389–415.

- Berman R.G.* Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ // *J. Petrol.* 1988. V. 29. P. 445–522.
- Berman R.G.* Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // *Canad. Mineral.* 1991. V. 29. P. 833–855.
- Bibikova E., Skiöld T., Bogdanova S. et al.* Titanite-rutile thermochronometry across the boundary between the Archean Craton in Karelia and the Belomorian Mobile Belt, eastern Baltic Shield // *Precamb. Res.* 2001. V. 105. № 2–4. P. 315–330.
- Bons P.D., Elburg M. A., Gomez-Rivas E.* A review of the formation of tectonic veins and their microstructures // *J. Structur. Geol.* 2012. V. 43. P. 33–62.
- Bourdelle F., Parra T., Chopin C., Beyssac O.* A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2013. V. 165. № 4. P. 723–735.
- Cathelineau M., Nieva D.* A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1985. V. 91. № 3. P. 235–244.
- Cook N.J., Ciobanu C.L., Danyushevsky L.V., Gilbert S.* Minor and trace elements in bornite and associated Cu–(Fe)-sulfides: a LA-ICP-MS study Bornite mineral chemistry // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2011. V. 75. № 21. P. 6473–6496.
- Holland T., Blundy J.* Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. V. 116. № 4. P. 433–447.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al.* Nomenclature of amphiboles; Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names // *Mineral. Mag.* 1997. V. 61. № 405. P. 295–310.
- Loidolt L.H.* Quartz-feldspar-carbonate bodies of the Carrizo Mountains, Texas. The University of Arizona, 1970. 126 p.
- Marsala A., Wagner T., Wälle M.* Late-metamorphic veins record deep ingress of meteoric water: a LA-ICP-MS fluid inclusion study from the fold-and-thrust belt of the Rhenish Massif, Germany // *Chem. Geol.* 2013. V. 351. P. 134–153.
- Raj R.M., Kumar S.N.* Characterisation of selected sulphides associated with the granitic pegmatites of Nagamalai-Pudukottai area, Madurai District, Tamil Nadu, India // *J. Applied Geochem.* 2015. V. 17. № 4. P. 444–450.
- Raj R.M., Kumar S.N.* Geothermobarometry of granitic pegmatites of Nagamalai-Pudukottai area, Madurai Block, South India // *Earth Sci. India.* 2018. V. 11. P. 168–182.
- Sankar D.B., Prasad K.S.S.* Petrology of Garimanipenta (copper mineralisation area), Nellore District, Andhra Pradesh, south India – A case study // *Int. J. Sci. Environment and Technology.* 2012. V. 1. № 4. P. 247–259.
- Stepanova A., Stepanov V.* Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // *Precamb. Res.* 2010. V. 183. № 3. P. 602–616.
- Stepanova A.V., Stepanov V.S., Larionov A.N. et al.* Relicts of paleoproterozoic LIPs in the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield: barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogen // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2022. V. 518. № 1. P. 101–128.
- Warr L.N.* IMA–CNMNC approved mineral symbols // *Mineral. Mag.* 2021. V. 85. № 3. P. 291–320.

Stages and Conditions of Formation of Carbonate-Silicate Veins and Near-Vein Aureoles in the Early Proterozoic Complexes of the Belomorian Mobile Belt, North Karelia

I. S. Volkov¹ and V. M. Kozlovskii¹

¹ *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

On the islands and the coast of the White Sea in North Karelia, the bodies of Early Proterozoic metamorphosed gabbroids are widely distributed in Archean gneiss. Carbonate-silicate veins with sulfide mineralization are confined to these bodies of metabasites, as well as to their contacts with gneiss. The main vein minerals are plagioclase, quartz, carbonates and chlorite. The stages of vein formation correspond to the transition from early quartz-plagioclase to late quartz-carbonate associations with chlorite and sulfides. The early (high-temperature) stage is fixed by the amphibolite aureoles around the vein with temperature estimates of about 550–650°C by the TWQ method. This stage corresponds to the quartz-plagioclase association of the marginal zones of the veins. The transition to the late stage with the formation of veined quartz-carbonate associations ($\pm$ biotite) occurred at temperatures of 540°C and lower, judging by the calcite-dolomite associations. Further development of quartz-chlorite-carbonate and sulfide associations in veins and wall amphibolites corresponds to a decrease in temperature to 350°C and below, judging by chlorite thermometers. Vein formation and near-vein amphibolitization are presumably associated with the impact of metamorphic fluids at the latest retrograde stage of metamorphism in the Early Proterozoic.

Keywords: carbonate-silicate veins, amphibolite halos, chloritization, carbonatization, Belomorian mobile belt

УДК 549.324.35,552.18 (571.53/55)550.42,552.311

ОБНОВЛЕННЫЙ КОМАГМАТ-5: МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭФФЕКТОВ ВЫДЕЛЕНИЯ СУЛЬФИДОВ ПРИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ АЛЮМОХРОМИСТОЙ ШПИНЕЛИ

© 2023 г. А. А. Арискин^{a, b, *}, К. А. Бычков^c, Г. С. Николаев^b, Г. С. Бармина^b

^a Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

^b Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

^c ООО “Мюон”, Москва, Россия

*e-mail: ariskin@rambler.ru

Поступила в редакцию 22.05.2022 г.

После доработки 28.12.2022 г.

Принята к публикации 19.01.2023 г.

Представлена новая версия программы КОМАГМАТ-5.3, которая позволяет моделировать силикатно-сульфидную несмесимость одновременно с кристаллизацией алюмохромита и других порообразующих минералов. Изменения включают перекалибровку модели растворимости Fe-Ni сульфидов в мафит-ультрамафитовых магмах (Ariskin et al., 2013) и добавление в базовый алгоритм уравнений равновесия шпинель–расплав (Николаев и др., 2018а, 2018б). Это позволило уточнить зависимость состава несмесимых сульфидов от температуры и провести коррекцию распределения алюминия между шпинелью и кристаллизующимся расплавом. Обновленный КОМАГМАТ-5.3 эффективен при расчетах кристаллизации базальт–коматитовых магм и последовательности затвердевания кумулатов, включая оценки состава, относительных пропорций шпинели и несмесимых сульфидов. Это показано на примере затвердевания примитивного оливинового кумулата из эндоконтакта Йоко-Довыренского массива в Северном Прибайкалье. Установлено, что по сравнению с предыдущей версией КОМАГМАТ-5.2 новая модель предсказывает более высокую пропорцию выделения сульфидов. Максимальные пропорции кристаллизации Al-Cr шпинели около 3.5 мас. % характерны для *Ol-Spl* котектики, но резко падают до отрицательных значений (из-за растворения шпинели) на этапе кристаллизации плагиоклаза и пироксена. Это приводит к изменению тренда эволюции состава алюмохромита — от понижения значения Cr/Al в поле оливина на повышение в области кристаллизации *Ol-Pl* котектики. Впервые оценено влияние присутствия хрома в пироксенах на пропорцию кристаллизации и состав Al-Cr шпинели. Демонстрационный расчет показывает, что этот фактор приводит к более продолжительному растворению шпинели с началом кристаллизации пироксенов, а ее состав смещается в область менее хромистых дериватов.

Ключевые слова: моделирование кристаллизации, КОМАГМАТ-5.3, коматит, довыренские кумулаты, пропорции сульфидов и шпинели, состав алюмохромита

DOI: 10.31857/S0869590323050023, **EDN:** CCVZZI

ВВЕДЕНИЕ

Более 40 лет назад в ГЕОХИ АН СССР была поставлена задача разработки ЭВМ-модели кристаллизации мафит-ультрамафитовых магм в широком диапазоне составов и *P-T-fO₂* условий. За прошедшие годы был пройден путь от ЭВМ-программ, позволяющих проводить расчеты в упрощенной силикатной системе (SiO₂–Al₂O₃–FeO–MgO–CaO–Na₂O) при атмосферном давлении для четырех минералов (оливин, плагиоклаз, высоко-Са и низко-Са пироксен; Арискин и др., 1982; Френкель, Арискин, 1984), до более универсальных моделей семейства КОМАГМАТ (Арискин, Бармина, 2000). При этом состав модельных

систем был расширен на 10 петрогенных оксидов (за исключением Cr₂O₃), к порообразующим минералам добавлены магнетит и ильменит, вместо виртуального низко-Са пироксена появились пижонит и ортопироксен, а моделирование кристаллизации допускалось в разных режимах (равновесный, фракционный, промежуточный) при вариации давления, содержания воды и окислительно-восстановительных условиях (Ariskin et al., 1993; Альмеев, Арискин, 1996; Ariskin, 1999). Отличительной особенностью этого поколения моделей явилась возможность параллельных расчетов траекторий фракционирования для главных компонентов и 20 примесных элементов.

В результате дополнительных калибровок и развития вычислительного ядра модели было разработано несколько версий программы КОМАГМАТ-3.п, которые представляют эффективный петрологический инструмент для оценки условий кристаллизации вулканических пород толеитовых и известково-щелочных серий (Арискин и др., 1987, 1995; Ariskin, Barmina, 2004; Almeev et al., 2008, 2013), а также параметров образования магматических кумулатов, включая моделирование расслоенных интрузивов и характеристик исходных магм (Френкель и др., 1988; Frenkel et al., 1989; Ariskin et al., 1999, 2023; Кривошукская и др., 2001; Бармина, Арискин, 2002; Ariskin, 2003; Николаев и др., 2005; Batanova et al., 2005; Гонгальский и др., 2008). В 2007 г. началась масштабная перестройка термодинамического базиса и алгоритма решения задачи равновесия, направленная на учет силикатно-сульфидной несмешиваемости (Ariskin et al., 2009). В итоге была представлена новая программа КОМАГМАТ-5, которая объединяет модель выделения Fe-Ni сульфидов в мафит-ультрамафитовых магмах с построением траекторий их кристаллизации, пока при атмосферном давлении (Ariskin et al., 2013, 2018a) — см. версию 5.2 на сайте <https://comagmat.web.ru/apps-comagmat.html>. Впервые появилась возможность моделирования полиминеральных сульфидоносных котектик, определяющих геохимическую эволюцию малоглубинных магм и влияние кристаллизации магнетита на количество несмешиваемых сульфидов (Gongalsky et al., 2016). На этой основе был предложен метод построения линий эволюции состава протосульфидных жидкостей для благородных металлов — ЭПГ, золота и серебра (Арискин и др., 2017a).

Эти разработки нашли применение в исследованиях рудоносности Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габброноритового массива в Северном Прибайкалье, позволив определить температуры начала силикатно-сульфидной несмешиваемости в исходных магмах и примитивных кумулатах, разделить геохимические сигналы недосыщенных и насыщенных сульфидом систем и оценить микроэлементный состав протосульфидных жидкостей (Ariskin et al., 2016, 2018b, 2018c). Вместе с тем, несмотря на эффективность этих подходов, расчеты при помощи программы КОМАГМАТ-5.2 оставляли неопределенности в оценках вариаций величины Fe/Ni в модельных сульфидах, обмена никелем между кумулатным оливином и сульфидными жидкостями, а также эффектов кристаллизации хромита, который отсутствовал в списке модельных минералов. В настоящей статье мы представляем обновленную версию программы КОМАГМАТ-5.3 (2016—2022 гг.), которая позволяет проводить расчеты силикатно-сульфидной несмешиваемости, протекающей параллельно кристаллизации алюмохромита и других поро-

дообразующих минералов. Некоторые аспекты топологии “сульфидно-хромитовых систем” рассмотрены на примере моделирования кристаллизации пикродолерита из эндоконтакта расслоенного Йоко-Довыренского массива.

ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫЙ БАЗИС ПРОГРАММЫ КОМАГМАТ-5.2

В основе моделей семейства КОМАГМАТ лежит использование систем полуэмпирических уравнений, описывающих равновесие минерал-расплав для каждого краевого компонента (минерала) в каждом порообразующем минерале. Эти уравнения (известные как геотермометры минерал-расплав) калибруются при заданном давлении и температуре на основе экспериментальных данных о составах сосуществующих минералов и стекол, полученных при плавлении горных пород и близких по составу синтетических смесей (см. описание базы данных INFOREX в (Арискин, Бармина, 2000; Ariskin, Barmina, 2004)). Калибровка геотермометров проводится методами регрессионного анализа в форме аррениусовских уравнений, дополненных композиционными эффектами (Ariskin et al., 1993). Развитие этого базиса происходит за счет расширения набора равновесных с расплавом фаз/минералов и включения дополнительных краевых компонентов в порообразующие минералы. Эта возможность предусмотрена алгоритмом решения задачи термодинамического равновесия, который не зависит от числа минеральных компонентов и основан на минимизации свободной энергии Гиббса (G) в неявном виде (Ariskin et al., 1993, 2018a). Его особенностью является поиск равновесных пропорций минералов, расплава и их составов при заданной степени кристаллизации системы (F), когда температура равновесия (T) заранее не известна, но находится как результат решения соответствующих систем уравнений для каждого минерала методом численных итераций. Привлекательным свойством этого алгоритма является то, что он учитывает нелинейную зависимость T от F , а построение траекторий кристаллизации проводится путем последовательного увеличения степени кристаллизации модельной системы с произвольным шагом ΔF на каждой стадии вычислений. Это позволяет однозначно позиционировать точки перегиба на линиях эволюции состава расплава, которые отвечают смене кристаллизующихся ассоциаций минералов. Подобные задачи важны при построении траекторий кристаллизации многофазных котектических систем, включающих несмешиваемые сульфиды и демонстрирующих сильные измене-

ния степени кристаллизации в узком диапазоне субэвтектических температур.

Геотермометры минерал–расплав. В первой версии “сульфидной модели” КОМАГМАТ-5.2 предусмотрена возможность кристаллизации пяти силикатных минералов (*Ol-Pl-Aug-Pig-Opx*), двух Fe-Ti оксидов (ильменит и титаномagnetит) и несмесимых Fe-Ni сульфидных жидкостей (Ariskin et al., 2018a). Геотермометры для Fe-Ti минералов взяты из (Ariskin, Barmina, 1999), а в случае силикатов были заново (по сравнению с моделями серии КОМАГМАТ-3.n) калиброваны на выборке экспериментальных данных для систем, варьирующих от высокомагнезиальных базальтов и коматиитов до ферробазальтов и андезитов. Формирование калибровочного массива проводилось для номинально “безводных” опытов продолжительностью не менее 48 ч и охватывающих температурный диапазон 1065–1300°C при давлении 1 атм. Первое ограничение обусловлено стремлением отсеять “наименее равновесные” составы, следуя опыту обработки подобных экспериментальных данных (Арискин, Бармина, 2000). Композиционные ограничения для составов стекол соответствовали интервалам $45 \leq \text{SiO}_2 \leq 68$ мас. % и $2 \leq (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \leq 5$ мас. %: в результате получено около 350 пар составов сосуществующих минералов и расплавов, характеризующих широкий диапазон летучести кислорода, от буфера IW (железо–вюстит) до $\text{NNO} + 1$ (см. файлы составов в Supplementary Data Electronic Appendix 1 к статье (Ariskin et al., 2018a)). Геотермометры минерал–расплав, калиброванные по этим данным для краевых компонентов оливина, плагиоклаза и трех разновидностей пироксена были объединены в пять систем уравнений (см. табл. 2.1 в Supplementary Data Electronic Appendix 2 в (Ariskin et al., 2018a)), которые использованы как основа “интегральных” моделей, описывающих условия кристаллизации этих минералов из расплавов. Применение этих моделей к составам экспериментальных стекол из калибровочной выборки показало, что температуры кристаллизации минералов рассчитываются с погрешностями, обычно в пределах 10–15°C, а концентрации соответствующих минералов воспроизводятся со средними отклонениями ~0.7–2 мол. % (для *Ol*, *Opx*, *Aug*), которые соответствуют 3–4 мол. % для пижонита и плагиоклаза. Кроме того, по сравнению с моделями серии КОМАГМАТ-3.n (Ariskin et al., 1993; Ariskin, 1999), основной код модели КОМАГМАТ-5 был существенно переработан, используя более совершенные компиляторы, и собран в программу, адаптированную к современным операционным системам.

