

КАЛАЧЕЕВСКАЯ ПОСТКОЛЛИЗИОННАЯ СТРУКТУРА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Р. А. Терентьев, В. Ю. Скрябин

Воронежский государственный университет

Поступила в редакцию 19 мая 2014 г.

Аннотация: приведены данные о геологическом строении палеопротерозойской Калачеевской структуры, вещественном составе слагающих ее слабо метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород. Тектоническая позиция структуры позволяет ее классифицировать как грабен. Текстурно-структурные особенности вулканогенных и осадочных пород свидетельствуют о континентальных субаэрально-субаквальных ландшафтных условиях их формирования. Главный источник сноса осадков – метапесчано-сланцевые породы воронцовской серии. Дана геохимическая и геохронологическая характеристики вулканогенных пород Калачеевского грабена. Формационная принадлежность (андезибазальт-андезитовая серия), химизм (известково-щелочные нормально- и высококальциевые, обогащенные легкими редкоземельными элементами и элементами с крупными ионными радиусами относительно примитивной мантии, с отрицательными аномалиями Nb, Ti), конкордантный изотопный U-Pb возраст (2050 ± 11 млн лет) и соотношение вулканогенных пород с осадками грабена свидетельствуют о формировании их в постколлизивной геотектонической обстановке. Предполагаемым интрузивным коагматом калачеевских изверженных пород являются диоритовые порфиры первой фазы Новомеловатской интрузии. Вариации составов палеоэффузивных пород Калачеевского грабена и близкородственной Байгоровской вулкано-интрузивной постройки связываются с различием состава подстилающего их субстрата.

Ключевые слова: Воронежский кристаллический массив, палеопротерозой, грабен, пулл-апарт бассейн, постколлизивные андезибазальты, геохимия, изотопный возраст.

THE KALACH POST-COLLISION STRUCTURE OF VORONEZH CRYSTAL MASSIF

Abstract: data on a geological construction of Paleoproterozoic Kalach structure, material structure composing it poorly metamorphized sedimentary and the volcanogenic rocks are provided. The Kalach structure is classified as a graben. Textural and structural features of the volcanogenic and sedimentary rocks suggest formed at the continental the subaerial-subaqueal landscape conditions. The main source of a sediments is metapsammite-shale rocks of Vorontsovka series. The geochemical and geochronological characteristics of the volcanogenic rocks of the Kalach graben are given. The formation in a post-collision geotectonic situation are identified on the base of the rock association (andesite-basalt, andesite), rock chemistry (calc-alkali series, normal and high-K, and geochronology, enriched in light rare earth elements and large ion lithophile elements relative primitive mantle, negative anomalies of Nb, Ti), concordant isotopic U-Pb age (2050 ± 11 Ma) and the relation between the volcanogenic rocks and the graben sediments. Assumed comagmatic rock of the Kalach igneous rocks are diorite porphyry of the first phase of the Novomelovatka intrusion.

Key words: the Voronezh Crystal Massif, Paleoproterozoic, graben, pull-apart basins, post-collision andesite-basalt, geochemistry, isotopic age.

Введение

В пределах Лосевской (восточная окраина Сарматского сегмента Восточно-Европейского кратона) и Воронежской структурно-формационных зон Воронежского кристаллического массива (ВКМ, рис. 1) давно известны палеопротерозойские метатерригенные породы воронежской свиты с размытом и структурным несогласием перекрывающие лосевскую и, предположительно, воронцовскую серии [2], заполняющие грабен-синклинальные структуры. В отличие от лосевской серии, породы воронежской свиты имеют относительно пологое залегание ($25-30^\circ$), нарушаемое только в контактах с интрузивными телами [3] и в зонах разрывных нарушений [4]. В составе свиты, в северной части Лосевской структурно-формационной зоны, глубокими скважинами вскрыты слабо метаморфизован-

ные [5] вулканогенные породы, которые В.А. Канцеров, Ю.Н. Стрик и др. предлагали выделять в самостоятельную байгоровскую [6, 7 и др.] или грязинскую [2, 8] толщу. Кроме того, в поле развития воронцовской серии на Воронежском мегаблоке установлены, но не описаны в литературе метавулканогенные и метатерригенные породы, которые слагают так называемый Калачеевский грабен. Большинство исследователей в последнее время связывают формирование метатерригенных и метавулканогенных пород в объеме воронежской свиты с орогенным этапом развития восточной части Сарматии [9]. В ранних исследованиях ей приписывалась рифтогенная (тафрогенная) [10] или субдукционная природа [11]. С целью дать наиболее полное описание метавулканогенным породам Калачеевской вулканогенной структуры, определить

ее взаимоотношение с метатерригенной частью свиты и подстилающими породами, оценить палеогеотектоническое положение и ландшафтные усло-

вия осуществлена настоящая работа с применением геохимических и изотопных методов.



Рис. 1. Схема структурно-тектонического районирования докембрийского фундамента ВКМ (по [1] с дополнениями): 1 – образование Лосевской структурно-формационной зоны, 2 – палеопротерозойские породы Воронежского мегаблока, 3 – архейские образования Курского мегаблока, 4 – синклиновые структуры, выполненные палеопротерозойскими породами, 5 – грабен-синклиновые структуры, выполненные терригенными породами воронежской свиты, 6 – изогипсы абсолютных отметок поверхности докембрийского фундамента, 7 – положение вулканогенных структур: 1 – Байгоровской (скважины Б-12, 7767, 7768), 2 – Безымянной (скважины 7758, 7760), 3 – Калачеевской.

Методы исследования

Петрографический. Кристаллооптические исследования осуществлены на оптическом поляризационном микроскопе OLYMPUS BX51-P.

Петрохимический. Определения содержаний петрогенных оксидов осуществлено комплексом методов в Отделе научно-производственных аналитических работ (ОНПАР) ИМГРЭ, г. Москва. Концентрации петрогенных оксидов (в мас. %) определялись классическими методами: SiO₂, TiO₂, P₂O₅, (весовой), MnO (атомно-абсорбционный), Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO (комплексометрический), Na₂O, K₂O (фотометрический), FeO, CO₂ (титриметрический бихроматный), H₂O⁻, H₂O⁺ (гравиметрический). Концентрации (в мас. %) F, Cl, S определялись рентгено-флуоресцентным методом на приборе Axios Advanced. Точность анализа составляла 1–3 отн. % для элементов с концентрациями выше 0,5 мас. % и до 10 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0,5 мас. % (аналитики: Б. И. Волков, Г. Г. Лебедева, Е. П. Шевченко).

Геохимический. Концентрации элементов (в г/г) определялись методом ICP-MS в ОНПАР ИМГРЭ, г. Москва на приборе Elan 6100 DRC в стандартном режиме (аналитики: Д. З. Журавлев, Л. П. Юрченкова, Т. Н. Павлова). Вскрытие образцов осуществлялось по методике кислотного разложения в микроволновой

печи из навесок проб массой 50–100 мг. Методика обеспечивает полное разложение большинства магматических, метаморфических и осадочных пород, включая содержащиеся в них трудно разлагающиеся минералы (циркон, монацит и др.). В качестве стандартного образца использовался внутривлабораторный аттестованный образец горной породы, разложенный по той же методике, что и реальные образцы. Пределы обнаружения элементов составляли от 1–5 мг/г для тяжелых и средних по массе элементов (U, Th, REE и др.) с возрастанием до 20–50 мг/г для легких элементов (Ba, Rb и др.). Погрешность методики анализа (при вероятности P = 0,95) для всех элементов составила от 0,24 до 0,50 ± Δ г/г.

Изотопно-геохронологический. Проба весом около 11 кг (исходная проба весом около 50 кг) отбиралась из керна наименее измененных андезитобазальтов, затем дробилась до крупности 0,5 мм, промывалась до серого шлиха и разделялась в бромформе. Кристаллы циркона отбирались под биноклем из фракции с d > 2,9 г/см³. Монофракция цирконов в количестве около 20 зерен выделена в Воронежском государственном университете (минералог – Г.С. Золотарева). Выбранные индивиды совместно со стандартами 91500 и TEMORA [12] 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, следуя процедуре, описанной [13] (Аналитик А. Н. Ларионов). Вы-

числение U-Pb возрастов и соответствующих параметрических величин производилось с помощью программы Isoplot Ex ver. 3.6 [14].

Фактический материал исследования

Местоположение скважин, вскрывших вулканические и терригенные породы Калачеевской структуры, показано на рис. 2. Опробован керн скважин 8482, 8483 и 8868 (229 образцов). Осуществлено петрографическое описание 110 шлифов, геохимическим исследованиям подвергнуты 4 образца. Приведены неопубликованные петрохимические данные В. И. Костюкова (42 анализа) и И. И. Шипилова (5 анализов).

