

УДК 552:550.4

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ РИФТОГЕННЫЕ ВУЛКАНИТЫ ОИВ- И MORB-ТИПОВ КУРСКОГО БЛОКА ВОСТОЧНОЙ САРМАТИИ: ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА

© 2021 г. С. В. Цыбуляев^{a, *}, К. А. Савко^{a, b, **}, А. В. Самсонов^c, Е. Х. Кориш^a

^aВоронежский государственный университет, Воронеж, Россия

^bРоссийский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, Старооскольский филиал, Белгородская область, Старый Оскол, Россия

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

*e-mail: stsybulyaev@bk.ru

**e-mail: ksavko@geol.vsu.ru

Поступила в редакцию 13.12.2019 г.

После доработки 03.09.2020 г.

Принята к публикации 07.10.2020 г.

В пределах архейского Курского блока Восточной Сарматии вулканы тимской свиты залегают в палеопротерозойских Орловской, Тим-Ястребовской, Авильской синформах. Они представлены ферропикритами, ферропикробазальтами, базальтами и андезибазальтами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Возраст их формирования, определенный по циркону (метод SIMS), составляет 2099 ± 8 млн лет. По соотношениям $(Gd/Yb)_n$ и Ti/Y вулканы тимской свиты подразделяются на два типа. Первый ОИВ-тип включает метабазиты со значениями отношений $(Gd/Yb)_n > 2$ и $Ti/Y > 500$. В качестве исходных расплавов для них предполагается состав, эквивалентный ферропикриту, который сформировался в результате плавления гранатосодержащего мантийного источника. Второй MORB-тип характеризуется значениями $(Gd/Yb)_n < 2$ и $Ti/Y < 500$, указывающими на малоглубинный безгранатовый источник магмогенерации. Исходными расплавами для них могли выступать в различной степени обогащенные пикриты MORB-типа. Образование контрастных по петрогенезису, но близких по возрасту магм, по-видимому, происходило на разных стадиях взаимодействия астеносферной мантии с эклогитизированной океанической корой, субконтинентальной литосферной мантией и континентальной корой, в условиях деструкции субдуцируемой океанической плиты в обстановке аккреционно-коллизонного взаимодействия Курского блока и Волго-Донского орогена.

Ключевые слова: Курский блок, Сарматия, геохронология, изотопный возраст, ферропикриты, базальты, разрыв плиты

DOI: 10.31857/S0869590321020060

ВВЕДЕНИЕ

В состав Восточно-Европейского кратона входят три мегаблока: Сарматия, Волго-Уралия и Фенноскандия. Восточная Сарматия включает архейские блоки: Курский (в пределах Воронежского кристаллического массива), Приазовский и Среднеприднепровский (в пределах Украинского щита), обрамляемые палеопротерозойскими структурами (рис. 1).

Курский блок является одним из ключевых объектов для расшифровки петрологических процессов и тектонических режимов формирования раннедокембрийской коры Сарматского мегаблока (рис. 1). Длительная геологическая история Курского блока начинается с палеоархея (около 3.5 млрд лет) с формирования протолитов тоналит-трондьемит-

гранодиоритовых (ТТГ) гнейсов обоянского комплекса (Savko et al., 2020) и заканчивается в конце палеопротерозоя (около 1.8 млрд лет), когда мегаблоки Сарматия, Волго-Уралия и Фенноскандия объединились в составе суперконтинента Колумбия/Нуна (Bogdanova et al., 2016).

В палеопротерозойской истории Курского блока был протяженный по времени платформенный этап, в ходе которого происходило накопление терригенных и хемогенных осадков, включающих мощные толщи железистых кварцитов курской серии (Холин, 2001; Савко и др., 2017). Этот период площадного осадконакопления, полностью лишенный проявлений магматизма, сменился масштабным рифтогенезом, в процессе которого были сформированы несколь-

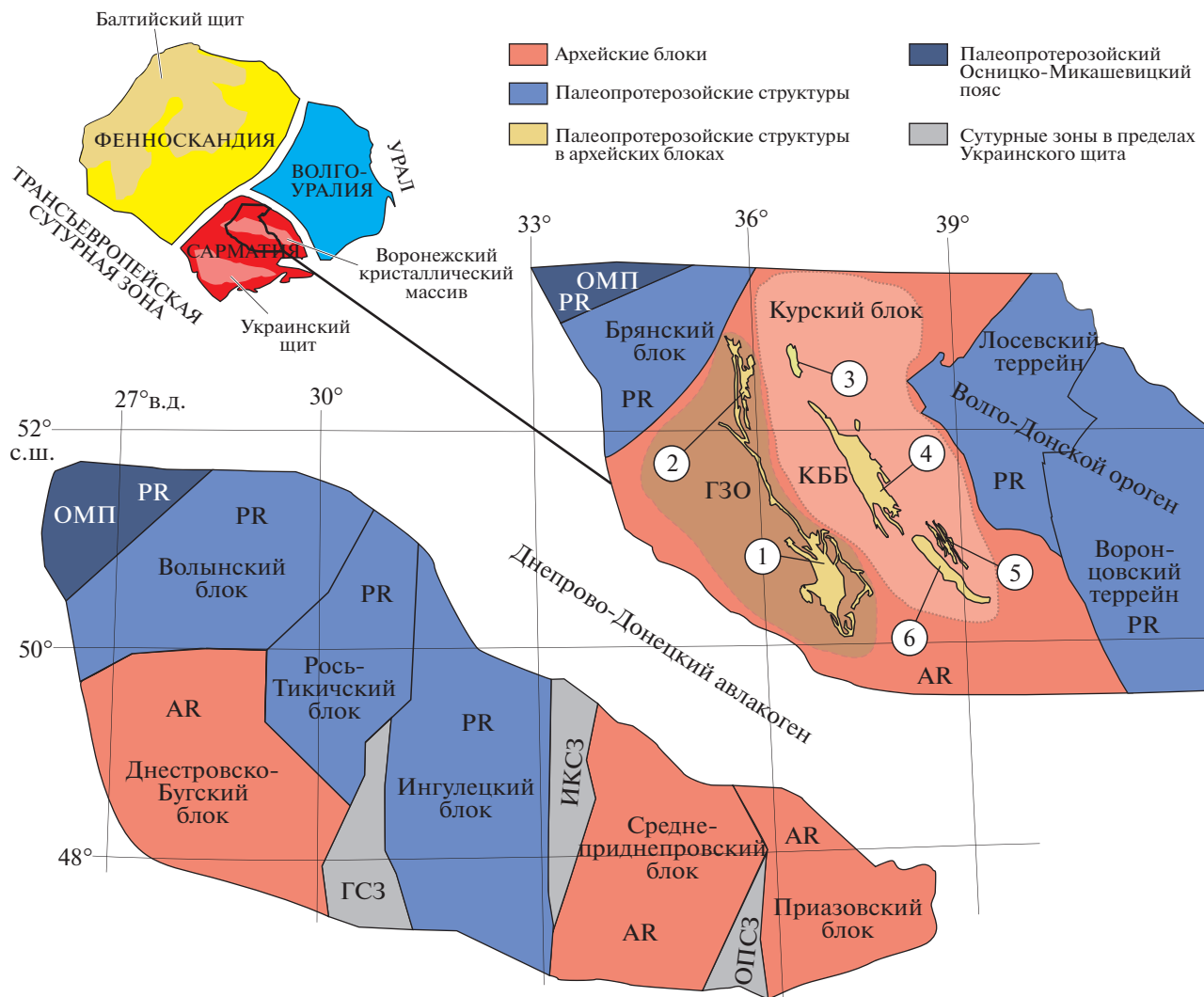


Рис. 1. Схематическая структурная карта Сарматии, составленная по (Bogdanova et al., 2006) для Украинского щита и для Воронежского кристаллического массива по (Савко и др., 2017). Схема сегментов Восточно-Европейского кратона по (Gorbatshev, Bogdanova, 1993). Структуры палеопротерозойского возраста в пределах Курского блока (цифры в кружках): 1 – Белгородская, 2 – Михайловская, 3 – Орловская, 4 – Тим-Ястребовская, 5 – Авильская, 6 – Волотовская. ГЗО – гранит-зеленокаменная область, КББ – Курско-Бесединский блок, ГСЗ – Голованевская сутурная зона, ИКСЗ – Ингулец-Криворожская сутурная зона, ОПСЗ – Орехово-Павлоградская сутурная зона, ОМП – Осицко-Микашевичский пояс.

ко крупных линейных синформ, выполненных вулканогенно-осадочными толщами (рис. 1). Изучение строения этих структур и особенностей слагающих их терригенных осадков дало достаточно оснований для отнесения их к континентальным рифтам (Чернышов и др., 1997; Холин и др., 1998; Холин, 2001; Савко и др., 2017). Возраст формирования этих рифтов и геодинамические причины их заложения являются предметом дискуссий (Чернышов и др., 1997; Холин и др., 1998). Особенно актуальны эти вопросы в свете недавних геологических корреляций, показавших, что в период 2.8–2.2 млрд лет мегаблок Сарматия,

кратоны Пилбара и Каапвааль, возможно, находились в составе суперкратона Ваалбара (Савко и др., 2017). Одним из важных источников информации о геодинамической природе Орловско-Тимской структуры, включающей Орловскую, Тим-Ястребовскую, Волотовскую и Авильскую синформы (рис. 1), могут служить представленные здесь вулканиты тимской свиты. Расшифровке этой информации и посвящена настоящая статья, основанная на первых результатах геохронологических и петрологических исследований основных вулканитов Орловско-Тимской структуры Курского блока Восточной Сарматии.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Архейская кора Курского блока включает палеоархейское ядро в центральной части и мезоархейскую гранит-зеленокаменную область, прилегающую с запада (Savko et al., 2020) (рис. 1). Палеоархейское ядро сложено преимущественно ортогнейсами, мигматитами, метапелитами, породами железисто-кремнистой формации в составе обоянского комплекса. Возраст протолитов ортогнейсов (ТТГ) около 3.55 млрд лет. U-Pb возраст детритовых цирконов из метапелитов попадает в три кластера: 3535–3556, 3464–3472 и 3334–3384 млн лет (Savko et al., 2020). Гранит-зеленокаменная область состоит из батолитов ТТГ-ассоциации салтыковского комплекса и разделяющих их зеленокаменных поясов петельчатой формы, сложенных вулканогенно-осадочными породами александровской свиты. Возраст ТТГ-гнейсов оценивается как 3.05–2.96 млрд лет (Савко и др., 2019а). Нижние части разреза александровской свиты состоят из метаморфизованных коматиит-базальтовых потоков, переходящих вверх по разрезу в толеитовые metabазальты с редкими прослоями метаосадочных пород, железистых кварцитов и кислых метавулканитов (Савко и др., 2017). Возраст метариолитов из вулканогенно-осадочного разреза зеленокаменного пояса составляет 3122 ± 9 млн лет (Савко и др., 2019б). Гранулитовый метаморфизм и консолидация коры Курского блока имели место на рубеже около 2.8 млрд лет (Savko et al., 2018). В интервале ~2.8–2.6 млрд лет предполагается заложение рифтовых структур и излияния основных вулканитов лебединской свиты (Савко и др., 2017). Завершается архейская история Курского блока внедрением вулканоплутонической ассоциации внутриплитных риолитов и гранитов атаманского комплекса с возрастом 2610 ± 10 млн лет (Savko et al., 2019).

После перерыва в осадконакоплении, фиксируемого развитием коры выветривания на внутриплитных риолитах, началось опускание территории и формирование обширного морского бассейна, где в период ~2.5–2.4 млрд лет накапливались карбонатно-терригенно-хемогенные отложения курской серии в объеме стойленской, коробковской и роговской свит. Весь разрез представляет собой единый трансгрессивно-регрессивный цикл осадконакопления, формирование которого связано с режимом пассивной континентальной окраины (Савко и др., 2017). После накопления мощных осадочных толщ курской серии наступил длительный перерыв (~2.4–2.2 млрд лет) и формировались только континентальные отложения (Савко и др., 2019в). На рубеже ~2.2 млрд лет закладывается Орловско-Тимская рифтовая структура (рис. 1), маркируемая накоплением вулканогенно-осадочных пород тимской свиты (Чернышов и др., 1997; Холин и др., 1998; Савко и др., 2017). Свита состоит из вулка-

нитов, представленных пикритами, пикробазальтами, базальтами и андезитобазальтами, которые чередуются с прослоями метапесчаников, углеродистых и карбонатсодержащих сланцев и известняков (Холин и др., 1998; Савко и др., 2017).

В период (~2.2–2.07 млрд лет) на восточной окраине Сарматии происходит закрытие Волго-Донского океана и формирование одноименного орогена. Конвергентные обстановки маркируются субдукционными вулканитами Лосевского террейна, возраст которого 2.17–2.12 млрд лет (Terentiev et al., 2017), и терригенными породами воронцовской серии с возрастом детритовых цирконов 2.21–2.09 млрд лет (Terentiev, Santosh, 2016). Коллизия Волго-Уралии и Сарматии около 2.1 млрд лет приводит к складкообразованию, закрытию рифтогенных структур и метаморфизму палеопротерозойских пород Курского блока, Лосевского и Воронцовского террейнов (Щипанский и др., 2007; Savko et al., 2018).

Существует несколько точек зрения об условиях формирования отложений тимской свиты Орловско-Тимской структуры. Они рассматривались как продукты континентального рифтогенеза (Холин и др., 1998), либо связывались с двумя этапами: энсиалического рифтогенеза и постколлизийного тафрогенеза (Чернышов и др., 1997). Ранее опубликованный U-Pb изотопный возраст цирконов из метадацитов тимской свиты 2167 ± 288 млн лет (Артеменко, 1995) не может служить для определения стратиграфического положения и геодинамической природы вулканогенно-осадочных отложений Орловско-Тимской структуры. Изотопные датировки возраста основных вулканитов тимской свиты отсутствуют. Недавние корреляции геологических событий показали, что в интервале 2.8–2.2 млрд лет мегаблок Сарматия, кратоны Пилбара и Каапвааль, возможно, были в составе суперкратона Ваалбара. На основании сопоставления вулканогенно-осадочных разрезов тимской свиты Курского блока и базальтов и андезитобазальтов формации Хекпюорт (~2220 млн лет) в кратоне Каапвааль, а также базальтов Чела Спрингс (2208 ± 15 млн лет) в кратоне Пилбара относительный возраст вулканитов тимской свиты принимался ~2200 млн лет (Савко и др., 2017).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Содержания петрогенных оксидов определялись в Центре коллективного пользования научным оборудованием Воронежского университета на рентгенофлюоресцентном спектрометре TIGER S8. При калибровке спектрометров использовались отраслевые и государственные стандартные образцы химического состава горных пород и минерального сырья (14 ОСО, 56 ГСО). Подготовка препаратов для анализа порообразующих элементов выполнялась путем плавления 0.3 г порошка пробы с 3 г тетра-

бората лития в индукционной печи с последующим отливом гомогенного стеклообразного диска. Точность анализа составляла 1–2 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 5 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %.

Малые и редкие элементы определялись методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов (ИПТМ РАН) и Всероссийском научно-исследовательском геологическом институте им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Разложение образцов пород во ВСЕГЕИ проводили путем сплавления с метабораом лития, используя муфельные печи и платиновые тигли. Перевод образующейся смеси твердых комплексных оксидов в раствор осуществляли с помощью азотной кислоты. Разложение образцов пород в ИПТМ РАН проводили путем кислотного вскрытия как в открытой, так и в закрытой системах. Правильность анализа контролировали путем измерения международных и российских стандартных образцов GSP-2, VM, CGD-1A, ST-1. Ошибки определения концентраций составляли от 3 до 5 мас. % для большинства элементов. Сходимость результатов двух лабораторий находилась в пределах ошибки определения концентраций.

U-Pb изотопное датирование. Проба весом около 1 кг отбиралась из керна наименее измененных пород. Во избежание вероятности технической контаминации дробилась вручную до крупности 0.4 мм, промывалась до серого шлиха и разделялась в бромформе. Кристаллы циркона отбирались под биноклем из фракции с $d > 2.9 \text{ г/см}^3$. Отбренные кристаллы совместно со стандартами “91500” и “TEMORA” были зафиксированы смолой EpoFix в пределах шайбы диаметром 25 мм, которая шлифовалась абразивом до выведения кристаллов на поверхность. С помощью сканирующего электронного микроскопа CamScan MX2500 были получены катодолюминесцентные изображения, что позволило выбрать подходящие, с точки зрения методологии U-Pb датирования, координаты точек локального микрозондового исследования в пределах изучаемых кристаллов цирконов. Подготовленные таким способом цирконы анализировались с помощью мультиколлекторного вторично-ионного масс-спектрометра высокого разрешения SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, по стандартной методике (Lagionov et al., 2004) с использованием эталонных цирконов “91500” и “Темора”. При расчетах использовали константы распада, предложенные в работе (Steiger, Jäger, 1977), и вводили поправку на нерадиоγενный свинец по (Stacey, Kramers, 1975) на основе измеренного отношения

$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Полученные результаты обрабатывали с помощью программы “SQUID v1.12” (Ludwig, 2005) и “ISOPLOT/Ex 3.6” (Ludwig, 2008).

Sm-Nd изотопные исследования выполнены во ВСЕГЕИ на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом режиме. Коррекция на изотопное фракционирование неодима производилась с помощью нормализации измеренных значений по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Нормализованные отношения приводились к значению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115$ в международном изотопном стандарте JNdi-1. Погрешность определения содержания Sm и Nd составляла 0.5%, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.002\%$ (2 σ). Уровень холостого опыта не превышал 10 pg для Sm и 20 pg для Nd. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ использовались современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) с параметрами $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$.

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ ВУЛКАНИТОВ ТИМСКОЙ СВИТЫ

Наиболее полно разрез тимской свиты представлен в Тим-Ястребовской структуре, которая является одной из самых крупных палеопротерозойских синформ в пределах Курского блока (рис. 1). Ее протяженность с северо-запада на юго-восток составляет 130 км при ширине 10–30 км, глубина залегания по геофизическим данным оценивается в 5–8 км. В тектоническом отношении структура представляет собой ассиметричную грабен-синклиналь, в геодинамическом – внутриконтинентальный рифт, сформированный в палеопротерозое на архейской платформе (Чернышов и др., 1997; Савко и др., 2017). Ассиметричное внутреннее строение структуры обусловлено многочисленными разломами различных порядков и неравномерной линейной складчатостью северо-западного простирания. Наиболее интенсивная складчатость характерна для палеопротерозойских пород юго-западного крыла грабен-синклинали, где встречаются опрокинутые на юго-запад складки с северо-восточным падением слоев под углом 60°–80°. По направлению к центру структуры происходит постепенное выполаживание падения пород до 45°–30°. Здесь развиты симметричные и ассиметричные брахиформные складки. Северо-восточное крыло осложнено тектоническими нарушениями и имеет крупные флексуобразные изгибы, образующие несколько дополнительных синклинальных и антиклинальных складок. Углы падения пород – 50°–60°.

Тимская свита с перерывом и небольшим угловым несогласием (~15°) может залегать как на доломитах роговской свиты в центральной части структуры, так и на железистых кварцитах короб-

ковской свиты на ее крыльях (Холин и др., 1998). Мощность пород свиты около 2 км.

Нижняя часть разреза тимской свиты накапливалась в условиях роста рифтовой впадины с преобладанием озерно-аллювиальных образований (Холин и др., 1998). В центральной части впадины преобладают хлорит-биотитовые, биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-мусковитовые сланцы, часто содержащие большое количество углеродистого вещества (до 50% и более) и в различной степени обогащенные сульфидами, марганцем и фосфором. В направлении к бортам впадины отмечается фациальная смена метаосадочных пород от тонкозернистых к грубозернистым, представленных переслаиванием метапесчаников, метагравелитов и метаконгломератов. По мере углубления и расширения рифтовой долины в разрезе отмечается постепенный переход от углеродистых сланцев к безуглеродистым карбонатсодержащим сланцам, алевросланцам, тонкозернистым метапесчаникам и карбонатным породам. В прибортовых частях большую часть разреза составляют метаалевролиты, метаалевропесчаники (Холин и др., 1998).

На раннем этапе развития рифтовой впадины происходили излияния пикритов, пикробазальтов и высокотитанистых базальтов. Ареал их распространения ограничен центральной и северо-восточной частью Тим-Ястребовской структуры. Мощность потоков от 3 до 30 м (Холин и др., 1998). Ассоциирующие с вулканитами осадочные породы представлены в центральной части структуры – углеродистыми сланцами, а в прибортовых – метапесчаниками и метагравелитами (рис. 2 и 3). По мере углубления рифтовой долины отмечается смена характера вулканизма на толеитовый – базальты и андезитобазальты, ареал распространения которых значительно шире и, помимо Тим-Ястребовской структуры, охватывает Орловскую и Авильскую синформы. Потоки базальтов мощностью до 140 м чередуются с прослоями углеродистых и карбонатсодержащих сланцев, алевропесчаников и углистых известняков (Холин и др., 1998; Савко и др., 2017) (рис. 3).

Породы тимской свиты в Тим-Ястребовской структуре претерпели зональный метаморфизм в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций при повышении давления от 2 до 5.5 кбар и температуры от 350 до 550°C с северо-запада на юго-восток (Polyakova et al., 2005).

Выделяются следующие петрографические разновидности вулканитов:

Метаферропикриты, метаферропикробазальты – породы зеленовато-черной окраски. Текстура массивная, редко миндалекаменная. Миндалины округлой или угловатой формы размером до 1 мм, выполненные доломитом. Структура – реликтовая порфировая (до 20 об. % вкрапленников). Фенокристы размером 0.2–1.5 мм пред-

ставлены амфиболом (рис. 4а, 4б), полностью заместившим пироксен, предположительно, диопсид-геденбергитового ряда. Наиболее крупные фенокристаллы содержат включения хромшпинелидов. Основная масса породы полностью преобразована процессами метаморфизма и сложена кристаллами актинолита или роговой обманки (60–80%), промежутки между которыми заполнены волокнистыми выделениями хлорита (до 20%) и ангедральными вкрапленниками хромшпинелидов и магнетита (до 3–5%).