Модель растворимости Fe-Ni сульфидов. Для учета эффектов выделения несмесимой сульфидной жидкости в программу КОМАГМАТ-5 включена температурно-композиционная модель, описывающая растворимость в расплавах сульфидной серы (Ariskin et al., 2013). Она основана на системе уравнений, определяющих концентрацию серы в силикатных расплавах, равновесных с виртуальной жидкостью переменного состава FeS-NiS. В зарубежной литературе эту концентрацию обычно обозначают как SCSS (*Sulfur Contents at Sulfide Saturation*), см. (Campbell, Naldrett, 1979). В отличие от других подходов к расчету SCSS, которые отождествляют несмесимые сульфиды с жидкостью стехиометричного пирротинового состава (FeS), в нашей модели впервые учитывалось влияние никеля в расплаве на температуру сульфидной ликвидации и соотношения Fe и Ni в модельном сульфиде. При этом показано, что попытки исключить влияние малых компонентов и использовать приближение активности FeS в сульфиде $a_{\text{FeS}}^{\text{Sulf}} \approx 1$ при калибровках SCSS приводят к завышенным оценкам растворимости сульфидов в реальных магмах, смещая начало силикатно-сульфидной несмесимости в область более низких температур и более фракционированных расплавов.

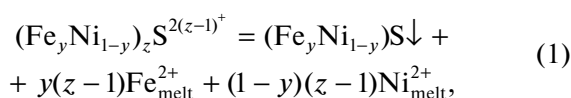
Другое важное отличие заключается в том, что предложенная модель допускает существование в магматических расплавах положительно заряженных Fe-Ni сульфидных комплексов, формирующихся как результат реакций между катионами Fe^{2+} и Ni^{2+} , сульфид-ионом S^{2-} и нейтрально заряженными ассоциатами (Fe,Ni)S. Эта гипотеза берет начало от идей, высказанных в работе (Poulson, Okamoto, 1990), и дает химическое объяснение наличию четко выраженного минимума растворимости серы на кривой зависимости от содержания в расплавах FeO. Термодинамический формализм, программная имплементация, точность расчета SCSS и примеры применения предложенной модели подробно рассмотрены в (Ariskin et al., 2013).

ДЕТАЛИ ОБНОВЛЕНИЯ ПРОГРАММЫ КОМАГМАТ-5.3

Две главных проблемы определили необходимость дальнейшего развития модели КОМАГМАТ-5.2. Во-первых, тестовые расчеты на представительных составах базальтовых магм показали, что понижение значения Ni/Fe в несмесимом модельном сульфиде по мере кристаллизации выглядит замедленным, если сопоставить эти результаты с данными о вариациях состава гомогенизированных суль-

фидных микроглобуль в MORB-стеклах разлома Сикейрос (ВТП) (McNeill et al., 2010, 2012). Вторая проблема касается неспособности учитывать выделение алюмохромистой шпинели, появление которой может смещать начало сульфидной ликвации и должно влиять на пропорцию сульфида относительно породообразующих минералов. Этот недостаток чувствителен при попытках моделирования базальт-коматиитовых магм и применения модели к рудоносным расслоенным массивам.

Перекалибровка модели растворимости сульфидов. Большинство исследователей при разработке моделей SCSS постулировали, что в случае восстановительных условий сера в магматическом расплаве представлена только двумя формами — молекулярным сульфидом железа FeS и анионом S^{2-} , см обзор (Baker, Moretti, 2011) и более поздние публикации (Коптев-Дворников и др., 2012; Fortin et al., 2015). Мы допустили, что в дополнение к ним в расплаве могут формироваться и более сложные ассоциаты сульфид-ионов с катионами Fe^{2+} и Ni^{2+} . В качестве первого приближения было предложено представить эти комплексы общей формулой $(\text{Fe}_y\text{Ni}_{1-y})_z\text{S}^{2(z-1)+}$, где положительный заряд определяется количеством ассоциированных катионов, а параметр z ($1 \leq z \leq 3-4$) характеризует их средний размер в зависимости от состава расплава (Ariskin et al., 2013). В этом случае зарождение несмешиваемых сульфидных жидкостей можно описать реакцией распада подобных комплексов с образованием новой конденсированной фазы $(\text{Fe}_y\text{Ni}_{1-y})\text{S}\downarrow$ и возвратом ионов Fe^{2+} и Ni^{2+} в катионную матрицу расплава. Полагая, что Fe/Ni отношение в сульфидной жидкости такое же, как и в исходном Fe-Ni сульфидном комплексе, эта обобщенная реакция имеет вид:



где z — средний размер комплексных частиц. В модели допускается, что доля этих комплексов среди других положительно заряженных частиц (катионов) пропорциональна мольной концентрации сульфидной серы в расплаве (X_S). В этом случае нетрудно рассчитать SCSS как функцию мольной концентрации серы в расплаве (X_S), если известны значение z , температура равновесия силикат-сульфид и константы равновесия для двух реакций образования виртуальных компонентов жидкого раствора $(\text{Fe}_y\text{Ni}_{1-y})\text{S}\downarrow$:

$$K_{\text{FeS}} = a_{\text{FeS}}^{\text{Sulf}} \left(a_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{melt}} \right)^{z-1} / a_{\text{Fe}(z)\text{S}}^{\text{complex}}, \quad (2a)$$

$$K_{\text{NiS}} = a_{\text{NiS}}^{\text{Sulf}} \left(a_{\text{Ni}^{2+}}^{\text{melt}} \right)^{z-1} / a_{\text{Ni}(z)\text{S}}^{\text{complex}} \quad (26)$$

и

$$\ln X_S = (z-1) \ln X_{\text{FeO}^*} - z \ln \Sigma \text{cat} - \ln K_{\text{FeS}} + a_{\text{FeS}}^{\text{Sulf}}, \quad (3a)$$

$$\ln X_S = (z-1) \ln X_{\text{NiO}} - z \ln \Sigma \text{cat} - \ln K_{\text{NiS}} + a_{\text{NiS}}^{\text{Sulf}}, \quad (36)$$

где X_{FeO^*} , X_{NiO} и Σcat — представляют характеристики силикатного расплава в пересчете на 1 моль смеси сложного состава. Используя некоторые дополнительные допущения для z и активностей FeS and NiS в сульфидной жидкости, ранее удалось калибровать температурно-композиционные зависимости для $\ln K_{\text{FeS}}$ и $\ln K_{\text{NiS}}$, используя результаты 216 экспериментов и 53 состава сульфидонасыщенных стекол MORB с расчетными температурами (Ariskin et al., 2013).

По сравнению с цитированной публикацией, новая калибровка сульфидной модели имеет два отличия. Во-первых, изменен калибровочный массив, который учитывает дополнительные данные (Moune et al., 2009; Ding et al., 2014; Wykes et al., 2014; Fortin et al., 2015) и включает теперь 270 составов Ni -содержащих и безникелевых экспериментальных стекол и 16 природных сульфидсодержащих MORB-стекол. При этом преобладают экспериментальные данные, полученные в опытах при повышенных и высоких давлениях (1–15 кбар): из них 31 опыт с известным содержанием воды в стеклах; для 55 имеются концентрации Ni и Fe в сульфиде. Природные данные представляют тот же массив стекловатых корок из подушечных лав разломной зоны Сикейрос (при тех же T - $f\text{O}_2$ параметрах), который представлен в (Ariskin et al., 2013). Однако теперь мы использовали составы только тех 15 стекол, для которых имеются определения состава гомогенизированных сульфидных глобул в этих образцах (McNeill et al., 2010, 2012)¹. Еще одна пара сульфид-стекло характеризует образец высокомагнезиального андезита S18-60/1 из зоны тройного сочленения Буве в южной части Срединно-Атлантического хребта (BTJ; Kamenetsky et al., 2013), который использовался ранее при тестировании первой версии сульфидной модели (Ariskin et al., 2013).

Второе отличие связано с изменением уравнений полуэмпирической зависимости $\ln K_{\text{FeS}}$ и $\ln K_{\text{NiS}}$ от состава, давления и температуры, оптимальная форма которых в обновленной модели отвечает выражениям (4) и (5):

¹ Валовые составы этих сульфидных глобул и базальтовых стекол доступны по запросу у Эндрю Мак-Нила (Andrew.McNeill@stategrowth.tas.gov.au).

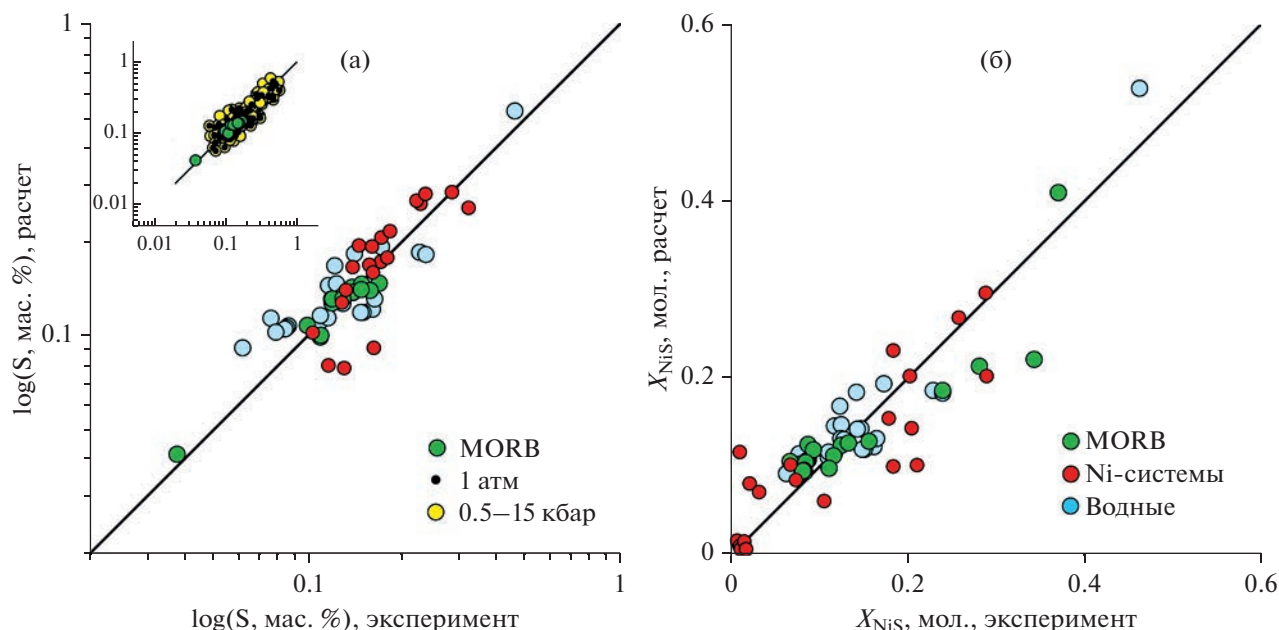


Рис. 1. Сравнение результатов расчетов и наблюдений для сульфидонасыщенных экспериментальных систем и MORB стекол. (а) — для логарифма концентрации серы в расплаве (SCSS), (б) — для состава сульфида в приближении виртуального раствора FeS-NiS. Расчеты проведены на основе обновленной модели растворимости сульфидов, адаптированной к программе КОМАГМАТ-5.3, на выборке составов, использованных при калибровках. На врезке рис. 1а показаны данные для всех 286 опытов; на основных графиках — только для природных MORB стекол, Ni- и H₂O-содержащих систем.

$$\ln K_{\text{FeS}} = A_1/T + B_1(P-1)/T + C_1 \ln(1 - X_{\text{SiO}_2}) + C_2 \ln(1 - X_{\text{TiO}_2}) + C_3 \ln(1 - X_{\text{FeO}}) + C_4 \ln(1 - X_{\text{MgO}}) + C_5 \ln(1 - X_{\text{CaO}}) + C_6 \ln(1 - X_{\text{Na}_2\text{O}} - X_{\text{K}_2\text{O}}) + C_7 \ln(1 - X_{\text{H}_2\text{O}}) + C_8, \quad (4)$$

$$\ln K_{\text{NiS}} = A_2/T + B_2(P-1)/T + C_1 \ln(1 - X_{\text{SiO}_2}) + C_2 \ln(1 - X_{\text{Al}_2\text{O}_3}) + C_3 \ln(1 - X_{\text{MgO}}) + C_4, \quad (5)$$

где T — температура в градусах Кельвина, P — давление в барах, X_i — мольные доли и FeO относится к общему содержанию оксида железа в расплаве. В случае ур-я (5) изменения в форме регрессионных уравнений преследовали цель минимизации числа независимых параметров, акцентируя внимание на компонентах, которые наиболее сильно влияют на константу K_{NiS} . Таким образом, оптимальное выражение для $\ln K_{\text{NiS}}$ (5) представляет результат перебора множества сочетаний параметров и поиска оптимальных выражений, наилучшим образом описывающих экспериментальные значения SCSS в Ni-содержащих системах. Никакие более сложные комбинации не приводили к принципиальному повышению точности этой калибровки.

Регрессионные коэффициенты окончательных калибровок и соответствующие стандартные отклонения приведены в табл. 1. Именно они используются в программе КОМАГМАТ-5.3 для расчетов вариаций SCSS по ходу кристаллизации магм при условии, что значение температуры “приходит” из главного термодинамического блока для

основных породообразующих минералов. На рис. 1 показано сравнение результатов расчетов и наблюдений для SCSS и состава сульфидов в качестве тестовых, используя составы исходных экспериментальных и природных расплавов, а также значения температуры и давления.

Результаты тестирования новой модели растворимости сульфидов на полной выборке экспериментов ($n = 286$) показали, что при расчетах SCSS она демонстрирует примерно ту же точность, что и более ранняя программа SULSAT (Ariskin et al., 2013). Средние отклонения расчетных значений от экспериментальных по абсолютной величине составили 0.03 ± 0.03 мас. % S: в интервале наблюдаемых содержаний сульфидной серы 0.03–0.15 мас. % расчеты чуть точнее (0.02 ± 0.02), для более высоких значений 0.15–0.57 мас. % S отклонения в среднем выше (0.04 ± 0.02) — в основном за счет высокотемпературных опытов. Главные отличия новой модели касаются более точных предсказаний для Ni-содержащих MORB и экспериментальных стекол, а также водосодержащих экспериментов (рис. 1а). Включение более представительного мас-

Таблица 1. Параметры обновлений при расчетах SCSS и модели SPINMELT-2, использованные в программе КОМАГМАТ-5.3

Перекалибровка модели SCSS			Поправка к модели SPINMELT-2.0		
Обозначение	Регрессионные коэффициенты	1σ	Обозначение	Регрессионные коэффициенты	1σ
$\ln K_{\text{FeS}}$, см. ур-е (4)			$\ln \frac{X_{\text{Al}}^{\text{Spl}}}{(X_{\text{Al}}^{\text{melt}})^{C_1}}$, см. ур-е (8)		
A ₁	3874.531	332.784	A	4526.476	480.426
B ₁	0.028	0.005	B	61.894	2.562
C ₁	0.529	0.256	C ₁	−0.866	0.093
C ₂	6.799	2.554	C ₂	0.697	0.082
C ₃	3.778	0.527	C ₃	−7.675	0.417
C ₄	4.120	0.583	C ₄	−0.491	0.047
C ₅	8.596	0.888	C ₅	0.617	0.087
C ₆	3.17	0.917	C ₆	0.121	0.017
C ₇	2.939	0.293	D	−0.094	0.006
C ₈ [Constant]	2.649	0.406	C ₇ [Constant]	−6.815	0.455
z_{a}^{Fe}	0.400	0.048			
z_{b}^{Fe}	3.278	0.287			
$\ln K_{\text{NiS}}$, см. ур-е (5)					
A ₂	7116.664	2806.150			
B ₂	0.0337	0.0416			
C ₁	−11.971	1.664			
C ₂	−35.089	6.156			
C ₃	−16.950	3.787			
C ₄ [Constant]	−9.176	2.756			
z_{a}^{Ni}	0.1405	0.0375			
z_{b}^{Ni}	1	—			

сива данных о составах несмешиваемых сульфидов и расплава позволило расширить диапазон оценок отношения $\text{Ni}/(\text{Ni} + \text{Fe}) = X_{\text{NiS}}/(X_{\text{NiS}} + X_{\text{FeS}})$ в модельной сульфидной жидкости (рис. 16).