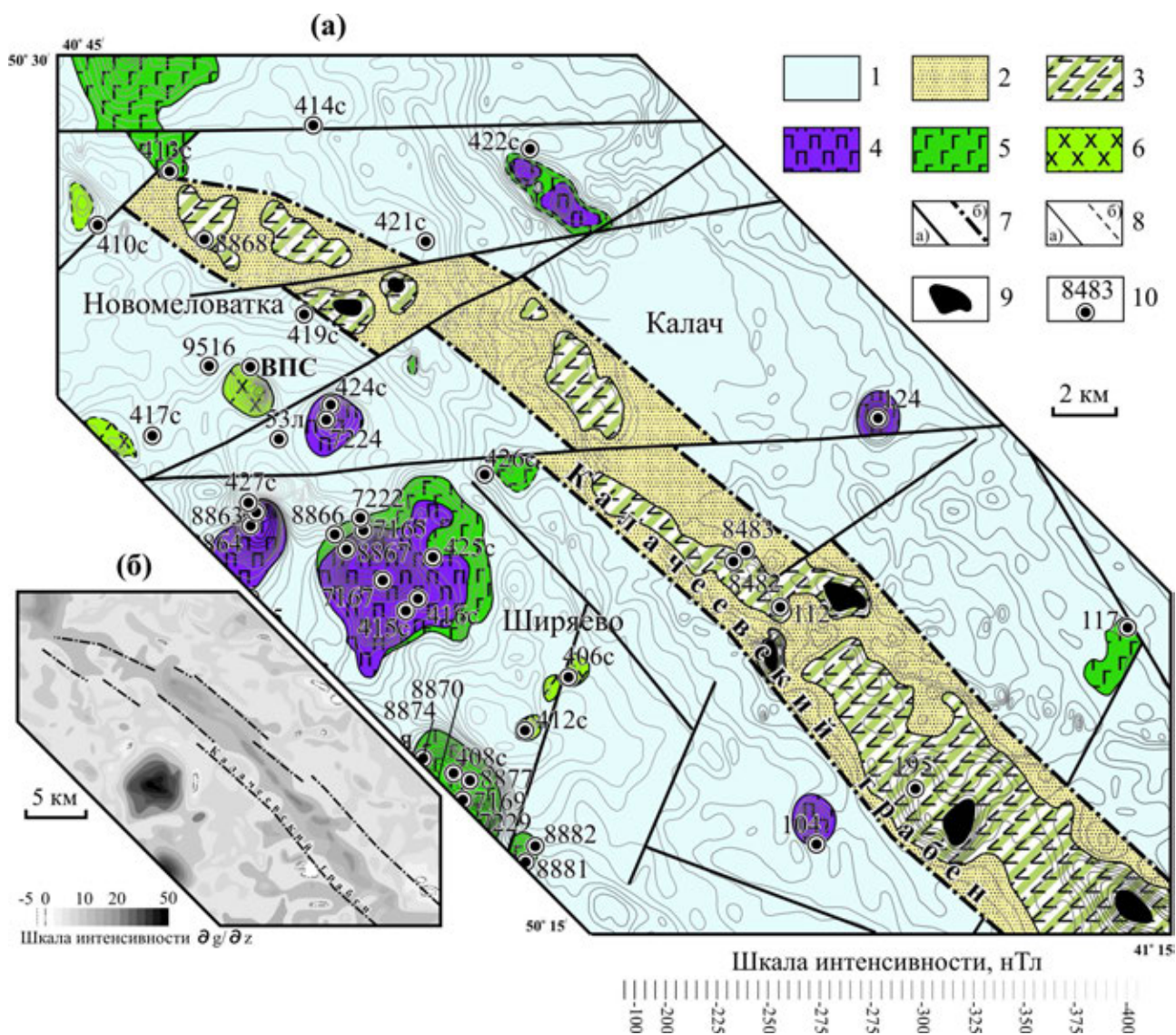


Рис. 2. Геолого-геофизическая схема строения докембрийского фундамента района Калачеевского грабена (а): 1 – метаморфизованные песчано-сланцевые отложения воронцовской серии (PR_{1vc}), 2 – груботерригенные отложения и 3 – базальт-андезитобазальты калачеевской толщи в объеме воронежской свиты (PR_{1vr(kl)}), 4 – ультрамафиты первой фазы мамонского комплекса (vPR_{1m1}), 5 – габброиды и диориты второй фазы мамонского комплекса (vPR_{1m2}), 6 – гиперстеновые, биотит-рогообманковые кварцевые диориты и гранодиориты новомеловатского комплекса (dPR_{1nv}), 7 – тектонические нарушения (а) и предполагаемые границы грабена (б), 8 – границы, вскрытых скважинами (а) и предполагаемые (б) геологических тел, 9 – предполагаемые жерла палеовулканов, 10 – положение и номер скважин. Схема трансформированных локальных аномалий силы тяжести (б).

Результаты исследования

Геологическая позиция и вещественный состав

На площади Воронежской структурно-формационной зоны ВКМ при заверке бурением Калачеевской геофизической аномалии в рамках тематических работ В.И. Костюковым с соавторами в 1988 году были вскрыты специфические докембрийские породы, относимые к воронежской свите. Считалось, что разрез сложен кислыми туфами и преобладающими авгитовыми порфиридами среднего состава экструзивной фации. Фациальная принадлежность вскрытых скважинами пород позволила авторам, впервые описавшим Калачеевскую структуру, отнести ее к некам с уникальными размерами 35 x 2 км. Результаты переинтерпретации геофизических и геологосъемочных данных позволяют пересмотреть как размеры так и вещественный состав Калачеевской структуры.

Исследуемая структура вскрыта пятью скважинами: 8868, 8482, 8483, 112 и 195. Вулканогенные породы выделяются на фоне не дифференцированного магнитного поля, связанного с метапесчано-сланцевыми отложениями воронцовской серии, дифференцированным магнитным полем и увеличением его интенсивности относительно вмещающей среды на 20–100 нТл (рис. 2). Терригенные осадки Калачеевской структуры на геолого-геофизической схеме отделяются от метапесчано-сланцевых пород воронцовской серии как по результатам бурения, так и по спрямленным участкам слабоградиентного магнитного поля. По нашим данным Калачеевская структура шириной от 2 до 5 км и длиной не менее 40 км вытянута в северо-западном направлении. А так как она сложена более молодыми породами, чем вмещающая воронцовская серия, и ограничена линеаментами, предположительно, тектонической природы, то ее следует относить к грабенам (см. рис. 2). Разрезы Калачеевского грабена (рис. 3) представлены чередованием крутопадающих (контакты, сланцеватость или полосчатость под углами 0–20° к оси керна) слоев слабо метаморфизованных базальтов-андезибазальтов-андезитов, их туфов и лавобрекчий (рис. 4), псаммитов с прослоями сланцев и алевролитов. Видимая мощность субвулканических тел 5–44 м, палеоэффузивных – 68–150 м, пирокластических – 1–27,5 м, прослоев и пачек осадочных пород 5–233 м. Основные и средние вулканогенные породы хорошо проявлены в виде вытянутой, почти непрерывной аномалии трансформанты поля силы тяжести (см. рис. 2). Вулканические палеоэффузивные тела по структурно-текстурным признакам имеют зональное строение – от центра к кровле и подошве или от центра к контактам, соответственно, уменьшается количество и размеры порфировых вкрапленников, появляются, затем увеличиваются в размерах и по степени сплюсненности реликтовые обломки пород, а текстуры от субмассивных сменяются сланцеватыми и брекчиевидными. В приподошвенной части палеоэффузивных тел наблюдаются обломки метапесчаников, вероятно, захваченные во время излияния палеопотока, и обломки metabазитов, отличающиеся по структуре от

вмещающей матрицы, что позволяет относить такие брекчиевидные породы к кластолавам (см. рис. 4). В кровельной и приподошвенной частях, в местах перехода от субмассивных пород к сланцеватым и брекчиевидным для metabазитов характерны реликтовые

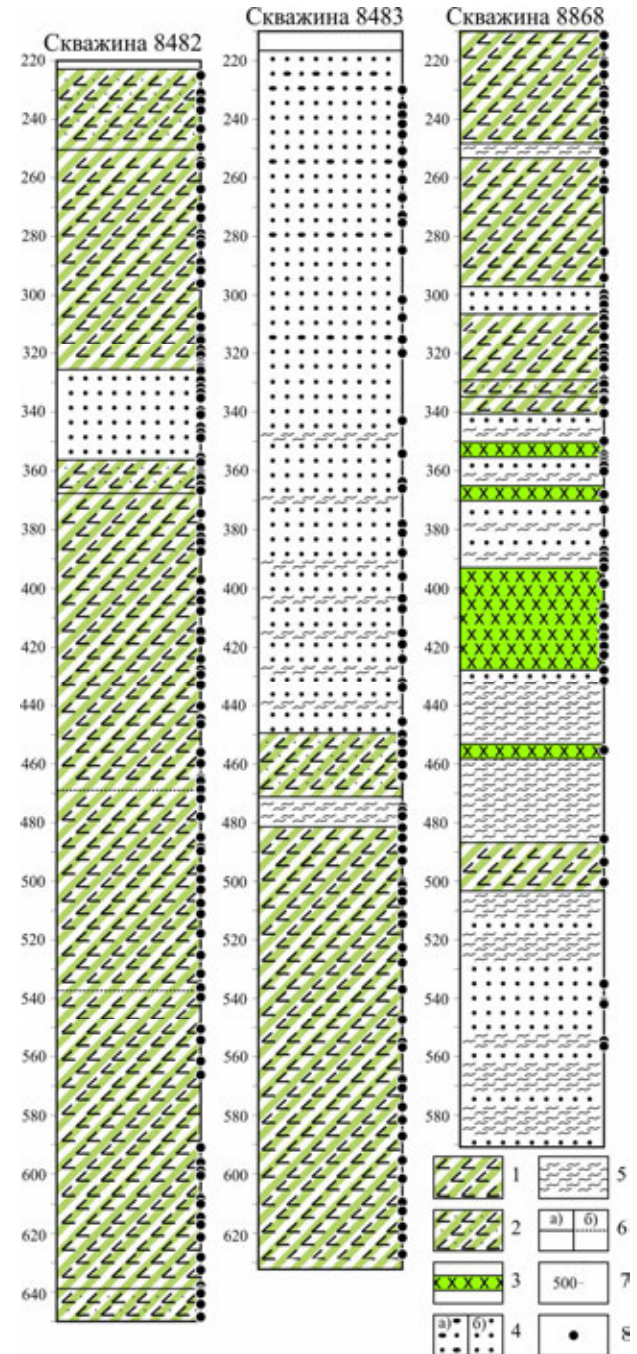


Рис. 3. Обобщенные литологические колонки по скважинам 8482, 8483 и 8868: 1 – базальты, андезибазальты и андезиты, 2 – туфы базальтов-андезибазальтов, 3 – диоритовые порфириды, 4 – метапсаммиты: а) полимиктовые гравелитистые и б) мономиктовые кварцевые и олигомиктовые плагиоклаз-кварцевые, 5 – сланцы и метаалевролиты, 6 – границы пород: а) между гетерогенными пачками и б) между эффузивными палеопотоками, 7 – глубина в метрах, 8 – местоположение образцов, шлифов.