Метаморфическими аналогами ферропикритов и ферропикробазальтов являются бесполовошпатовые амфиболиты (рис. 4в, 4г). Цвет – зеленовато-черный. Текстура – массивная, реже рассланцованная. Структура – гранофибронематобластовая. Бесполовошпатовые амфиболиты сложены тонко-мелкозернистым агрегатом столбчатых, игольчатых и сноповидных (0.1 × 0.8 мм) зерен актинолита, магнезиальной роговой обманки, куммингтонита (80–95%), в интерстициях которых располагаются мелкие листочки и чешуйки хлорита (5–20%), иногда присутствуют ксеноморфные зерна кальцита и доломита (2–5%). Рудные минералы: хромшпинель, магнетит, ильменит.

Порфировые метабазаальты представляют собой темно-серые, черные с зеленоватым оттенком породы. Текстура пород массивная, миндалекаменная. Миндалины выполнены кварцем, редко кальцитом. Структура пород реликтовая порфировая. По составу и взаимоотношению фенокристаллов выделяются три разновидности порфировых метабазаальтов: 1) пироксен-плагиофировые, 2) плагиофировые, 3) гломеропорфировые.

Фенокристаллы пироксен-плагиофировых метабазаальтов представлены амфиболом, полностью заместившим пироксен (рис. 4д, 4е), и плагиоклазом (лабрадор) размером до 1 мм. Содержание вкрапленников до 5–10%. Фенокристы плагиофировых и гломеропорфировых метабазаальтов представлены лишь плагиоклазом (лабрадор-битовнит) до 1.5–3 мм, иногда образующих гломеропорфировые сростки до 15–20 мм (рис. 4ж, 4з). Содержание вкрапленников достигает 20%. Основная масса полностью перекристаллизована и характеризуется гранонематобластовой, фиброгранобластовой структурой. Минеральный состав основной массы вышеперечисленных разновидностей однообразен: плагиоклаз (андезин) 20–50%, амфибол (актинолит, магнезиальная и железистая роговая обманка, реже куммингтонит и эденит) 50–90%, хлорит до 20%, эпидот до 10%, биотит до 5%. Акцессорные минералы – кварц, кальцит, апатит, сфен, ильменит, халькопирит, пирротин, пирит и магнетит.

Афировые метабазаальты – породы темно-серой до черной окраски. Текстура массивная,

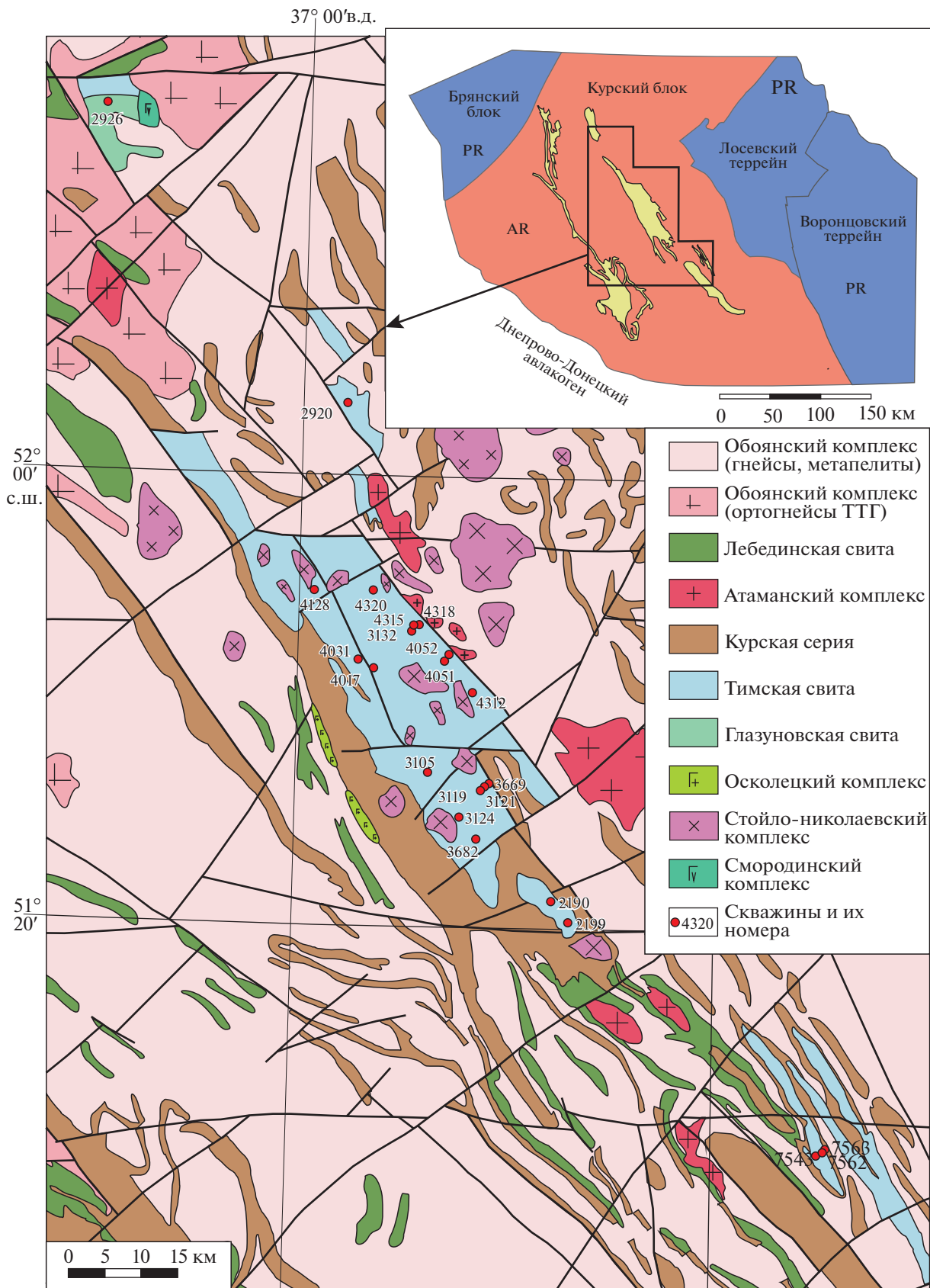


Рис. 2. Схема распространения породных комплексов тимской свиты. На врезке структурная схема Курского блока по (Савко и др., 2017).

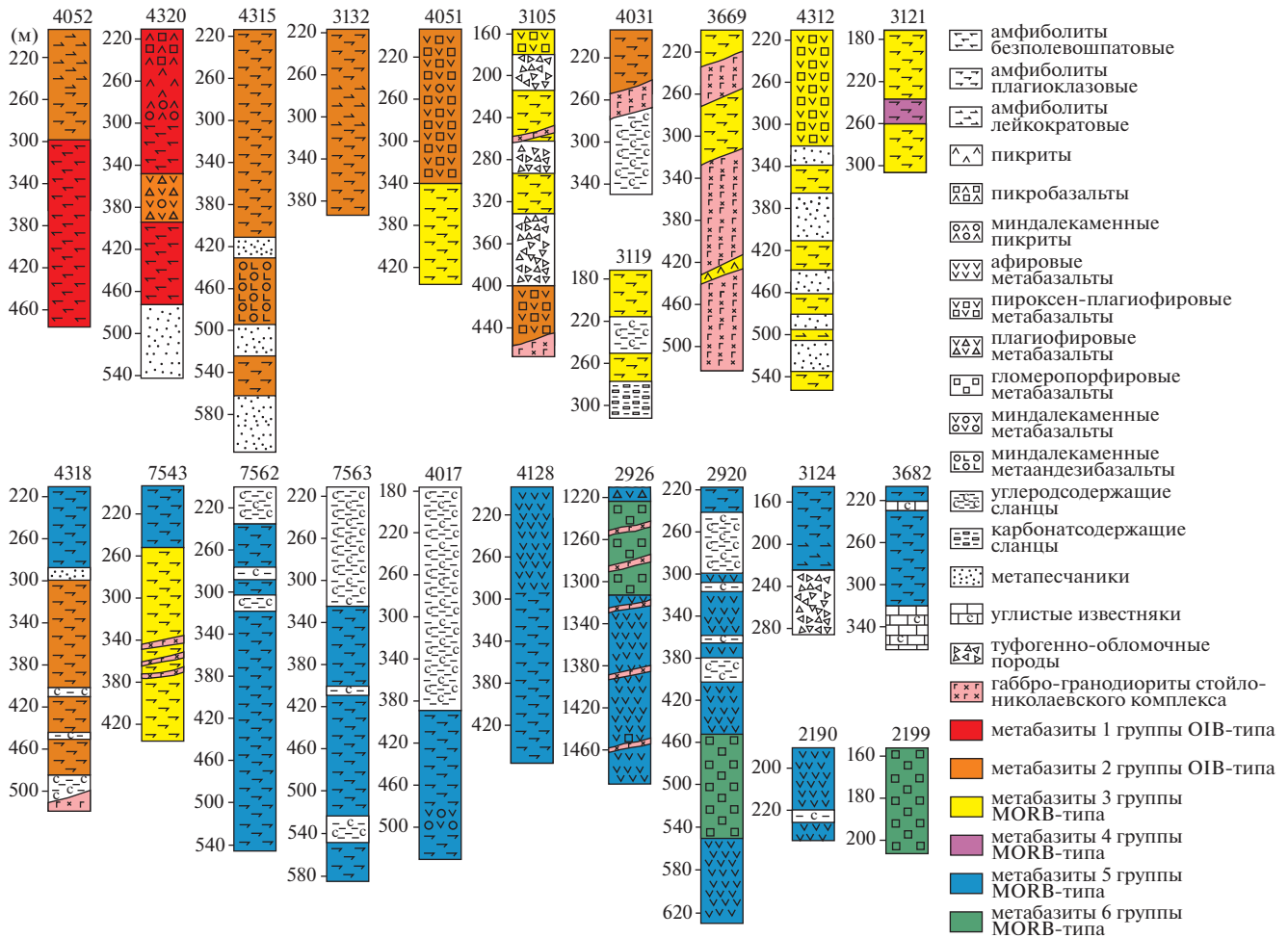


Рис. 3. Разрезы скважин, вскрывших метавулканы тимской свиты.

Нумерация скважин сверху каждой колонки, крап соответствует петрографическим разновидностям, цвет — геохимическим группам.

структура афировая, интерсерральная. Строение афировых metabазальтов характеризуется наличием большого количества (до 30–40%) сравнительно крупных микролитов плагиоклаза (до 0.3–0.4 мм), образующих остров породы (рис. 5а, 5б). Интерстиционное пространство выполнено амфиболом (актинолит, магнезиальная роговая обманка) до 70%, плагиоклазом (андезин) до 10–15%, рудными минералами (магнетит, сульфиды) до 3%. В качестве второстепенных минералов могут присутствовать эпидот, биотит, кварц. Акцессорные минералы — апатит, магнетит.

Метаморфическими аналогами афировых и порфировых базальтов являются плагиоклазовые амфиболиты (рис. 5в, 5г). Цвет — от зеленовато-серого до зеленовато-черного. Текстура — массивная, реже рассланцованная. Структура — гранофибронематобластовая, немагнотобластовая, реже пойкилобластовая. Минеральный состав плагиоклазовых амфиболитов варьирует в значительных пределах:

амфибол (магнезиальная и железистая роговая обманка, актинолит) 60–90%, плагиоклаз (андезин-лабрадор) 10–40%, хлорит 0–30%, биотит 0–15%, клиноцоизит 0–15%, кварц 0–5%, гранат 0–5%. Акцессорные минералы — кальцит, апатит, сфен, циркон. Из рудных минералов установлены пирит, пирротин, магнетит и ильменит.

Метаандезибазальты представляют собой зеленовато-серые породы. Текстура массивная, миндалекаменная, иногда сланцеватая. Структура — реликтовая порфировая. Миндалины (до 10–12 об. %) размером до 3–4 мм выполнены кварцем (рис. 5д, 5е). Фенокристы представлены таблитчатыми зернами плагиоклаза (андезин) размером до 0.8 мм. Основная масса сложена тонкозернистым материалом. Структура граноматобластовая. Минеральный состав: плагиоклаз (олигоклаз-андезин) 50–70%, биотит до 15%, амфибол до 10–15%, хлорит до 10%, кварц и сфен до 5%. Акцессорные минералы — циркон, апатит, магнетит, халькопирит.

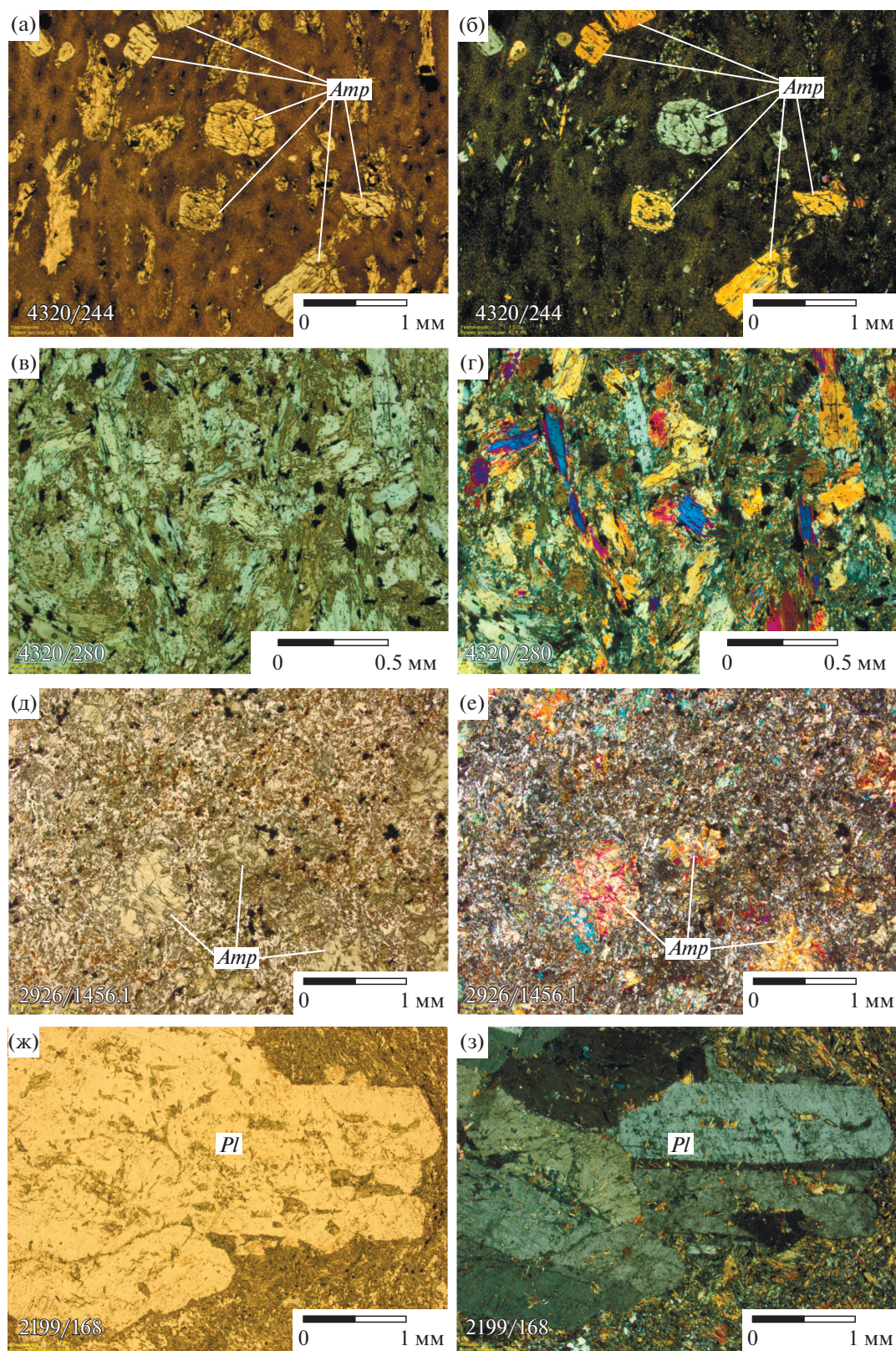


Рис. 4. Фото шлифов метавулканитов и амфиболитов тимской свиты: (а, б) – метапикробазальт (обр. 4320/244), (в, г) – безполевошпатовый амфиболит (обр. 4320/280), (д, е) – пироксен-плаггиофировый метабаза́лт (обр. 2926/1456.1), (ж, з) – гломеропорфировый метабаза́лт (обр. 2199/168). (а, в, д, ж) – без анализатора, (б, г, е, з) – николи скрещены. *Amp* – амфибол, *Pl* – плаггиоклаз.

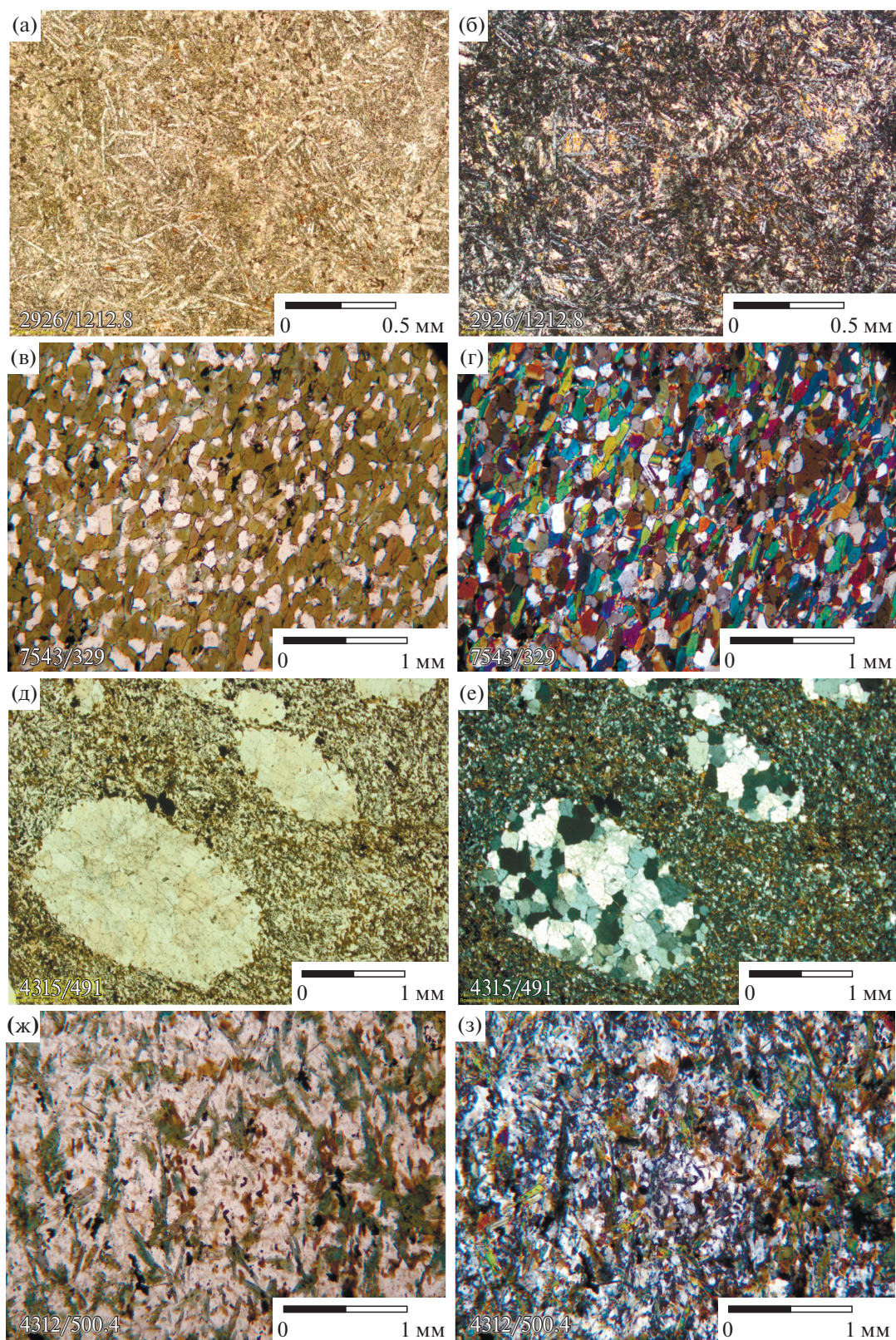


Рис. 5. Фото шлифов метавулканитов и амфиболитов тимской свиты: (а, б) – афировый метабазацит (обр. 2926/1212.8), (в, г) – плагиоклазовый амфиболит (обр. 7543/329), (д, е) – миндалекаменный метаандезит (обр. 4315/491), (ж, з) – лейкократовый амфиболит (обр. 4312/500.4). (а, в, д, ж) – без анализатора, (б, г, е, з) – николи скрещены.