Поправки к модели кристаллизации шпинели. В работах (Николаев и др., 2018а, 2018б) была представлена программа SPINMELT-2.0 — как результат развития более ранней модели SPINMELT (Ariskin, Nikolaev, 1996). Новая версия шпинелевой модели не отличается по числу катионов в твердом растворе (Mg , Fe^{2+} , Cr , Al , Fe^{3+} , Ti), но теперь представляет возможность оценки полей стабильности алюмохромистой шпинели при высоких давлениях. В дополнение SPINMELT-2.0 учитывает эффект влияния воды в расплаве при содержании H_2O до 8 мас. %. Обновленная модель была калибрована по результатам 219 экспериментов, информация о которых имеется в актуальной версии базы данных ИНФОРЭКС (Ariskin, Barmi-

на, 2004). Эти опыты были проведены при давлениях от 1 атм до 15 кбар в интервале температур 1300–1500°C и широком диапазоне редокс-условий от IW-3 до QFM+2. Составы экспериментальных расплавов/стекол, равновесных со шпинелью, варьировали в диапазоне, в мас. %: 43–63 SiO_2 , 0–4.5 TiO_2 , 9.5–23 Al_2O_3 , 3–19 $\text{FeO}_{\text{общ}}$, 3–25 MgO , 4–16 CaO , 0.1–5 Na_2O , 0–2.5 K_2O и концентрациях Cr_2O_3 до 1.5. По результатам обработки этих данных было представлено пять новых геотермометров, калиброванных по схеме, несколько отличающейся от таковой в (Ariskin, Nikolaev, 1996). Они описывают распределение компонентов между шпинелью и расплавом в форме различных констант, включая реакцию образования хромитового компонента $\text{Fe}_2\text{Cr}_2\text{O}_4$, обмен катионами Fe^{2+} и Mg^{2+} с расплавом, “степень окисленности шпинели” в виде отношения $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, а

также распределение Ti в виде мольных коэффициентов распределения:

$$\ln K = \frac{A}{T} + \frac{BP}{T} + C\Delta QFM + DX_{H_2O} + \sum_i E_i X_i + \text{Const.} \quad (6)$$

Для Al вместо расчета констант распределения между шпинелью и расплавом использовался упрощенный подход в виде зависимости мольной концентрации иона Al^{3+} в шпинели от давления, температуры и состава расплава:

$$\ln X_{Al}^{Spl} = \frac{A}{T} + \frac{BP}{T} + C \ln X_{Al}^{melt} + DX_{H_2O} + \sum_i E_i X_i + \text{Const.}, \quad (7)$$

где T — температура в градусах Кельвина, P — давление в кбар, ΔQFM — отклонение летучести кислорода в экспериментах от задаваемых буфером QFM (в log-единицах), X_{H_2O} — содержание воды в расплаве (мас. %), а значения X_i представляют различные структурно-химические характеристики расплава, такие как $Si/(Al + Si)$ или $Al/(Al + Na + K)$. Именно эта серия геотермобарометров явилась эмпирической основой расчетов в модели SPINMELT-2.0, которая была тщательно протестирована при исходных экспериментальных данных (Николаев и др., 2018а). Результаты тестов показали, что отклонения расчетных температур равновесия шпинель–расплав от экспериментальных при 1 атм составляют в среднем около $16^\circ C$, а при высоких давлениях варьируют от $\sim 30^\circ C$ при $P = 2\text{--}12$ кбар до $50^\circ C$ при $P = 15$ кбар. Экспериментальные составы шпинели воспроизводились с точностью < 3 ат. % для Al и Cr и не хуже 1 ат. % для других катионов.

Проблема заключалась в том, что при попытках адаптации модели SPINMELT-2.0 в программу КОМАГМАТ-5 алгоритм расчета условий стабильности шпинели не срабатывал для ультрамафитовых систем, содержащих более 35 мас. % MgO и менее 1–2 мас. % Al_2O_3 . Было установлено, что это связано с неудачным выбором формы уравнения (7), что потребовало дополнительных калибровок и поиска более универсальной модели. В результате перебора новых вариантов обработки того же массива экспериментальных данных было представлено полуэмпирическое уравнение:

$$\begin{aligned} \ln \frac{X_{Al}^{Spl}}{(X_{Al}^{melt})_{C_1}} = & \frac{A}{T} + \frac{BP}{T} + C_2 \ln \frac{z}{W} X_{Al}^{melt} + \\ & + C_3 \ln \frac{Si}{Si + Al} + C_4 \ln \frac{Ca}{Si + Ca} + \\ & + C_5 \ln \frac{Al}{Al + Na + K} + C_6 \ln \frac{Mg}{Fe^{2+}} + DX_{H_2O} + C_7, \end{aligned} \quad (8)$$

которое теперь включает дополнительный параметр основности силикатных расплавов в виде отношения общего заряда катионов $z = 2(Mg + Fe^{2+} + Mn + Ca + Ni) + Na + K$ к сумме зарядов катионов – сеткообразователей $W = 4(Si + Ti) + 3(Al + Cr + Fe^{3+}) + 5P$. Параметры этого нового уравнения приведены в табл. 1, а версия шпинелевой модели, где ур-е (7) заменено на ур-е (8), получила название SPINMELT-2.2 (<https://comagmat.web.ru/apps-spinmelt.html>). Эта замена мало сказалась на точности расчета температур для калибровочной выборки и привела к незначительному повышению точности оценок глиноземистости низкобарических шпинелей (рис. 2). Главный итог этих преобразований – возможность применения новой версии программы SPINMELT-2.2 к ультрамафитам с низкими содержаниями Al_2O_3 и CaO, прежде всего – к дунитам и гарцбургитам. Эти изменения учтены в обновленной версии программы КОМАГМАТ-5.3.

ГЛАВНЫЕ ОПЦИИ И ТЕСТИРОВАНИЕ ПРОГРАММЫ КОМАГМАТ-5.3

Главные режимы вычислений включают три варианта расчетов при известном составе расплава/магмы, включая оценки: (1) растворимости сульфидной серы при заданных температуре и окислительно-восстановительных условиях, (2) равновесных температур и составов пороодообразующих силикатов и оксидов и (3) моделирование траекторий равновесной и фракционной кристаллизации (рис. 3). Два первых режима могут использоваться при вычислениях сразу для серии исходных составов.

Первая опция позволяет рассчитать SCSS и общее содержание серы для серии сульфидонасыщенных расплавов, причем не только при атмосферном, но и высоких давлениях (рекомендуется не выше 10 кбар). В соответствии с принятой моделью растворимости сульфидов эти вычисления проводятся в две стадии: сначала программа оценивает SCSS для частиц и соединений, включающих только сульфидную форму серы $[S^{2-}] = S^{2-} + (Fe, Ni)S$ + другие Fe–Ni сульфидные комплексы, см. ур-е (1), затем рассчитывается общее содержание S с учетом присутствия сульфатной серы. При этом используются уравнения зависимости отношения $r = [S^{6+}]/([S^{2-}] + S^{6+})$ в расплаве от ΔQFM по данным (Jugo, 2009).

Вторая опция используется в качестве геотермометра равновесия минерал–расплав, позволяющего оценить температуру и состав минерала при условии, что он является для данного расплава (или расплавов) ликвидусной фазой. На данном этапе эти расчеты проводятся для оливина, плагиоклаза, авгита, ортопироксена, пижонита, ильменита и титаномагнетита при атмосферном давлении. Этот режим вычислений полезен для оценки точности работы геотермометров в заданном диапазоне составов магм, если для сравнения

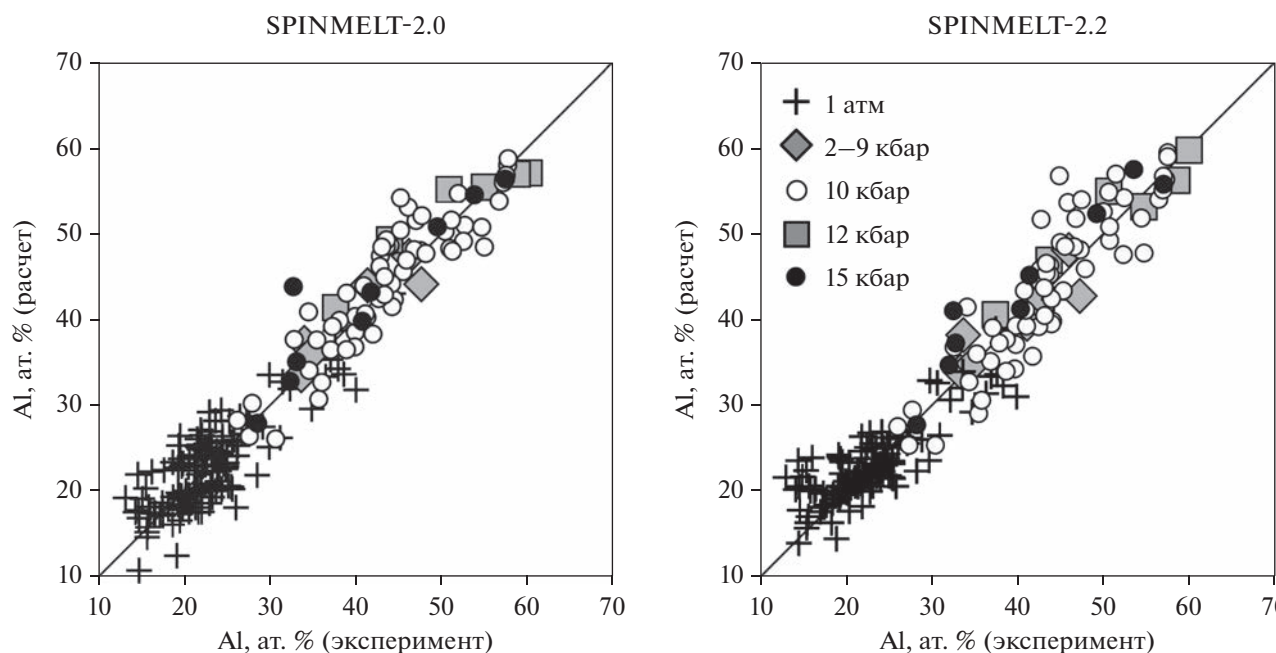


Рис. 2. Сравнение экспериментальной и расчетной концентрации иона Al^{3+} в шпинели при использовании базовой (2.0) и обновленной (2.2.0.12) версий программы SPINMELT-2. Символы представляют эксперименты и расчеты при разных давлениях.

имеется соответствующий набор экспериментальных данных (Ariskin, Barmina, 2004).

Третья опция предоставляет возможность построения траекторий кристаллизации для трех вариантов расчета, включая: равновесную кристаллизацию в закрытой системе, идеальную фракционную кристаллизацию (допуская полное отделение всех кристаллизующихся минералов от остаточного расплава) и промежуточный или смешанный тип фракционирования (рис. 3а). В третьем случае необходимо для каждого минерала и сульфида задать “степень фракционности” процесса, как % кристаллов данного вида или сульфидной жидкости, который удаляется из системы на каждом шаге кристаллизации (100% отвечает полному фракционированию минерала, 0% — равновесной кристаллизации, т.е. полному перераспределению с составом остаточного расплава). Заметим, что возможность варьирования степени фракционности для сульфидов пока еще уникальна для петрологических моделей, а анализ геохимических последствий подобных режимов требует специального рассмотрения.

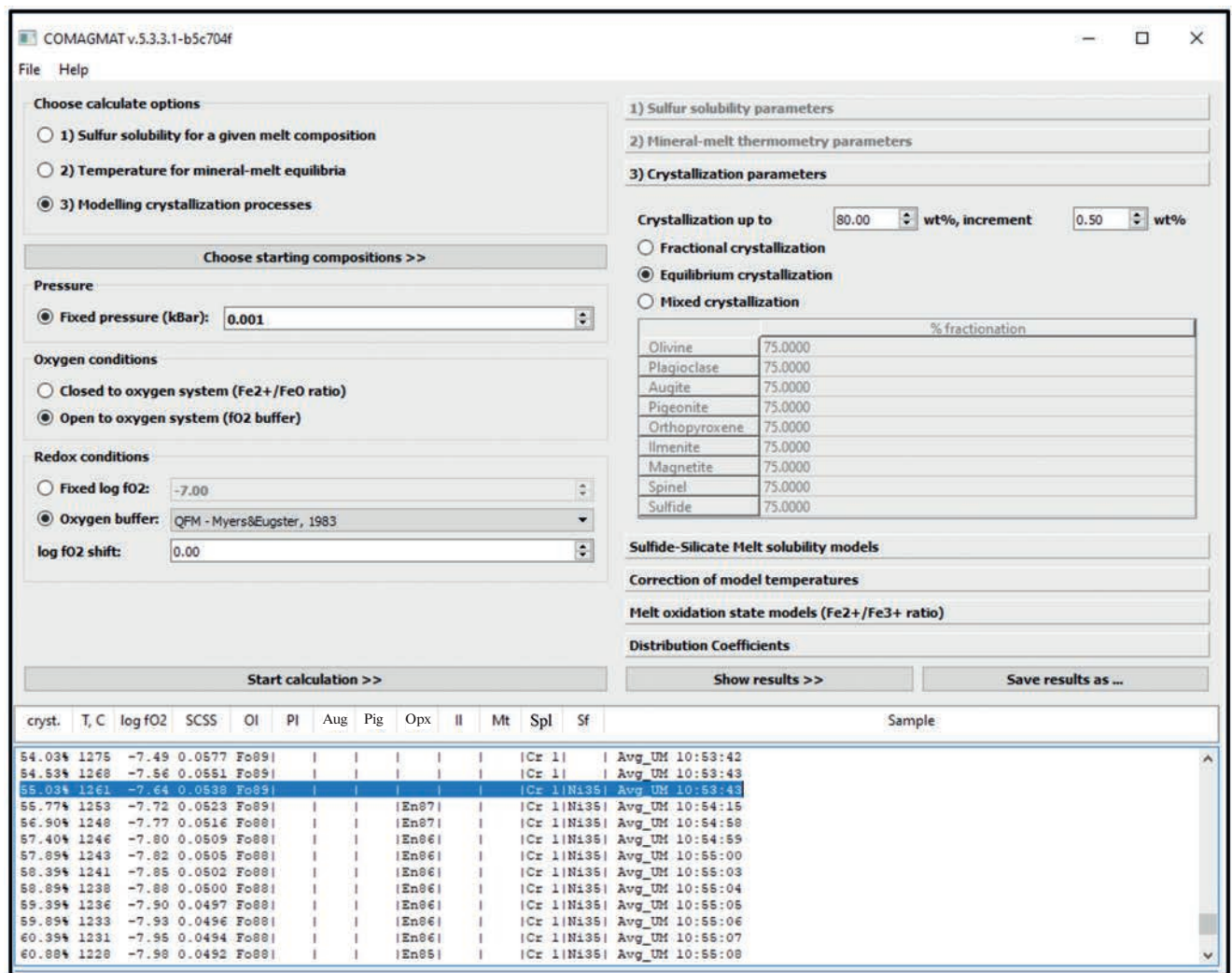
Результаты вычислений с использованием программы КОМАГМАТ-5.3 поддерживаются серией удобных интерфейсов, два примера которых показаны на рис. 4.

Учет давления. У пользователей модели КОМАГМАТ-5 нередко возникает вопрос, на чем основаны наши рекомендации использовать эту программу “в условиях малоглубинных камер (6–7 км) при давлениях до 2 кбар” (Ariskin et al., 2018a)? Ведь эта модель построена по результатам

экспериментов при давлении 1 атм! Такая возможность связана с тем, что средние погрешности термометрических расчетов для оливина и плагиоклаза (± 10 – 15°C) в 2–3 раза превышают эффект давления на температуры ликвидуса этих минералов ($\sim 5^\circ\text{C}/\text{кбар}$). Для пироксенов этот эффект составляет ~ 10 – $12^\circ\text{C}/\text{кбар}$ (Арискин и др., 1990; Ariskin, 1999). Для учета этих поправок в главном меню предусмотрена опция коррекции расчетных температур (“Correction of model temperatures”) (рис. 3а), которая предназначена для более точного вывода кристаллизующихся минералов на котектики (если этому есть петрологические основания), но может быть использована при аппроксимации барических эффектов. Например, при положительных поправках $+10^\circ\text{C}$ для *Ol* и *Pl* и задании температурного сдвига $+30^\circ\text{C}$ для клинопироксена результаты расчетов можно рассматривать как аппроксимацию траектории кристаллизации при $P = 2$ кбар — особенно для систем толеитового состава, где *Crx* является третьим кристаллизующимся минералом. Это оправдывается тем, что при низких давлениях вариации температур ликвидуса невелики, позволяя пренебречь температурным эффектом для составов минералов.