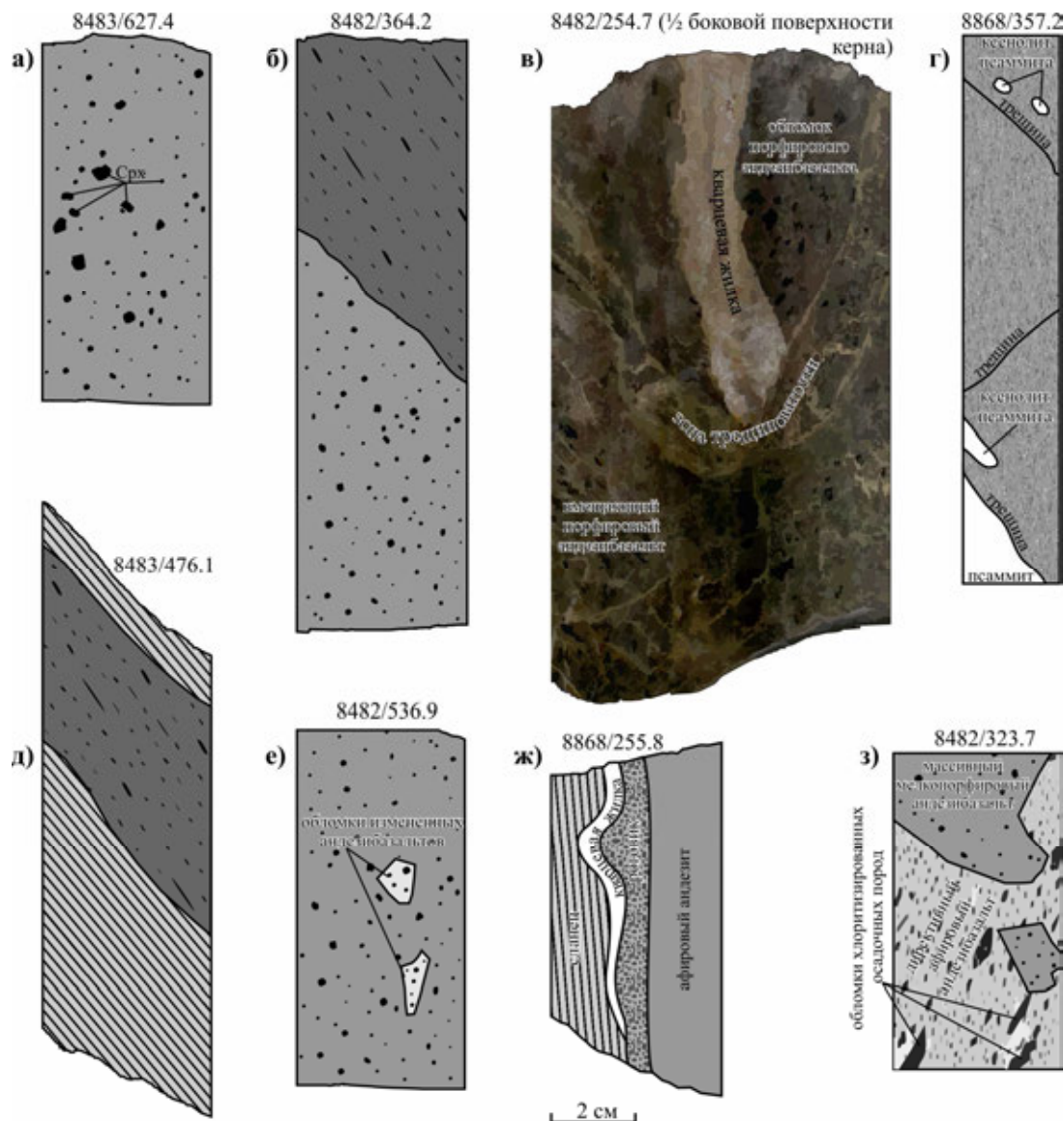


Рис. 4. Зарисовки текстурных особенностей ядра вулканогенных пород: а – массивный порфировый андезибазальт, б – туф кристаллолитокластический (вверху) и андезибазальт порфировый (внизу), в – крупнобрекчиевая лава (лавобрекчия) андезибазальта, г – диоритовый порфирит, д – прослой туфа в бордовом сланце, е – среднебрекчиевая кластолава, ж – зона экзоконтакта андезитового порфирита, з – крупнобрекчиевая кластолава.

обломки пород, по составу и структуре близкие центральным частям палеопотоков, что является атрибутом лавобрекчий. В отличие от туфов и туффигов лавобрекчии крайне редко содержат обломки метаседочных пород и не содержат угловатых обломков кварца, основная масса в них как и в центральных частях палеопотоков – микрозернистая (микрولитовая) или офитовая. Кроме того, слои туфов и туффигов часто содержат линзы или прослои метатерригенных пород. Метасаммиты характеризуются реликтовыми слоистыми текстурами, которые подчеркиваются тонкими прослоями сланцев. Такие внешние свойства как бурая окраска приконтактных зон вулканических тел (признак окисленности железа) и косая слоистость в терригенных породах свидетельствуют о формировании пород Калачеевского грабена в континентальных субаэрально-субаквальных условиях.

По степени метаморфизма породы Калачеевского грабена контрастно отличаются от окружающих отложений воронцовской серии. Первые характеризуются сохранением первичных терригенных структур, реликтовых фенокристаллов и минералов в вулканогенных породах, вторые претерпели зональный метаморфизм ставролитовой фации [15] и в значительной степени разгнейсованы.

Субвулканические породы (рис. 5). Это порфировые породы, среди которых можно выделить андезибазальтовые порфириты (фенокристаллы представлены клинопироксеном и плагиоклазом, как и в эффузивных разновидностях; основная масса скрытокристаллическая $\leq 0,1$ мм (табл. 1)) и диоритовые порфириты (фенокристаллы представлены реликтами ортопироксена и плагиоклазом; основная масса мелкозернистая 0,1–0,3 мм (см. табл. 1)). Субвулканические

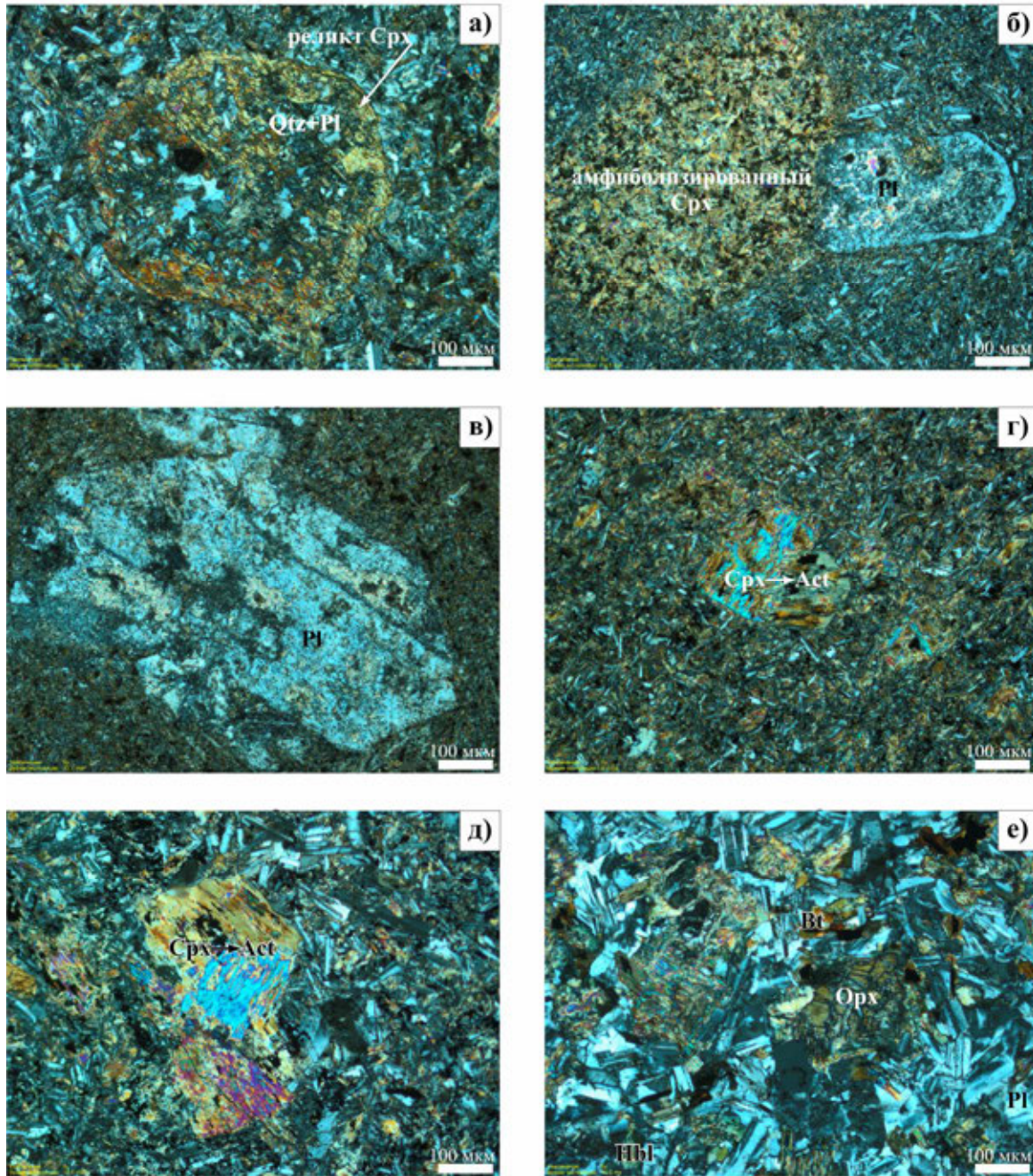


Рис. 5. Фотографии субвулканических пород (николи скрещены): (а) – включения кварца и лейст плагиоклаза в реликте фенокристалла авгита (скв. 8868, глуб. 493,3 м); (б) – пироксен-плагиофоровый андезибазальтовый порфирит (скв. 8868, глуб. 320,6 м); (в) – плагиофоровый андезит (скв. 8868, глуб. 307,1 м); (г) – андезибазальтовый порфирит с относительно мелкозернистой основной массой (скв. 8868, глуб. 237,4 м); (д) – андезибазальтовый порфирит с относительно крупнозернистой основной массой (скв. 8868, глуб. 211,3 м); (е) – диоритовый порфирит биотит-гиперстеновый (скв. 8868, глуб. 407,9 м).

породы слагают несколько тел в скважине 8868 (см. рис. 3). По сравнению с эффузивными аналогами они характеризуются отчетливой порфировой структурой и массивной текстурой в любой части тел. Контакты субвулканических тел, как правило, четкие, ровные, в андезибазальтовых порфиритах субогласные с вмещающими породами, а в диоритовых порфиритах «сорванные» – вдоль тектонических зон трещиноватости.

Диоритовые порфириты состоят из андезина-лабрадора (49–54 %), гиперстена, замещенного хлоритом (24–30 %), роговой обманки (2 %), биотита (5–7 %), кварца (8–10 %), калиевого полевого шпата (1,5–3 %), авгита, замещенного актинолитом (до 2 %). Порфировидные выделения представлены хлоритизированным гиперстеном. В андезибазальтовых порфиритах, как отмечено выше, не обнаружен гиперстен, а также редко встречается калиевый полевой шпат.