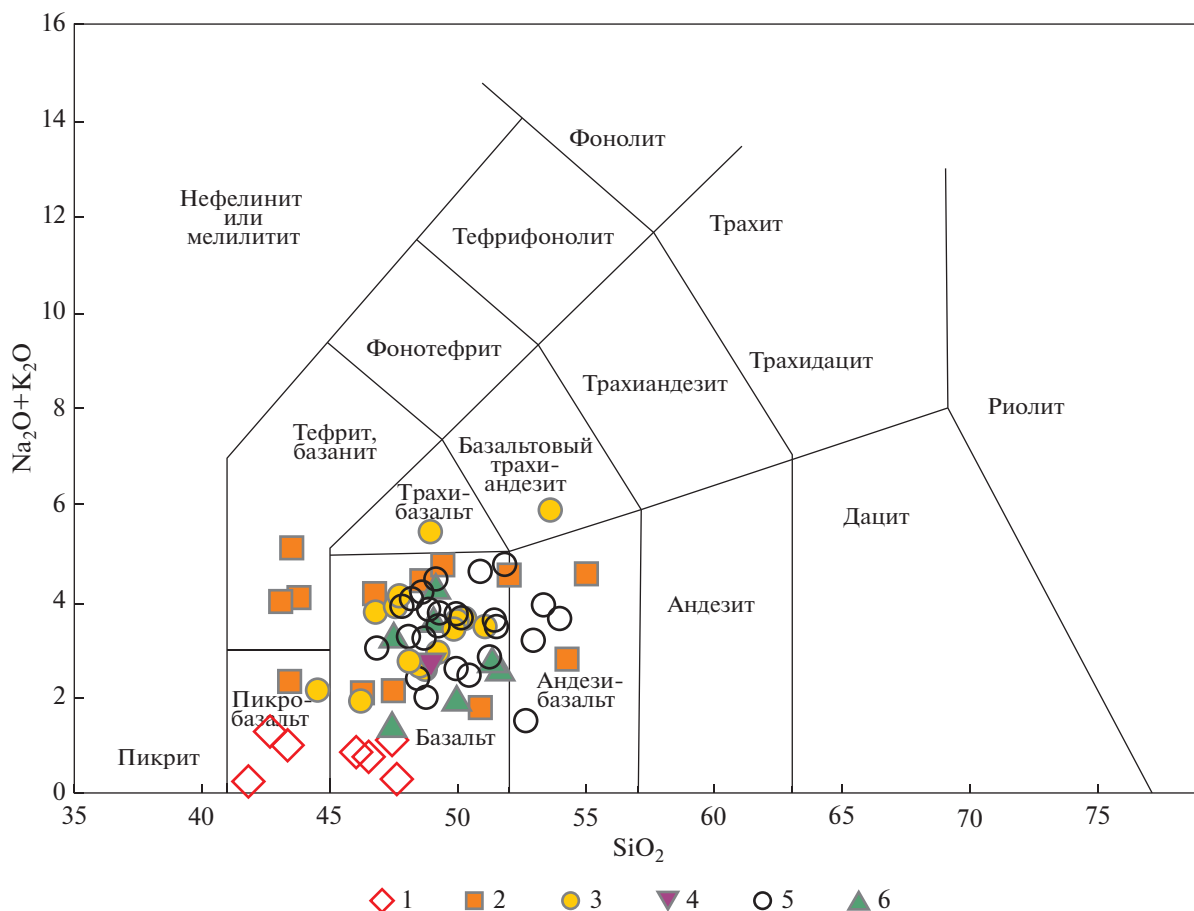


Рис. 6. Составы метавулкаников тимской свиты на диаграмме TAS (Le Maitre et al., 2002).

1 – метабазиты 1 группы, 2 – метабазиты 2 группы, 3 – метабазиты 3 группы, 4 – метабазиты 4 группы, 5 – метабазиты 5 группы, 6 – метабазиты 6 группы.

Метаморфическими аналогами андезибазальтов, вероятно, являются лейкократовые амфиболиты (рис. 5ж, 5з). Цвет – от зеленовато-серого до темно-серого. Текстура – массивная, структура – нематогранобластовая. Основной объем породы занимает плагиоклаз и амфибол, причем плагиоклаз чаще всего преобладает над амфиболом. Минеральный состав: плагиоклаз (олигоклаз-андезин) 30–60%, амфибол (актинолит, роговая обманка) 35–50%, биотит до 30%, кварц 5–10%, магнетит 5–10%. Акцессорные минералы – эпидот, хлорит, апатит, сфен, кальцит, рутил, халькопирит, пирит.

ГЕОХИМИЯ

Все метавулканические породы имеют широкие вариации содержаний породообразующих оксидов (табл. 1). Сумма щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) изменяется от 0.1 до 5.9 мас. %, при преобладании Na_2O над K_2O . Магнезиальность ($\text{Mg}\#$) варьирует от 0.28 до 0.78. На классификационной диаграм-

ме SiO_2 –($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) точки составов пород попадают в поля базальтов, андезибазальтов, редко пикробазальтов (рис. 6). Разности с содержанием MgO от 16 до 26 мас. % и $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}} > 14$ мас. %, в соответствии с классификацией вулканических пород по химическому составу (Le Maitre et al., 2002), являются ферропикритами и ферропикробазальтами. Разности основного состава также характеризуются повышенными концентрациями $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ и, в соответствии с Петрографическим кодексом (Богатиков и др., 2009), являются железистыми базальтами при $K_{\text{ф}} = 65$ –75 и ферробазальтами при $K_{\text{ф}} = 76$ –84 (табл. 1).

По соотношениям $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$ и Ti/Y вулканиды тимской свиты могут быть подразделены на два петрогенетических типа. Первый ОИВ-тип со значениями отношений $(\text{Gd}/\text{Yb})_n > 2$ и $\text{Ti}/\text{Y} > 500$, второй MORB-тип характеризуется значениями $(\text{Gd}/\text{Yb})_n < 2$ и $\text{Ti}/\text{Y} < 500$. По концентрациям и характеру распределения петрогенных оксидов, REE и HFSE, а также ряду индикаторных отношений вулканиды подразделяются на шесть

Таблица 1. Содержания петрогенных оксидов в породах тимской свиты

Компо- ненты	Метабазиты 1 группы							Метабазиты 2 группы			
	1	1	6	4	5	1	1	7	2	3	
	4052/ 327.9*	4052/ 477	4320/ 244	4320/ 255	4320/ 280	4320/ 317	4320/ 415	3105/ 438.3	3132/ 263.1	3132/ 285	
SiO ₂	41.5	39.6	43.9	45.5	44.6	42.0	46.0	41.9	37.5	53.5	
TiO ₂	1.52	1.20	1.31	0.95	1.47	2.05	1.46	3.45	3.59	2.38	
Al ₂ O ₃	9.39	9.23	6.51	8.03	6.34	6.17	5.86	8.64	14.8	10.8	
Fe ₂ O _{3tot}	16.8	13.7	14.8	13.1	15.1	19.7	15.3	24.8	20.9	15.5	
MgO	15.5	24.8	17.0	19.8	17.9	13.2	17.3	7.54	8.21	3.84	
MnO	0.21	0.16	0.20	0.14	0.22	0.27	0.20	0.27	0.18	0.12	
CaO	11.0	5.57	10.7	7.19	9.36	11.9	10.1	9.18	8.01	9.39	
Na ₂ O	1.05	0.01	0.72	0.73	0.44	0.88	0.18	1.73	1.49	2.50	
K ₂ O	0.17	0.08	0.10	0.33	0.28	0.10	0.04	0.53	3.50	0.23	
P ₂ O ₅	0.2	0.13	0.16	0.13	0.17	0.24	0.19	0.35	0.35	0.49	
SO ₃	0.06	0.17	0.25	0.17	0.27	0.30	0.23	0.83	0.02	<0.02	
П.п.п.	2.13	5.09	4.40	3.97	3.86	3.13	3.08	0.33	0.98	0.97	
Сумма	99.6	99.8	100	100	100	100	100	99.6	99.6	99.8	
Mg#	0.65	0.78	0.69	0.75	0.70	0.57	0.69	0.38	0.44	0.33	
K _ф	—	—	—	—	—	—	—	65	77	80	
K ₂ O + Na ₂ O	1.22	0.10	0.82	1.06	0.71	0.98	0.22	2.26	4.99	2.73	
Na ₂ O/K ₂ O	6.18	0.17	7.46	2.23	1.57	9.08	4.21	3.26	0.43	10.9	
Компо- ненты	Метабазиты 2 группы										
	2	2	2	7	3	2	12	2	2	2	8
	3132/ 334.8	3132/ 362.4	4031/ 215	4051/ 248.2	4052/ 219	4052/ 264.1	4315/ 491	4318/ 299	4318/ 355	4318/ 400	4320/ 371
SiO ₂	50.1	46.4	41.6	48.6	51.7	43.0	53.1	49.0	43.6	42.7	45.8
TiO ₂	3.53	3.07	2.25	3.52	1.91	2.69	2.25	3.91	4.03	4.15	2.28
Al ₂ O ₃	13.6	12.1	8.55	11.6	13.4	13.7	13.5	13.4	12.9	12.2	9.80
Fe ₂ O _{3tot}	13.3	17.4	17.7	14.7	13.8	18.8	12.9	14.5	17.6	19.7	19.2
MgO	3.95	6.09	10.2	6.47	4.79	6.95	2.89	3.68	4.83	5.49	8.72
MnO	0.16	0.17	0.21	0.13	0.12	0.15	0.12	0.23	0.20	0.28	0.29
CaO	11.1	9.83	13.4	10.5	9.15	8.13	6.07	8.98	11.5	9.68	10.7
Na ₂ O	1.05	2.89	0.62	4.24	4.00	2.66	3.97	3.76	2.31	1.80	1.92
K ₂ O	0.61	1.18	0.29	0.18	0.53	2.39	0.82	0.92	1.73	2.15	0.10
P ₂ O ₅	0.38	0.32	0.25	0.22	0.38	0.40	0.74	0.80	0.82	0.94	0.28
SO ₃	0.40	<0.02	0.92	0.03	0.04	0.02	0.03	0.14	0.17	0.08	0.06
П.п.п.	1.46	0.21	3.64	0.39	0.12	0.78	3.43	0.35	0.17	0.59	0.75
Сумма	99.7	99.7	99.6	100	99.9	99.7	99.8	99.7	99.9	99.8	99.9
Mg#	0.37	0.41	0.53	0.47	0.41	0.42	0.31	0.33	0.35	0.36	0.47
K _ф	72	74	63	69	74	73	82	80	78	78	69
K ₂ O + Na ₂ O	1.65	4.07	0.91	4.42	4.53	5.05	4.79	4.68	4.04	3.95	2.02
Na ₂ O/K ₂ O	1.71	2.45	2.14	23.6	7.55	1.11	4.86	4.07	1.33	1.2	19.8

Таблица 1. Продолжение

Компо- ненты	Метабазиты 3 группы										
	7	2	2	2	2	2	2	2	7	2	
	3105/ 161	3105/ 305.3	3105/ 315.6	3119/ 186.8	3121/ 222.8	3121/ 287.6	3669/ 312	4051/ 430.8	4312/ 276	4312/ 352.8	
SiO ₂	48.5	49.3	49.4	48.5	46.9	44.4	45.7	47.2	48.5	46.4	
TiO ₂	1.87	1.85	1.82	2.41	2.08	2.07	1.07	1.88	1.91	1.93	
Al ₂ O ₃	11.5	13.7	14.2	13.6	12.3	11.9	14.4	14.0	16.5	16.2	
Fe ₂ O _{3tot}	17.1	14.8	14.1	16.8	17.9	20.9	15.9	16.5	13.9	15.0	
MgO	5.28	6.46	6.13	6.04	4.74	4.53	8.71	6.81	4.68	3.83	
MnO	0.24	0.21	0.22	0.23	0.25	0.28	0.22	0.24	0.19	0.22	
CaO	11.8	9.07	9.59	9.87	12.0	12.8	11.0	8.03	7.93	11.4	
Na ₂ O	2.24	2.98	3.13	2.35	2.39	1.86	1.40	3.02	4.10	2.81	
K ₂ O	0.41	0.41	0.38	0.28	0.38	0.28	0.52	1.06	1.30	0.91	
P ₂ O ₅	0.26	0.20	0.19	0.15	0.31	0.27	0.10	0.25	0.34	0.35	
SO ₃	0.30	0.10	0.05	0.03	0.20	0.27	0.02	0.04	0.08	0.32	
П.п.п.	0.43	0.62	0.64	0.64	0.43	0.46	0.80	0.76	0.55	0.68	
Сумма	99.9	99.8	99.8	100	99.9	99.9	99.8	99.9	99.9	99.9	
Mg#	0.38	0.46	0.46	0.42	0.34	0.30	0.52	0.45	0.40	0.34	
K _ф	76	70	70	74	79	82	65	71	75	80	
K ₂ O + Na ₂ O	2.64	3.39	3.51	2.63	2.76	2.15	1.92	4.09	5.39	3.71	
Na ₂ O/K ₂ O	5.50	7.27	8.24	8.39	6.33	6.61	2.69	2.84	3.16	3.10	
Компо- ненты	Метабазиты 3 группы					Метабазиты 4 группы		Метабазиты 5 группы			
	2	3	2	2	2	2	2	2	3	2	11
	4312/ 419.4	4312/ 500.4	7543/ 281	7543/ 329	7543/ 348	3121/ 253.5	3124/ 188.1	3124/ 220	3682/ 292.7	4017/ 486.6	
SiO ₂	46.2	53.0	49.7	50.6	48.9	48.5	47.9	52.4	50.8	50.2	
TiO ₂	1.52	1.70	1.74	1.43	1.37	1.41	1.20	1.62	1.23	0.94	
Al ₂ O ₃	18.1	16.1	13.0	12.7	12.8	13.6	13.2	12.9	13.0	13.8	
Fe ₂ O _{3tot}	12.9	12.5	14.8	14.5	14.6	16.8	17.1	14.9	15.7	14.3	
MgO	7.97	3.71	5.65	5.05	5.86	6.04	4.50	6.57	4.87	5.71	
MnO	0.22	0.12	0.18	0.19	0.21	0.24	0.26	0.16	0.22	0.20	
CaO	6.37	5.75	10.4	10.9	12.3	9.87	11.1	5.88	9.71	12.0	
Na ₂ O	3.13	3.38	2.84	3.10	2.54	2.35	3.13	2.05	2.83	2.29	
K ₂ O	0.67	2.45	0.71	0.31	0.39	0.28	0.94	1.77	0.60	0.14	
P ₂ O ₅	0.20	0.55	0.23	0.21	0.16	0.15	0.14	0.19	0.18	0.12	
SO ₃	0.01	0.02	0.21	0.41	0.43	0.03	0.23	0.02	0.04	0.10	
П.п.п.	2.45	0.37	0.30	0.33	0.31	0.64	0.18	1.27	0.81	0.18	
Сумма	99.7	99.6	99.8	99.8	99.8	99.8	99.9	99.6	100	100	
Mg#	0.55	0.37	0.43	0.41	0.44	0.42	0.34	0.47	0.38	0.44	
K _ф	62	77	72	74	71	74	79	69	76	72	
K ₂ O + Na ₂ O	3.80	5.83	3.55	3.41	2.93	2.63	4.07	3.82	3.43	2.44	
Na ₂ O/K ₂ O	4.67	1.38	4.03	10.2	6.57	8.39	3.32	1.16	4.75	16.2	

Таблица 1. Продолжение

Компо- ненты	Метабазиты 5 группы									
	11	10	2	2	2	2	2	2	2	2
	4017/ 492.8	4128/ 232.8	4128/ 309.7	4318/ 225	7543/ 229	7563/ 343	7563/ 363.6	7563/ 481	7562/ 386	7562/ 430
SiO ₂	51.0	49.5	51.1	51.8	48.7	48.0	49.3	48.0	48.5	47.7
TiO ₂	0.99	0.92	0.92	1.25	1.78	1.23	1.54	1.36	0.93	0.95
Al ₂ O ₃	12.2	13.6	12.9	15.3	13.0	13.1	13.5	13.0	14.2	13.4
Fe ₂ O _{3tot}	16.8	13.9	13.8	11.1	15.4	17.3	16.3	17.2	13.1	16.6
MgO	4.82	7.19	6.12	5.43	5.22	5.36	4.76	4.83	5.62	5.74
MnO	0.21	0.19	0.20	0.18	0.20	0.25	0.23	0.25	0.19	0.24
CaO	10.7	11.2	10.8	9.05	10.9	8.74	9.44	8.37	12.0	10.4
Na ₂ O	2.64	2.19	3.47	3.53	3.17	2.92	2.81	2.94	1.85	2.85
K ₂ O	0.15	0.37	0.10	0.93	0.53	1.28	0.94	1.40	1.55	0.20
P ₂ O ₅	0.16	0.11	0.13	0.41	0.23	0.22	0.26	0.23	0.23	0.15
SO ₃	0.03	0.27	0.11	0.05	0.37	0.70	0.43	0.39	0.78	0.28
П.п.п.	0.19	0.41	0.40	0.88	0.31	0.63	0.32	1.08	0.85	0.33
Сумма	100	99.9	100	99.8	99.8	99.8	99.8	99.9	99.8	98.8
Mg#	0.36	0.51	0.47	0.47	0.40	0.38	0.37	0.36	0.46	0.41
K _ф	78	66	69	67	75	76	77	78	70	74
K ₂ O + Na ₂ O	2.80	2.56	3.57	4.46	3.70	4.20	3.74	4.35	3.40	3.05
Na ₂ O/K ₂ O	17.3	5.92	36.6	3.80	6.01	2.29	2.99	2.10	1.20	14.0

Компо- ненты	Метабазиты 5 группы									
	10	8	10	10	10	10	10	7	10	10
	2190/ 215.8	2926/ 1212.8	2926/ 1326.6	2926/ 1356.3	2926/ 1378.3	2926/ 1394	2926/ 1429.0	2926/ 1456.1	2926/ 1475	2926/ 1483
SiO ₂	52.1	48.3	46.7	52.2	46.9	51.1	49.8	49.0	53.3	48.5
TiO ₂	0.79	0.90	1.09	0.94	1.05	1.06	0.98	1.09	1.07	0.97
Al ₂ O ₃	13.7	14.4	13.3	13.9	13.9	13.9	14.2	13.8	14.1	14.0
Fe ₂ O _{3tot}	12.2	18.1	18.2	13.8	18.0	15.5	14.7	16.5	13.2	15.3
MgO	5.57	4.96	4.15	3.52	3.49	4.21	4.03	5.83	3.36	4.93
MnO	0.20	0.15	0.29	0.16	0.22	0.21	0.19	0.19	0.19	0.18
CaO	13.0	8.34	10.3	11.1	11.0	8.05	9.61	8.28	10.1	11.3
Na ₂ O	1.18	2.96	2.33	2.63	3.37	4.11	4.10	3.18	2.98	2.71
K ₂ O	0.27	0.80	0.80	0.49	0.44	0.57	0.40	0.47	0.59	0.70
P ₂ O ₅	0.10	0.15	0.13	0.14	0.15	0.13	0.14	0.19	0.14	0.16
SO ₃	0.03	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	0.69	0.47	1.00	0.38	1.23	0.88	0.50	0.62	0.80	0.28
Сумма	99.9	99.6	98.3	99.3	99.7	99.7	98.6	99.8	99.8	99.7
Mg#	0.47	0.35	0.31	0.34	0.28	0.35	0.35	0.41	0.34	0.39
K _ф	69	78	81	80	84	79	79	74	80	76
K ₂ O + Na ₂ O	1.46	3.77	3.13	3.12	3.81	4.68	4.50	3.65	3.57	3.41
Na ₂ O/K ₂ O	4.32	3.69	2.93	5.35	7.68	7.28	10.2	6.78	5.05	3.89

Таблица 1. Окончание

Компо- ненты	Метабазиты 5 группы			Метабазиты 6 группы						
	2	10	10	9	9	9	9	9	9	9
	2920/ 236.7	2920/ 374	2920/ 597.2	2199/ 168	2199/ 185	2199/ 201	2920/ 509.2	2926/ 1227.7	2926/ 1261	2926/ 1293
SiO ₂	47.6	48.0	46.4	51.0	49.6	51.2	48.9	46.8	47.0	47.9
TiO ₂	0.98	1.13	1.01	1.01	0.82	0.83	1.27	0.91	0.93	0.96
Al ₂ O ₃	11.8	13.0	14.2	16.7	15.9	16.9	12.3	15.5	15.2	17.5
Fe ₂ O _{3tot}	18.3	17.9	17.4	13.0	12.6	11.1	17.5	16.4	16.1	13.7
MgO	5.95	4.25	4.19	3.78	5.67	4.55	4.64	6.96	6.04	3.95
MnO	0.21	0.20	0.21	0.19	0.18	0.17	0.22	0.20	0.21	0.24
CaO	10.5	12.4	12.8	11.1	12.9	12.0	11.2	10.8	10.4	10.2
Na ₂ O	1.65	1.98	2.74	2.54	1.73	2.28	3.25	1.14	2.89	3.71
K ₂ O	0.29	0.42	0.22	0.17	0.16	0.19	0.28	0.16	0.33	0.52
P ₂ O ₅	0.14	0.16	0.12	0.12	0.10	0.08	0.20	0.08	0.10	0.13
SO ₃	0.45	0.10	0.08	0.02	0.09	0.03	0.17	—	—	—
П.п.п.	2.13	0.39	0.68	0.19	0.15	0.36	0.13	0.92	0.47	0.45
Сумма	100	99.9	99.9	99.8	99.9	99.8	100	99.7	99.7	99.2
Mg#	0.39	0.32	0.32	0.37	0.47	0.45	0.34	0.46	0.43	0.36
K _ф	75	81	81	77	69	71	79	70	73	78
K ₂ O + Na ₂ O	1.95	2.40	2.96	2.71	1.89	2.47	3.53	1.30	3.21	4.23
Na ₂ O/K ₂ O	5.62	4.78	12.5	15.0	10.9	12.2	11.7	7.37	8.88	7.11

Примечание. Mg# = MgO/(MgO + Fe₂O_{3tot}), в атомных количествах. K_ф = 100 × Fe₂O_{3tot}/(Fe₂O_{3tot} + MgO). Здесь и в табл. 2: *Породы*: 1 – бесполовошпатовые амфиболиты, 2 – плагиоклазовый амфиболит, 3 – лейкократовый амфиболит, 4 – метаферропикрит, 5 – миндалекаменный метаферропикрит, 6 – метаферропикробазальт, 7 – пироксен-плагиофировый метабазаальт, 8 – плагиофировый метабазаальт, 9 – гломеропорфировый метабазаальт, 10 – афировый метабазаальт, 11 – миндалекаменный метабазаальт, 12 – миндалекаменный метаандезибазаальт.