Тестирование программы КОМАГМАТ-5.3 проводилось на четырех экспериментально изученных высокомагнезиальных составах, варьирующих от коматита и пикрита до толеитового базальта и бонинита (табл. 2). Все они представляют микрозондовые составы стекол (в пересчете на сухой остаток), расплавленных выше температу-

(a)



(б)

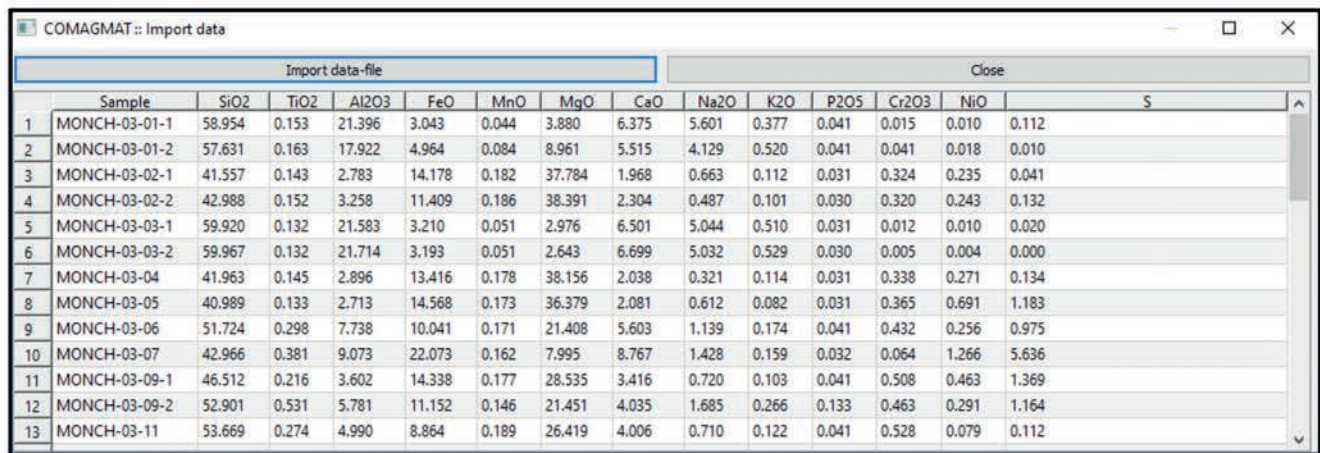


Рис. 3. Начальные интерфейсы программы КОМАГМАТ-5.3. (а) – вид главного интерфейса, где задаются режимы и условия вычислений; внизу – бегущее окно текущих расчетов при заданной степени кристаллизации системы; (б) – окно для импорта исходных составов расплава или магмы.

(a)

COMAGMAT - Calculation Results										
Close										
Save results as ...										
#	Sample	%cryst(mol%)	%cryst(wt%)	%cryst(vol%)	T(C)	P(kb)	log(fO ₂)	dQFM	dNNO	Melt(wt%)
1	MONCH-03-01-1	17.15	17.19	16.97	1214.22	0.001	-8.14	0.00	-0.74	82.81
2	MONCH-03-01-1	18.35	18.36	18.12	1212.80	0.001	-8.16	0.00	-0.74	81.64
3	MONCH-03-01-1	18.86	18.87	18.60	1212.12	0.001	-8.17	0.00	-0.74	81.13
4	MONCH-03-01-1	19.37	19.37	19.09	1211.44	0.001	-8.17	0.00	-0.74	80.63
5	MONCH-03-01-1	19.87	19.87	19.57	1210.76	0.001	-8.18	0.00	-0.74	80.13
6	MONCH-03-01-1	20.38	20.36	20.05	1210.07	0.001	-8.19	0.00	-0.74	79.64
7	MONCH-03-01-1	20.88	20.86	20.53	1209.38	0.001	-8.20	0.00	-0.74	79.14
8	MONCH-03-01-1	21.39	21.36	21.02	1208.67	0.001	-8.20	0.00	-0.74	78.64
9	MONCH-03-01-1	21.89	21.85	21.50	1207.95	0.001	-8.21	0.00	-0.74	78.15
10	MONCH-03-01-1	22.40	22.35	21.98	1207.23	0.001	-8.22	0.00	-0.74	77.65
11	MONCH-03-01-1	22.90	22.85	22.46	1206.49	0.001	-8.23	0.00	-0.74	77.15
12	MONCH-03-01-1	23.41	23.35	22.95	1205.75	0.001	-8.24	0.00	-0.74	76.65
13	MONCH-03-01-1	23.91	23.84	23.43	1205.04	0.001	-8.25	0.00	-0.74	76.16
14	MONCH-03-01-1	24.41	24.34	23.91	1204.31	0.001	-8.25	0.00	-0.74	75.66
15	MONCH-03-01-1	24.92	24.83	23.39	1203.57	0.001	-8.26	0.00	-0.74	75.17
16	MONCH-03-01-1	25.42	25.33	24.87	1202.81	0.001	-8.27	0.00	-0.74	74.67
17	MONCH-03-01-1	25.93	25.82	25.35	1202.05	0.001	-8.28	0.00	-0.74	74.18
18	MONCH-03-01-1	26.43	26.32	25.83	1201.27	0.001	-8.29	0.00	-0.74	73.68
19	MONCH-03-01-1	26.93	26.82	26.31	1200.48	0.001	-8.30	0.00	-0.74	73.18
20	MONCH-03-01-1	27.44	27.31	26.79	1199.69	0.001	-8.31	0.00	-0.74	72.69
21	MONCH-03-01-1	27.94	27.81	27.28	1198.88	0.001	-8.31	0.00	-0.74	72.19
22	MONCH-03-01-1	28.45	28.31	27.76	1198.06	0.001	-8.32	0.00	-0.74	71.69
23	MONCH-03-01-1	28.95	28.80	28.24	1197.23	0.001	-8.33	0.00	-0.74	71.20
24	MONCH-03-01-1	29.46	29.30	28.73	1196.39	0.001	-8.34	0.00	-0.74	70.70
25	MONCH-03-01-1	29.96	29.80	29.21	1195.54	0.001	-8.35	0.00	-0.74	70.20
26	MONCH-03-01-1	30.47	30.30	29.69	1194.67	0.001	-8.36	0.00	-0.74	69.70
27	MONCH-03-01-1	30.97	30.79	30.18	1193.80	0.001	-8.37	0.00	-0.74	69.21
28	MONCH-03-01-1	31.48	31.29	30.66	1192.91	0.001	-8.38	0.00	-0.74	68.71
29	MONCH-03-01-1	31.98	31.79	31.14	1192.00	0.001	-8.39	0.00	-0.74	68.21
30	MONCH-03-01-1	32.49	32.29	31.63	1191.09	0.001	-8.40	0.00	-0.74	67.71
31	MONCH-03-01-1	32.99	32.78	32.11	1190.16	0.001	-8.41	0.00	-0.74	67.22
32	MONCH-03-01-1	33.50	33.28	32.60	1189.22	0.001	-8.42	0.00	-0.74	66.72
33	MONCH-03-01-1	34.00	33.78	33.08	1188.26	0.001	-8.43	0.00	-0.74	66.22
34	MONCH-03-01-1	34.51	34.28	33.57	1187.29	0.001	-8.45	0.00	-0.74	65.72
35	MONCH-03-01-1	35.02	34.78	34.05	1186.31	0.001	-8.46	0.00	-0.74	65.22
36	MONCH-03-01-1	35.52	35.27	34.54	1185.31	0.001	-8.47	0.00	-0.74	64.73
37	MONCH-03-01-1	36.03	35.77	35.02	1184.30	0.001	-8.48	0.00	-0.74	64.23
38	MONCH-03-01-1	36.53	36.27	35.51	1183.27	0.001	-8.49	0.00	-0.73	63.73

(b)

COMAGMAT - Calculation Results										
Close										
Save results as ...										
Sf Prop(%)	SCSS(wt%)	q.SiO ₂ (wt%)	q.TiO ₂ (wt%)	q.Ai ₂ O ₃ (wt%)	q.Fe ₂ O ₃ (wt%)	q.FeO(wt%)	q.MnO(wt%)	q.MgO(wt%)	q.CaO(wt%)	
25	0.3597	0.0651	61.7007	0.2179	19.1046	0.5234	3.2543	0.0575	3.8520	4.5534
26	0.3585	0.0648	61.7687	0.2194	19.0741	0.5265	3.2595	0.0577	3.8199	4.5227
27	0.3573	0.0645	61.8373	0.2210	19.0432	0.5296	3.2648	0.0579	3.7877	4.4918
28	0.3561	0.0641	61.9065	0.2226	19.0120	0.5328	3.2700	0.0581	3.7553	4.4606
29	0.3549	0.0638	61.9763	0.2242	18.9805	0.5360	3.2752	0.0583	3.7227	4.4293
30	0.3536	0.0635	62.0467	0.2259	18.9496	0.5392	3.2804	0.0585	3.6900	4.3978
31	0.3524	0.0632	62.1178	0.2275	18.9185	0.5425	3.2856	0.0587	3.6570	4.3661
32	0.3512	0.0628	62.1895	0.2292	18.8880	0.5458	3.2907	0.0589	3.6239	4.3341
33	0.3499	0.0625	62.2619	0.2310	18.8572	0.5491	3.2958	0.0591	3.5906	4.3020
34	0.3486	0.0622	62.3350	0.2327	18.8180	0.5525	3.3010	0.0593	3.5571	4.2696
35	0.3474	0.0618	62.4087	0.2345	18.7844	0.5559	3.3061	0.0596	3.5235	4.2370
36	0.3461	0.0615	62.4831	0.2363	18.7505	0.5593	3.3111	0.0598	3.4897	4.2042
37	0.3448	0.0611	62.5583	0.2381	18.7163	0.5628	3.3162	0.0600	3.4556	4.1712
38	0.3435	0.0608	62.6341	0.2400	18.6816	0.5663	3.3212	0.0602	3.4215	4.1380
39	0.3421	0.0605	62.7106	0.2419	18.6466	0.5698	3.3262	0.0605	3.3871	4.1046
40	0.3408	0.0601	62.7879	0.2438	18.6112	0.5734	3.3312	0.0607	3.3526	4.0709
41	0.3395	0.0598	62.8659	0.2458	18.5754	0.5770	3.3361	0.0609	3.3179	4.0370
42	0.3381	0.0594	62.9447	0.2477	18.5393	0.5807	3.3410	0.0612	3.2830	4.0029
43	0.3367	0.0590	63.0242	0.2498	18.5027	0.5843	3.3459	0.0614	3.2480	3.9686
44	0.3354	0.0587	63.1045	0.2518	18.4657	0.5881	3.3507	0.0616	3.2128	3.9340
45	0.3340	0.0583	63.1856	0.2539	18.4282	0.5918	3.3555	0.0619	3.1774	3.8992
46	0.3326	0.0580	63.2675	0.2560	18.3903	0.5956	3.3602	0.0621	3.1418	3.8642
47	0.3311	0.0576	63.3502	0.2582	18.3520	0.5994	3.3649	0.0624	3.1061	3.8290
48	0.3297	0.0572	63.4337	0.2604	18.3133	0.6033	3.3696	0.0626	3.0703	3.7936
49	0.3283	0.0569	63.5181	0.2626	18.2741	0.6072	3.3742	0.0629	3.0342	3.7579
50	0.3268	0.0565	63.6033	0.2649	18.2344	0.6111	3.3787	0.0631	2.9981	3.7220
51	0.3253	0.0561	63.6893	0.2672	18.1942	0.6151	3.3832	0.0634	2.9617	3.6859
52	0.3238	0.0557	63.7763	0.2696	18.1536	0.6191	3.3877	0.0636	2.9252	3.6495
53	0.3223	0.0554	63.8641	0.2720	18.1125	0.6232	3.3921	0.0639	2.8886	3.6129
54	0.3208	0.0550	63.9528	0.2744	18.0708	0.6273	3.3964	0.0642	2.8518	3.5761
55	0.3193	0.0546	64.0425	0.2769	18.0287	0.6314	3.4007	0.0644	2.8149	3.5391
56	0.3177	0.0542	64.1331	0.2794	17.9860	0.6356	3.4049	0.0647	2.7778	3.5018
57	0.3161	0.0538	64.2246	0.2820	17.9428	0.6398	3.4090	0.0650	2.7406	3.4643
58	0.3146	0.0534	64.3172	0.2846	17.8990	0.6440	3.4131	0.0653	2.7033	3.4266
59	0.3129	0.0530	64.4106	0.2873	17.8547	0.6483	3.4171	0.0655	2.6658	3.3886
60	0.3113	0.0526	64.5051	0.2900	17.8098	0.6526	3.4210	0.0658	2.6282	3.3504
61	0.3097	0.0522	64.6007	0.2928	17.7643	0.6569	3.4248	0.0661	2.5905	3.3121
62	3.7324	0.0470	65.9306	0.3361	17.1192	0.7095	3.4506	0.0702	2.1273	2.8244

Рис. 4. Интерфейсы результатов расчетов в программе КОМАГМАТ-5.3. Результаты расчетов в зависимости от степени кристаллизации модельного расплава: (а) – T - P - fO_2 условия и фазовый состав системы; (б) – пропорция сульфида, SCSS и состав расплава.

ры ликвидуса, а сами эксперименты проводились в разных лабораториях при атмосферном давлении методом петли в условиях буфера QFM. Общей особенностью этих составов является наличие данных о содержании хрома в виде Cr_2O_3 (мас. %) или Cr (ppm), что позволило верифицировать модель на предмет начала кристаллизации алюмохромистой шпинели. При расчетах задавались условия QFM и шаг кристаллизации 0.5 мас. %, вплоть до степени затвердевания 65–80%. Сравнение экспериментальных и расчетных последовательностей кристаллизации минералов приведено на рис. 5.

Эти данные показывают, что все расчеты воспроизводят более раннюю кристаллизацию оливина относительно шпинели и набор более поздних котектических пироксенов и плагиоклаза, включая выделение пижонита (а не *Орх*!) в случае коматиита. Максимальные отклонения расчетных температур от экспериментальных для силикатных минералов демонстрирует ортопироксен (данные для бонинита на рис. 6). Это созвучно результатам тестирования версии КОМАГМАТ-5.2 на составе магнезиального андезита, где расчетная температура кристаллизации *Орх* была занижена на $\sim 20^\circ\text{C}$ (Fig. 2 в Ariskin et al., 2018a). Здесь мы не стали вводить поправку на температуру кристаллизации *Орх* (как было сделано в цитируемой публикации) и акцентируем внимание на шпинели. Как видно из сравнений на рис. 6, начальные *Spl*-температуры лучше согласуются для менее магнезиальных толеита и бонинита, тогда как в случае пикрита и коматиита расчетные температуры кристаллизации шпинели оказываются существенно выше. Эти превышения коррелируют с максимальным содержанием хрома в расплавах (0.18 и 0.44 мас. % Cr_2O_3 , табл. 2) и кажется естественным соотнести эту неопределенность модели с высокомагнезиальной и хромистой спецификой исходных систем. Такой подход не очевиден, если учесть, что в случае коматиитового состава при появлении на ликвидусе модель предсказывает ~ 0.012 мас. % *Spl* в системе, а для пикрита — только 0.006 мас. % *Spl*. Трудно сказать, насколько реально установить подобные количества шпинели при проведении экспериментов, но, очевидно, что эта проблема носит более общий характер и должна учитываться при рассмотрении результатов моделирования для акцессорных фаз/минералов.

Главный результат тестирования заключается в демонстрации возможности моделировать геохимические эффекты для оливин-шпинелевой котектики и других *Spl*-содержащих ассоциаций минералов в широком диапазоне температур и составов.

Таблица 2. Составы экспериментальных расплавов (мас. %), использованных при тестировании программы КОМАГМАТ-5.3

Компоненты	1	2	3	4
SiO_2	46.67	49.61	49.73	57.43
TiO_2	1.91	0.47	0.73	0.14
Al_2O_3	10.53	4.64	14.81	10.92
FeO	11.43	11.59	10.07	9.20
MnO	0.19	0.24	0.18	0.00
MgO	18.05	22.46	10.34	12.09
CaO	8.56	10.30	12.35	7.30
Na_2O	1.86	0.27	1.60	1.96
K_2O	0.40	0.00	0.05	0.82
P_2O_5	0.22	0.00	0.06	0.00
Cr_2O_3	0.18	0.44	0.08	0.13
Сумма	100	100	100	100

Примечание. 1 — гавайский пикрит (Ryerson et al., 1988), 2 — синтетический коматиит (Parman et al., 1997), 3 — толеитовый базальт из керна, пробуренного на плато Онтонг Ява (Sano, Yamashita, 2004), 4 — бонинит с архипелага Огасавара в Японии (Tsuchiyama, 1986).