Таблица 1

Средняя длина лейст плагиоклазов основной массы вулканогенных пород, отнесенных к андезибазальтовым порфирирам (1), диоритовым порфирирам (2) и порфировым эффузивам андезибазальтов (3).

| Скважина | Глубина, м | Код породы | Средний размер, мм |
|----------|-------------|------------|--------------------|
| 8868 | 207,1 | 1 | 0,102 ± 0,016 |
| 8868 | 211,3 | 1 | 0,105 ± 0,012 |
| 8868 | 215,0 | 1 | 0,072 ± 0,009 |
| 8868 | 224,8 | 1 | 0,054 ± 0,008 |
| 8868 | 232,0 | 1 | 0,112 ± 0,015 |
| 8868 | 237,4 | 1 | 0,075 ± 0,009 |
| 8868 | 241,1 | 1 | 0,075 ± 0,012 |
| 8868 | 246,4 | 1 | 0,111 ± 0,019 |
| 8868 | 257,4 | 1 | 0,088 ± 0,022 |
| 8868 | 264,8 | 1 | 0,063 ± 0,007 |
| 8868 | 286,3 | 1 | 0,084 ± 0,012 |
| 8868 | 294,6 | 1 | 0,048 ± 0,007 |
| 8868 | 307,1 | 1 | 0,042 ± 0,007 |
| 8868 | 315,4 | 1 | 0,057 ± 0,010 |
| 8868 | 320,6 | 1 | 0,058 ± 0,010 |
| 8868 | 325,1 | 1 | 0,103 ± 0,018 |
| 8868 | 336,8 | 1 | 0,086 ± 0,016 |
| 8868 | 352,2 | 2 | 0,213 ± 0,043 |
| 8868 | 398,4 | 2 | 0,284 ± 0,037 |
| 8868 | 403,4 | 2 | 0,304 ± 0,044 |
| 8868 | 407,9 | 2 | 0,284 ± 0,039 |
| 8868 | 414,0 | 2 | 0,250 ± 0,032 |
| 8868 | 416,0 | 2 | 0,204 ± 0,031 |
| 8868 | 456,2 | 2 | 0,198 ± 0,027 |
| 8868 | 488,4 | 1 | 0,079 ± 0,014 |
| 8868 | 493,3 | 1 | 0,094 ± 0,020 |
| 8868 | 500,4 | 1 | 0,092 ± 0,013 |
| 8483 | 481,6-628,3 | 3 | 0,025 ± ,003 |
| 8482 | 281,0 | 3 | 0,030 ± 0,004 |

Примечание: отношение длины к ширине лейст плагиоклаза в диоритовых порфирирах ≤ 2,5, в андезибазальтовых порфирирах ≥ 5. Для каждого шлифа осуществлено более 20 замеров.

Вулканогенные породы (рис. 6, 7). По структурно-текстурным признакам подразделяются на эффузивные (порфировые; субмассивные или сланцеватые), эффузивно-обломочные (лавобрекции и кластолавы), эксплозивно-обломочные – туфы и туффиты (реликтовые лито-, кристаллокластические; сланцеватые или полосчатые). Минеральный состав во всех выделенных разновидностях достаточно однообразный и представлен тонкозернистым агрегатом карбоната, кварца, хлорита, эпидота, альбита, актинолита. Чешуйки хлорита ориентированы, как правило, в одном направлении, совпадающим со сланцеватостью пород. В эффузивных породах порфировая структура обусловлена вкрапленниками клинопироксена размером 0,3–2,5 мм, иногда формирующих гломеропорфировые сростки и, в редких случаях, вкрапленниками плагиоклаза размером до 0,5 мм. Неизмененные

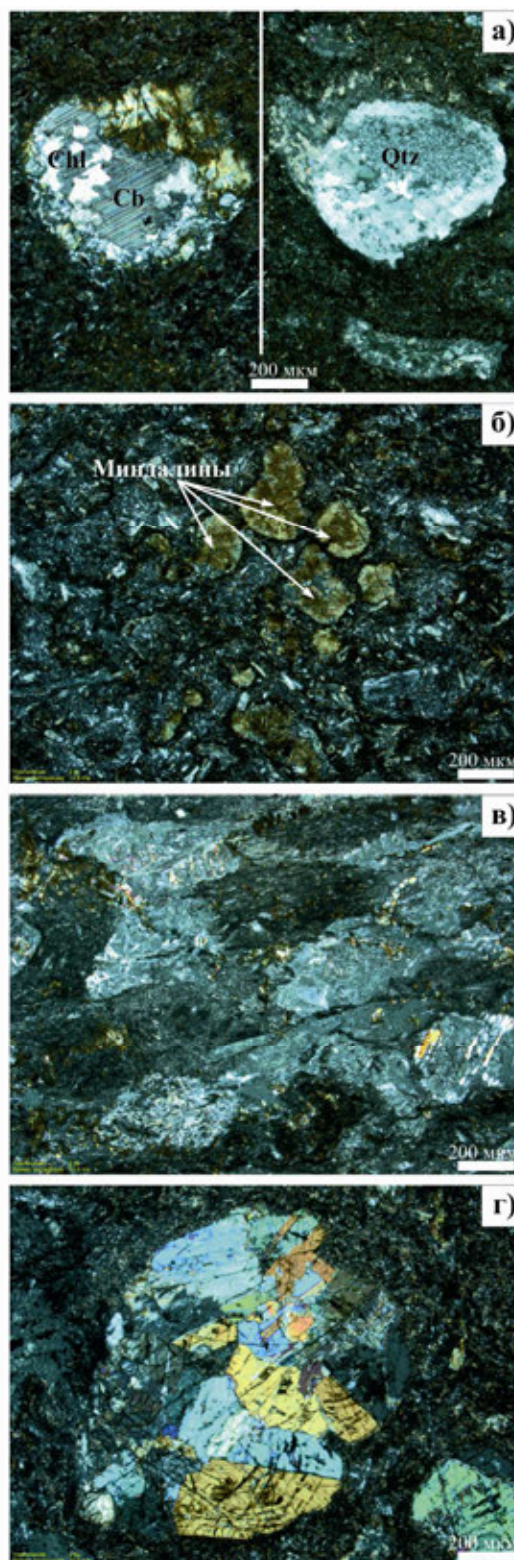


Рис. 6. Фотографии эффузивных пород (николи скрещены): (а) – слева: миндалины (Сб+Сп+лучистый минерал) в андезибазальте (скв. 8482, глуб. 362,7 м); справа: миндалины кварца в андезибазальте (скв. 8483, глуб. 500,5 м); (б) – миндалекаменный андезибазальт (скв. 8482, глуб. 455,3 м); (в) – лавобрекчия андезибазальта (обломки микролитовых метабазитов, структурно аналогичные вмещающим андезибазальтам (скв. 8482, глуб. 536,9 м); (г) – вкрапленник авгита в андезите (скв. 8482, глуб. 472,3 м)

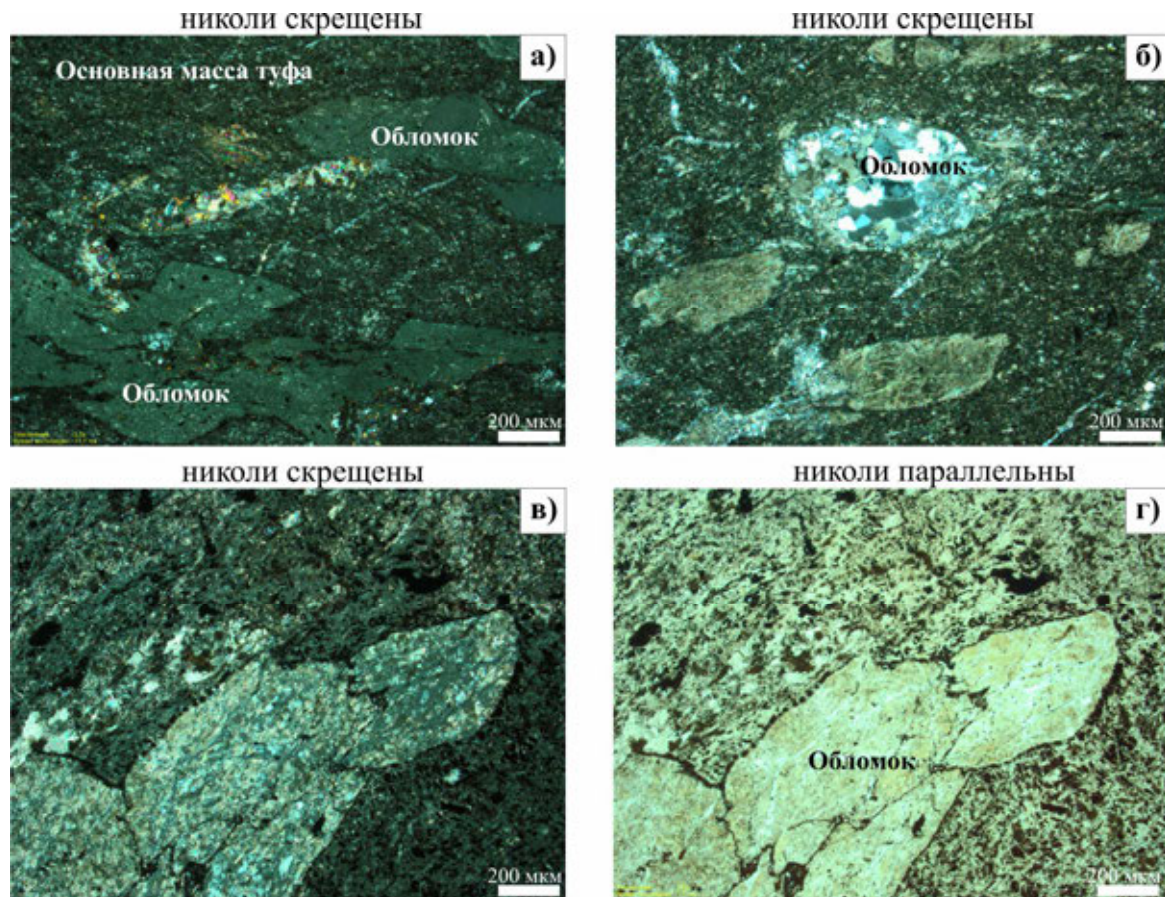


Рис. 7. Фотографии эффузивно-обломочных и эксплозивно-обломочные пород: (а) – обломки метабазитов кварц-хлоритового состава в тонкозернистом метатуге (Сb-Qtz-Chl-Ep-Ab) (скв. 8482, глуб. 249,8 м); (б) – обломок осадочной породы в подошве палеопотока (скв. 8482, глуб. 311,3 м); (в, г) – кластолава с обломками метабазитов структурно отличных от вмещающей матрицы (скв. 8482, глуб. 327,2 м).