*Скважина/глубина.

групп: 2 группы OIB-типа и 4 группы MORB-типа. Нами использована сквозная нумерация групп, соответствующая последовательности появления вулканитов в разрезе тимской свиты (рис. 3).

Первая группа OIB-типа представлена метаферропикритами, метаферропикробазальтами и бесполовошпатовыми амфиболитами, которые характеризуются повышенными содержаниями MgO = 16–26 мас. %, Fe₂O_{3tot} = 13.6–20.4 мас. % и сидерофильных элементов (Ni, Cr), пониженными TiO₂ и REE (0.9–2.1 мас. % и 43–96 ppm, соответственно). Распределение REE сильно фракционировано ((La/Sm)_n = 1.5–2.1, (Gd/Yb)_n = 2–3.2). Наблюдается положительная аномалия ниобия (Nb/Nb* = 1.0–1.3) и высокие значения отношения Ti/Y = 500–760 (рис. 7, 8, табл. 2).

Вторая группа OIB-типа объединяет пироксен-плагиофировые и плагиофировые метабазаальты, метаандезибазаальты, плагиоклазовые и лейкократовые амфиболиты. Характеристики пород второй группы – повышенные концентрации

титана (TiO₂ = 1.9–4.1 мас. %) и фосфора (P₂O₅ = 0.22–0.94 мас. %) и пониженная магнетиальность (Mg#(ср.) = 0.42). REE спектры сильно-фракционированные ((La/Sm)_n = 1.3–3.4, (Gd/Yb)_n = 2.5–4.5). Характер распределения редких и редкоземельных элементов сопоставим с таковым в породах первой группы, но отличается их повышенными концентрациями (рис. 7, 8, табл. 2). Значения отношений: Nb/Nb* = 1.0–2.5, Ti/Y = 400–1500.

Третья группа MORB-типа включает пироксен-плагиофировые метабазаальты, метаандезибазаальты и плагиоклазовые амфиболиты. Содержания TiO₂ варьируют от 1.1 до 2.4 мас. %, P₂O₅ от 0.15 до 0.35 мас. %; Mg# = 0.30–0.55 (ср. = 0.43). Степень фракционирования REE: (La/Sm)_n = 1.4–2.3, (Gd/Yb)_n = 1.5–1.8. Положительная аномалия ниобия сохраняется (Nb/Nb* = 1.0–1.6), а отношение Ti/Y значительно ниже – от 330 до 440 (рис. 7, 8, табл. 2).

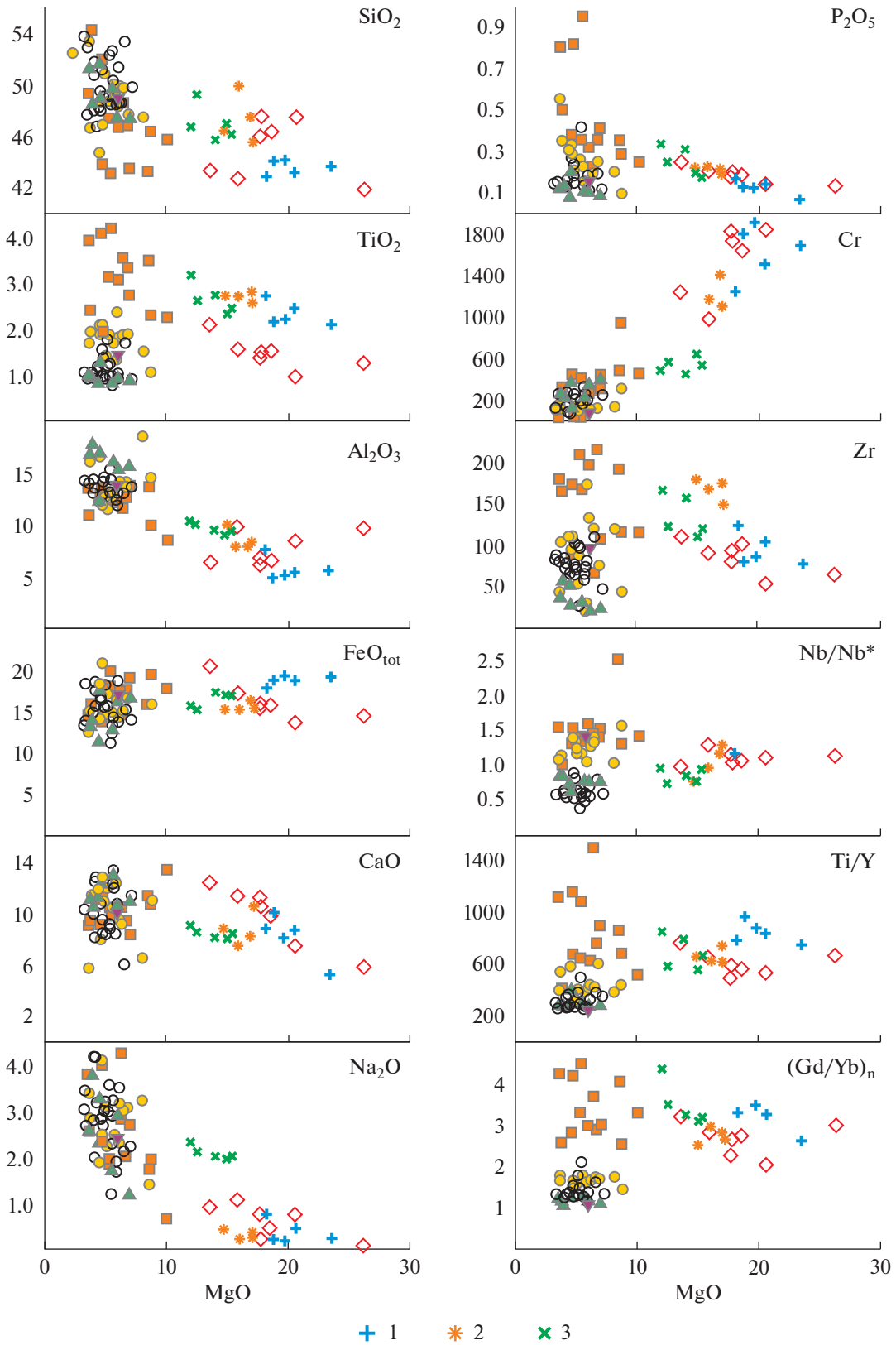


Рис. 7. Диаграммы вариаций основных элементов (мас. %) и микроэлементов (ppm) в зависимости от содержания MgO (мас. %). 1 – архейские пирокластические ферропикриты провинции Сьюперior по (Goldstein, Francis, 2008), 2 – палеопротерозойские ферропикриты Печенги по (Hanski, Smolkin, 1995), 3 – фанерозойские ферропикриты провинции Парана–Этендека по (Gibson et al., 2000). Условные обозначения метабазитов тимской свиты см. рис. 6.

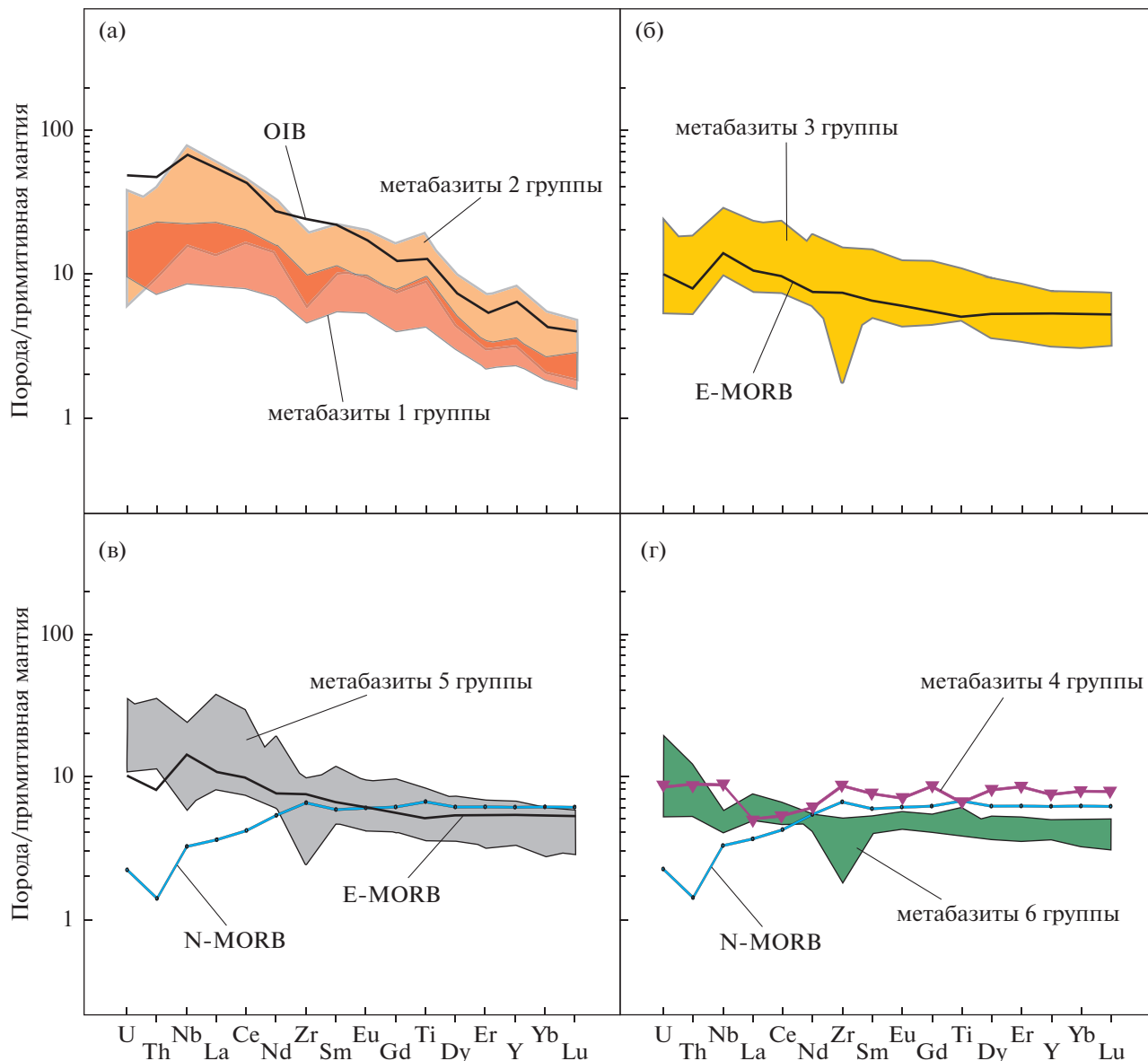


Рис. 8. Нормированные к примитивной мантии распределения редкоземельных и редких элементов в метавулканитах тимской свиты.

Концентрации элементов в примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989). OIB – базальты океанических островов, E-MORB – обогащенный тип базальтов срединно-океанических хребтов, N-MORB – “нормальный” тип базальтов срединно-океанических хребтов. Составы OIB, E-MORB и N-MORB по (Sun, McDonough, 1989).

Четвертая группа MORB-типа представлена единственным образцом – плагиоклазовым амфиболитом. Концентрация титана 1.4 мас. %, $Mg\# = 0.42$, $Ti/Y = 252$. Характерной особенностью четвертой группы пород является преобладание тяжелых REE над легкими ($(La/Sm)_n = 0.6$, $(Gd/Yb)_n = 1.1$) и присутствие положительной аномалии ниобия $Nb/Nb^* = 1.4$. (рис. 7, 8, табл. 2).

Пятая группа MORB-типа представлена преимущественно афировыми метабазальтами и плагиоклазовыми амфиболитами. По химическо-

му составу метабазиты 5 группы практически эквиваленты метабазальтам 3 группы: $Mg\#$ от 0.28 до 0.51, $(La/Sm)_n = 1.5-4.3$, $(Gd/Yb)_n = 1.2-2.1$, $Ti/Y = 246-488$ (рис. 7, 8, табл. 2), но отличаются пониженными концентрациями $P_2O_5 = 0.12-0.26$ мас. % и $TiO_2 = 0.8-1.5$ мас. % и отчетливо проявленной отрицательной аномалией ниобия ($Nb/Nb^* = 0.47-0.88$).

Шестая группа MORB-типа объединяет исключительно гломеропорфировые метабазальты, которые характеризуются повышенной концен-

Таблица 2. Содержание редких и редкоземельных элементов в породах тимской свиты

Компо- ненты	Метабазиты 1 группы							Метабазиты 2 группы		
	1	1	6	4	5	1	1	7	2	3
	4052/ 327.9	4052/ 477	4320/ 244	4320/ 255	4320/ 280	4320/ 317	4320/ 415	3105/ 438.3	3132/ 263.1	3132/ 285
*	*	*	*	*	*	*	**	**	**	
Sc	23.3	25.2	26.7	24.3	26.3	28.7	24.2	34.7	31.8	21.3
V	202	208	246	211	227	293	207	337	433	376
Cr	977	1050	1820	1840	1630	1240	1730	480	419	318
Co	99.3	H.o	132	102	99.8	95.6	105	96.3	68.7	28.9
Ni	687	H.o	1120	1150	1040	757	1360	602	226	146
Cu	196	H.o	313	485	520	330	158	403	181	67.6
Ga	16.2	13.1	10.4	11.3	10.2	13.4	9.91	20.7	36.7	18.3
Rb	1.8	<2	2.00	6.66	7.75	2.0	2.0	14.9	216	2.2
Sr	47.4	21.4	130	173	232	260	72.1	131	428	527
Y	14.1	11	15.8	10.7	15.7	16.2	14.8	24.0	33.5	36.1
Zr	89.0	62.7	77.6	52.0	99.0	108	91.6	192	207.1	164
Nb	12.8	11.2	9.66	6.15	15.1	15.5	11.5	57.2	44.0	29.8
Ba	7.9	H.o	26.3	110	85.9	8.91	9.48	207	699	121
La	10.9	10.3	8.52	5.70	14.2	15.3	11.1	33.5	35.3	41.1
Ce	27.8	25.5	19.8	14.2	31.3	35.5	25.7	78.9	81.7	77.0
Pr	3.9	3.54	2.79	2.02	4.18	4.74	3.52	10.1	10.2	9.4
Nd	18.4	15.6	12.8	9.34	18.0	21.0	15.7	44.6	43.3	38.4
Sm	4.4	3.62	3.40	2.46	4.29	4.98	3.72	9.4	9.6	7.9
Eu	1.6	1.03	1.01	0.91	1.37	1.51	1.19	2.9	3.0	2.3
Gd	4.3	3.3	3.53	2.41	4.19	4.58	3.76	8.6	9.4	8.0
Tb	0.61	0.46	0.54	0.40	0.62	0.67	0.54	1.2	1.4	1.1
Dy	3.2	2.5	3.28	2.24	3.46	3.73	3.07	5.9	7.1	6.2
Ho	0.61	0.41	0.60	0.43	0.66	0.63	0.58	1.0	1.3	1.2
Er	1.6	1.07	1.57	1.09	1.53	1.57	1.34	2.4	3.3	3.3
Tm	0.20	0.14	0.22	0.15	0.22	0.21	0.19	0.28	0.41	0.40
Yb	1.3	0.92	1.30	0.98	1.27	1.19	1.18	1.8	2.4	2.6
Lu	0.18	0.12	0.21	0.16	0.19	0.17	0.17	0.23	0.32	0.34
Hf	2.3	1.72	2.15	1.57	2.63	2.90	2.49	5.0	5.3	4.5
Ta	0.85	0.6	0.66	0.39	1.13	1.15	0.80	4.4	3.5	2.0
Pb	0.94	H.o	2.72	3.26	2.54	3.28	1.61	3.5	4.1	3.1
Th	1.1	1.08	0.99	0.62	1.64	1.91	1.27	1.8	3.4	2.4
U	0.27	0.2	0.32	0.20	0.33	0.41	0.30	0.50	0.59	0.80
ΣREE	79.2	68.5	59.6	42.5	85.5	95.8	71.8	201	209	199
Eu/Eu*	1.13	0.91	0.89	1.14	0.99	0.97	0.97	0.98	0.97	0.89
(Gd/Yb) _n	2.78	2.97	2.25	2.03	2.73	3.18	2.64	4.04	3.26	2.55
(La/Yb) _n	6.10	8.03	4.70	4.17	8.02	9.22	6.75	13.71	10.66	11.36
(La/Sm) _n	1.59	1.84	1.62	1.50	2.14	1.98	1.93	2.29	2.38	3.36
Nb/Nb*	1.28	1.14	1.13	1.11	1.06	0.97	1.04	2.51	1.37	1.01
Ti/Y	646	655	498	529	563	759	592	860	643	395

Таблица 2. Продолжение

Компо- ненты	Метабазиты 2 группы										
	2	2	2	7	3	2	12	2	2	2	8
	3132/ 334.8	3132/ 362.4	4031/ 215	4051/ 248.2	4052/ 219	4052/ 264.1	4315/ 491	4318/ 299	4318/ 355	4318/ 400	4320/ 371
**	**	*	**	*	*	*	*	*	*	*	
Sc	24.7	27.5	24.50	27.4	Н.о	Н.о	Н.о	Н.о	Н.о	Н.о	28.20
V	399	294	280	517	290	306	175	213	225	188	310
Cr	316	260	446	288	436	441	55	198	80.2	90.8	951
Co	51.7	45.8	67.7	63.0	Н.о	Н.о	Н.о	Н.о	Н.о	Н.о	76.4
Ni	225	159	511	75.1	Н.о	Н.о	Н.о	Н.о	Н.о	Н.о	537
Cu	130	63.3	114	124	Н.о	Н.о	Н.о	Н.о	Н.о	Н.о	313
Ga	22.3	24.8	18.6	19.2	15.7	17	18	20.3	22.8	20.8	14.9
Rb	23.2	21.7	6.06	2.0	9.34	75.6	53	18.0	32.1	59.6	2.00
Sr	466	453	367	758	328	195	340	653	667	581	153
Y	25.2	29.9	24.7	14.0	16.8	18	21	21.2	21.1	22.8	19.9
Zr	214	195	114	65.2	87.5	106	204	178	172	169	114
Nb	39.1	37.5	22.2	11.3	16.4	18.8	35	39.9	37.5	36.5	20.5
Ba	399	408	50.5	107	Н.о	Н.о	Н.о	Н.о	Н.о	Н.о	38.9
La	31.5	22.0	18.7	9.2	14.2	12.5	30.2	31.10	29.1	30.8	15.5
Ce	73.3	61.7	44.0	25.3	34.5	34.9	70.5	75.4	72.3	73.8	35.6
Pr	9.2	8.3	5.92	3.7	4.85	4.98	9.7	9.92	9.84	10.0	4.76
Nd	39.2	37.6	26.6	17.6	20.7	22.3	41.3	42.4	43.0	43.3	21.2
Sm	8.6	8.8	6.14	4.4	4.7	5.5	8.7	8.9	8.47	9.13	5.21
Eu	2.5	2.7	1.88	1.7	1.57	1.7	2.9	3.0	3.31	3.12	1.64
Gd	7.9	8.3	6.3	4.4	4.5	5.0	7.8	7.3	7.24	7.74	4.95
Tb	1.2	1.2	0.93	0.63	0.64	0.70	1.1	0.97	0.99	1.03	0.74
Dy	6.0	6.6	5.04	3.10	3.32	3.76	5.72	4.92	4.88	4.89	4.33
Ho	1.1	1.2	0.92	0.57	0.63	0.67	1.05	0.82	0.82	0.84	0.80
Er	2.9	3.1	2.27	1.4	1.62	1.79	2.3	1.89	1.95	2.01	1.96
Tm	0.37	0.38	0.27	0.17	0.21	0.23	0.29	0.24	0.25	0.24	0.28
Yb	2.3	2.3	1.58	0.99	1.32	1.39	1.95	1.43	1.44	1.44	1.64
Lu	0.31	0.32	0.25	0.13	0.18	0.19	0.27	0.19	0.20	0.20	0.27
Hf	5.6	5.1	3.23	1.82	2.43	2.81	5.2	4.88	4.47	4.72	3.19
Ta	2.6	2.4	1.28	0.94	0.92	1.04	2.33	2.28	2.16	2.21	1.37
Pb	5.0	3.4	1.69	2.2	Н.о	Н.о	Н.о	Н.о	Н.о	Н.о	1.45
Th	2.8	2.9	1.50	0.78	1.26	1.42	2.7	2.50	2.42	2.49	1.86
U	0.73	0.48	0.31	0.13	0.29	0.4	0.6	0.67	0.55	0.55	0.39
ΣREE	186	165	120	73.3	92.9	95.6	184	188	184	189	98.9
Eu/Eu*	0.93	0.97	0.93	1.21	1.05	0.97	1.08	1.13	1.29	1.13	0.99
(Gd/Yb) _n	2.87	2.96	3.27	3.67	2.80	2.97	3.31	4.23	4.16	4.45	2.50
(La/Yb) _n	9.91	6.79	8.49	6.67	7.72	6.45	11.1	15.6	14.5	15.3	6.78
(La/Sm) _n	2.37	1.62	1.97	1.34	1.95	1.47	2.24	2.25	2.22	2.18	1.92
Nb/Nb*	1.41	1.58	1.42	1.43	1.31	1.51	1.31	1.53	1.51	1.41	1.29
Ti/Y	772	614	524	1502	680	896	936	1104	1144	1089	687