ВЕРИФИКАЦИЯ МОДЕЛИ НА СУЛЬФИДНОСНОМ ОЛИВИНОВОМ КУМУЛАТЕ

Применимость программы КОМАГМАТ-5.3 к породам рудоносных ультрамафит-мафитовых массивов продемонстрирована на образце пикродолерита DV30-2, отобранного на расстоянии около полутора метров от нижнего контакта Йоко-Довыренского массива в Северном Прибайкалье (Ariskin et al., 2016, 2018c). Эта оливин-порфировая порода содержит 24.4 мас. % MgO (табл. 3), что близко среднему составу пород Йоко-Довыренского массива (Ariskin et al., 2018b). Петрологические реконструкции с использованием программы КОМАГМАТ-5.2 показали, что она представляет примитивный оливиновый ортокумулат, в начале затвердевания отвечавший равновесию 37% кристаллов оливина состава $\sim Fo_{88}$ с 63% высокомагнезиального расплава (~ 11 мас. % MgO и 52 мас. % SiO_2) при температуре $\sim 1285^\circ\text{C}$ (Арискин и др., 2017a). Более точный состав гетерогенной довыренской магмы (содержащей, вероятно, меньшее количество вкрапленников оливина) не известен, но главный интерес представляют минералогическо-геохимические характеристики этой исходной протокумуляусной смеси, включая оценки растворимости сульфидной серы и состава первичной алюмохромистой шпинели. Эта информация доступна по результатам моделирования равновесной кристаллизации виртуального расплава, обр. DV30-2, приведенных на рис. 6–8. Термин “виртуальный расплав” означает, что природной жидкости, отвечавшей 100% плавлению такого образца, не существовало, а его валовый состав определяется степенью накопления кристаллов оливина. Таким образом, в качестве реальной последовательности кристаллизации интеркумулуса следует

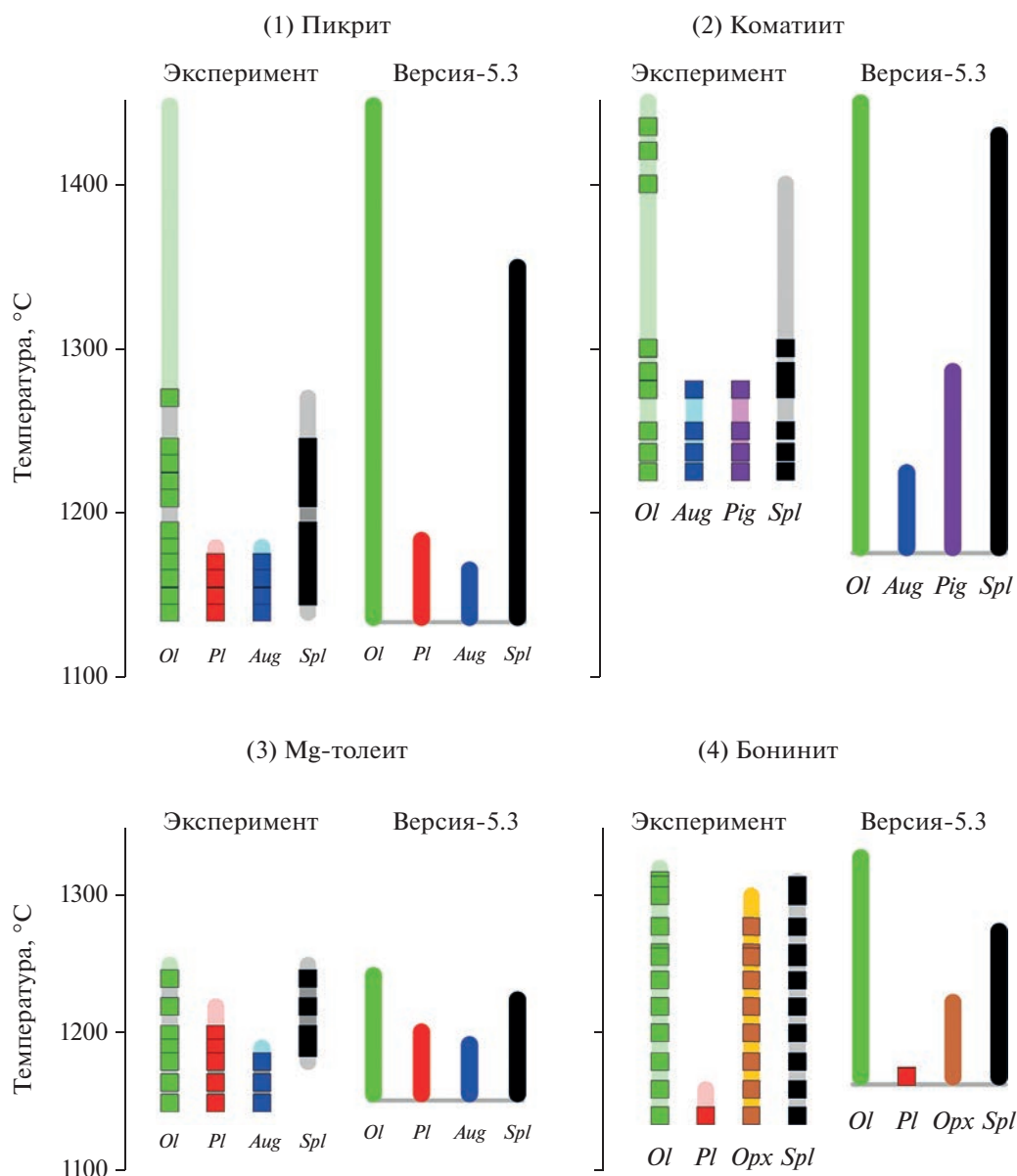


Рис. 5. Сравнение порядка кристаллизации минералов по результатам экспериментов и расчетов при помощи программы КОМАГМАТ-5.3. Номера графиков отвечают последовательности составов и ссылок на эксперименты в табл. 2: для каждого состава слева — экспериментальные точки при изученных температурах, справа — результат моделирования. Максимальная степень кристаллизации систем при расчетах составляла: (1) 65.5%, (2) 80%, (3) 79.5%, (4) 68.5%. Более светлым фоном для экспериментов показан ожидаемый интервал стабильности каждого минерала, включая прогноз максимальной температуры, судя по последнему (сверху) значению, при котором его появление в продуктах опытов еще не диагностируется. В случае пикрита (Ryerson et al., 1988) ликвидусная температура оливина в экспериментах не определена и принята как расчетная. *Ol* — оливин, *Pl* — плагиоклаз, *Aug* — авгит, *Pig* — пижонит, *Opx* — ортопироксен, *Spl* — шпинель.

рассматривать результаты расчетов при температурах ниже температуры исходной гетерогенной магмы, т.е. при $T < 1285^{\circ}\text{C}$.

На рис. 6 сопоставляются такие виртуальные и реальные последовательности, рассчитанные с использованием программ КОМАГМАТ-5.2 и КОМАГМАТ-5.3. Моделирование кристаллизации в обоих случаях проводилось для номиналь-

но сухих условий при давлении 1 атм и летучести кислорода, отвечающей буферу кварц-фаялит-магнетит (QFM). Эти параметры близки условиям кристаллизации довыренической магмы, которые оценены независимыми методами ($P \leq 0.5$ –1 кбар, содержание воды в расплаве < 0.5 мас. %, летучесть кислорода $\leq$ QFM), см. (Арискин и др., 2017б). Заниженное до атмосферного давление связано с

тем, что в программах серии КОМАГМАТ-5 пока отсутствует опция моделирования в полибарическом режиме. Как отмечено выше, это не вносит существенной погрешности в расчеты, поскольку различия в 0.5 кбар слабо сказываются на порядке кристаллизации порообразующих минералов и растворимости сульфидной серы (Ariskin, Barmina, 2004; Ariskin et al., 2013). Вычисления проводились с шагом 0.5 мол. % до максимальной степени кристаллизации 75%.

Как показывают данные на рис. 6, оба расчета при магматических температурах демонстрируют один и тот же порядок кристаллизации главных порообразующих минералов: оливин → сульфид → плагиоклаз → высоко-Са пироксен → ортопироксен. Он отвечает последовательной смене главных кумулюсных ассоциаций в породах Йоко-Довыренского массива (снизу вверх): дунит → троктолит → оливинное габбро → габбронорит (Ariskin et al., 2016). Главное отличие состоит в том, что предыдущая модель КОМАГМАТ-5.2 указывала на более раннее появление несмешиваемых сульфидов в интеркумулясе, а в актуальной версии КОМАГМАТ-5.3 протокумулясная смесь при 1285°C включает 0.94 мас. % аккумулятивной Al-Cr шпинели. Это согласуется с присутствием многочисленных включений шпинели в оливине из наиболее примитивных базальных пород Йоко-Довыренского массива (Ariskin et al., 2018b). Примерно 25-градусные различия в оценке начала сульфидной несмешиваемости обусловлены изменениями в модели растворимости сульфидов для компонентов FeS и NiS, см. ур-я (4), (5) в табл. 1. По этой причине модель КОМАГМАТ-5.2 пред-

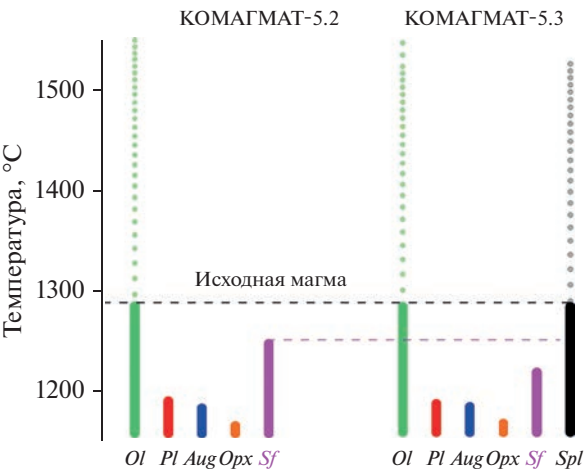


Рис. 6. Модельные порядки кристаллизации расплава пикроделерита, обр. DV30-2, из зоны нижнего контакта Йоко-Довыренского массива. Расчеты по предыдущей и актуальной версиям программы КОМАГМАТ-5 проводились в приближении номинально сухих систем при $P = 1$ атм и условиях буфера QFM. Температура исходной магмы принимается равной ~1285°C: соответственно, кристаллизация при более высоких температурах носит виртуальный характер (частые кружки), а ниже 1285°C отвечает кристаллизации исходной смеси кумулюсного оливина и интеркумуляльного расплава. Sf – сульфидная жидкость.

сказывает появление сульфидной жидкости после докристаллизации ~3% интеркумулясного Ol (на 40°C ниже температуры исходной магмы), тогда как КОМАГМАТ-5.3 – после докристаллиза-

Таблица 3. Составы пикроделерита, обр. DV30-2, и его модельных расплавов, рассчитанные с использованием программ КОМАГМАТ-5.2 и КОМАГМАТ-5.3

Оксиды и сера, мас. %	Обр. DV30-2	Исходный расплав при 1285°C		Интеркумуляционный расплав при насыщении сульфидом	
		версия 5.2	версия 5.3	версия 5.2 (1247°C)	версия 5.3 (1220°C)
SiO ₂	47.51	52.14	52.38	52.81	53.66
TiO ₂	0.39	0.63	0.62	0.66	0.67
Al ₂ O ₃	8.79	14.12	13.86	14.81	14.99
Fe ₂ O ₃	—	0.86	0.86	0.85	0.84
FeO	9.83	8.16	8.04	7.58	6.99
MnO	0.17	0.16	0.16	0.15	0.15
MgO	24.42	10.94	10.96	9.54	8.91
CaO	6.34	10.00	10.00	10.46	10.80
Na ₂ O	1.08	1.74	1.73	1.83	1.88
K ₂ O	0.62	1.00	1.00	1.05	1.08
P ₂ O ₅	0.08	0.13	0.13	0.14	0.14
Cr ₂ O ₃	0.57	—	0.14	—	0.09
NiO	0.14	0.034	0.034	0.027	0.022
S	0.050	0.080	0.080	0.084	0.085

Примечание. Состав обр. DV30-2 по данным РФА пересчитан на безводную основу в приближении $FeO_{общ} = FeO + 0.899Fe_2O_3$. Температура 1285°C отвечает исходному магматическому расплаву, равновесному с оливинами ~F₀₈₈ (Ariskin et al., 2018b).

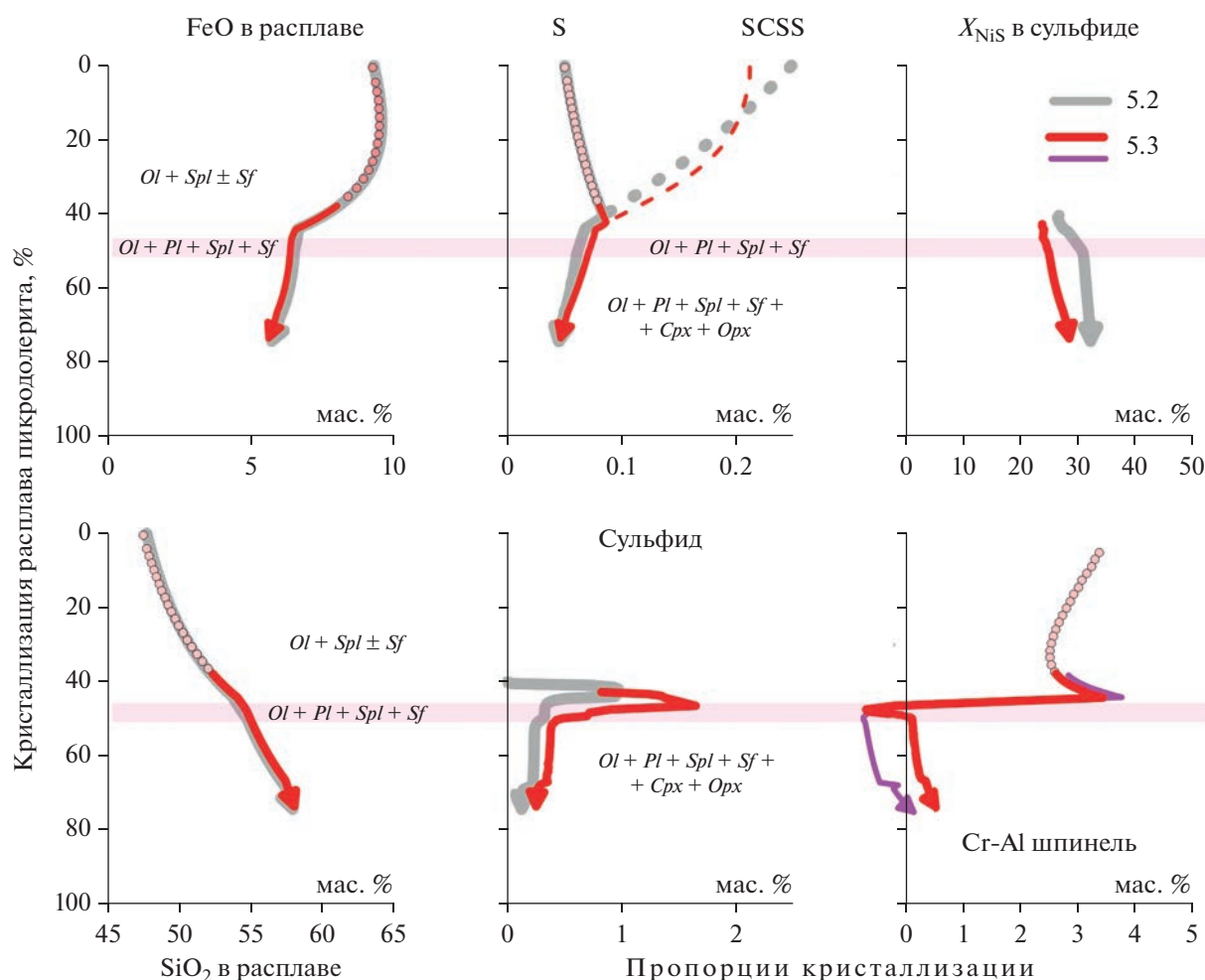


Рис. 7. Эволюция состава остаточных расплавов, несмешиваемых сульфидов и пропорции кристаллизации рудных фаз в зависимости от степени кристаллизации модельных систем. Обозначения 5.2 и 5.3 относятся к предыдущей и обновленной версиям программ серии КОМАГМАТ-5: красные линии — актуальная (без учета вхождения Cr в пироксены), сиреневые линии — пробное моделирование с учетом хромистости пироксенов, см. в тексте. Розовой полоской показан интервал кристаллизации *Ol-Pl-Spl*-сульфидной котектики — до появления на ликвидусе клино- и ортопироксена (по обновленной модели КОМАГМАТ-5.3).