фенокристаллы крайне редки, так как клинопироксен замещается агрегатом актинолита, хлорита и эпидота или карбоната, а плагиоклаз преобразован в смесь кварца, альбита и карбоната. Миндалины кварцевого, хлорит-карбонатного и, предположительно, цеолитового состава встречаются спорадически. Их форма близка к изометричной, а строение зональное, обусловленное сменой зернистости кварца или размера волокон цеолитов (?) от центра к краям миндалин.

Осадочные породы (рис. 8). Преобладающая группа – крупно- и грубозернистые псаммиты с окатанными и полуокатанными обломками кварца (скв. 8482 и 8483) размером 0,5–3 мм. Обломки гравийной размерности (3 мм и более) встречаются спорадически с образованием прослоев гравелитистых псаммитов (скв. 8483). В терригенной толще, которая подстилает калачеевские вулканогенные породы (скв. 8868, см. рис. 3), значительную роль играют угловато-окатанные и угловатые обломки плагиоклазов. Они уступают по количеству обломкам кварца и редко достигают 45 % от объема кристаллокластов. Спорадически встречаются обломки пород, представленные чаще всего алевролитами. Количество обломков составляет от 30 до 55 % от объема породы. Состав цемента хлорит-серицит-кварцевый, кварц-серицитовый с включениями рудно-хлоритового состава. На от-

дельных участках наблюдаются тонкие (несколько миллиметров – первые сантиметры) прослои алевролитов со средним размером обломочной части менее 0,05 мм, свидетельствующие о разнозернистости терригенной составляющей. Все осадочные породы первично слоистые, участками косослоистые (рис. 9). При значительном уменьшении количества обломочной части (5 % и менее) породы переходят в тонкозернистые зеленые сланцы переменного состава: альбит, серицит, эпидот, карбонат и хлорит, и, вероятно, представляют собой слабо метаморфизованную тонкую пирокластику.

Геохимия вулканогенных пород Калачеевского грабена

Метаморфическим преобразованиям низких ступеней зеленосланцевой фации подвержены, главным образом, тонкозернистые вулканогенно-осадочные породы, превращенные в филлитовидные сланцы и матрикс песчаников и алевролитов. Наименее изменены массивные вулканогенные и гипабиссальные породы, что позволяет применять к ним петрохимическую номенклатуру. Степень подвижности химических элементов оценена как минимальная, за исключением H_2O и CO_2 .

По химическому составу эффузивные и суб-

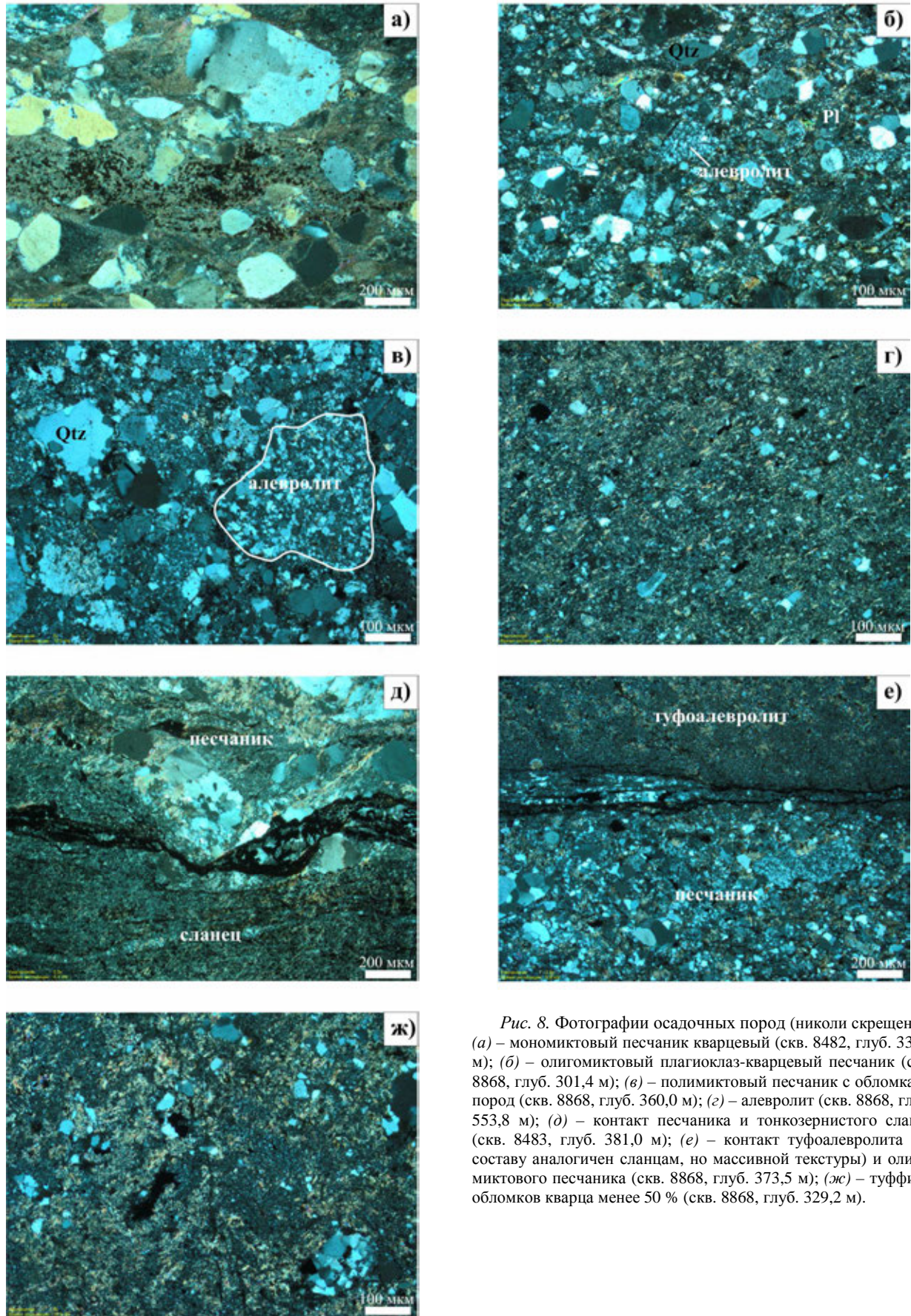


Рис. 8. Фотографии осадочных пород (николи скрещены): (а) – монокристалльный песчаник кварцевый (скв. 8482, глуб. 336,4 м); (б) – олигокристалльный плагиоклаз-кварцевый песчаник (скв. 8868, глуб. 301,4 м); (в) – поликристалльный песчаник с обломками пород (скв. 8868, глуб. 360,0 м); (г) – алевролит (скв. 8868, глуб. 553,8 м); (д) – контакт песчаника и тонкозернистого сланца (скв. 8483, глуб. 381,0 м); (е) – контакт туфоалевролита (по составу аналогичен сланцам, но массивной текстуры) и олигокристалльного песчаника (скв. 8868, глуб. 373,5 м); (ж) – туффит - обломков кварца менее 50 % (скв. 8868, глуб. 329,2 м).

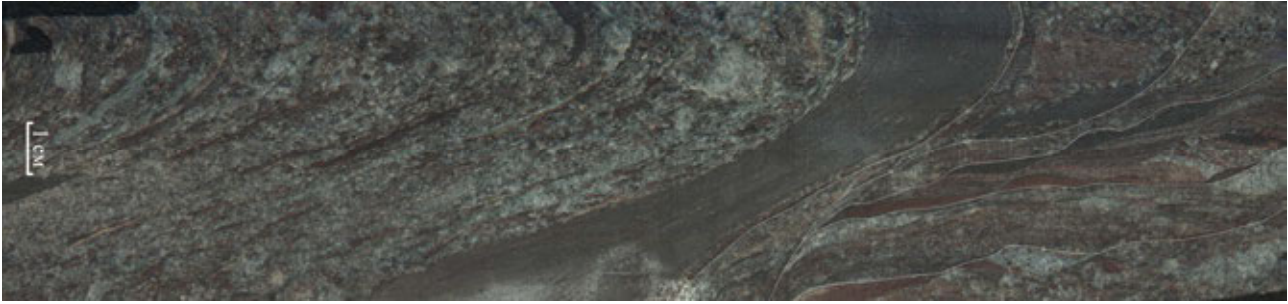


Рис. 9. Элементы косої слоистости в терригенных породах Калачеевского грабена (фото керна по скв. 8483, глуб. 343,8 м).

вулканические породы Калачеевского грабена относятся к андезибазальтам, андезитам и, в меньшей степени, базальтам нормальной щелочности (рис. 10) с вариациями SiO_2 от 48,38 до 56,64 мас. % (табл. 2). Эффузивные и субвулканические разновидности образуют единый тренд на диаграмме TAS, а состав единственного образца биотит-гиперстенового квар-

цевого диорит-порфирита близок средним значениям андезибазальтов-андезитов, что является петрохимическим свидетельством их комагматичности. По соотношению $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,24\text{--}1,11$ среди эффузивных и субвулканических фаций отчетливо проявлено преобладание натрия над калием. Следует отметить, что химические составы пирокластических