Таблица 2. Продолжение

Компо- ненты	Метабазиты 3 группы									
	7	2	2	2	2	2	2	2	7	2
	3105/ 161	3105/ 305.3	3105/ 315.6	3119/ 186.8	3121/ 222.8	3121/ 287.6	3669/ 312	4051/ 430.8	4312/ 276	4312/ 352.8
	**	**	*	**	*	*	**	*	*	*
Sc	40.4	37.5	38.2	36.7	31.4	30.6	40.1	Н.о	Н.о	Н.о
V	352	244	269	300	320	318	273	268	238	265
Cr	116	123	121	84.7	93.8	74.3	311	120	108	120
Co	52.0	47.7	45.8	50.7	Н.о	Н.о	64.1	Н.о	Н.о	Н.о
Ni	110	99.9	116	55.5	66.8	71.2	148	Н.о	Н.о	Н.о
Cu	55.4	99.3	36.2	52.5	37.1	152	10.2	Н.о	Н.о	Н.о
Ga	16.4	18.2	17.3	20.8	21.8	17.7	14.7	13.9	17.1	17.7
Rb	3.62	7.7	6.3	0.84	5.87	5.43	9.4	18.4	34.2	18.4
Sr	302	214	272	214	179	181	155	769	427	270
Y	27.6	26.7	24.8	35.1	26.9	22.8	14.8	18.6	19.6	21.2
Zr	86.1	119	132	174	107	108	41.8	74.0	96.9	102
Nb	11.8	18.2	15.1	21.0	13.0	11.5	7.5	9.32	12.9	13.1
Ba	125	293	226	17.5	90.9	47.7	106	Н.о	Н.о	Н.о
La	11.1	16.3	12.5	15.8	9.53	10.3	5.5	8.06	8.71	12.4
Ce	26.3	37.1	28.2	42.9	22.4	27.3	13.8	18.4	20.3	28.6
Pr	3.69	4.7	3.8	5.6	3.31	3.79	1.9	2.64	2.72	3.80
Nd	16.7	21.3	16.9	26.1	14.7	16.7	8.4	12.2	12.7	16.2
Sm	4.56	5.1	4.6	6.7	4.11	4.29	2.3	3.14	2.94	3.45
Eu	1.45	1.7	1.5	2.1	1.67	1.57	0.75	1.21	1.05	1.29
Gd	4.82	5.6	5.3	7.5	4.55	4.65	2.7	3.59	3.67	3.85
Tb	0.81	0.89	0.84	1.2	0.76	0.80	0.44	0.55	0.60	0.63
Dy	4.90	5.3	4.9	7.0	4.91	4.46	2.7	3.47	3.52	3.73
Ho	1.03	1.08	1.00	1.4	1.01	0.90	0.59	0.70	0.77	0.75
Er	2.89	3.1	3.0	4.2	2.70	2.26	1.7	1.96	1.90	1.96
Tm	0.38	0.42	0.40	0.56	0.44	0.35	0.24	0.27	0.28	0.29
Yb	2.54	2.7	2.7	3.8	2.85	2.17	1.6	1.76	1.88	1.99
Lu	0.37	0.40	0.38	0.56	0.40	0.32	0.24	0.25	0.28	0.30
Hf	2.51	3.3	3.6	4.7	2.63	2.90	1.3	1.85	2.59	2.56
Ta	0.73	1.2	0.98	1.5	0.97	0.95	0.66	0.51	0.64	0.68
Pb	6.49	5.9	8.5	1.6	Н.о	Н.о	9.9	Н.о	Н.о	Н.о
Th	1.05	1.3	1.3	1.6	1.47	1.31	0.47	0.65	1.17	1.21
U	0.34	0.53	0.38	0.40	0.29	0.29	0.12	0.14	0.25	0.25
ΣREE	81.5	106	86.0	125	73.3	79.9	42.8	58.2	61.3	79.2
Eu/Eu*	0.95	0.97	0.90	0.92	1.18	1.07	0.92	1.10	0.98	1.08
(Gd/Yb) _n	1.57	1.71	1.66	1.64	1.32	1.77	1.45	1.69	1.61	1.60
(La/Yb) _n	3.13	4.28	3.37	3.01	2.40	3.40	2.50	3.28	3.32	4.47
(La/Sm) _n	1.57	2.04	1.77	1.52	1.50	1.55	1.54	1.66	1.91	2.32
Nb/Nb*	1.17	1.37	1.27	1.41	1.18	1.06	1.58	1.38	1.37	1.15
Ti/Y	406	415	440	411	461	547	434	604	584	544

Таблица 2. Продолжение

Компо- ненты	Метабазиты 3 группы					Метабазиты 4 группы	Метабазиты 5 группы			
	2	3	2	2	2	2	2	3	2	11
	4312/ 419.4	4312/ 500.4	7543/ 281	7543/ 329	7543/ 348	3121/ 253.5	3124/ 188.1	3124/ 220	3682/ 292.7	4017/ 486.6
	**	*	**	**	**	*	*	*	*	*
Sc	37.7	29.4	36.2	40.2	39.8	50.1	41.9	38.1	41.9	43.7
V	285	272	335	303	304	277	318	159	361	309
Cr	149	164	108	140	138	63.9	60.5	129	48.4	130
Co	50.7	47.6	53.4	56.8	59.9	54.5	60.2	53.1	56.5	64.5
Ni	118	83.3	87.1	94.6	110	53.0	86.4	126	57.6	119
Cu	22.0	55.8	60.8	68.2	88.5	30.0	112	72.9	8.35	114
Ga	18.1	21.0	18.3	18.2	16.5	18.8	19.1	17.3	18.3	16.4
Rb	22.5	81.7	18.3	4.1	6.7	1.80	20.0	58.3	11.20	<2
Sr	747	219	220	208	194	224	317	227	184	92.4
Y	23.7	25.4	26.5	25.7	22.0	33.5	19.9	26.0	24.7	19.3
Zr	119	43.1	31	51.7	20.2	94.7	62.4	108	71.4	55.7
Nb	13.9	15.5	13.3	11.1	9.1	6.2	6.45	11.3	6.66	4.19
Ba	244	305	156	80.1	100	54.5	249	879	189	43.6
La	15.2	16.5	12.2	8.2	9.6	3.2	6.64	13.0	8.99	6.63
Ce	36.7	39.6	29.5	21.9	22.2	9.2	15.5	30.5	19.6	14.3
Pr	4.5	5.0	3.9	3.1	2.9	1.5	1.97	4.0	2.46	1.81
Nd	19.1	21.3	18.3	14.5	13.7	8.1	9.04	18.2	11.50	8.32
Sm	4.3	4.8	4.5	3.9	3.5	3.3	2.44	4.7	3.15	2.26
Eu	1.4	1.6	1.6	1.3	1.2	1.2	1.00	1.6	1.00	0.78
Gd	4.8	5.2	5.3	4.7	4.2	5.0	3.23	5.3	3.75	2.80
Tb	0.74	0.80	0.82	0.75	0.65	0.89	0.51	0.86	0.65	0.48
Dy	4.4	4.8	4.8	4.7	3.9	5.8	3.28	5.1	3.99	3.26
Ho	0.89	0.94	0.96	0.95	0.79	1.3	0.74	1.1	0.88	0.72
Er	2.6	2.7	2.8	2.8	2.4	4.0	2.09	3.1	2.68	2.14
Tm	0.36	0.39	0.38	0.38	0.32	0.57	0.28	0.42	0.39	0.29
Yb	2.3	2.5	2.5	2.6	2.1	3.8	1.93	2.7	2.40	1.95
Lu	0.34	0.37	0.36	0.37	0.30	0.57	0.31	0.40	0.40	0.29
Hf	2.7	1.0	1.3	1.9	1.0	2.8	1.95	3.0	2.03	1.62
Ta	1.2	1.1	0.84	0.80	0.62	0.39	0.43	0.74	0.42	0.28
Pb	6.8	2.9	1.2	1.6	1.5	2.4	2.63	4.5	2.65	1.79
Th	1.4	1.5	1.2	1.1	0.89	0.7	1.70	1.9	1.58	1.13
U	0.30	0.26	0.29	0.28	0.20	0.18	0.39	0.75	0.59	0.25
ΣREE	97.7	107	88.0	70.0	67.8	48.4	49.0	90.9	61.8	46.0
Eu/Eu*	0.94	0.98	0.98	0.95	0.96	0.88	1.09	0.96	0.89	0.95
(Gd/Yb) _n	1.75	1.77	1.75	1.51	1.60	1.08	1.38	1.60	1.29	1.19
(La/Yb) _n	4.83	4.81	3.47	2.29	3.21	0.60	2.47	3.43	2.69	2.44
(La/Sm) _n	2.28	2.22	1.76	1.36	1.78	0.63	1.76	1.79	1.84	1.89
Nb/Nb*	1.02	1.06	1.17	1.25	1.06	1.40	0.65	0.77	0.60	0.52
Ti/Y	385	401	389	328	377	252	360	374	299	292

Таблица 2. Продолжение

Компо- ненты	Метабазиты 5 группы									
	11	10	2	2	2	2	2	2	2	2
	4017/ 492.8	4128/ 232.8	4128/ 309.7	4318/ 225	7543/ 229	7563/ 343	7563/ 363.6	7563/ 481	7562/ 386	7562/ 430
*	*	*	*	**	**	**	**	**	**	
Sc	41.9	35.3	32.1	H.o	37.3	33.9	38.5	35.2	31.7	40.2
V	321	241	240	189	351	290	338	305	221	267
Cr	79.1	244	205	97.2	112	158	122	127	262	84.8
Co	61.9	53.4	51.0	H.o	54.8	52.8	59.8	54.7	51.5	59.4
Ni	92.7	155	115	H.o	79.5	94.3	81.1	82.6	108	86.1
Cu	69.2	105	57.1	H.o	63.0	63.1	112	46.3	24.6	88.3
Ga	14.2	11.7	11.5	12.7	18.5	16.4	17.5	16.5	13.5	16.9
Rb	<2	8.63	2.00	20.0	11.8	31.7	24.8	42.1	46.6	0.75
Sr	73.6	249	124	568	246	328	192	154	106	103
Y	20.2	15.8	17.7	15.3	28.0	25.8	30.1	26.9	19.8	21.9
Zr	62.4	44.0	62.2	67.1	97	95.6	106	101	60.1	71.2
Nb	4.46	4.38	7.74	6.42	13.3	13.7	16.6	15.4	11.0	6.7
Ba	103	221	56.7	H.o	123	294	353	459	540	22.7
La	5.70	6.72	8.26	13.6	25.6	23.5	14.0	14.5	19.4	13.0
Ce	13.3	14.4	18.2	29.4	51.9	45.4	34.4	32.9	35.9	26.8
Pr	1.82	1.91	2.40	3.77	5.9	4.9	4.4	4.1	3.8	3.1
Nd	8.58	8.31	9.91	15.1	25.5	19.9	19.6	17.3	14.4	12.9
Sm	2.52	2.10	2.40	3.33	5.1	4.1	4.8	4.1	2.9	3.0
Eu	0.80	0.78	0.76	1.01	1.5	1.3	1.4	1.2	0.94	1.0
Gd	3.22	2.45	2.98	3.48	5.6	4.6	5.5	4.8	3.4	3.7
Tb	0.53	0.43	0.50	0.52	0.83	0.71	0.86	0.74	0.53	0.59
Dy	3.53	2.72	3.04	2.97	5.1	4.4	5.3	4.6	3.4	3.8
Ho	0.79	0.55	0.66	0.59	1.0	0.88	1.1	0.95	0.69	0.78
Er	2.26	1.64	1.95	1.54	2.9	2.7	3.2	2.8	2.1	2.4
Tm	0.31	0.25	0.26	0.22	0.39	0.37	0.43	0.39	0.29	0.33
Yb	2.11	1.53	1.80	1.38	2.7	2.6	2.9	2.7	2.0	2.3
Lu	0.31	0.26	0.27	0.23	0.38	0.38	0.42	0.38	0.30	0.33
Hf	1.62	1.20	1.63	1.73	2.9	2.7	3.1	2.9	1.7	2.1
Ta	0.28	0.28	0.51	0.50	0.91	0.89	1.1	0.94	0.61	0.46
Pb	1.54	5.38	2.13	H.o	1.5	5.9	5.0	4.5	2.1	2.8
Th	1.24	0.98	1.68	2.51	1.4	2.3	2.9	2.7	1.9	1.8
U	0.25	0.23	0.39	0.58	0.34	0.54	0.67	0.61	0.62	0.42
ΣREE	45.8	44.1	53.4	77.1	134.5	115.8	98.4	91.4	90.0	73.8
Eu/Eu*	0.86	1.05	0.87	0.91	0.87	0.91	0.86	0.83	0.91	0.91
(Gd/Yb) _n	1.26	1.32	1.37	2.09	1.75	1.50	1.55	1.46	1.38	1.33
(La/Yb) _n	1.94	3.15	3.29	7.07	6.87	6.58	3.40	3.86	6.83	4.12
(La/Sm) _n	1.46	2.07	2.22	2.64	3.21	3.73	1.88	2.28	4.29	2.83
Nb/Nb*	0.57	0.58	0.70	0.37	0.74	0.64	0.88	0.84	0.61	0.47
Ti/Y	293	349	312	488	378	305	304	302	276	271

Таблица 2. Продолжение

Компо- ненты	Метабазиты 5 группы									
	10	8	10	10	10	10	10	7	10	10
	2190/ 215.8	2926/ 1212.8	2926/ 1326.6	2926/ 1356.3	2926/ 1378.3	2926/ 1394	2926/ 1429.0	2926/ 1456.1	2926/ 1475	2926/ 1483
*	**	**	**	**	**	**	**	**	**	**
Sc	42.2	46.6	37.7	38.2	41.1	30.6	39.0	41.7	37.7	39.4
V	211	251	279	279	254	252	285	308	230	243
Cr	316	246	235	247	217	137	245	262	123	208
Co	49.7	55.1	51.4	51.2	43.8	41.8	51.9	54.9	50.5	43.7
Ni	127	120	139	132	103	101	139	135	108	105
Cu	72.5	23.7	62.2	71.0	43.2	51.7	80.3	112	61.9	64.9
Ga	14.3	18.0	16.8	16.2	14.4	12.5	17.2	13.2	16.7	16.1
Rb	1.56	22.6	31.2	8.31	9.22	17.7	10.7	6.79	9.78	23.0
Sr	118	175	181	203	196	207	213	225	237	200
Y	16.3	18.7	21.9	22.9	22.6	24.5	23.7	24.9	21.7	22.2
Zr	27.6	72.9	75.0	78.2	84.8	80.9	84.7	78.7	82.4	75.2
Nb	5.75	7.15	8.14	8.25	8.24	7.85	8.54	8.94	8.42	8.01
Ba	85.2	174	259	195	114	298	131	184	319	145
La	7.15	11.56	9.17	10.8	12.4	9.97	11.2	11.8	12.6	10.2
Ce	16.3	24.9	22.1	24.1	27.5	24.0	24.0	25.8	26.6	22.8
Pr	1.98	2.94	2.73	2.95	3.27	3.05	2.89	3.12	3.12	2.77
Nd	8.63	12.7	12.3	13.1	13.8	12.8	12.7	13.9	13.7	12.0
Sm	2.13	2.91	3.01	3.13	3.18	3.09	3.07	3.29	3.18	2.91
Eu	0.71	1.05	0.97	1.09	1.00	0.91	1.10	1.02	1.05	1.02
Gd	2.48	3.23	3.47	3.60	3.55	3.69	3.49	3.79	3.82	3.39
Tb	0.42	0.53	0.59	0.61	0.59	0.62	0.61	0.65	0.63	0.57
Dy	2.64	3.24	3.85	3.96	3.66	3.93	3.93	4.27	4.10	3.55
Ho	0.56	0.67	0.79	0.80	0.77	0.84	0.81	0.87	0.83	0.75
Er	1.61	1.96	2.33	2.46	2.23	2.48	2.50	2.64	2.47	2.19
Tm	0.23	0.27	0.33	0.34	0.32	0.36	0.35	0.38	0.37	0.31
Yb	1.51	1.87	2.19	2.32	2.24	2.42	2.36	2.54	2.44	2.11
Lu	0.21	0.26	0.35	0.34	0.31	0.34	0.36	0.38	0.36	0.32
Hf	0.72	1.82	2.09	2.13	1.99	2.37	2.31	2.10	2.30	1.89
Ta	0.31	0.40	0.49	0.50	0.46	0.51	0.51	0.54	0.55	0.55
Pb	2.36	4.44	4.21	2.66	2.20	3.14	2.78	2.65	2.46	2.79
Th	1.38	1.84	1.98	2.02	1.97	2.13	2.05	2.14	2.01	1.88
U	0.33	0.49	0.52	0.58	0.52	0.54	0.68	0.52	0.50	0.47
ΣREE	46.5	68.1	64.1	69.6	74.8	68.5	69.3	74.4	75.2	64.9
Eu/Eu*	0.95	1.04	0.92	0.99	0.91	0.83	1.02	0.88	0.92	0.99
(Gd/Yb) _n	1.36	1.43	1.31	1.29	1.31	1.26	1.23	1.24	1.30	1.33
(La/Yb) _n	3.40	4.44	3.00	3.34	3.96	2.95	3.40	3.32	3.69	3.48
(La/Sm) _n	2.17	2.56	1.97	2.22	2.51	2.09	2.35	2.31	2.54	2.27
Nb/Nb*	0.62	0.53	0.65	0.60	0.57	0.58	0.61	0.60	0.57	0.62
Ti/Y	289	287	298	246	279	259	247	262	295	261

Таблица 2. Окончание

Компо- ненты	Метабазиты 5 группы			Метабазиты 6 группы						
	2	10	10	9	9	9	9	9	9	9
	2920/ 236.7	2920/ 374	2920/ 597.2	2199/ 168	2199/ 185	2199/ 201	2920/ 509.2	2926/ 1227.7	2926/ 1261	2926/ 1293
	*	*	*	*	*	*	*	**	**	**
Sc	46.8	46.2	51.5	49.7	42.9	41.4	42.9	44.2	42.5	23.7
V	272	266	304	265	235	228	257	294	291	299
Cr	108	107	126	245	210	368	111	364	339	228
Co	48.8	56.1	60.4	58.3	57.9	49.3	52.8	60.2	57.2	48.9
Ni	82.2	80.7	96.2	134	109	164	75.4	169	160	131
Cu	122	58.7	42.0	5.20	69.8	59.8	31.1	7.75	93.2	120
Ga	16.9	16.9	16.0	15.73	16.3	16.2	17.1	14.3	16.0	15.4
Rb	10.9	16.3	5.55	1.42	1.15	2.47	3.80	5.54	8.51	24.7
Sr	151	160	173	116	126	128	172	85.2	156	223
Y	21.5	20.6	23.9	21.7	16.2	16.4	19.5	19.6	19.4	21.9
Zr	61.3	56.1	70.1	36.5	25.5	25.1	49.6	20.3	19.9	54.7
Nb	4.42	4.26	4.81	3.60	2.84	2.83	3.99	3.01	2.90	3.22
Ba	70.6	337	98.2	47.7	37.1	34.5	110	26.8	49.4	115
La	7.39	7.76	7.51	3.56	3.74	3.39	4.94	3.57	3.41	3.93
Ce	16.2	17.9	17.1	9.08	9.15	8.29	11.1	9.10	8.65	10.2
Pr	2.02	2.20	2.16	1.26	1.23	1.12	1.48	1.30	1.25	1.50
Nd	9.18	9.79	10.1	5.93	6.02	5.50	7.06	6.65	6.31	7.26
Sm	2.43	2.45	2.95	1.99	1.80	1.74	2.25	2.02	1.93	2.25
Eu	0.92	0.90	0.94	0.75	0.71	0.75	0.92	0.77	0.73	0.91
Gd	3.07	3.15	3.69	2.79	2.41	2.40	2.86	2.74	2.64	3.10
Tb	0.54	0.52	0.62	0.50	0.41	0.41	0.49	0.48	0.48	0.56
Dy	3.50	3.43	4.02	3.27	2.64	2.67	3.18	3.37	3.30	3.72
Ho	0.75	0.73	0.85	0.71	0.57	0.56	0.68	0.70	0.67	0.81
Er	2.19	2.16	2.45	2.10	1.70	1.67	2.03	2.15	2.11	2.39
Tm	0.32	0.31	0.34	0.31	0.24	0.24	0.28	0.30	0.30	0.34
Yb	2.16	2.08	2.25	1.95	1.62	1.57	1.93	2.07	1.98	2.38
Lu	0.32	0.29	0.34	0.29	0.22	0.23	0.27	0.32	0.30	0.36
Hf	1.52	1.49	1.80	0.88	0.66	0.71	1.30	0.66	0.80	1.74
Ta	0.24	0.24	0.27	0.20	0.17	0.17	0.22	0.19	0.18	0.26
Pb	2.46	1.49	2.42	1.11	1.73	0.90	2.67	1.30	3.50	2.74
Th	1.09	1.06	1.17	0.59	0.44	0.50	0.99	0.52	0.50	0.44
U	0.34	0.33	0.55	0.15	0.11	0.11	0.21	0.14	0.12	0.39
ΣREE	51.0	53.7	55.3	34.5	32.5	30.5	39.5	35.5	34.0	39.7
Eu/Eu*	1.03	0.99	0.87	0.98	1.04	1.12	1.11	1.00	0.99	1.06
(Gd/Yb) _n	1.17	1.25	1.36	1.18	1.23	1.26	1.23	1.09	1.11	1.08
(La/Yb) _n	2.45	2.68	2.40	1.31	1.66	1.55	1.84	1.24	1.24	1.19
(La/Sm) _n	1.97	2.04	1.64	1.16	1.34	1.26	1.42	1.14	1.14	1.13
Nb/Nb*	0.53	0.50	0.55	0.85	0.75	0.74	0.61	0.75	0.75	0.83
Ti/Y	274	327	253	278	304	303	391	276	288	264

Примечание. Н.о. – содержание элемента не определялось, $Eu/Eu^* = (Eu)_n / [(Sm)_n \times (Gd)_n]^{1/2}$, $Nb/Nb^* = (Nb)_n / [(Th)_n \times (La)_n]^{1/2}$. Условные обозначения см. табл. 1.