ции 4.8% *Ol* и ~0.13% шпинели (соответственно на 65°C ниже). Оба варианта указывают на появление первых сульфидов раньше кристаллизации плагиоклаза (рис. 6). Небольшие отличия в степени кристаллизации интеркумулусного расплава (до появления сульфидов) предполагают близкий состав первого сульфидонасыщенного расплава (сравните колонки, отвечающие температурам 1247°C и 1220°C в табл. 3). Модельные значения растворимости сульфидов (SCSS) при этих параметрах в рамках точности моделей не различаются — 0.084 мас. % S при 1247°C (КОМАГМАТ-5.2) и 0.085 мас. % S при 1220°C (КОМАГМАТ-5.3).

На рис. 7 показаны важные характеристики эволюции состава расплавов, несмешиваемой сульфидной жидкости и пропорций кристаллизации рудных фаз в зависимости от степени кристаллизации. Эти соотношения более наглядно (по

сравнению с температурными) отражают композиционные вариации и их различия, поскольку составы остаточных расплавов в закрытой системе определяются, в первую очередь, количеством кристаллизовавшихся минералов (Арискин, Бармина, 2000). Таким образом, эволюция содержаний FeO, SiO₂ и серы (S) в расплаве для обеих моделей практически совпадает, при незначительных различиях расчетной растворимости сульфидной серы (SCSS). Данные по вариациям NiS в сульфиде показывают, что программа КОМАГМАТ-5.3 предсказывает более низкое содержание Ni, при этом сохраняется тенденция небольшого обогащения никелем сульфида на заключительных стадиях кристаллизации. Мы связываем это с температурно-зависимым перераспределением Ni и Fe между оливином и сульфидом, которое характеризуется повышением отношения Ni/Fe в сульфиде (Barnes et al., 2013; Ariskin et al., 2016).

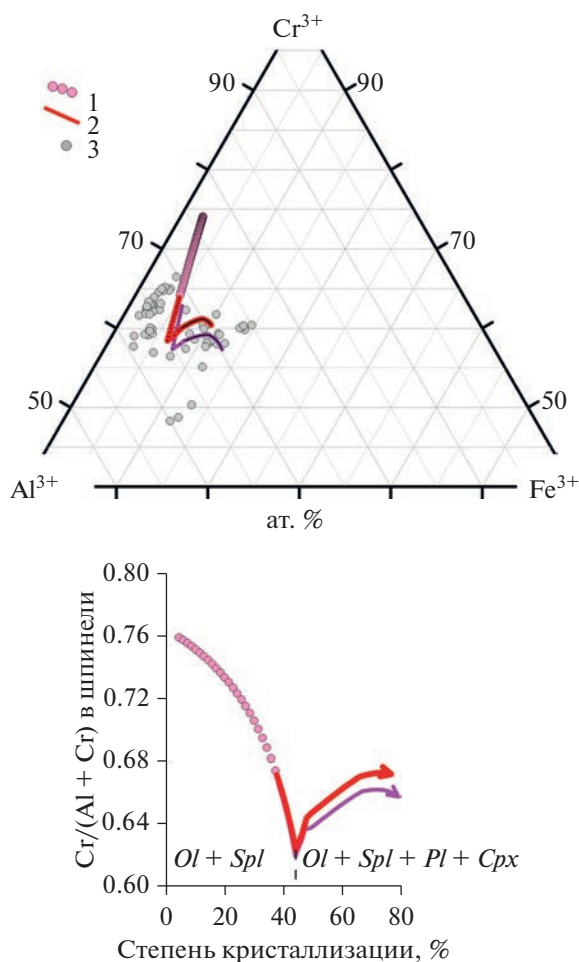


Рис. 8. Эволюция состава алюмохромита при равновесной кристаллизации расплава пикродолерита, обр. DV30-2 (табл. 3). Сверху — проекции составов на диаграмму относительных количеств трехвалентных катионов, снизу — зависимость показателя хромистости шпинели $Cr\#$ от степени кристаллизации модельной системы. Расчеты по модели КОМАГМАТ-5.3: красные линии — актуальная (без учета вхождения Cr в пироксены), сиреневые линии — пробное моделирование с учетом хромистости пироксенов; 1 — виртуальные составы выше температуры исходной магмы ($>1285^\circ C$), 2 — интервал кристаллизации исходной смеси кумулюсного оливина (+ Spl) и интеркумулюсного расплава ($1285 \rightarrow 1160^\circ C$). Природные данные: 3 — составы наименее окисленных ($Fe^{3+}/(Al^{3+} + Cr^{3+} + Fe^{3+}) < 0.15$) включений алюмохромита в оливине из 18 образцов плагиоперидитов и плагиодунитов базальной зоны Йоко-Довыренского массива (на стратиграфических уровнях до 250 м от контакта).

Особый интерес представляют данные по пропорциям “кристаллизации” сульфида и шпинели (см. два правых графика в нижней части рис. 7). В результате изменения модели SCSS и учета шпинели программа КОМАГМАТ-5.3 предсказывает теперь более высокую пропорцию выделения сульфидов: на *Ol-Spl*-сульфидной котектике —

1.2–1.6 мас. % сульфида (вместо 0.7–1% в случае КОМАГМАТ-5.2), а на *Ol-Spl-Pl*-сульфидной котектике — 0.7–0.9 мас. % (вместо 0.3–0.5%). С началом кристаллизации клинопироксена эти оценки составляют 0.4–0.5 мас. % сульфида (вместо 0.2–0.3%), а при появлении ортопироксена и перитектическом растворении оливина снижаются до 0.25 мас. % (вместо 0.10%).

Вариации пропорции кристаллизации $Al-Cr$ шпинели носят немонотонный характер: максимальные значения около 3.5 мас. % характерны для поля избыточного оливина — непосредственно перед появлением плагиоклаза (красные линии на рис. 7), после чего резко снижаются до отрицательных значений. Это означает, что экстракция Al_2O_3 плагиоклазом из расплава дестабилизирует шпинель, а ранее выделившиеся кристаллы этого минерала должны растворяться. Эти процессы находят отражение в эволюции состава шпинели: на этапе кристаллизации *Ol-Spl*-сульфидной котектики хромистость шпинели $Cr/(Cr + Al)$ снижается, а после появления плагиоклаза начинает возрастать на фоне более быстрого повышения ее окисленности (красные линии на рис. 8). Этот перитектический эффект может иметь важное значение в контексте проблем образования хромитов в ультрамафит-мафитовых массивах (Николаев и др., 2019). С началом кристаллизации клинопироксена скорость перитектического растворения шпинели снижается (очевидно, из-за понижения доли кристаллизующегося *Pl*), что выражается в изгибе тренда повышения ее хромистости (рис. 8). После появления *Orx* пропорция кристаллизации *Spl* вновь приобретает слабо положительные значения (0.2–0.3 мас. %), т.е. количество шпинели в системе практически не меняется.

Результаты сравнения модельной траектории и природных составов шпинели из базальных пород Йоко-Довыренского массива свидетельствуют, что КОМАГМАТ-5.3 в целом верно предсказывает область примитивных исходных составов алюмохромита, включая подобие перегиба композиционного тренда в направлении повышения окисленности шпинели (рис. 8). При этом надо иметь в виду, что в представленной версии программы КОМАГМАТ-5.3 не учитывалось вхождение хрома в пироксены. Это должно еще сильнее дестабилизировать $Al-Cr$ шпинель и способствовать ее растворению, в каких-то случаях до полного (см. эксперименты для магнезиального толеита на рис. 5). Такая возможность давно обсуждается в петрологической литературе, но количественно эффект не изучен, а современные модели кристаллизации (включая MELTS, pMELTS и производные) нуждаются в дополнительных калибровках для учета подобных реакционных соотношений.

Используя небольшую модификацию актуальной версии программы КОМАГМАТ-5.3, мы оценили возможные масштабы этого эффекта. Коррекция модели заключалась в полуэмпирическом подборе коэффициентов распределения

хрома между Cpx , Opx и расплавом, которые при расчетах траектории кристаллизации расплава, обр. DV30-2, обеспечат соответствие или близость модельного содержания Cr_2O_3 в этих минералах наблюдаемым (Ariskin et al., 2018b). Демонстрационный вариант отвечает начальной концентрации Cr_2O_3 в Cpx около 0.8 мас. % (полагая $D_{Cr}(Cpx\text{-расплав}) \sim 10$) и 0.28 мас. % Cr_2O_3 в Opx (при $D_{Cr}(Opx\text{-расплав}) \sim 5$). Результаты расчетов для этого варианта показаны на рис. 7 и 8 сиреневыми линиями. Эффект оказался существенным. На рис. 7 видно, что после появления на ликвидусе пироксенов пропорция кристаллизации шпинели держится в поле отрицательных значений, около -1 мас. %, отражающих продолженное растворение. Это смещает линию эволюции состава шпинели в область менее хромистых дериватов, что лучше описывает поле природных составов (рис. 8).

ВЫВОДЫ

Полная перекалибровка модели растворимости Fe-Ni сульфидов в мафит-ультрамафитовых магмах (Ariskin et al., 2013) и включение уравнений равновесия шпинель–расплав (Николаев и др., 2018а, 2018б с поправками) лежат в основе обновленной программы КОМАГМАТ-5.3, способной моделировать силикатно-сульфидную несмешимость одновременно с кристаллизацией алюмохромита и других порообразующих минералов. Эти изменения позволили скорректировать зависимость состава модельных сульфидов от температуры и провести оценку параметров кристаллизации алюмохромита в базальт-коматиитовых магмах на $Ol\text{-}Spl$ и других петрологически важных котектиках. Наиболее важные характеристики включают эволюцию состава и относительных пропорций несмешимых сульфидов и шпинели.

Расчеты на основе актуальной версии КОМАГМАТ-5.3 для оливинового кумулата из эндоконтакта Йоко-Довыренского массива показывают, что по сравнению с программой КОМАГМАТ-5.2 новая версия КОМАГМАТ-5.3 предсказывает более высокую пропорцию выделения сульфидов: на $Ol\text{-}Spl$ -сульфидной котектике — 1.2–1.6 мас. % сульфида (вместо 0.7–1%), а на $Ol\text{-}Spl\text{-}Pl$ -сульфидной котектике — 0.7–0.9 мас. % (вместо 0.3–0.5%). С началом кристаллизации клинопироксена относительная пропорция сульфидов составляет менее 0.4–0.5 мас. %.

При этом наблюдаются немонотонные вариации пропорции Al-Cr шпинели: максимальные значения около 3.5 мас. % характерны для $Ol\text{-}Spl$ котектики, но резко падают (вплоть до отрицательных значений) на этапе кристаллизации плагиоклаза. Это отвечает прекращению кристаллизации и даже частичному растворению ранее выделившейся шпинели, что приводит к смене тренда эволюции состава алюмохромита — от снижения значения Cr/Al в поле избыточного оливина на повышение

хромистости в области кристаллизации $Ol\text{-}Pl$ котектики. Этот, по сути, перитектический эффект, по-видимому, еще не обсуждался в петрологической литературе и может иметь важное значение при обсуждении механизмов образования хромитов в ультрамафит-мафитовых массивах. Сравнение с природными составами включений шпинели в оливине из базальных пород Йоко-Довыренского массива показывает, что КОМАГМАТ-5.3 в целом реалистично предсказывает соотношение трехвалентных катионов — Al^{3+} , Cr^{3+} и Fe^{3+} .

Впервые предпринята попытка оценить влияние присутствия хрома в пироксенах на пропорцию кристаллизации и состав Al-Cr шпинели. На примере демонстрационного расчета для того же пикродолерита, обр. DV30-2, показано, что этот фактор приводит к более продолжительному растворению шпинели с началом кристаллизации пироксенов, а ее состав смещается в область менее хромистых дериватов. Последовательный учет подобных соотношений требует систематизации экспериментальных данных о распределении хрома между пироксенами и расплавом, тщательного анализа T - fO_2 зависимостей для соответствующих коэффициентов распределения и адаптации подобных уравнений к текущей версии программы КОМАГМАТ-5.3. Это становится задачей ближайшего будущего.

Благодарности. Авторы признательны Эндрю Мак-Нилу (A.W. McNeill, Mineral Resources Tasmania, Hobart, Australia) и Леониду Данюшевскому (L.V. Danyushevsky, University of Tasmania, Hobart, Australia), которые на раннем этапе этих работ представили данные о составах гомогенизированных сульфидных глобул из закалочных стекол разломной зоны Сикейрос (ВТП). Авторы благодарны рецензентам — А.А. Борисову (ИГЕМ РАН) и П.Ю. Плечову (Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН) за ценные замечания по содержанию рукописи.

Источники финансирования. Статья подготовлена в рамках Госзадания GEOХИ РАН (Москва) по теме “Изучение геохимических, космогонических и космохимических процессов методами математического моделирования”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Альмеев Р.Р., Арискин А.А. ЭВМ-моделирование расплавно-минеральных равновесий в водосодержащей базальтовой системе // Геохимия. 1996. Т. 7. С. 624–636.
- Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм // Под ред. И.Д. Рябчикова. М.: Наука, 2000, 363 с.
- Арискин А.А., Френкель М.Я. Моделирование фракционной кристаллизации основных силикатных расплавов на ЭВМ // Геохимия. 1982. Т. 3. С. 338–356.
- Арискин А.А., Бармина Г.С., Френкель М.Я., Ярошевский А.А. ЭВМ-моделирование фракционной кристаллизации толеитовых магм при низком давлении // Геохимия. 1987. Т. 9. С. 1240–1259.