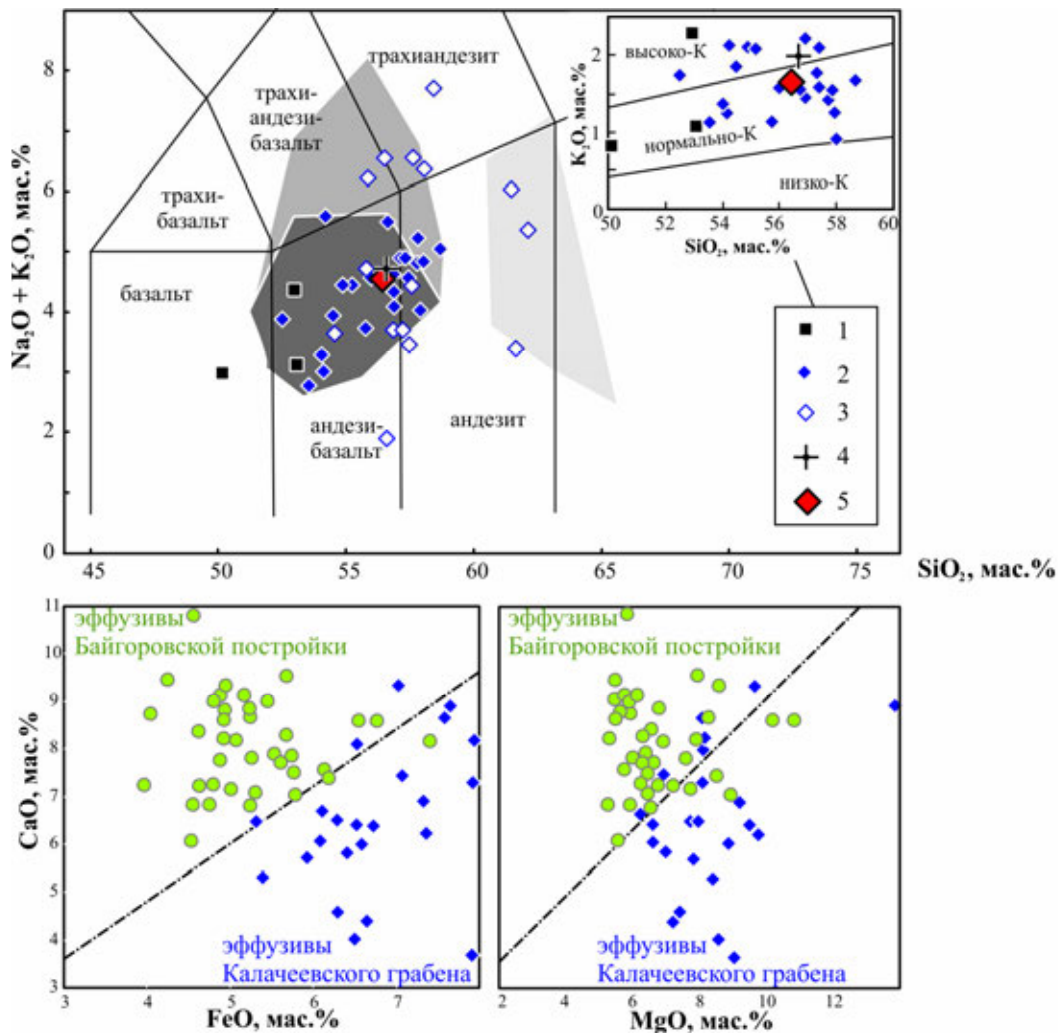


Рис. 10. Положение химических составов вулканогенных пород Калачеевского грабена на диаграммах $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$, $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$, и сравнение эффузивов Байгоровской постройки и Калачеевского грабена на диаграммах $\text{CaO}-\text{FeO}$, $\text{CaO}-\text{MgO}$. Условные обозначения: Калачеевский грабен: 1 – базальты, 2 – андезибазальты и андезиты эффузивной и субвулканической фаций, 3 – туфы андезибазальтов и андезитов, 4 – кварцевый диоритовый порфирит биотит-гиперстеновый, 5 – средний состав андезибазальтов и андезитов. Поля составов Байгоровской вулcano-интрузивной структуры по скв. Б-12: темно-серое – андезибазальты пироксеновые и пироксен-плагиофировые эффузивной фации, серое – туфы андезитов, светло-серое – андезидациты амфиболовые (химические составы из неопубликованных данных Ю. Н. Стрика и др.).

Таблица 2

Химический состав (масс., %) пород Калачеевского грабена

| № п/п Породы | 1 | 2 | 3 | | 4 | 5 | 6 | | 8 | 9 | | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
|------------------------------------|-------|-------|-----------------------------|--------|--------|---------|---------|----------|-------|-------|---------------------|-------|---------|-------|---------|--------|---------|---------|
| | | | Андезибазальтовые порфириты | 8868 | | | А-п | Базальты | | 8482 | Базальты выветрелые | | | | | | | |
| № скв. | 8868 | 8868 | 8868 | 8868 | 8868 | 8868 | 8482 | 195 | 8482 | 195 | 8482 | 112 | 8483 | 8482 | 8482 | 8482 | 8482 | 8482 |
| Глуб., м | 399,0 | 234,6 | 233,5 | 214,0 | 214,0 | 322,5 | 599,3 | 332,2 | 531,4 | 296,3 | 218,0 | 485,5 | 388,3 | 592,6 | 526,5 | 274,5 | 608,0 | 608,0 |
| SiO ₂ | 55,46 | 52,28 | 52,40 | 53,50 | 53,50 | 54,24 | 48,38 | 48,70 | 50,44 | 47,72 | 49,10 | 51,50 | 52,26 | 52,42 | 54,12 | 54,18 | 53,66 | 53,66 |
| TiO ₂ | 1,00 | 0,88 | 0,60 | 0,88 | 0,88 | 1,00 | 0,42 | 0,93 | 0,49 | 0,98 | 1,15 | 0,52 | 0,45 | 0,49 | 0,48 | 0,44 | 0,49 | 0,49 |
| Al ₂ O ₃ | 16,07 | 14,26 | 14,53 | 14,26 | 14,26 | 16,84 | 11,56 | 11,95 | 13,86 | 14,27 | 13,98 | 14,75 | 13,49 | 13,99 | 13,73 | 14,02 | 13,21 | 13,21 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,11 | 3,74 | 2,34 | 4,13 | 4,13 | 1,43 | 2,99 | 2,70 | 4,72 | 3,69 | 2,65 | 3,47 | 4,64 | 2,26 | 2,70 | 4,09 | 2,81 | 2,81 |
| FeO | 7,20 | 7,83 | 7,34 | 7,83 | 7,83 | 6,77 | 6,41 | 7,42 | 6,95 | 6,84 | 7,78 | 6,68 | 5,98 | 6,37 | 6,32 | 5,08 | 6,05 | 6,05 |
| MnO | 0,18 | 0,08 | 0,20 | 0,07 | 0,07 | 0,20 | 0,19 | 0,14 | 0,13 | 0,16 | 0,13 | 0,22 | 0,17 | 0,17 | 0,22 | 0,11 | 0,17 | 0,17 |
| MgO | 5,21 | 7,86 | 7,81 | 7,96 | 7,96 | 6,32 | 8,79 | 13,49 | 8,79 | 9,00 | 8,30 | 6,51 | 7,59 | 8,97 | 7,81 | 7,40 | 6,57 | 6,57 |
| CaO | 5,90 | 8,00 | 8,43 | 7,22 | 7,22 | 6,46 | 8,51 | 8,68 | 6,58 | 5,78 | 3,37 | 7,03 | 6,19 | 6,06 | 7,87 | 6,19 | 5,55 | 5,55 |
| Na ₂ O | 2,55 | 1,60 | 1,90 | 1,70 | 1,70 | 2,85 | 1,90 | 2,10 | 2,00 | 2,70 | 1,80 | 1,95 | 2,30 | 2,20 | 2,50 | 2,65 | 3,70 | 3,70 |
| K ₂ O | 1,95 | 1,10 | 1,30 | 1,25 | 1,25 | 1,55 | 2,10 | 0,80 | 1,00 | 1,80 | 3,80 | 1,75 | 2,00 | 2,00 | 1,10 | 1,55 | 1,50 | 1,50 |
| P ₂ O ₅ | 0,21 | 0,08 | 0,12 | 0,06 | 0,06 | 0,18 | 0,10 | 0,27 | 0,15 | 0,25 | 0,27 | 0,13 | 0,12 | 0,13 | 0,19 | 0,13 | 0,14 | 0,14 |
| ППП | 2,10 | 2,20 | 1,52 | 2,04 | 2,04 | 1,73 | 7,51 | 2,79 | 4,40 | 6,18 | 7,96 | 3,92 | 3,66 | 3,67 | 3,46 | 4,20 | 5,21 | 5,21 |
| Сумма | 99,94 | 99,91 | 98,49 | 100,90 | 100,90 | 99,57 | 98,86 | 99,97 | 99,51 | 99,37 | 100,29 | 98,43 | 98,85 | 98,73 | 100,50 | 100,04 | 99,06 | 99,06 |
| H ₂ O | 0,10 | 0,10 | не обн. | 0,10 | 0,10 | не обн. | не обн. | 0,70 | 0,10 | 0,24 | 0,46 | 0,02 | не обн. | 0,02 | не обн. | 0,10 | не обн. | не обн. |
| SO ₃ | 0,78 | 1,02 | 0,90 | 0,31 | 0,31 | 0,40 | 0,45 | 0,09 | 0,35 | 0,07 | 0,43 | 0,02 | 0,06 | 0,10 | 0,02 | 0,05 | 0,11 | 0,11 |
| K ₂ O/Na ₂ O | 0,76 | 0,69 | 0,68 | 0,74 | 0,74 | 0,54 | 1,11 | 0,38 | 0,50 | 0,67 | 2,11 | 0,90 | 0,87 | 0,91 | 0,44 | 0,58 | 0,41 | 0,41 |
| al | 1,11 | 0,73 | 0,83 | 0,72 | 0,72 | 1,16 | 0,64 | 0,51 | 0,68 | 0,73 | 0,75 | 0,89 | 0,74 | 0,79 | 0,82 | 0,85 | 0,86 | 0,86 |
| K _f | 64,1 | 59,5 | 55,3 | 60,0 | 60,0 | 56,5 | 51,7 | 42,9 | 57,0 | 53,9 | 55,7 | 60,9 | 58,3 | 49,0 | 53,6 | 55,3 | 57,4 | 57,4 |
| Mg# | 0,51 | 0,56 | 0,60 | 0,55 | 0,55 | 0,58 | 0,63 | 0,71 | 0,58 | 0,61 | 0,59 | 0,54 | 0,57 | 0,66 | 0,61 | 0,60 | 0,58 | 0,58 |