*ВСЕГЕИ, **ИПТМ РАН.

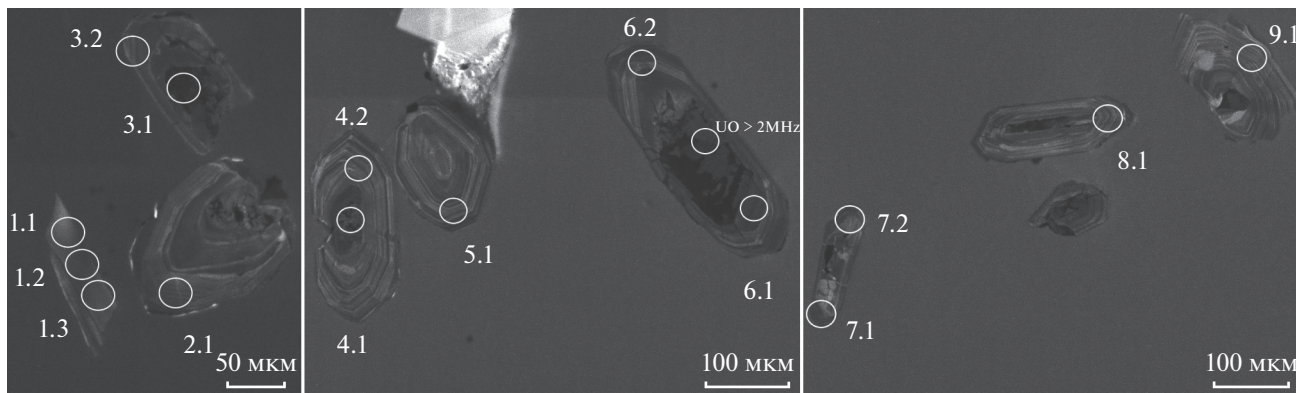


Рис. 9. Изображения цирконов в катодной люминесценции из миндалекаменного метаандезибазальта тимской свиты (обр. 4315/491) с точками определения абсолютного возраста.

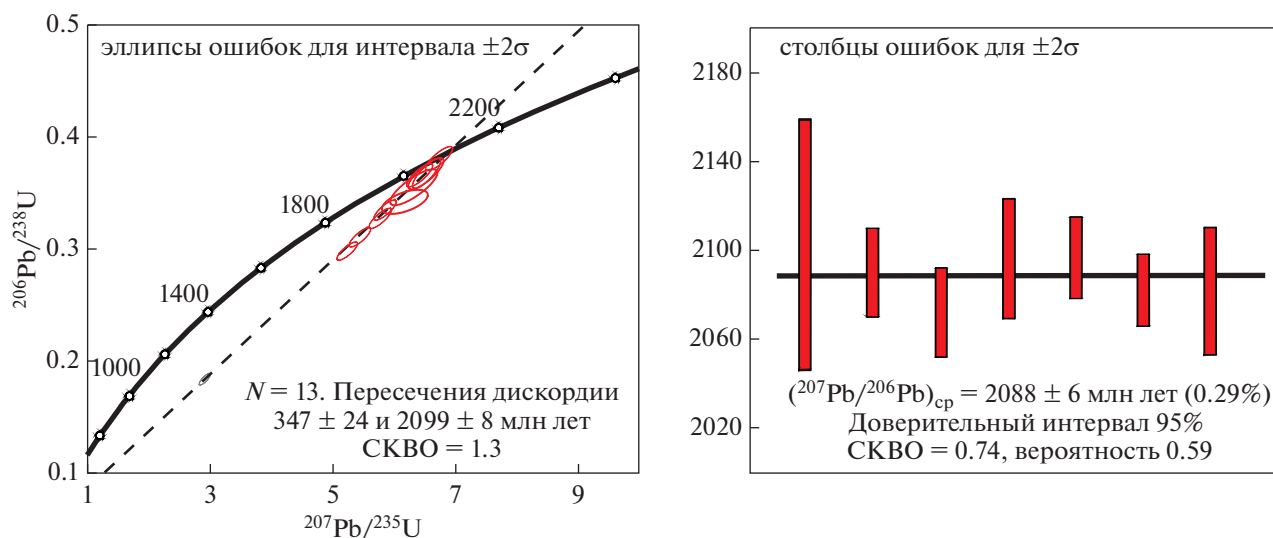


Рис. 10. Результаты изотопного датирования цирконов из метабазитов тимской свиты, образец 4315/491.

трацией $Al_2O_3(ср.) = 15.8$ мас. %, пониженными TiO_2 (0.8–1.3 мас. %), P_2O_5 (0.08–0.2 мас. %), значениями магнезиальности, варьирующими от 0.36 до 0.47, $(La/Sm)_n = 1.1–1.4$, $(Gd/Yb)_n = 1.1–1.3$. Наблюдается отрицательная аномалия ниобия ($Nb/Nb^* = 0.61–0.85$), $Ti/Y = 264–391$ (рис. 7, 8, табл. 2).

Распределение относительных объемов по группам метавулканитов, определенное по разрезам скважин, выглядит следующим образом: 1 группа ~10%, 2 группа ~20%, 3 группа ~18%, 4 группа ~1%, 5 группа ~42%, 6 группа ~9%.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Отсутствие до настоящего времени изотопных U-Pb датировок основных вулкаников тимской

свиты обусловлено крайне редким присутствием циркона в метаморфизованных базальтах. После многих неудачных попыток нам удалось извлечь циркон из миндалекаменного метаандезибазальта (обр. 4315/491). Он представлен идиоморфными и субидиоморфными короткопризматическими кристаллами с острыми пирамидальными вершинами размером от 100 до 300 мкм. Зерна циркона прозрачные и полупрозрачные, а в зонах, содержащих включения других минеральных фаз и трещины, приобретают светло-коричневую окраску. В катодной люминесценции в цирконах наблюдается тонкая концентрическая зональность (рис. 9), что предполагает их исходную магматическую природу. Зональность, характерная для метаморфогенных цирконов, не установлена.

Результаты изотопного датирования приведены на рис. 10 и табл. 3. Возраст кристаллизации цирконов из миндалекаменного метаандезиба-

Таблица 3. Результаты U-Pb локальных анализов цирконов из миндалекаменного метаандезибазальта тимской свиты (обр. 4315/491)

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	Возраст, млн лет		D, %	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	Err согг
						$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$								
4.1	0.42	2839	737	0.27	448	1083 ± 10	1889.5 ± 6.7	74	0.11562	0.37	2.916	1.1	0.1829	1	.942
3.1	1.50	7462	1565	0.22	1370	1232 ± 12	1754.3 ± 6.6	42	0.10731	0.36	3.116	1.1	0.2106	1	.944
6.2	0.97	355	212	0.62	91.4	1675 ± 16	2073 ± 14	24	0.1282	0.78	5.244	1.3	0.2967	1.1	.815
8.1	0.15	209	164	0.81	55.7	1736 ± 17	2072 ± 13	19	0.12813	0.73	5.459	1.3	0.309	1.1	.840
7.2	0.12	198	92	0.48	55.6	1819 ± 18	2082 ± 12	14	0.12882	0.7	5.792	1.3	0.3261	1.1	.851
1.3	5.45	169	124	0.76	52.4	1890 ± 21	2123 ± 38	12	0.1319	2.1	6.19	2.5	0.3407	1.3	.508
7.1	0.06	437	164	0.39	125	1853 ± 19	2065.7 ± 9	11	0.12764	0.51	5.862	1.3	0.3331	1.1	.914
1.2	5.56	277	199	0.74	88.9	1949 ± 31	2103 ± 29	8	0.1303	1.7	6.34	2.5	0.3529	1.9	.748
4.2	0.37	272	243	0.92	84.7	1986 ± 19	2091 ± 11	5	0.12951	0.64	6.445	1.3	0.3609	1.1	.865
5.1	0.04	291	234	0.83	90.4	1988 ± 19	2095.9 ± 9.3	5	0.12985	0.53	6.468	1.2	0.3613	1.1	.902
3.2	0.07	278	106	0.39	86.9	2001 ± 19	2073 ± 10	4	0.12814	0.59	6.431	1.3	0.364	1.1	.883
2.1	0.04	257	148	0.59	81.8	2029 ± 19	2091 ± 9.9	3	0.12949	0.56	6.603	1.3	0.3699	1.1	.893
6.1	0.01	354	217	0.63	113	2037 ± 19	2082.4 ± 8.3	2	0.12885	0.47	6.602	1.2	0.3716	1.1	.918
9.1	0.01	200	101	0.52	65.3	2075 ± 20	2082 ± 14	0	0.1288	0.79	6.744	1.4	0.3797	1.1	.821
1.1	0.17	200	98	0.51	74.5	2322 ± 23	2114 ± 12	-9	0.13118	0.68	7.84	1.4	0.4336	1.2	.870

Примечание. Ошибки возраста для доверительного интервала 1σ; Pb_c и Pb^* – нерадиоогенный и радиоогенный свинец соответственно. Ошибка калибровки стандарта (1σ) – 0.46%. D, % – дискордантность.

зальта по верхнему пересечению с конкордией составляет 2099 ± 8 млн лет. Средневзвешенный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст цирконов – 2088 ± 6 млн лет.

Sm-Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА

Нами был изучен изотопный состав неодима для каждой группы пород OIB- и MORB-типов. Результаты исследований приведены на рис. 11 и табл. 4. Метаферропикриты группы 1 OIB-типа характеризуются положительными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(2099) = +2.2$. Значения $\epsilon_{\text{Nd}}(2099) = 0$ для пород группы 2 OIB-типа. Для групп 3, 4 и 6 MORB-типа значения $\epsilon_{\text{Nd}}(2099)$ перекрываются в пределах погрешности от -0.5 до +0.9. Из них амфиболиты группы 4 являются самыми “деплеированными” с наиболее высокой величиной отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2357$. Наиболее низкордиоогенный изотопный состав неодима наблюдается в породах группы 5 MORB-типа ($\epsilon_{\text{Nd}}(2099)$ от -0.4 до -2.7). Различия первичного изотопного состава метавулканитов в совокупности с последовательностью формирования указывают на гетерогенность мантийных источников и, вероятно, различную степень влияния на их состав коровой компоненты.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Петрогенезис метабазитов первого OIB-типа

Генетическое родство вулканитов, объединяемых в первый OIB-тип, подтверждается рядом геологических и геохимических критериев: (1) локальное развитие ферропикритов, ферро-

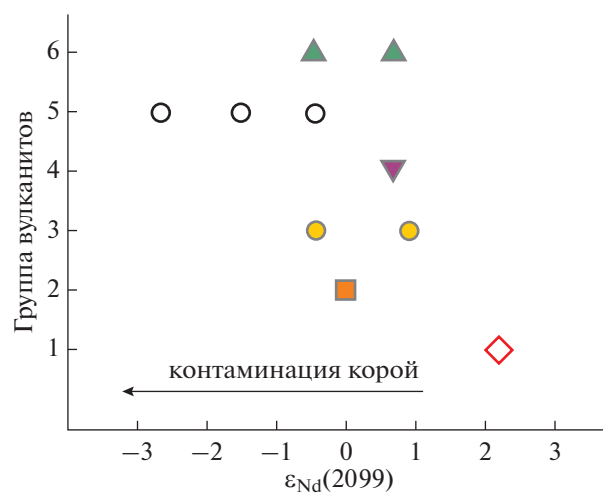


Рис. 11. Диаграммы в координатах Группа вулкани-
тов– $\epsilon_{\text{Nd}}(2099)$ для метабазитов тимской свиты.
Условные обозначения см. рис. 6.

Таблица 4. Результаты изотопно-геохимических Sm-Nd исследований пород тимской свиты

Номер образца	Порода	Группа	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}^*$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	T**	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$
4320/280	Миндалекаменный метаферропикрит	1	4.33	18.8	0.1392	0.511953	0.000008	2099	+2.2
3132/334.8	Плагиоклазовый амфиболит	2	7.28	34.8	0.1266	0.511670	0.000002	2099	0
4312/419.4	Плагиоклазовый амфиболит	3	3.81	16.5	0.1392	0.511821	0.000005	2099	-0.4
7543/329	Плагиоклазовый амфиболит	3	3.64	13.6	0.1618	0.512202	0.000004	2099	+0.9
3121/253.5	Плагиоклазовый амфиболит	4	2.97	7.61	0.2357	0.513212	0.000006	2099	+0.7
7562/386	Плагиоклазовый амфиболит	5	3.03	15.1	0.1215	0.511577	0.000005	2099	-0.4
7563/481	Плагиоклазовый амфиболит	5	4.13	17.3	0.1444	0.511833	0.000004	2099	-1.6
2926/1475	Афировый metabазальт	5	3.15	13.1	0.1450	0.511787	0.000007	2099	-2.7
2199/185	Гломеропорфировый metabазальт	6	1.82	5.90	0.1867	0.512476	0.000005	2099	-0.5
2926/1227.7	Гломеропорфировый metabазальт	6	1.98	6.41	0.1868	0.512536	0.000003	2099	+0.7

Примечание. $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ – рассчитано по отношению к хондритовому резервуару CHUR с параметрами $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$.

*Погрешность $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ принята не более 0.5%; **возраст формирования.

пикробазальтов и высокотитанистых базальтов в центральной части Тим-Ястребовской структуры и их чередование в разрезах (рис. 3); (2) преимущественная ассоциация с метапесчаниками, метавраделитами; (3) минеральный состав вкрапленников, коррелирующий с трендами изменения содержаний породообразующих элементов; (4) близость геохимических особенностей, таких как относительно низкие концентрации Al, Sc, Y, HREE (элементы, максимально совместимые с гранатом), фракционирование HREE, обогащение HFSE. Для вулканитов OIB-типа значения $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 2-4.5$, что предполагает их образование в равновесии с гранатсодержащим реститом.

Анализ диаграмм MgO–элемент (рис. 7) и распределения редких и редкоземельных элементов (рис. 8) указывает на связь metabазитов групп 1 и 2 при дифференциации. Наличие контаминации подтверждается резким увеличением SiO_2 и снижением $\epsilon_{\text{Nd}}(2099) + 2.2$ до 0 (рис. 11). Для моделирования AFC-процесса в качестве исходного расплава был принят состав ферропикрита группы 1 (обр. 4320/280). Состав кумулата $0.67\text{Crp} + 0.19\text{Ol} + 0.08\text{Pl} + 0.02\text{Mag}$ рассчитан здесь и далее в программе SOMAGMAT-3.74 при декомпресси-

онной фракционной кристаллизации ($P = 5-1$ кбар, $f_{\text{O}_2} = \text{QFM}$ и $\text{H}_2\text{O} = 0.02$ мас. %). Коэффициенты распределения приняты по (Reid, 1983; Lemarchand et al., 1987; Nielsen et al., 1992; Rollinson, 1993 и ссылки в ней).

В качестве контаминантов здесь и далее выбраны породы архейского возраста, преобладающие в области развития вулканитов тимской свиты. Они представлены: (1) гнейсами обоянского комплекса, обр. 99-179 (Nd 63.4 ppm, $\epsilon_{\text{Nd}}(2099) = -11$) (Савко и др., 2010) и (2) гранитами атаманского комплекса, обр. 1544/209 (Nd 42.5 ppm, $\epsilon_{\text{Nd}}(2099) = -11.1$) (Savko et al., 2019).

Моделирование AFC-процесса показывает, что наиболее кремнекислые андезибазальты группы 2 (обр. 4315/491) могли сформироваться при ~35%-й дифференциации ферропикритов. А наиболее вероятным контаминантом является смесь архейских гнейсов обоянского и гранитов атаманского комплексов в соотношении 50 : 50 (рис. 12а, 12б).

По характеру распределения микроэлементов ферропикриты и ферропикробазальты тимской свиты сопоставимы с базальтами OIB-типа, а также с ферропикритами, известными от архея до

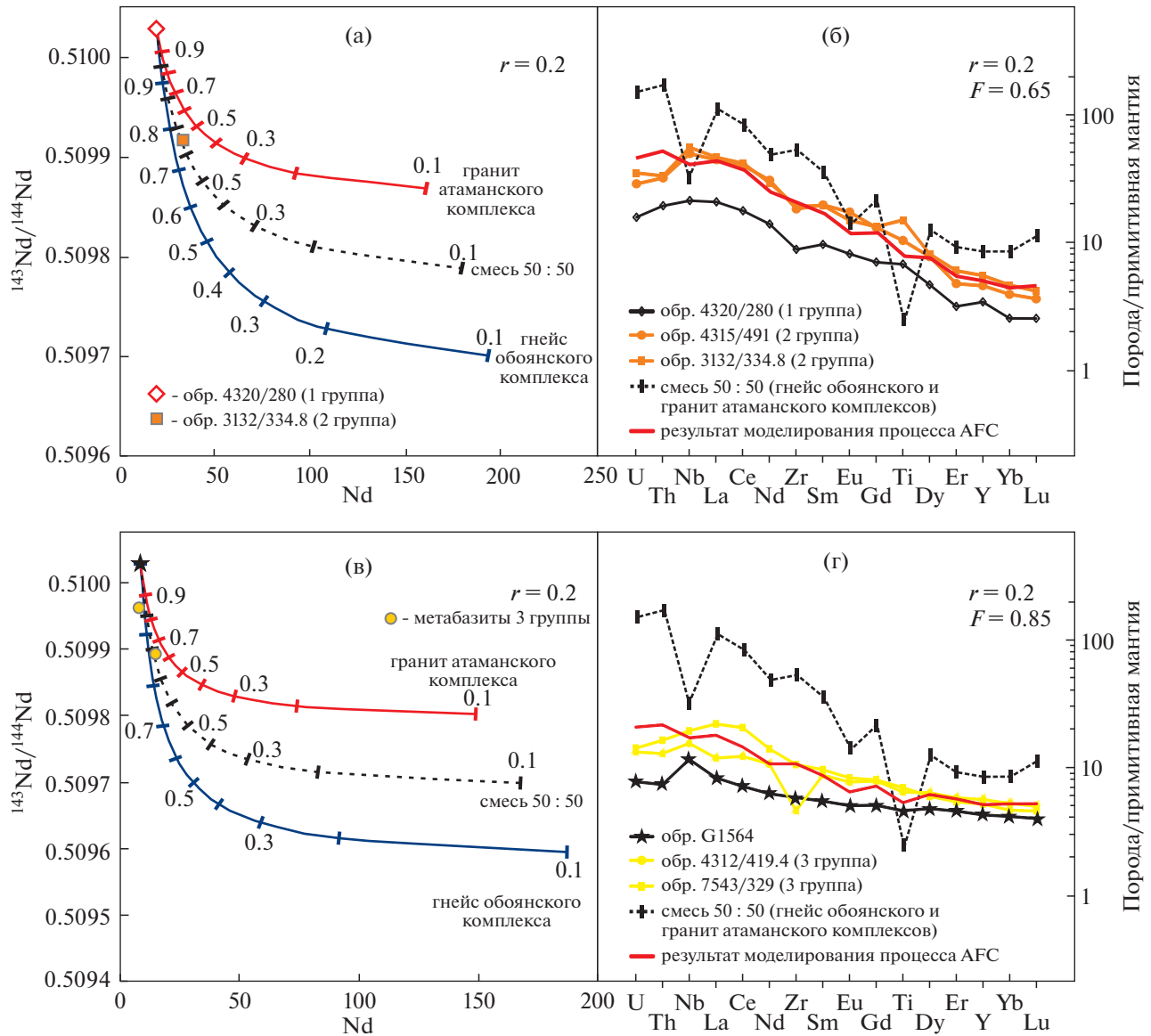


Рис. 12. Диаграммы для метабазитов групп 2 (а, б) и 3 (в, г) с линиями процесса AFC для предполагаемого исходного расплава и разновозрастных коровых контаминантов.

Черточки и цифры на линиях соответствуют доле оставшегося расплава (F), значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ рассчитаны на возраст 2099 млн лет.

фанерозоя (рис. 13). Они имеют высокие содержания MgO , Fe_2O_3 , Cr и Ni (рис. 7), сильнофракционированные спектры REE. Отличительные особенности тимских ферропикритов – более низкие концентрации TiO_2 , HFSE и REE (рис. 7 и 12). Пространственная и временная ассоциация с ферропикритами базальтов, в том числе высокожелезистых, наблюдаемая в разрезах тимской свиты, также отмечается многими авторами и для других регионов и временных рубежей. Во многих провинциях, так же как и в пределах Тим-Ястребовской структуры, ферропикриты обнаружены в основании магматической последовательности,

что указывает на их формирование близко к началу магматизма (Hanski, Smolkin, 1989; Gibson et al., 2000; Gibson, 2002 и др.).