- Арискин А.А., Френкель М.Я., Цехоня Т.И. Фракционная кристаллизация толеитовых магм в условиях повышенных давлений // Геохимия. 1990. Т. 2. С. 172–183.
- Арискин А.А., Бармина Г.С., Озеров А.Ю., Нильсен Р.Л. Генезис высокоглиноземистых базальтов Ключевского вулкана // Петрология. 1995. Т. 3. С. 42–67.
- Арискин А.А., Бычков К.А., Николаев Г.С. Моделирование микроэлементного состава сульфидной жидкости в кристаллизующейся базальтовой магме: развитие концепции R-фактора // Геохимия. 2017а. Т. 55. С. 453–462.
- Арискин А.А., Фомин И.С., Жаркова Е.В. и др. Окислительно-восстановительный режим формирования ультрамафитов и габброидов Йоко-Довыренского массива (по результатам измерений собственной летучести кислорода в оливине) // Геохимия. 2017б. Т. 55. С. 579–593.
- Бармина Г.С., Арискин А.А. Оценка химических и фазовых характеристик исходной магмы троктолитового интрузива Киглапейт (Лабрадор, Канада) // Геохимия. 2002. Т. 10. С. 1071–1083.
- Гонгальский Б.И., Кривоуцкая Н.А., Арискин А.А., Николаев Г.С. Строение, состав и условия формирования Чинейского анортозит-габброноритового массива в Северном Забайкалье // Геохимия. 2008. Т. 7. С. 691–720.
- Коптев-Дворников Е.В., Арьяева Н.С., Бычков Д.А. Уравнение термобарометра для описания сульфид-силикатной ликвации в базитовых системах // Петрология. 2012. Т. 20. С. 495–513.
- Кривоуцкая Н.А., Арискин А.А., Служеникин С.Ф., Туровцев Д.М. Геохимическая термометрия пород Талнахского интрузива: оценка состава расплава и степени кристаллизованности исходной магмы // Петрология. 2001. Т. 9. С. 451–479.
- Николаев Г.С., Арискин А.А. Бураковско-Аганозерский расслоенный массив Заонежья: II. Строение краевой группы и оценка состава родоначальной магмы методом геохимической термометрии // Геохимия. 2005. Т. 7. С. 712–732.
- Николаев Г.С., Арискин А.А., Бармина Г.С. SPINMELT-2.0: Численное моделирование равновесия шпинелид–расплав в базальтовых системах при давлениях до 15 кбар: I. Формулировка, калибровка и тестирование модели // Геохимия. 2018а. Т. 56. С. 28–49.
- Николаев Г.С., Арискин А.А., Бармина Г.С. SPINMELT-2.0: Численное моделирование равновесия шпинелид–расплав в базальтовых системах при давлениях до 15 кбар: II. Описание программы, топология модельной системы хромшпинелид – расплав и ее петрологические приложения // Геохимия. 2018б. Т. 56. С. 135–146.
- Николаев Г.С., Арискин А.А., Бармина Г.С. Численное моделирование влияния петрогенных компонентов на растворимость хромшпинелида в расплаве и возможный механизм образования хромититов // Докл. АН. 2019. Т. 487. С. 78–81.
- Френкель М.Я., Арискин А.А. Моделирование равновесной и фракционной кристаллизации базальтовых расплавов с помощью ЭВМ // Геохимия. 1984. Т. 10. С. 1419–1431.
- Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А. и др. Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1988. 216 с.
- Almeev R., Holtz F., Koepke J. et al. Depths of partial crystallization of H₂O-bearing MORB: phase equilibria simulations of basalts at the MAR near Ascension Island (7–11° S) // J. Petrol. 2008. V. 49. P. 25–45.
- Almeev R.R., Ariskin A.A., Kimura J.-I., Barmina G. The role of polybaric crystallization in genesis of andesitic magmas: phase equilibria simulations of Bezmyanny volcanic subseries // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2013. V. 263. P. 182–192.
- Ariskin A.A. Phase equilibria modeling in igneous petrology: use of COMAGMAT model for simulating fractionation of ferro-basaltic magmas and the genesis of high-alumina basalt // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1999. V. 90. P. 115–162.
- Ariskin A.A. The compositional evolution of differentiated liquids from the Skaergaard layered series as determined by geochemical thermometry // Russian J. Earth Sciences. 2003. V. 5. P. 1–29.
- Ariskin A.A., Barmina G.S. An empirical model for the calculation of spinel-melt equilibrium in mafic igneous systems at atmospheric pressure: II. Fe-Ti oxides // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 134. P. 251–263.
- Ariskin A.A., Barmina G.S. COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications // Geochem. International. 2004. V. 42 (Supplementary 1). S1–S157.
- Ariskin A.A., Nikolaev G.S. An empirical model for the calculation of spinel-melt equilibrium in mafic igneous systems at atmospheric pressure: I. Chromian spinels // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 123. P. 282–292.
- Ariskin A.A., Barmina G.S., Frenkel M.Ya., Nielsen R.L. COMAGMAT: a Fortran program to model magma differentiation processes // Computers and Geosciences. 1993. V. 19. P. 1155–1170.
- Ariskin A.A., Deutsch A., Ostermann M. The Sudbury Igneous Complex: Simulating phase equilibria and in situ differentiation for two proposed parental magmas // Geol. Soc. Amer. Special Paper. 1999. V. 339. P. 373–387.
- Ariskin A.A., Barmina G.S., Bychkov K.A., Danyushevsky L.V. Parental magmas of mafic layered intrusions: using an updated COMAGMAT model for calculations of sulfide-silicate cotectics during their crystallization // Northwestern Geology. 2009. V. 42. P. 1–3.
- Ariskin A.A., Danyushevsky L.V., Bychkov K.A. et al. Modeling solubility of Fe-Ni sulfides in basaltic magmas: The effect of Ni in the melt // Econom. Geol. 2013. V. 108. P. 1983–2003.
- Ariskin A.A., Kislov E.V., Danyushevsky L.V. et al. Cu-Ni-PGE fertility of the Yoko-Dovyren layered massif (Northern Transbaikalia, Russia): Thermodynamic modeling of sulfide compositions in low mineralized dunites based on quantitative sulfide mineralogy // Mineral. Deposita. 2016. V. 51. P. 993–1011.
- Ariskin A.A., Bychkov K.A., Nikolaev G.S., Barmina G.S. The COMAGMAT-5: Modeling the effect of Fe-Ni sulfide immiscibility in crystallizing magmas and cumulates // J. Petrol. 2018а. V. 59. P. 283–298.
- Ariskin A., Danyushevsky L., Nikolaev G. et al. The Dovyren Intrusive Complex (Southern Siberia, Russia): Insights into dynamics of an open magma chamber with implications for parental magma origin, composition, and Cu-Ni-PGE fertility // Lithos. 2018b. V. 302–303. P. 242–262.
- Ariskin A.A., Nikolaev G.S., Danyushevsky L.V. et al. Genetic interpretation of the distribution of PGE and chalcogens in sulfide-mineralized rocks from the Yoko-Dovyren layered intrusion // Geochem. Intern. 2018c. V. 56. P. 1322–1340.
- Ariskin A.A., Barmina G.S., Koptev-Dvornikov E.V. et al. Intrusive COMAGMAT: from simple magma differentiation models to complex algorithms simulating the structure of layered intrusions // Eds. V.P. Kolotov, N.S. Bezaeva. Advances in Geochemistry, Analytical Chemistry and Planetary Sciences. Springer, Cham. 2023. P. 101–119.

- Baker D.R., Moretti R. Modeling the solubility of sulfur in magmas: a 50-year old geochemical challenge // *Rev. Mineral. Geochem.* 2011. V. 73. P. 167–213.
- Barnes S.J., Godel B., Gürrer D. et al. Sulfide-olivine Fe-Ni exchange and the origin of anomalously Ni rich magmatic sulfides // *Econom. Geol.* 2013. V. 108. P. 1971–1982.
- Batanova V.G., Pertsev A.N., Kamenetsky V.S. et al. Crustal evolution of island-arc ultramafic magma: Galmoenan pyroxenite-dunite plutonic complex, Koryak highland (Far East Russia) // *J. Petrol.* 2005. V. 46. P. 1345–1366.
- Campbell I.H., Naldrett A.J. The influence of silicate: sulfide ratios on the geochemistry of magmatic sulfides // *Econom. Geol.* 1979. V. 74. P. 1503–1506.
- Ding S., Dasgupta R., Tsuno K. Sulfur concentration of martian basalts at sulfide saturation at high pressures and temperatures – Implications for deep sulfur cycle on Mars // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2014. V. 131. P. 227–246.
- Fortin M.-A., Riddle J., Desjardins-Langlais Y., Baker D.R. The effect of water on the sulfur concentration at sulfide saturation (SCSS) in natural melts // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2015. V. 160. P. 100–116.
- Frenkel M. Ya., Yaroshevsky A.A., Ariskin A.A. et al. Convective-cumulative model simulating the formation process of stratified intrusions // Eds. B. Bonin, J. Didier, P. Le Fort et al. *Magma-crust interactions and evolution. Athens-Greece: Theophrastus Publ. SA*, 1989. P. 3–88.
- Gongalsky B.I., Krivolutsкая N.A., Ariskin A.A., Nikolaev G.S. The Chineysky gabbro-norite-anorthosite layered massif (Northern Transbaikalia, Russia): its structure, Fe-Ti-V and Cu-PGE deposits, and parental magma composition // *Mineral. Deposita.* 2016. V. 51. P. 1013–1034.
- Jugo P.J. Sulfur content at sulfide saturation in oxidized magmas // *Geology.* 2009. V. 37. P. 415–418.
- Kamenetsky V.S., Maas R., Fonseca R.O. et al. Noble metals potential of sulfide-saturated melts from the subcontinental lithosphere // *Geology.* 2013. V. 41. P. 575–578.
- McNeill A.W., Danyushevsky L.V., Ariskin A.A. et al. The Siqueiros Transform Fault MORB; A tale of sulfur-saturation // *Proceedings of the 11th Int. Platinum Sympos. (Sudbury, 21–24 June 2010).* 2010.
- McNeill A., Danyushevsky L., Klimm K. et al. Siqueiros Transform MORB; Characteristics of a S-saturated suite // *Goldschmidt Conference 22nd, Mineral. Mag.* 2012. V. 76. P. 2095.
- Moune S., Holtz F., Botcharnikov R. E. Sulphur solubility in andesitic to basaltic melts: Implications for Hekla volcano // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2009. V. 157. P. 691–707.
- Parman S.W., Dann J.C., Grove T.L., de Wit M.J. Emplacement conditions of komatiite magmas from the 3.49 Ga Komati Formation, Barberton Greenstone Belt, South Africa // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 150. P. 303–323.
- Poulson S.R., Ohmoto H. An evaluation of the solubility of sulfide sulfur in silicate melts from experimental data and natural samples // *Chem. Geol.* 1990. V. 85. P. 57–75.
- Ryerson F.J., Weed H.C., Piwinski A.J. Pheology of subliquidus magmas 1. Picritic compositions // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93B. P. 3421–3436.
- Sano T., Yamashita S. Experimental petrology of basement lavas from Ocean Drilling Program Leg 192: implications for differentiation processes in Ontong Java Plateau magmas // *Origin and Evolution of the Ontong Java Plateau. Geol. Soc.: London, Spec. Publ.* 2004. V. 229. P. 185–218.
- Tschiyama A. Experimental study of olivine-melt reaction and its petrological implications // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1986. V. 29. P. 245–264.
- Wykes J.L., O'Neill H.S.C., Mavrogenes J.A. The effect of FeO on the sulfur content at sulfide saturation (SCSS) and the selenium content at selenide saturation of silicate melts // *J. Petrol.* 2014. V. 56. P. 1407–1424.

Updated COMAGMAT-5: Modeling the Effects of Sulfide Precipitation in Parallel to Crystallization Of Alumino-Chromian Spinel

A. A. Ariskin^{1, 2}, K. A. Bychkov³, G. S. Nikolaev², and G. S. Barmina²

¹ Faculty of Geology, Moscow State University, Moscow, Russia

² Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

³ Limited Liability Company Myon, Moscow, Russia

An updated version of the COMAGMAT-5.3 program is presented, which enables simulations of the silicate-sulfide immiscibility in parallel to crystallization of Al-Cr spinel and other rock-forming minerals. Main changes include a completed recalibration of the previous Fe-Ni sulfide solubility model (Ariskin et al., 2013) and incorporation of equations describing spinel-melt equilibria in a wide range of magmatic systems (Nikolaev et al., 2018a, 2018b). This allowed us to specify more accurately the link between compositions of immiscible sulfides and magma crystallization temperatures, as well as to correct partitioning of alumina between the model spinel and crystallizing melt. The updated COMAGMAT-5.3 can be used for calculations of the crystallization of basaltic to komatiitic magmas, as well as the history of solidification of mafic to ultramafic cumulates, including relative proportions of Al-Cr spinel and immiscible sulfides. Application example includes solidification of sulfide-bearing primitive olivine cumulate from the endocontact of the Yoko-Dovyren intrusion in Northern Transbaikalia (Russia). It is established that maximum crystallization proportions of Al-Cr spinel as much as 3.5 wt % are observed at *Ol-Spl* cotectic, following an abrupt decrease to slightly negative values during crystallization of plagioclase-bearing assemblages. This results in the inflection point on the trend of evolution of the spinel compositions, which changes from descending the Cr/Al ratio in the field of olivine to its increase when plagioclase starts to crystallize. As compared to previous version COMAGMAT-5.2, the updated model predicts somewhat higher proportions of precipitated sulfides.

Keywords: modeling crystallization, COMAGMAT-5.3, komatiite, Dovyren cumulates, sulfide and spinel proportions, aluminochromite composition

УДК 550.4.02

МИКРОЗОНДОВЫЙ АНАЛИЗ ТИТАНА В ЦИРКОНЕ: ОЦЕНКА ВТОРИЧНОЙ ФЛЮОРЕСЦЕНЦИИ

© 2023 г. А. А. Борисов^{a, *}, С. Е. Борисовский^a, А. Н. Кошлякова^{a, b}

^a Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

^b Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

*e-mail: aborisov@igem.ru

Поступила в редакцию 03.11.2022 г.

После доработки 01.02.2023 г.

Принята к публикации 20.02.2023 г.

Проведено микрозондовое исследование влияния вторичной флюоресценции от высокотитанистого стекла ($\text{TiO}_2 \approx 16$ мас. %) на кажущееся содержание титана в соседствующем цирконе без титана. Показано, что мелкие кристаллы (< 10 мкм) непригодны для анализа. В краевых частях крупных (20–30 мкм) кристаллов циркона ошибки в определении истинного содержания TiO_2 за счет вторичной флюоресценции от окружающего стекла достигают 10–23%. Однако в центральных частях больших кристаллов циркона (> 30 мкм) микрозондовый анализ дает практически неискаженные содержания титана.

Ключевые слова: Ti, циркон, микрозондовый анализ, вторичная флюоресценция

DOI: 10.31857/S0869590323050035, **EDN:** TMENFP

ВВЕДЕНИЕ

Электронный микрозонд — мощный инструмент анализа, позволяющий определять в природных и экспериментальных образцах содержание петрогенных, а при высоком значении тока (200–500 нА и выше) и большой экспозиции (100–200 с и выше) — и малых компонентов (Borisov et al., 2008; Batanova et al., 2015). Однако, как и любой метод, микрозондовый анализ не исключает некоторых проблем, затрудняющих его рутинное применение. В частности, вторичная флюоресценция от компонентов, содержащихся в больших количествах в соседствующих фазах, может существенно искажать содержание данных компонентов в фазах бедных этим компонентом. Наиболее яркий пример — проблемы с определением Са в кристаллах оливина, окруженных высококальциевым стеклом (например, Watson, 1979). В недавней работе (Gavrilenko et al., 2022) предложен интересный метод для количественной оценки вторичной флюоресценции. Были внедрены кристаллы оливина с известным содержанием Al, Са и Ti в базальтовое стекло, затем измерено *кажущееся* содержание этих элементов в оливине. Было показано, что вторичная флюоресценция от окружающего стекла существенно завышает содержания Са и Ti даже в центре больших (до 100 мкм) кристаллов оливина.

На основании экспериментов преимущественно по равновесию циркон—рутил—кварц

был предложен геотермометр, связывающий содержание титана в цирконе данной ассоциации с температурой. Позднее было предложено использовать этот геотермометр для определения температуры кристаллизации циркона из силикатных расплавов (Ferry, Watson, 2007). Однако применимость термометра к высокотемпературным системам требует дополнительной экспериментальной проверки. При калибровке геотермометра использовали лазерную абляцию (Watson et al., 2006). Предварительный анализ Ti в цирконах, равновесных с высокотитанистым расплавом из работы (Borisov, Aranovich, 2019), показал, что при высоких температурах содержание TiO_2 превышает 0.2 мас. % и может быть измерено на микрозонде с достаточной точностью.

Целью настоящей работы является проверка, в какой степени вторичная флюоресценция от высокотитанистого стекла может искажать измеряемое низкое содержание Ti в цирконах.

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Для проверки возможных проблем с измерением Ti в цирконе мы использовали подход, предложенный в (Gavrilenko et al., 2022) для оливина. В нашем случае кристаллы заведомо беститанистого циркона были внедрены в высокотитанистое стекло. Эксперименты были выполнены методом петли на воздухе в вертикальной трубча-

той печи в ГЕОХИ РАН (Москва). Температура в рабочей зоне печи определялась с помощью термомпары типа ТПР, калиброванной по точке плавления чистого Au (1064°C) и Ni (1453°C). Погрешность в определении температуры не превышает $\pm 2^\circ\text{C}$.

В качестве основы для стекла выбран состав эвтектики в системе форстерит–анортит–кремнезем, дополнительно обогащенный TiO_2 . Количество добавленного TiO_2 не превышало уровень, при котором данный расплав насыщен рутилом при температуре 1400°C в соответствии с моделью (Borisov, Aranovich, 2020). Далее состав был обогащен смесью ZrO_2 – SiO_2 (по стехиометрии соответствующей циркону). Количество добавленного циркона соответствовало его расчетной растворимости в данном расплаве при температуре 1450°C в соответствии с моделью из работы (Borisov, Aranovich, 2019). Данный состав был выдержан выше ликвидуса (при 1500°C) в течение 30 мин, закаленное стекло раздроблено и истерто в ступке. Полученный порошок был использован для приготовления трех образцов на Pt петлях диаметром 3 мм. В каждый образец было добавлено до пяти более-менее изометричных осколков кристаллов циркона (трубка Мир) размером от 0.2 до 0.5 мм. Известно, что содержание Ti в этих цирконах не превышает 30 ppm (Пономаренко, 1979), т.е. не выше 0.005 мас. % TiO_2 .