Продолжение табл. 2

| № п/п | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 |
|------------------------------------|-----------------|-------|--------|----------|---------|---------|-------|---------|-------|----------------------|-------|---------|-------|---------|-------|---------|
| | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Породы | андезиобазальты | | | андезиты | | | | | | туфы андезибазальтов | | | | | | |
| № скв. | 8482 | 8482 | 8482 | 8482 | 8482 | 8482 | 8482 | 8482 | 8482 | 8482 | 8482 | 8482 | 8482 | 8482 | 8482 | 8482 |
| Глуб., м | 627,7 | 428,5 | 623,1 | 638,0 | 634,1 | 613,9 | 616,6 | 473,5 | 611,1 | 648,6 | 416,0 | 597,8 | 321,0 | 639,5 | 356,3 | 250,2 |
| SiO ₂ | 55,02 | 53,86 | 55,34 | 54,30 | 55,56 | 55,18 | 54,96 | 56,64 | 56,12 | 52,60 | 52,24 | 53,70 | 53,80 | 53,76 | 53,44 | 52,80 |
| TiO ₂ | 0,54 | 0,45 | 0,52 | 0,51 | 0,53 | 0,49 | 0,47 | 0,44 | 0,47 | 0,58 | 0,51 | 0,47 | 1,06 | 0,57 | 0,39 | 0,44 |
| Al ₂ O ₃ | 14,48 | 13,49 | 14,10 | 13,84 | 13,44 | 13,47 | 13,48 | 12,72 | 12,70 | 17,57 | 13,97 | 13,22 | 12,85 | 15,11 | 10,93 | 14,02 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,95 | 2,42 | 3,97 | 2,95 | 2,97 | 2,85 | 3,49 | 4,27 | 3,82 | 3,57 | 3,90 | 1,93 | 2,34 | 2,47 | 7,05 | 4,15 |
| FeO | 5,89 | 6,23 | 6,41 | 5,75 | 6,25 | 6,19 | 5,62 | 5,26 | 6,01 | 5,89 | 5,25 | 7,02 | 7,13 | 6,18 | 2,41 | 5,36 |
| MnO | 0,19 | 0,14 | 0,17 | 0,25 | 0,19 | 0,17 | 0,15 | 0,13 | 0,17 | 0,22 | 0,19 | 0,19 | 0,14 | 0,22 | 0,16 | 0,14 |
| MgO | 6,42 | 8,32 | 6,94 | 5,86 | 6,32 | 8,14 | 7,40 | 8,14 | 7,03 | 4,56 | 9,21 | 8,88 | 7,96 | 5,67 | 6,75 | 8,14 |
| CaO | 5,90 | 5,68 | 4,26 | 6,32 | 6,18 | 3,87 | 5,42 | 5,16 | 4,39 | 3,09 | 6,89 | 6,19 | 4,82 | 4,78 | 11,35 | 4,26 |
| Na ₂ O | 2,90 | 1,90 | 3,00 | 3,10 | 3,20 | 3,50 | 2,60 | 3,80 | 3,20 | 2,80 | 2,05 | 1,60 | 3,45 | 3,70 | 1,50 | 2,55 |
| K ₂ O | 1,50 | 2,10 | 1,70 | 1,50 | 1,40 | 1,45 | 1,20 | 0,90 | 1,60 | 5,60 | 1,40 | 2,90 | 2,50 | 2,50 | 0,30 | 0,85 |
| P ₂ O ₅ | 0,14 | 0,09 | 0,14 | 0,14 | 0,12 | 0,13 | 0,13 | 0,11 | 0,13 | 0,27 | 0,16 | 0,13 | 0,27 | 0,16 | 0,12 | 0,13 |
| ППП | 3,90 | 3,48 | 3,96 | 4,09 | 3,68 | 4,03 | 3,42 | 3,26 | 4,32 | 3,36 | 3,46 | 4,29 | 3,44 | 3,92 | 5,51 | 6,79 |
| Сумма | 100,83 | 98,16 | 100,51 | 98,61 | 99,84 | 99,47 | 98,34 | 100,83 | 99,96 | 100,11 | 99,23 | 100,52 | 99,76 | 99,04 | 99,91 | 99,63 |
| H ₂ O | не обн. | 0,10 | 0,10 | не обн. | не обн. | не обн. | 0,10 | не обн. | 0,10 | 0,20 | 0,02 | не обн. | 0,14 | не обн. | 0,10 | не обн. |
| SO ₃ | 0,01 | 0,06 | 0,08 | 0,08 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,16 | 0,10 | 0,04 | 0,05 | 0,18 | 0,09 | 0,45 | 0,04 | 0,02 |
| K ₂ O/Na ₂ O | 0,52 | 1,11 | 0,57 | 0,48 | 0,44 | 0,41 | 0,46 | 0,24 | 0,50 | 2,00 | 0,68 | 1,81 | 0,72 | 0,68 | 0,20 | 0,33 |
| al' | 0,89 | 0,79 | 0,81 | 0,95 | 0,86 | 0,78 | 0,82 | 0,72 | 0,75 | 1,25 | 0,76 | 0,74 | 0,74 | 1,06 | 0,67 | 0,79 |
| K _f | 60,5 | 51,0 | 59,9 | 59,8 | 59,3 | 52,6 | 55,2 | 53,9 | 58,3 | 67,5 | 49,8 | 50,2 | 54,3 | 60,4 | 58,4 | 53,9 |
| Mg# | 0,55 | 0,64 | 0,55 | 0,55 | 0,56 | 0,62 | 0,60 | 0,61 | 0,57 | 0,47 | 0,65 | 0,64 | 0,61 | 0,55 | 0,58 | 0,61 |

Окончание табл. 2

| № п/п Породы | туфы андезитов | | | | | | | | | | 41 сланец | песчаники | | | | | |
|------------------------------------|----------------|---------|-------|---------|---------|-------|---------|---------|---------|---------|--------------|-----------|---------|---------|---------|----|--|
| | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 | 40 | 41 | 42 | | 43 | 44 | 45 | 46 | 47 | |
| № скв. | 8482 | 8482 | 8482 | 8482 | 8482 | 112 | 8482 | 8482 | 8482 | 8482 | 8868 | 8868 | 8868 | 8483 | 8483 | | |
| Глуб., м | 312,0 | 337,0 | 215,0 | 645,3 | 642,2 | 238,5 | 602,1 | 231,5 | 231,5 | 302,0 | 357,5 | 542,0 | 558,4 | 261,0 | 416,5 | | |
| SiO ₂ | 51,80 | 53,34 | 53,66 | 55,76 | 55,94 | 56,18 | 59,12 | 58,90 | 59,88 | 67,08 | 70,92 | 67,98 | 66,34 | 81,36 | 74,56 | | |
| TiO ₂ | 0,46 | 0,46 | 0,56 | 0,56 | 0,54 | 1,06 | 0,50 | 0,32 | 0,61 | 0,34 | 0,85 | 0,50 | 0,44 | 0,25 | 0,36 | | |
| Al ₂ O ₃ | 12,97 | 11,41 | 15,80 | 14,72 | 14,48 | 13,24 | 15,28 | 14,23 | 18,89 | 12,37 | 11,80 | 13,56 | 15,14 | 8,42 | 11,60 | | |
| Fe ₂ O ₃ | 3,67 | 7,32 | 3,70 | 3,98 | 2,67 | 4,24 | 2,90 | 1,57 | 0,90 | 2,21 | 0,89 | 3,38 | 3,31 | 3,94 | 4,02 | | |
| FeO | 5,80 | 2,16 | 7,52 | 6,40 | 5,82 | 5,98 | 4,39 | 5,94 | 3,74 | 3,31 | 4,10 | 1,69 | 3,32 | 1,01 | 0,93 | | |
| MnO | 0,13 | 0,14 | 0,11 | 0,21 | 0,17 | 0,15 | 0,10 | 0,11 | 0,12 | 0,14 | 0,15 | 0,13 | 0,09 | 0,12 | 0,15 | | |
| MgO | 7,59 | 6,66 | 6,94 | 6,51 | 5,95 | 4,40 | 3,52 | 7,49 | 2,05 | 5,77 | 2,42 | 1,86 | 2,79 | 1,21 | 0,93 | | |
| CaO | 4,64 | 8,00 | 0,77 | 2,25 | 4,50 | 3,27 | 4,39 | 3,61 | 4,50 | 1,12 | 1,69 | 2,25 | 1,41 | 0,70 | 1,55 | | |
| Na ₂ O | 2,40 | 2,65 | 0,35 | 3,20 | 3,70 | 4,40 | 3,90 | 1,70 | 1,80 | 3,30 | 3,25 | 3,35 | 2,60 | 0,30 | 1,10 | | |
| K ₂ O | 0,95 | 0,55 | 3,80 | 3,15 | 2,40 | 3,00 | 1,90 | 1,55 | 3,35 | 1,40 | 1,45 | 1,85 | 2,90 | 2,40 | 2,80 | | |
| P ₂ O ₅ | 0,13 | 0,11 | 0,09 | 0,13 | 0,15 | 0,23 | 0,14 | 0,13 | 0,58 | 0,39 | 0,14 | 0,12 | 0,12 | 0,09 | 0,13 | | |
| ППП | 7,78 | 7,19 | 6,16 | 3,94 | 3,44 | 3,22 | 3,44 | 3,96 | 1,95 | 1,21 | 1,17 | 1,51 | 1,67 | 1,18 | 1,68 | | |
| Сумма | 98,32 | 99,99 | 99,46 | 100,81 | 99,76 | 99,37 | 99,58 | 99,51 | 98,37 | 98,64 | 98,83 | 98,18 | 100,13 | 100,98 | 99,81 | | |
| H ₂ O | не обн. | не обн. | 0,50 | не обн. | не обн. | 0,71 | не обн. | не обн. | не обн. | не обн. | 0,10 | 0,10 | не обн. | не обн. | не обн. | | |
| SO ₃ | 0,04 | 0,02 | 0,06 | 0,43 | 0,17 | 0,48 | 0,11 | 0,04 | 2,24 | 0,16 | 0,26 | 0,14 | 0,23 | не обн. | 4,46 | | |
| K ₂ O/Na ₂ O | 0,40 | 0,21 | 10,86 | 0,98 | 0,65 | 0,68 | 0,49 | 0,91 | 1,86 | 0,42 | 0,45 | 0,55 | 1,12 | 8,00 | 2,55 | | |
| al | 0,76 | 0,71 | 0,87 | 0,87 | 1,00 | 0,91 | 1,41 | 0,95 | 2,82 | 1,10 | 1,59 | 1,96 | 1,61 | 1,37 | 1,97 | | |
| K _f | 55,5 | 58,7 | 61,8 | 61,5 | 58,8 | 69,9 | 67,4 | 50,1 | | | | | | | | | |
| Mg# | 0,60 | 0,58 | 0,53 | 0,54 | 0,56 | 0,44 | 0,47 | 0,64 | | | | | | | | | |

Примечания: Д-п – дюрнит-порфирит кварцевый бногит-гиперстеновый, А-п – андезитовый порфирит, al = Al₂O₃/(Fe₂O₃+FeO+MgO) [16], K_f = 100 * (Fe₂O₃+FeO)/(Fe₂O₃+FeO+MgO) [17], Mg# = Mg/(Mg+Fe) мол.%, Анализ выполнен в химической лаборатории ГПП «Воронежгеология» (анализы по керну скважин 112 и 195 по данным И. И. Шипилова, анализы по керну скважин 8482, 8483 и 8868 по данным В. И. Костюкова)

пород за счет примеси осадочного материала или под влиянием метаморфических преобразований могут значительно смещаться от общего тренда (см. рис. 10) вплоть до поля субщелочной серии. Степень глиноземистости вулканогенных пород, как правило, низкая до умеренной $al' = 0,51-0,95$ (до 1,16 в плагиофировых андезитовых порфиритах). $Mg\#$ ($Mg/(Mg+Fe)$ мол. %) варьирует от 0,51 до 0,66 с максимумом 0,71 в наиболее примитивном базальте (см. табл. 2).