Существует несколько моделей формирования ферропикритовых магм: (1) в результате плавления фрагментов восходящего мантийного плюма, представленных перидотитами, обогащенными железом (Hanski, Smolkin, 1995; Gibson et al., 2000), пироксенитами (Gibson, 2002), смесью рециклированного базальта и/или габбро с высокими содержаниями железа и титана и мантийного перидотита (Ichiyama et al., 2006; Heinonen, Luttinen, 2008); (2) плавления эклогитов,

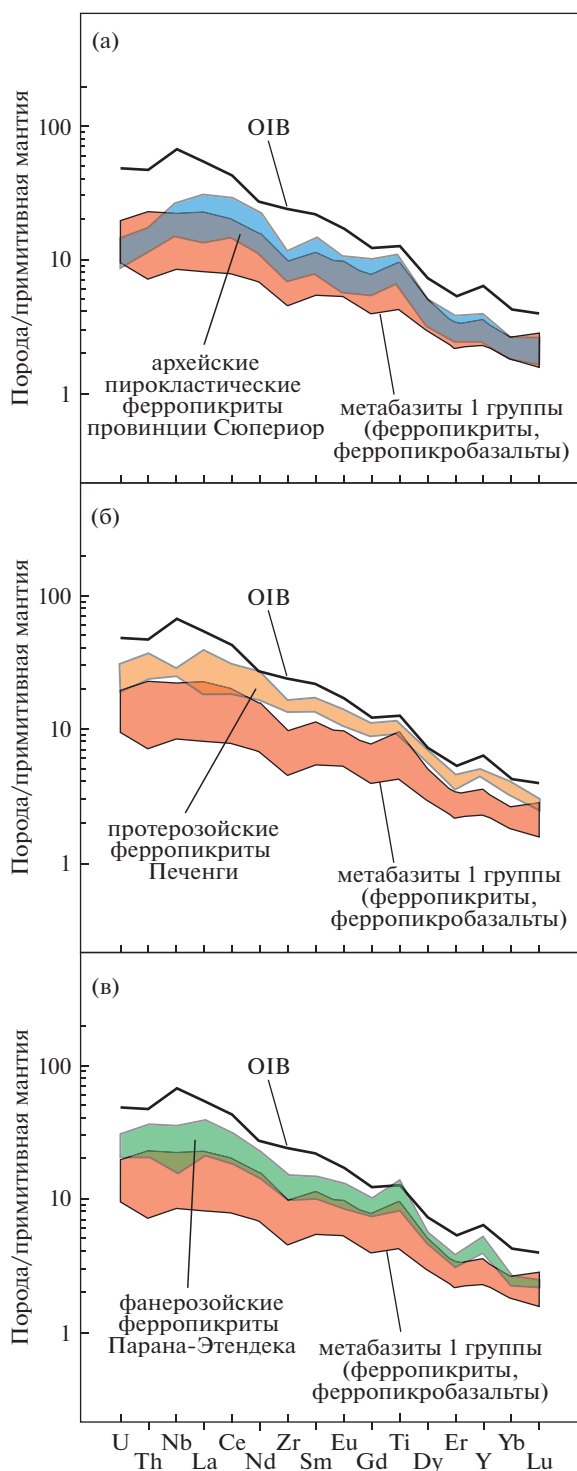


Рис. 13. Распределения редкоземельных и редких элементов в ферропикритах и ферропикробазальтах тимской свиты и разновозрастных ферропикритов мира. Концентрации элементов в примитивной мантии и состав OIB по (Sun, McDonough, 1989). Архейские пирокластические ферропикриты провинции Сьюперior по (Goldstein, Francis, 2008), палеопротерозойские ферропикриты Печенги по (Hanski, Smolkin, 1995), фанерозойские ферропикриты провинции Парана–Этендека по (Gibson et al., 2000).

сконцентрированных в верхней мантии и представляющих собой фрагменты расслоенной нижней континентальной коры (Zhang et al., 2017).

Сравнение ферропикритов и ферропикробазальтов тимской свиты с экспериментальными парциальными расплавами предполагает их перидотит-пироксенитовый источник (рис. 14). В пользу перидотитового компонента выступают высокие концентрации Ni и невысокие TiO_2 , а на наличие пироксенитового источника указывают низкие содержания Al_2O_3 и CaO. Подобный смешанный перидотит-пироксенитовый источник был идентифицирован для фанерозойских дайковых ферропикритов вулканической провинции Кару, Антарктида (Heinonen et al., 2013). В то же время для тимских ферропикритов и ферропикробазальтов характерны значения $(V/Lu)_n = 0.5–1.56$ (ср. = 1.15) и положительная аномалия ванадия ($V/V^* = 0.95–1.82$ (V/V^* (ср.)=1.45)), рассчитано как $V/V^* = V_n/[Lu_n \times Sc_n]^{1/2}$, которые рассматриваются в качестве признака рециклированных ферробазальтов и/или Fe-Ti габбро в мантийном источнике (Heinonen, Luttinen, 2008).

Петрогенезис метабазитов второго MORB-типа

Метабазиты второго MORB-типа имеют более широкое ареальное распространение и выявлены в пределах Орловской, Тим-Ястребовской и Авильской структур. Они венчают разрез тимской свиты и чаще всего ассоциируют с углеродсодержащими сланцами либо с карбонатсодержащими породами. Главными геохимическими критериями, позволяющими объединить метабазиты 3–6 групп во второй тип, являются значения $(Gd/Yb)_n < 2$ и $Ti/Y < 500$, указывающие на малоглубинный безгранатовый источник магмогенерации.

Низкие значения Mg# и концентраций совместимых элементов, таких как Cr и Ni, указывают на эволюционный характер вулканитов, связанный с фракционной кристаллизацией родительских магм. В то же время сходный диапазон концентраций главных петрогенных оксидов (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO, CaO и Na_2O) на диаграммах MgO–элемент (рис. 7) предполагает, что метабазиты из каждой группы не являются производными друг друга. Различная степень обогащения легкими лантаноидами, наличие отрицательной Nb-аномалии и низкорadioгенный изотопный состав неодима $\epsilon_{Nd}(2099)$ от +0.9 до –2.7 указывают на разную степень коровой контаминации мантийных расплавов.

Метабазиты MORB-типа имеют геохимические сигнатуры обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (рис. 8б, 8в) и толейтов N-MORB (рис. 8г). Наличие среди вулканитов образца 3121/253.5 (группа 4) с высокорadioгенным изотопным составом неодима ($^{143}Nd/^{144}Nd =$

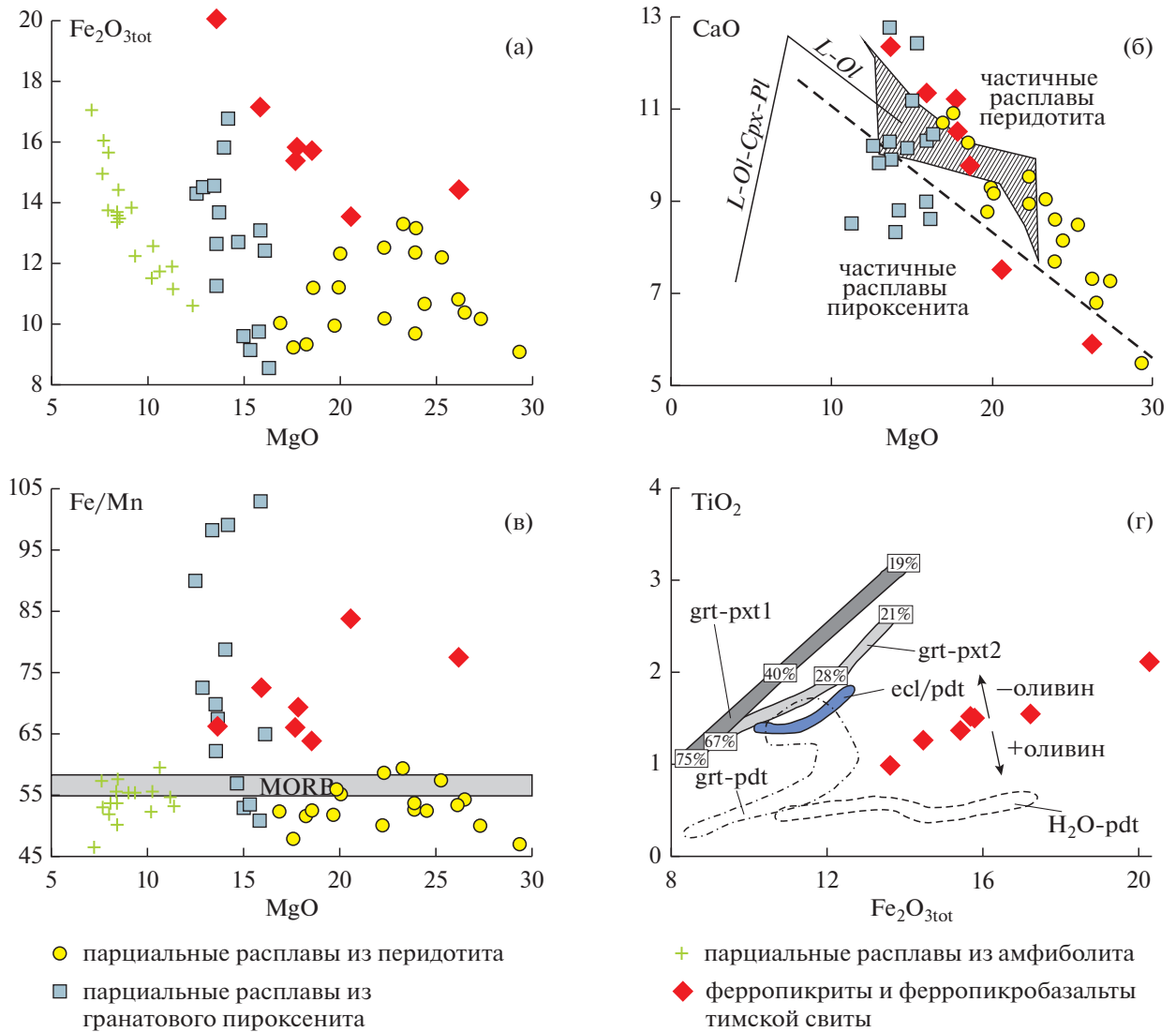


Рис. 14. Ферропикриты и ферропикробазальты тимской свиты в сравнении с экспериментальными парциальными расплавами (а–в) на основе перидотита при 3–7 ГПа, пироксенита при 2.5–7 ГПа и амфиболита при 1.5 ГПа. (г) grt-pxt1 – гранатовый пироксенит при 5 ГПа, grt-pxt2 – гранатовый пироксенит при 2.5 ГПа, ecl/pdt – смесь эклогит–перидотит при давлении 3.5 ГПа, grt-pdt – гранатовый перидотит при 4–7 ГПа, H_2O -pdt – перидотит, насыщенный H_2O при 5–11 ГПа.

Цифры с процентами – степень плавления в опытах с пироксенитом. Источник данных для (а–в) по (Zhang et al., 2017 и ссылки в ней), для (г) по (Heinonen, Luttinen, 2008 и ссылки в ней). Заштрихованная область на (б) обозначает первичные частичные расплавы перидотита. Вулканиды с содержанием CaO ниже пунктирной линии являются потенциальными частичными расплавами пироксенита или частичными расплавами с высокой степенью перидотита, подвергшимися фракционной кристаллизации оливина.

= 0.513212) указывает на их происхождение из деплетированного источника. Поэтому в качестве исходных расплавов для вулканитов второго типа могли выступать примитивные пикриты MORB. Различия в концентрациях TiO_2 , P_2O_5 , индикаторных соотношениях Ti/Y , $(Gd/Yb)_n$ (рис. 7) и распределении редких и редкоземельных элементов позволяют предположить, что исходные пикриты были в разной степени обогащены этими элементами. Для моделирования AFC-про-

цесса в качестве возможных аналогов исходных расплавов мы привлекли составы пикритов MORB-типа: (1) обогащенный пикрит с о-ва Маккуори, обр. G1564 (Husen et al., 2016), и (2) деплетированный пикрит с о-ва Баффина Земля, обр. AP04 (Starkey et al., 2009). Образцы имеют примерно равные концентрации петрогенных оксидов, но значительно отличаются по содержанию микроэлементов. Учитывая наличие среди вулканитов образца 3121/253.5, имеющего изо-

топные параметры деплетированного источника, в качестве оценки начального изотопного состава неодима в исходном расплаве мы можем принять параметры DM, тогда значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ исходного расплава для возраста 2099 млн лет назад составит 0.51003, в соответствии с моделью (Goldstein, Jacobsen, 1988).

Результаты расчетов AFC-процесса для предполагаемых исходных расплавов и возможных архейских контаминантов показаны на рис. 12 и 15. Составы, эквивалентные метабазитам группы 3, могли сформироваться при ~15%-й дифференциации обогащенного пикрита (обр. AP04). Состав кумулата – $0.3\text{Crх} + 0.39\text{Ol} + 0.31\text{Pl}$. Наиболее вероятным контаминантом, так же как и для пород группы 2 OIB-типа, является смесь архейских гнейсов обоянского комплекса и гранитов атаманского комплексов в соотношении 50 : 50 (рис. 12в, 12г). Попытка моделировать состав метабазитов группы 3 путем AFC-процесса с использованием деплетированного пикрита (обр. G1564) показывает несходимость данных элементного и изотопного расчетов для параметра F от 20 до 30%, в зависимости от параметра r и состава контаминанта.

Составы, эквивалентные метабазитам группы 5, моделируются при использовании в качестве исходного расплава как обогащенного, так и деплетированного пикрита. Кумулусная ассоциация представлена $0.47\text{Crх} + 0.21\text{Ol} + 0.3\text{Pl} + 0.02\text{Mag}$. Для производных обогащенного пикрита контаминантом могли выступать гнейсы обоянского комплекса (рис. 15а, 15б). Расчет модели AFC для деплетированного пикрита показывает хорошую сходимость результатов между элементными и изотопными данными только для метабазитов из скв. 2926 (обр. 2926/1475) (рис. 15в, 15г). Они чередуются в разрезе с базальтами группы 6 (рис. 3) и, вероятно, являются их более контаминированными и дифференцированными аналогами. Отдельно стоит отметить увеличение значения параметра r (отношение массы ассимилянта к массе кумулата), по сравнению с метабазитами группы 3, что указывает на больший вклад коровой компоненты в состав метабазитов группы 5 и напрямую коррелирует с низкорadioгенным изотопным составом неодима в них ($\epsilon_{\text{Nd}}(2100) = -0.4...-2.7$).

Составы, эквивалентные метабазитам группы 6, могли быть получены при ~15%-й дифференциации мантийных деплетированных расплавов (состав кумулата $0.9\text{Ol} + 0.1\text{Pl}$) и наиболее низким вкладом коровой компоненты ($r = 0.1$), представленной смесью архейских гнейсов и гранитов в соотношении 50 : 50 (рис. 15д, 15е).

Метабазальты группы 4 являются “эндемиками”, выявленными в одной скважине, и представляют собой наименее контаминированные породы, что подтверждается преобладанием тяжелых REE над легкими ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 0.6$) и высо-

корadioгенным изотопным составом неодима ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513212$). Состав, эквивалентный метабазитам группы 4, может быть получен при ~60%-й фракционной дифференциации из деплетированного пикрита кумулусной ассоциации $0.42\text{Ol} + 0.31\text{Pl} + 0.27\text{Crх}$.

Таким образом, все разнообразие составов вулканитов второго типа объясняется различной степенью дифференциации и контаминации в различной степени обогащенных пикритов MORB-типа.

Геохронология циркона и возраст процессов рифтогенеза

U-Pb геохронометрию по цирконам, которая широко используется при датировании пород среднего и кислого состава, следует с осторожностью привлекать при датировании базитов из-за целого ряда факторов. Главным из них является довольно редкая встречаемость в базитах собственно магматических цирконов, поскольку при низком содержании SiO_2 в этих расплавах кристаллизуется не циркон, а бадделеит. Поэтому часто цирконы, выделенные из метаморфизованных базитов, имеют ксеногенную или метаморфогенную природу, и их возраст не отвечает времени кристаллизации расплавов (Самсонов и др., 2012).

Считается, что наиболее благоприятными породами основного состава для кристаллизации цирконов *in situ* являются крупнокристаллические разности центральных и верхних зон дифференцированных массивов, представляющие собой заключительные продукты дифференциации. Недосыщенность основных расплавов SiO_2 способствует растворимости в них циркона и препятствует его кристаллизации. Моделирование процесса AFC (рис. 12а, 12б) показывает, что накопление SiO_2 в расплаве могло произойти за счет коровой контаминации и глубокой дифференциации ферропикритов. Состав андезибазальта (обр. 4315/491) является кварц-нормативным с содержанием кварца 12.7 мас. %, что при достаточно высоком содержании циркония (~200 ppm) позволило кристаллизоваться циркону *in situ*.

Существует вероятность захвата циркона при контаминации мантийных расплавов в верхней коре либо в приповерхностных условиях из подстилающих базальты осадков. Однако цирконы из пород Курского блока характеризуется несколькими возрастными кластерами: 3.55–3.4, 3.1–2.95, 2.8, 2.6 и 2.07–2.04 млрд лет. U-Pb возраст ксеногенных цирконов из риолитов с возрастом 2.05 млрд лет (скв. 3042) в Тим-Ястребовской структуре попадает в три кластера: 3.54–3.19, 2.8 и 2.6 млрд лет (Savko et al., 2020). Гипотетическим источником цирконов с возрастом 2.1 млрд лет могли выступать туфы Волго-Донского орогена (2.17–2.07 млн лет), которые могут быть частью

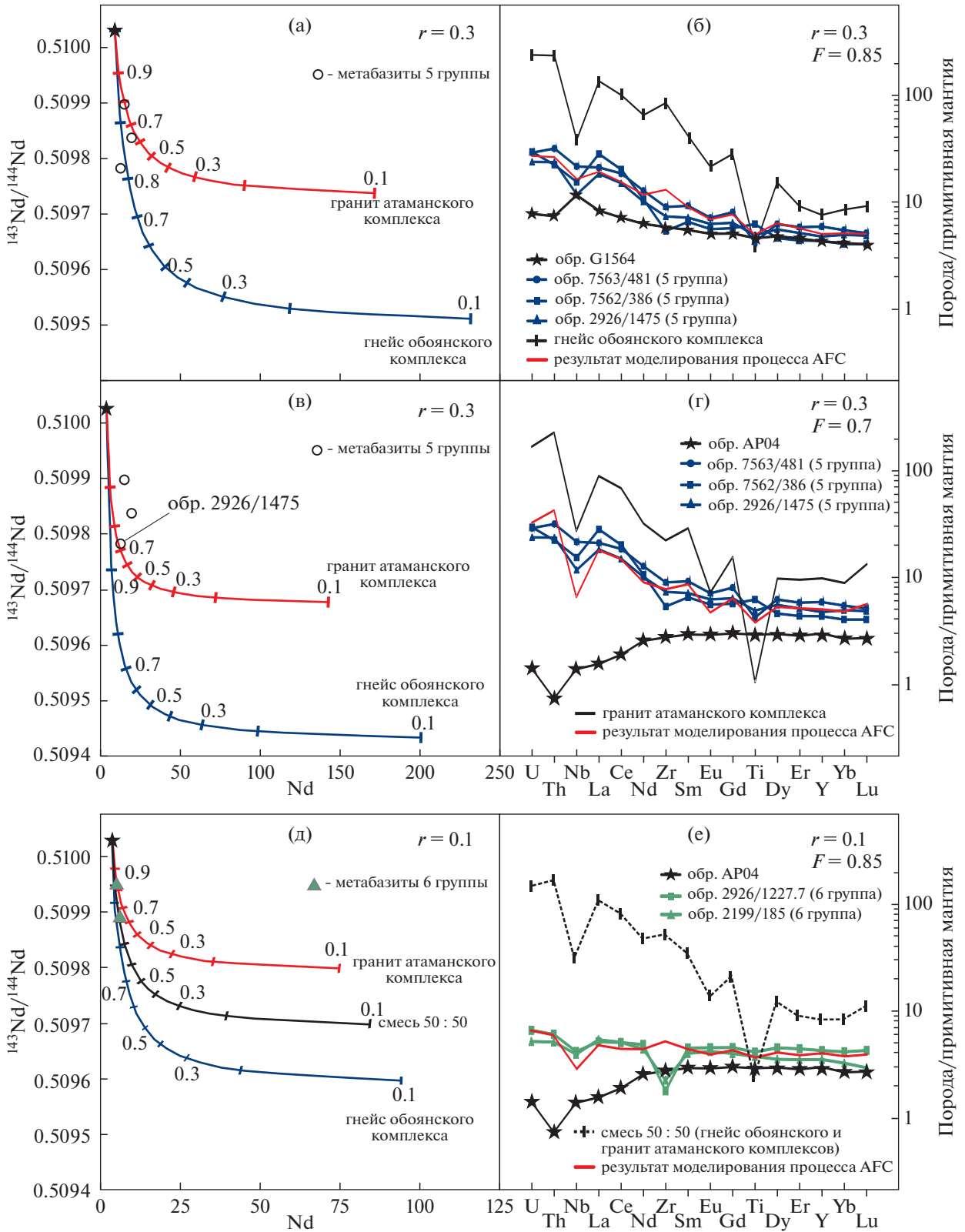


Рис. 15. Диаграммы для метабазитов групп 5 (а–г) и 6 (д, е) с линиями процесса AFC для предполагаемого исходного расплава и разновозрастных коровых контаминантов. Звездочкой показан предполагаемый исходный расплав. Черточки и цифры на линиях соответствуют доле оставшегося расплава (F), значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ рассчитаны на возраст 2099 млн лет.

осадочного разреза тимской свиты. Туфы в качестве источника циркона обосновываются отсутствием следов окатанности, а форма и внутреннее строение указывают на его магматическую природу. Наличие в метаандезибазальтах цирконов с возрастом только 2099 ± 8 млн лет из всего возрастного диапазона формирования пород Курского блока (3.55–2.04 млрд лет) и туфов (2.17–2.07 млрд лет) ставит под сомнение возможность ксеногенной природы исследуемых цирконов.