Один из образцов выдержан в печи при расчетной равновесной температуре 1450°C в течение 10 минут. Напомним, однако, что модель (Borisov, Aranovich, 2019) дает возможную ошибку в определении равновесной температуры для заданной концентрации Zr в расплаве, равную 50°C. Если реальная равновесная температура для нашего состава окажется выше 1450°C, то в опыте при 1450°C мы можем ожидать кристаллизацию некоторого количества циркона, скорее всего, по границам уже имеющихся кристаллов. Если реальная равновесная температура для нашего состава окажется ниже 1450°C, то в опыте при 1450°C мы можем ожидать растворения части циркона с возможным образованием пограничного слоя малотитанистого расплава. Чтобы повысить вероятность четкой границы высокотитанистое стекло/беститанистый циркон, мы провели два дополнительных опыта при температурах на 20°C выше и 20°C ниже расчетной (т.е. при 1470 и 1430°C, соответственно), оба в течение 10 минут. Используя данные (Bloch et al., 2022) по диффузии титана в цирконе, мы оценили, что при этой выдержке возможное обогащение циркона титаном из расплава пренебрежимо мало. После закалки образцы заливали в шашки, полировали и напыляли слоем углерода толщиной 20 нм для обеспечения электропроводимости.

Вторичная флюоресценция титана на контакте циркон–стекло, составы стекол и содержание Ti в исходных цирконах были изучены в ИГЕМ РАН на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8200 фирмы JEOL (Москва). Анализ осуществлялся при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда на цилиндре Фарадея 300 нА для цирконов и 50 нА для стекол. Диаметр зонда 1 мкм. Измерение Zr в стеклах осуществлялось по $L\alpha$ линии, остальные элементы по $K\alpha$ линии. В качестве стандартов сравнения использовались апробированные внутрилабораторные стандарты: на Si, Ca, Al – анортит K-2-Y; на Mg – оливин B-14; на Ti – шорломит C-68; на Zr – циркон P-1. Амплитудный анализатор импульсов (РНА) для элементов Si, Mg, Al и Ti использовался в дифференциальном режиме (dif), а для элементов Ca и Zr в интегральном (int). Расчет матричных поправок осуществлялся по методу ZAF с использованием программы фирмы JEOL.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 1 представлен характерный вид образцов: большой кристалл циркона, внедренный в высокотитанистое стекло. Согласно нашим измерениям (кристалл-анализатор РЕТ, ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 600 нА, экспозиция 200 с, амплитудный анализатор импульсов (РНА) в dif режиме), содержание TiO_2 в центре зерна циркона на расстоянии 250 мкм от контакта со стеклом не превышало $0.002 \pm 0.0007(1\sigma)$ мас. %.

Вдали от кристаллов стекло гомогенно в пределах ошибки во всех образцах, его состав (средний по 15 измерениям), в мас. %: 50.3 SiO_2 , 16.3 TiO_2 , 8.9 Al_2O_3 , 7.7 MgO , 8.4 CaO , 6.9 ZrO_2 . В экспериментах при 1450 и 1470°C уже в 200 мкм от цирконов наблюдается незначительное увеличение содержания циркония в стекле, достигающее 7.6 мас. % ZrO_2 на границе с кристаллами. Возможно, это связано с некоторым растворением кристаллов циркона. Эксперимент при 1430°C демонстрирует практически неизменный профиль в стекле на границе с цирконом (рис. 2). Именно в этом образце тщательно измерен профиль TiO_2 в цирконе.

При взаимодействии электронного пучка с образцом генерируются не только узкие характеристические рентгеновские линии, но и непрерывное (тормозное) рентгеновское излучение, которое неизбежно возникает при торможении электронов в матрице исследуемого образца. Проникающая способность рентгеновского излучения на порядки выше области проникновения электронов и в зависимости от состава образца может варьировать в диапазоне 30–50 мкм и более. В цирконе нет элементов, характеристические рентгеновские

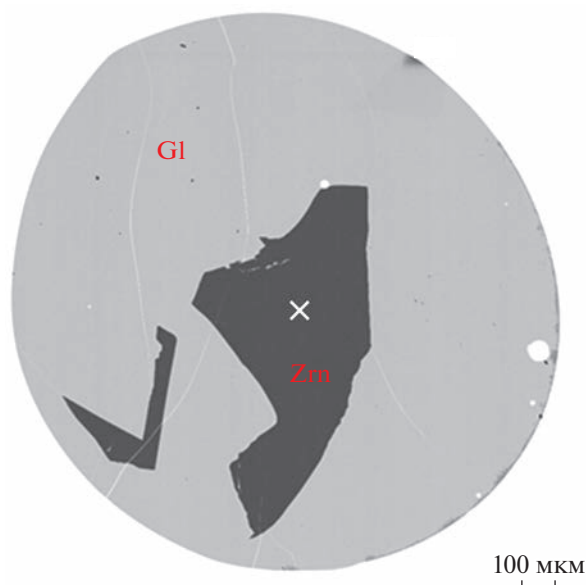


Рис. 1. Характерный вид образцов: кристалл циркона (Zrn), вплавленный в высокотитанистое стекло (Gl). Фото в обратнорассеянных электронах с инверсией черно-белого изображения. Крестиком показано место контрольного измерения TiO_2 в цирконе на расстоянии около 250 мкм от контакта циркон–стекло.

линии которых эффективно возбуждали бы $\text{K}\alpha$ линию титана. В нашем случае вторичная флюоресценция аналитической линии $\text{K}\alpha$ линии Ti в окружающем циркон высокотитанистым стекле обусловлена наличием тормозного излучения.

Характерный профиль кажущегося содержания титана в цирконе от границы стекло/циркон вглубь кристалла показан на рис. 3. Экспериментальные точки неплохо ($R^2 = 0.975$) описываются уравнением:

$$\text{TiO}_2 (\text{мас.}\%) = 0.0057 + 0.0761 \times 0.88^x, \quad (1)$$

где x — расстояние от границы стекло/кристалл (мкм). Заметим, что в нашем случае проведено измерение от стекла вглубь огромного (с точки зрения экспериментатора) кристалла циркона, где вторичная флюоресценция от стекла с противоположного края кристалла пренебрежимо мала. В реальном эксперименте столь большие кристаллы невозможны, да и нежелательны, поскольку время достижения равновесия кристалл/расплав резко возрастает с величиной кристалла. На рис. 4 показаны профили от стекла до стекла через кристаллы циркона шириной 10, 20 и 30 мкм, обычные в экспериментальной практике. Кажущееся содержание TiO_2 в цирконе рассчитано по уравнению (1). Очевидно, что кристаллы менее 10 мкм непригодны для анализа. В краевых частях крупных кристаллов кажущееся содержание TiO_2 может составлять 0.06–0.09 мас. %. Наши предвари-

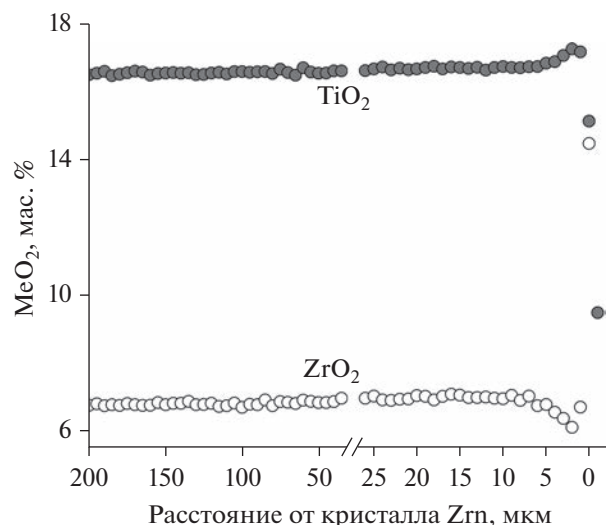


Рис. 2. Профиль содержаний ZrO_2 и TiO_2 (мас. %) в стекле до границы с цирконом. На графике до разрыва шкалы — измерения через 5 мкм, после разрыва — через 1 мкм. Ток зонда 50 нА, экспозиция 30 с на образце и 15 с на фоне, диаметр зонда 1 мкм.

тельные эксперименты показали, что содержание TiO_2 в кристаллах циркона, равновесных с высокотитанистым расплавом (14–18 мас. %) составляет около 0.5 ± 0.1 мас. %. Таким образом, ошибки за счет вторичной флюоресценции от окружающего стекла достигают 10–23%. В настоящем исследовании содержание TiO_2 в стекле составляет 16 мас. %. Очевидно, что при более низких концентрациях TiO_2 в стекле и вторичная флюоресценция от него должна быть пропорционально ниже. С одной стороны, это справедливо для вто-

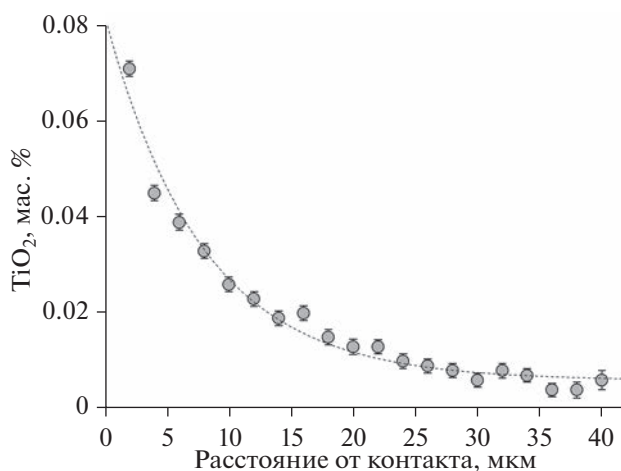


Рис. 3. Характерный профиль кажущегося содержания TiO_2 в цирконе от границы со стеклом вглубь кристалла. Ток зонда 300 нА, экспозиция 100 с на образце и 50 с на фоне, амплитудный анализатор импульсов (РНА) в dif режиме, диаметр зонда 1 мкм.

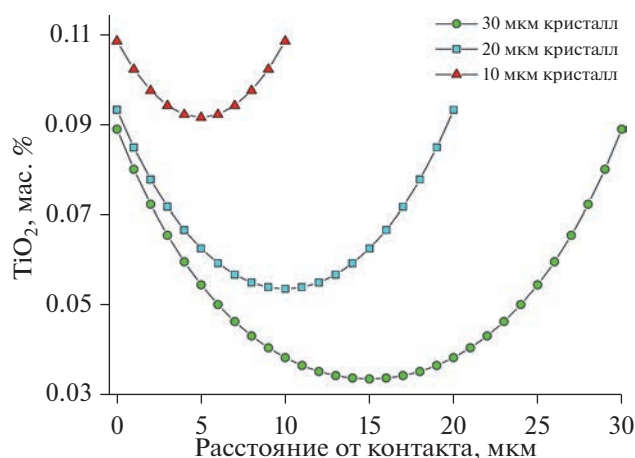


Рис. 4. Расчетный профиль кажущегося содержания TiO_2 в цирконе через кристалл (от стекла до стекла) в зависимости от его ширины. Циркон окружен высокотитанистым стеклом ($\text{TiO}_2 \approx 16$ мас. %), расчет по уравнению (1) (детали см. в тексте).

ричной флюоресценции Ca и Ti от стекла в кристаллах оливина (Gavrilenko et al., 2022). С другой стороны, в предположении постоянного коэффициента распределения Ti между цирконом и расплавом, более низкое содержание TiO_2 в стекле должно приводить и к более низкому содержанию Ti в цирконе, оставляя возможную ошибку в определении истинного содержания титана в цирконе примерно на том же уровне.

В работе (Hofmann et al., 2013) в экспериментальных цирконах было измерено содержание титана на электронном (EPMA) и на ионном зонде (SIMS). Кристаллы были относительно мелкие (3–15 мкм), а содержание TiO_2 в них варьировало от 0.04 до 0.2 мас. %. Авторы обнаружили, что EPMA завышает содержание титана относительно SIMS в среднем в 1.6 раз и приписали этот эффект вторичной флюоресценции от стекла.

В то же время рис. 4 демонстрирует, что в центре крупных (более 30 мкм) кристаллов циркона кажущееся содержание TiO_2 не должно намного превышать 0.03 мас. %. Для реального содержания TiO_2 в цирконе на уровне 0.5 мас. % это равнозначно терпимой ошибке около 6%, сопоставимой с ошибкой микрозондового анализа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе высокотемпературных экспериментов беститанистые кристаллы циркона вплавлены в высокотитанистое ($\text{TiO}_2 \approx 16$ мас. %) стекло. Проведено микрозондовое исследование влияния вторичной флюоресценции от стекла на кажущееся содержание титана в соседствующем бестита-

нистом цирконе. Показано, что мелкие кристаллы (<10 мкм) непригодны для анализа. В краевых частях крупных (20–30 мкм) кристаллов циркона ошибки в определении истинного содержания TiO_2 за счет вторичной флюоресценции от окружающего стекла достигают 10–23%. Однако в центральных частях больших кристаллов циркона (>30 мкм) микрозондовый анализ дает практически неискаженные содержания титана.

Благодарности. Авторы признательны В.О. Япаскурту (МГУ) и Н.Н. Кононковой (ГЕОХИ РАН) за конструктивное обсуждение результатов настоящей работы.

Источники финансирования. Работа поддержана Российским национальным фондом (грант № 22-17-00052).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Пономаренко А.И. Включения силикатов, окислов и сульфидов в цирконе из кимберлитовой трубки “Мир” (Якутия) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 6. С. 1442–1446.
- Batanova V.G., Sobolev A.V., Kuzmin D.V. Trace element analysis of olivine: High precision analytical method for JEOL JXA-8230 electron probe microanalyser // Chemical Geol. 2015. V. 419. P. 149–157.
- Bloch E.M., Jollands M.C., Tollan P. et al. Diffusion anisotropy of Ti in zircon and implications for Ti-in-zircon thermometry // Earth Planet. Sci. Lett. 2022. V. 578. Paper 117317.
- Borisov A., Aranovich L. Zircon solubility in silicate melts: New experiments and probability of zircon crystallization in deeply evolved basic melts // Chemical Geol. 2019. V. 510. P. 103–112.
- Borisov A., Aranovich L. Rutile solubility and TiO_2 activity in silicate melts: An experimental study // Chemical Geol. 2020. V. 556. Paper 119817.
- Borisov A., Pack A., Kropf A., Palme H. Partitioning of Na between olivine and melt: An experimental study with application to the formation of meteoritic Na_2O -rich chondrule glass and refractory forsterite grains // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. V. 72. P. 5558–5573.
- Ferry J.M., Watson E.B. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // Contrib. Mineral. Petrol. 2007. V. 154. P. 429–437.
- Gavrilenko M., Batanova V.G., Llovet X. et al. Secondary fluorescence effect quantification of EPMA analyses of olivine grains embedded in basaltic glass // Chemical Geol. 2023. V. 621. Article 121328.
- Hofmann A.E., Baker M.B., Eile J.M. An experimental study of Ti and Zr partitioning among zircon, rutile, and granitic melt // Contrib. Mineral. Petrol. 2013. V. 166. P. 235–253.
- Watson E.B. Calcium content of forsterite coexisting with silicate liquid in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ // Amer. Mineral. 1979. V. 64. P. 824–829.
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. V. 151. P. 413–433.

Microprobe Analysis of Titanium in Zircon: an Estimation of Secondary Fluorescence

A. A. Borisov¹, S. E. Borisovskiy¹, and A. N. Koshlyakova^{1, 2}

¹ *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

² *Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

Microprobe study of the effects of secondary fluorescence from high-titania glass ($\text{TiO}_2 \approx 16 \text{ wt } \%$) on apparent titanium content in Ti-free zircon was conducted. It was demonstrated that small crystals ($< 10 \text{ } \mu\text{m}$) are not suitable for analysis. In boundary parts of large zircon crystals ($20\text{--}30 \text{ } \mu\text{m}$) the error in Ti estimation may reach 10–23%. However, in central parts of large crystals ($> 30 \text{ } \mu\text{m}$) the microprobe analysis gives practically undistorted titanium contents.

Keywords: Ti, zircon, microprobe analysis, secondary fluorescence