При метаморфизме амфиболитовой фации в породах основного состава происходит замещение имеющегося бадделеита цирконом либо перекристаллизация исходного циркона под воздействием метаморфического флюида. Форма новообразованных метаморфических цирконов, как правило, изометричная или короткопризматическая. Основной чертой внутреннего строения метаморфических цирконов, проявленной как в отраженных электронах, так и в катодолюминесценции, является отсутствие четко выраженной ростовой зональности либо наличие тонких обрестаний (кайм) на цирконе предыдущей генерации (Каулина, 2010 и ссылки в ней). Цирконы из обр. 4315/491 имеют хорошо сформированные грани и вершины, а также тонкую эвгдральную зональность, что указывает на их магматическое происхождение и отсутствие сколько-нибудь значимых метаморфических изменений. К тому же возраст регионального метаморфизма в пределах Курского блока и Волго-Донского орогена неоднократно датирован как ~ 2.07 млрд лет, что моложе возраста цирконов из метаандезибазальтов на 30 млн лет.

Таким образом, учитывая положение датированных вулканитов в основании вулканогенно-осадочного разреза тимской свиты и их метаморфическую проработку на рубеже 2072 ± 7 млн лет (Savko et al., 2018), можно говорить о формировании Орлово-Тимской рифтогенной структуры в узком временном интервале 2.1–2.07 млрд лет.

Геодинамический механизм формирования рифтов

К настоящему времени в палеопротерозое на территории Курского блока и Волго-Донского орогена можно зафиксировать ряд реперных событий: (1) закрытие Волго-Донского океана ~ 2.2 –2.1 млрд лет (Terentiev et al., 2017), (2) начало коллизии Курского блока и Волго-Донского орогена ~ 2.1 млрд лет (Щипанский и др., 2007) и (3) региональный метаморфизм ~ 2.07 млрд лет (Savko et al., 2018). Полученные нами данные о возрасте основных вулканитов позволяют ограничить время формирования Орловско-Тимской рифтогенной структуры интервалом ~ 2.1 –2.07 млрд лет. Подобная синхронизация рифтообразования на Курском блоке и конвергентных – коллизионных – процессов в смежном Волго-Донском океане, в

совокупности с эволюцией вулканитов от глубинных ферропикритов до малоглубинных толеитов, позволяет утверждать, что базитовый вулканизм в пределах Орловско-Тимской рифтогенной структуры связан с прекращением субдукции океанической плиты на рубеже около 2.1 млрд лет под континентальную окраину Курского блока. Отрыв субдуцируемой океанической плиты привел к образованию плитного окна (slab-window), что инициировало апвеллинг астеносферной мантии с постепенным растяжением и утонением перекрывающей литосферы, развитие процессов рассеянного рифтогенеза и базальтового магматизма (рис. 16).

Подобные тектонические обстановки широко проявлены в фанерозое. Толеитовый магматизм каменноугольного возраста, инициированный деструкцией субдуцируемой океанической плиты, известен в Западно-Джунгарской области Центрально-Азиатского орогенного пояса (Tang et al., 2012). Щелочные и субщелочные базальты позднемиоцен-плиоценового возраста с внутриплитными геохимическими характеристиками проявлены в пределах Восточно-Камчатского вулканического пояса (Авдейко и др., 2010), базальты палеогенового возраста в Патагонии (Aragon et al., 2013), палеоцен-эоценового на Аляске и миоценового в Калифорнии (Fletcher et al., 2007; Cole, Stewart, 2009).

Проявления ферропикритов в мире редки, они встречаются в виде небольших потоков и даек. Фанерозойские обнажения связаны исключительно с крупными изверженными провинциями (Gibson et al., 2000; Gibson, 2002; Heinonen, Luttinen, 2008; Sobolev et al., 2009), тогда как архейские ферропикриты являются частью зеленокаменных поясов (Francis et al., 1999; Goldstein, Francis, 2008). Генерацию ферропикритов связывают с мантийными плюмами (например, Gibson et al., 2000; Gibson 2002; Ichiyama et al., 2006). Набор имеющихся у нас данных пока не позволяет однозначно определить источник ферропикритов тимской свиты. Однако тектоническая обстановка свидетельствует об их генерации в зоне деструкции субдуцированной океанической плиты (рис. 16б). При этом частичные выплавки дезинтегрированной эколгитизированной океанической коры могли обогащать перидотит с образованием гибридных пироксенитов, что хорошо согласуется с предварительными данными о смешанном перидотит-пироксенитовом источнике (рис. 14) с возможной рециклинговой компонентой.

ВЫВОДЫ

1. В пределах Курского блока Восточной Сарматии вулканиты тимской свиты распространены в Орловской, Тим-Ястребовской, Авильской синформах и представлены ферропикритами, ферро-

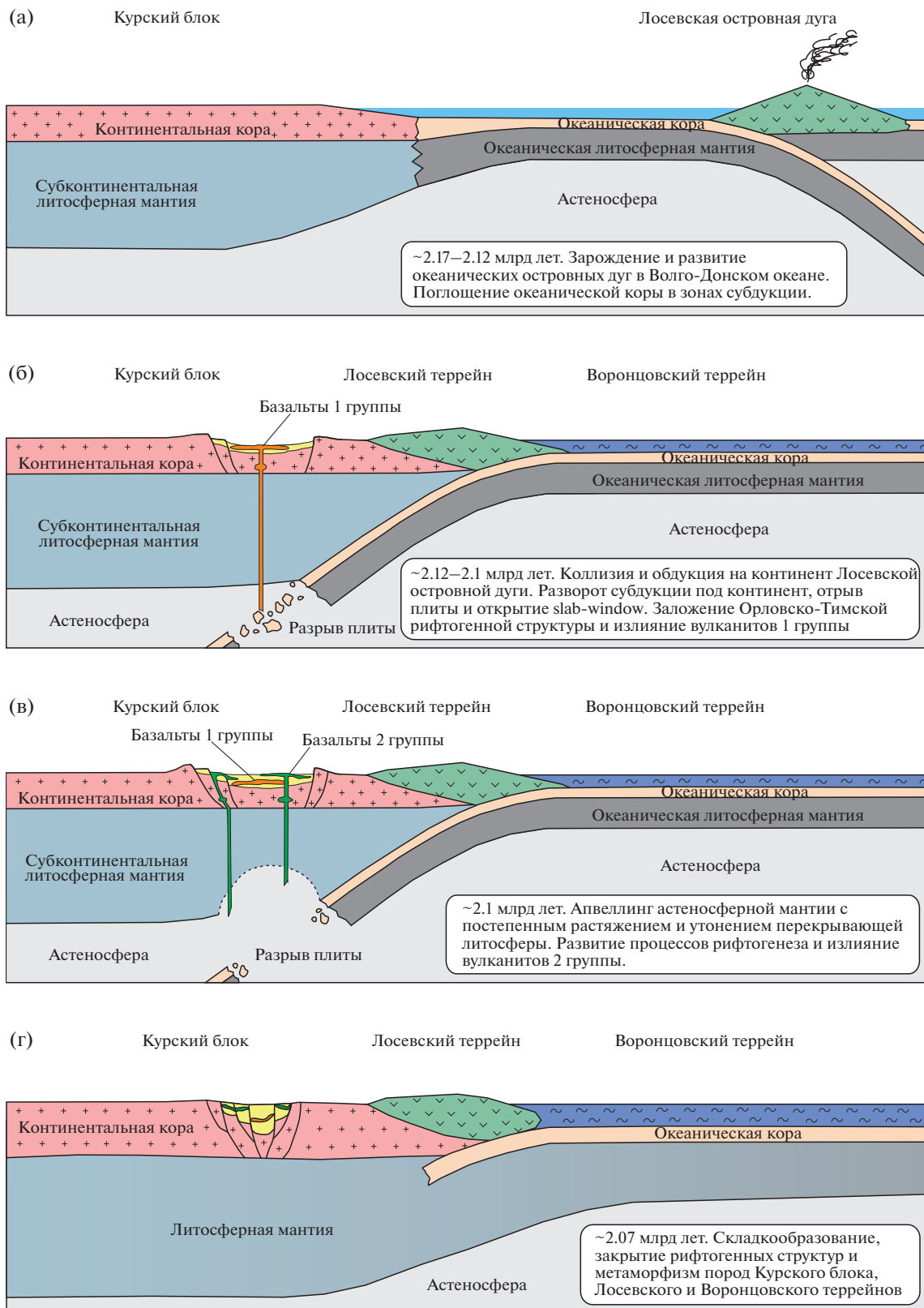


Рис. 16. Схематическая модель формирования Орловско-Тимской структуры.

пикробазальтами, базальтами и андезибазальтами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Возраст их формирования 2099 ± 8 млн лет. Положение датированных вулканитов в основании вулканогенно-осадочного разреза тимской свиты и их метаморфическая проработка позволяет ограничить время формирования Орловско-Тимской рифтогенной структуры интервалом ~ 2.1 – 2.07 млрд лет.

2. Изотопно-геохимические характеристики метавулканитов позволили разделить их на два петрогенетических типа: OIB и MORB, состав которых определялся составом мантийного источника. Различия между группами в каждом типе могут быть обеспечены за счет процессов дифференциации и коровой контаминации архейскими породами Курского блока. В качестве исходного расплава для metabазитов OIB-типа (ферропикриты, ферропикробазальты, высокотитанистые базальты и андезибазальты) предполагается состав, эквивалентный ферропикриту, который сформировался в результате плавления гранатсодержащего мантийного источника. Исходным расплавом для базальтов и андезибазальтов второго типа могли выступать в различной степени обогащенные пикриты MORB, сформированные из перидотитового источника в равновесии с безгранатовым респитом.

3. Проявления базальтового магматизма тимской свиты связаны с процессами апвеллинга расплавов из астеносферной мантии в зоне деструкции субдуцированной океанической плиты (slab-window) в обстановке аккреционно-коллизонного взаимодействия Курского блока и Волго-Донского орогена на рубеже около 2100 млн лет. Образование контрастных по петрогенезису, но близких по возрасту магм, по-видимому, происходило на разных стадиях взаимодействия астеносферной мантии с дезинтегрированной эклогитизированной океанической корой, субконтинентальной литосферной мантией и континентальной корой.

4. Учитывая период формирования Орловско-Тимской рифтогенной структуры ~ 2.1 – 2.07 млрд лет, корреляции мегаблока Сарматия с суперкратоном Ваалбара, состоящим из кратонов Пилбара и Каапвааль, нужно ограничить интервалом 2.8–2.3 млрд лет, до накопления вулканогенно-осадочной толщи тимской свиты.

Благодарности. Авторы благодарны А.А. Носовой (ИГЕМ РАН) за обстоятельную рецензию и конструктивные замечания, которые существенно улучшили настоящую статью.

Источники финансирования. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-35-00058) и Госзадания лаборатории петрографии ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А.* Внутриплитные базальты и адакиты Восточной Камчатки: условия образования // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2010. № 2. Вып. № 16. С. 55–65.
- Артеменко Г.В.* Геохронологическая корреляция вулканизма и гранитоидного магматизма юго-восточной части Украинского щита и Курской магнитной аномалии // Геохимия и рудообразование. 1995. Вып. 21. С. 129–142.
- Богатиков О.А., Петров О.В., Морозов А.Ф. и др.* Петрографический кодекс. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 198 с.
- Каулина Т.В.* Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2010. 144 с.
- Савко К.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Возраст метаморфизма гранулитовых комплексов Воронежского кристаллического массива: результаты U-Pb геохронологических исследований монацита // Докл. АН. 2010. Т. 435. № 5. С. 647–652.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Холин В.М., Базиков Н.С.* Мегаблок Сарматия как осколок суперкратона Ваалбара: корреляция геологических событий на границе архея и палеопротерозоя // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 2. С. 3–26.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Сальникова Е.Б. и др.* Геохронология ТТГ-ассоциации в мезоархее Курского блока Восточной Сарматии // Вестн. Воронежского ун-та. Сер. Геология. 2019а. № 2. С. 70–80.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н.* Мезоархейские кислые вулканиты Курского блока, Воронежский кристаллический массив: состав, возраст и корреляции с Украинским щитом // Докл. АН. 2019б. Т. 486. № 6. С. 718–722.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Овчинникова М.Ю.* Кратоны Сарматия и Сан-Франциско, пропущенные фрагменты суперкратона Ваалбара: палеоконтинентальные корреляции // Материалы VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия “Этапы формирования и развития протерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика”. СПб.: “Свое издательство”, 2019в. 245 с.
- Самсонов А.В., Сальникова Е.Б., Ларионова Ю.О. и др.* U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr изотопные исследования внутриплитных базитов: проблемы датирования и пути их решения // Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 326–329.
- Холин В.М.* Геология, геодинамика и металлогеническая оценка раннепротерозойских структур КМА. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Воронеж: ВГУ, 2001. 23 с.
- Холин В.М., Лебедев И.П., Стрик Ю.Н.* О геодинамике формирования и развития Тим-Ястребовской структуры КМА // Вестн. Воронежского ун-та. Сер. Геология. 1998. № 5. С. 51–59.
- Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П., Стрик Ю.Н.* Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии // Геотектоника. 1997. № 3. С. 21–30.

- Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О.* Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43–70.
- Aragon E., Pinotti L., D'Eramo F. et al.* The Farallon-Aluk ridge collision with South America: implications for the geochemical changes of slab window magmas from fore- to back-arc // Geosci. Front. 2013. V. 4. P. 377–388.
- Bogdanova S., Gorbatshev R., Grad M. et al.* EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton // Geological Society London Memoirs. 2006. № 32. P. 599–628.
- Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G.* EUROPE – East European Craton // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Amsterdam: Elsevier, 2016. P. 1–18.
- Cole R.B., Stewart B.W.* Continental margin volcanism at sites of spreading ridge subduction: examples from southern Alaska and western California // Tectonophysics. 2009. V. 464. P. 118–136.
- Fletcher J.M., Grove M., Kimbrough D. et al.* Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas // Geol. Soc. Amer. Bull. 2007. V. 119. P. 1313–1336.
- Francis D., Ludden J., Johnstone R., Davis W.* Picrite evidence for more Fe in Archean mantle reservoirs // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 167. P. 197–213.
- Gibson S.A.* Major element heterogeneity in Archean to Recent mantle plume starting-heads // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 195. P. 59–74.
- Gibson S.A., Thompson R.N., Dickin A.P.* Ferropicrites: geochemical evidence for Fe-rich streaks in upwelling mantle plumes // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 174. P. 355–374.
- Goldstein S.B., Francis D.* The petrogenesis and mantle source of Archean ferropicrites from the western Superior Province, Ontario, Canada // J. Petrol. 2008. V. 49. P. 1729–1753.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: Implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. № 3. P. 249–265.
- Gorbatshev R., Bogdanova S.* Frontiers in the Baltic Shield // Precambrian Res. 1993. V. 64. P. 3–21.
- Hanski E.J., Smolkin V.F.* Pechenga Ferropicrites and other Early Proterozoic Picrites in the Eastern Part of the Baltic Shield // Precambrian Res. 1989. V. 45. P. 63–82.
- Hanski E.J., Smolkin V.F.* Iron- and LREE-enriched mantle source for early Proterozoic intraplate magmatism as exemplified by the Pechenga ferropicrites, Kola Peninsula, Russia // Lithos. 1995. V. 34. P. 107–125.
- Husen A., Kamenetsky V.S., Everard J.L., Kamenetsky M.B.* Transition from ultra-enriched to ultra-depleted primary MORB melts in a single volcanic suite (Macquarie Island, SW Pacific): Implications for mantle source, melting process and plumbing system // Geochim. Cosmochim. Acta. 2016. V. 185. P. 112–128.
- Heinonen J.S., Luttinen A.V.* Jurassic dikes of Vestfjella, western Dronning Maud Land, Antarctica: geochemical tracing of ferropicrite sources // Lithos. 2008. V. 105. P. 347–364.
- Heinonen J.S., Luttinen A.V., Riley T.R., Michallik R.M.* Mixed pyroxenite-peridotite sources for mafic and ultramafic dikes from the Antarctic segment of the Karoo continental flood basalt province // Lithos. 2013. V. 177. P. 366–380.
- Ichiyama Y., Ishiwatari A., Hirahara Y., Shuto K.* Geochemical and isotopic constraints on the genesis of the Permian ferropicritic rocks from the Mino-Tamba belt, SW Japan // Lithos. 2006. V. 89. P. 47–65.
- Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G.* The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // Eds. D.G. Gee, V.L. Pease. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geological Society London Memoirs. 2004. V. 30. P. 69–74.
- Le Maitre R.W. (ed.), Streckeisen A., Zanettin B. et al.* Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee of the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, 2002. 236 p.
- Lemarchand F., Benoit V., Calais G.* Trace element distribution coefficients in alkaline series // Geochim. Cosmochim. Acta. 1987. V. 51. P. 1071–1081.
- Ludwig K.R.* Isoplot/Ex ver. 3.6. // Berkeley Geochronology Center Special Publications. 2008. № 4. 77 p.
- Ludwig K.R.* SQUID 1.12 A User's Manual. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2005. 22 p. <http://www.bgc.org/klprogram-menu.html>
- Nielsen R.L., Gallahan W.E., Newberger F.* Experimentally determined mineral-melt partition coefficients for Sc, Y and REE for olivine, orthopyroxene, pigeonite, magnetite and ilmenite // Contrib. Mineral. Petrol. 1992. V. 110. P. 488–499.
- Polyakova T.N., Savko K.A., Skryabin V.Yu.* Evolutions of Early Proterozoic metamorphism within Tim-Yastrebovskaya Paleorift, Voronezh Crystalline Massif, East-European Platform: Metapelite systematic, phase equilibrium and *P-T* conditions // Ed. H. Thomas. Metamorphism and Crustal Evolution. New Delhi: Atlantic Publishers and Distributors, 2005. P. 26–72.
- Reid F.* Origin of the rhyolitic rocks of the Taupo Volcanic Zone, New-Zealand // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1983. V. 15. № 4. P. 315–338.
- Rollinson H.R.* Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Chichester, 1993. 352 p.
- Savko K.A., Samsonov A.V., Kotov A.B. et al.* The Early Precambrian metamorphic events in Eastern Sarmatia // Precambrian Res. 2018. V. 311. P. 1–23.
- Savko K.A., Samsonov A.V., Kholina N.V. et al.* 2.6 Ga high-Si rhyolites and granites in the Kursk Domain, Eastern Sarmatia: Petrology and application for the Archean palaeocontinental correlations // Precambrian Res. 2019. V. 322. P. 170–192.
- Savko K.A., Samsonov A.V., Larionov A.N. et al.* Paleoarchean core of the Eastern Sarmatia, Kursk Domain: U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd isotope mapping and paleotectonic application // Precambrian Res. 2020 (in press).
- Sobolev A.V., Krivolutsкая N.A., Kuzmin D.V.* Petrology of the parental melts and mantle sources of Siberian trap magmatism // Petrology. 2009. V. 17. № 3. P. 253–286.

- Starkey N.A., Stuart F.M., Ellam R.M. et al.* Helium isotopes in early Iceland plume picrites: Constraints on the composition of high $^3\text{He}/^4\text{He}$ mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 277. P. 91–100.
- Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a twostage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jäger E.* Subcommittee on geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. P. 359–362.
- Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes // *J. Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
- Tang G.-J., Wyman D.A., Wang Q. et al.* Asthenosphere–lithosphere interaction triggered by a slab window during ridge subduction: Trace element and Sr-Nd-Hf-Os isotopic evidence from Late Carboniferous tholeiites in the western Junggar area (NW China) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. V. 329–330. P. 84–96.
- Terentiev R.A., Santosh M.* Detrital zircon geochronology and geochemistry of metasediments from the Vorontsovka terrane: implications for microcontinent tectonics // *Int. Geol. Rev.* 2016. V. 58. № 9. P. 1108–1126.
- Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M.* Paleoproterozoic evolution of the arc–back-arc system in the East Sarmatian orogen (East European Craton): zircon shrimp geochronology and geochemistry of the Losevo volcanic suite // *Amer. J. Sci.* 2017. V. 317. P. 707–753.
- Zhang J.B., Liu Y.S., Ling W.L., Gao S.* Pressure-dependent compatibility of iron in garnet: Insights into the origin of ferropicritic melt // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2017. V. 197. P. 356–377.

The Paleoproterozoic OIB- and MORB-Types Rift Volcanics of the Kursk Block, Eastern Sarmatia: Petrology and Geodynamics

S. V. Tsybulyaev¹, K. A. Savko^{1,2}, A. V. Samsonov³, and E. H. Korish¹

¹*Voronezh State University, Voronezh, Russia*

²*Russian State University for Geological Prospecting, Stary Oskol Branch, Russia*

³*Institute of Ore Geology, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry RAS, Moscow, Russia*

The Tim Formation metabasites occur in the Paleoproterozoic Orel, Tim-Yastrebovka, Avil'skaya synforms within the Archean Kursk block of Eastern Sarmatia. Volcanics are represented by picrites, microbasalts, basalts and basaltic andesites, metamorphosed under the conditions of greenschist and epidote-amphibolite facies. The age of their formation, determined from zircon (SIMS method), is 2099 ± 8 Ma. With respect to the $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$ and Ti/Y ratios, the volcanics of the Tim Formation are subdivided into two types. The first OIB-type includes metabasites with a ratio $(\text{Gd}/\text{Yb})_n > 2$ and $\text{Ti}/\text{Y} > 500$. The composition of the initial melts for them is assumed to be equivalent to ferropicrite, which was formed as a result of melting of a garnet-bearing mantle source. The second MORB-type is characterized by the values $(\text{Gd}/\text{Yb})_n < 2$ and $\text{Ti}/\text{Y} < 500$, indicating a shallow, garnet-free source of magma generation. The initial melts for them could be variously enriched MORB-type picrites. The formation of these magmas, contrasting in petrogenesis, but close in age, apparently occurred at different stages of the interaction of the asthenospheric mantle with the destructured eclogitized oceanic crust, subcontinental lithospheric mantle and continental crust, under conditions associated with the destruction of the subducted oceanic plate in the setting of the accretion-collisional interaction of the Kursk Domain and the Volga-Don Orogen.

Keywords: Kursk block, Sarmatia, geochronology, isotopic age, ferropicrites, basalts, slab-window