Андезитбазальты Калачеевского грабена (рис. 11, табл. 3) обогащены относительно примитивной мантии в 50 раз крупноионными литофильными элементами Rb, Ba, K, обладают фракционированными спектрами РЗЭ ($(La/Yb)_N = 10,5-11,1$) и слабо отрицатель-

ными европиевыми аномалиями ($Eu/Eu^* = 0,77 \pm 0,04$), низким отношением $Sr/Y = 17-25$.

По химическому составу (см. табл. 2, рис. 12) песчаники и сланцы грабена классифицируются как умереннонасыщенные K_2O ($SiO_2 = 72 \pm 7,5 \%$) и высококальциевые (известковистые) метапелиты ($SiO_2 \sim 60 \%$), соответственно. Они низко- и умеренноглиноземистые ($Al_2O_3 = 8,42-18,89$ мас. %), не значительно обогащены железом ($Fe_2O_{3общ} = 5,05-7,00 \%$). Некоторые образцы терригенных пород имеют повышенную калиевоность, отношение K_2O/Na_2O от 0,4 до 8,0. По соотношению логарифмов петрогенных оксидов проанализированные образцы относятся к грауваккам, аркозам и литаренитам.

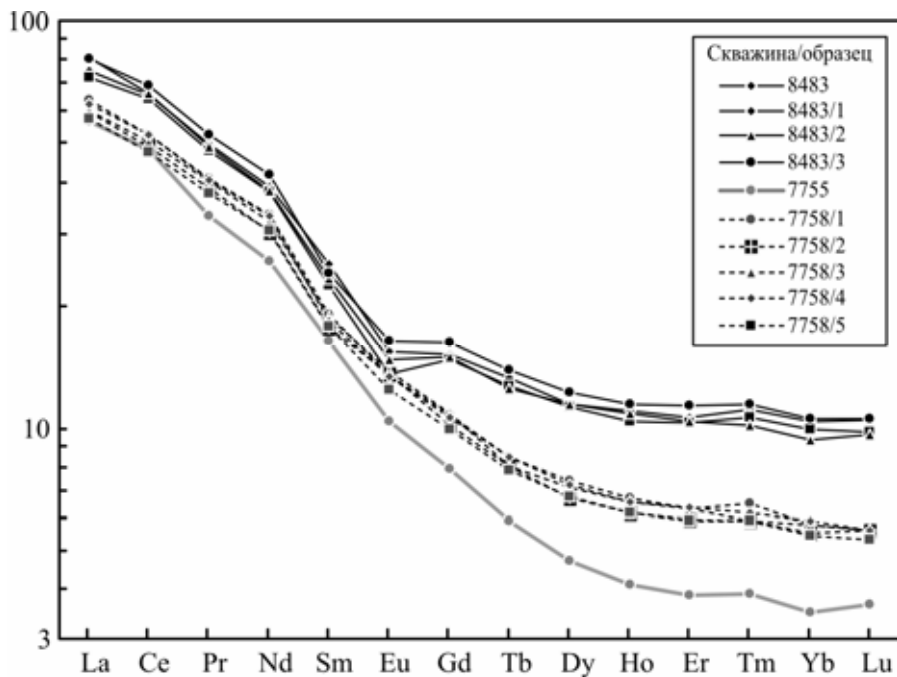


Рис. 11. Хондрит-нормализованное распределение редкоземельных элементов в изверженных породах: скважина 8483 – андезитбазальты Калачеевского грабена, скважина 7755 – дацитовый порфирит центрального тела Байгоровской постройки и скважина 7758 – андезитбазальты мегаплагиофировые вблизи Байгоровской постройки (табл. 4). Хондрит С1 по [18].

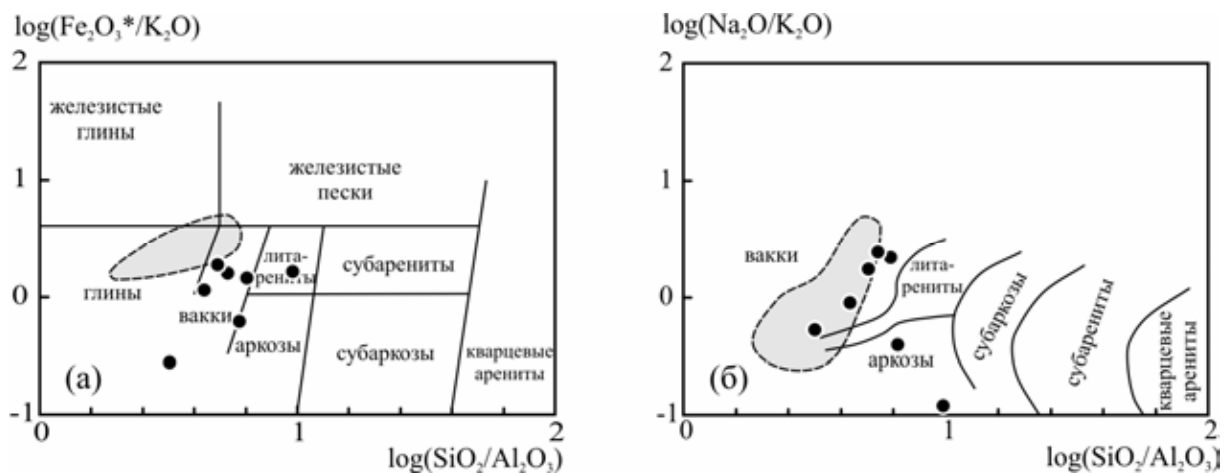


Рис. 12. Диаграммы для классификации метаосадочных пород Калачеевского грабена: (а) по [19], (б) по [20]; серое – поле составов воронцовской серии по [21] и авторским данным.

Таблица 3

Представительные анализы главных (масс., %) и малых (г/т) элементов андезитовых габро (схв. 8483, интервал 481,6–628,3 м)

| № п/п | 1 | 2 | 3 | 4 | № п/п | 1 | 2 | 3 | 4 | № п/п | 1 | 2 | 3 | 4 |
|--------------------------------|--------|---------|---------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 52,29 | 55,27 | 55,51 | 50,99 | Be | 1,90 | 2,07 | 2,21 | 1,93 | Ba | 383 | 364 | 441 | 333 |
| TiO ₂ | 0,67 | 0,64 | 0,61 | 0,71 | Sc | 35,4 | 36,6 | 35,8 | 36,4 | La | 23,4 | 22,6 | 25,2 | 25,1 |
| Al ₂ O ₃ | 16,14 | 16,03 | 15,55 | 16,62 | Ti | 5217 | 5069 | 5062 | 5419 | Ce | 53,5 | 52,1 | 53,7 | 56,3 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,47 | 2,58 | 1,96 | 2,93 | V | 162 | 164 | 186 | 195 | Pr | 6,08 | 5,89 | 5,99 | 6,45 |
| FeO | 6,30 | 6,04 | 6,23 | 6,80 | Cr | 392 | 381 | 324 | 437 | Nd | 23,5 | 22,9 | 23,0 | 25,2 |
| MnO | 0,10 | 0,123 | 0,137 | 0,125 | Mn | 966 | 1040 | 1113 | 974 | Sm | 4,96 | 4,40 | 4,54 | 4,69 |
| MgO | 5,40 | 5,18 | 5,21 | 6,82 | Co | 37,6 | 36,0 | 33,3 | 42,3 | Eu | 1,13 | 1,00 | 1,08 | 1,20 |
| CaO | 7,54 | 7,22 | 6,97 | 8,20 | Ni | 20,1 | 20,2 | 29,7 | 25,5 | Gd | 3,95 | 3,83 | 3,88 | 4,22 |
| Na ₂ O | 3,28 | 2,51 | 2,34 | 2,06 | Cu | 35,9 | 20,6 | 32,4 | 32,7 | Tb | 0,630 | 0,601 | 0,594 | 0,659 |
| K ₂ O | 2,04 | 1,42 | 2,03 | 1,69 | Zn | 78,0 | 73,3 | 74,0 | 78,8 | Dy | 3,67 | 3,63 | 3,67 | 3,92 |
| P ₂ O ₅ | 0,16 | 0,14 | 0,14 | 0,16 | Ga | 18,0 | 18,2 | 17,4 | 18,8 | Ho | 0,786 | 0,742 | 0,775 | 0,818 |
| SO ₃ | <0,005 | <0,005 | <0,005 | <0,005 | Rb | 68,4 | 62,1 | 100 | 47,2 | Er | 2,23 | 2,16 | 2,18 | 2,37 |
| H ₂ O ⁺ | 2,86 | 2,71 | 2,98 | 2,29 | Sr | 436 | 468 | 350 | 545 | Tm | 0,359 | 0,343 | 0,327 | 0,369 |
| H ₂ O ⁻ | 0,09 | 0,14 | 0,22 | 0,08 | Y | 19,4 | 18,3 | 20,5 | 21,3 | Yb | 2,17 | 2,06 | 1,95 | 2,20 |
| CO ₂ | 0,13 | 0,31 | 0,09 | 0,005 | Zr | 147 | 125 | 128 | 134 | Lu | 0,336 | 0,313 | 0,308 | 0,338 |
| F | 0,046 | 0,037 | 0,035 | 0,044 | Nb | 8,11 | 7,67 | 7,30 | 7,91 | Hf | 3,91 | 3,47 | 3,38 | 3,48 |
| Cl | <0,005 | <0,005 | <0,005 | <0,005 | Mo | 1,75 | 2,24 | 5,74 | 4,08 | Ta | 0,514 | 0,519 | 0,512 | 0,542 |
| Сумма | 99,516 | 100,350 | 100,012 | 99,519 | Cd | 0,478 | 0,369 | 0,494 | 0,614 | Th | 3,77 | 3,59 | 3,79 | 3,88 |
| | | | | | Cs | 3,83 | 4,17 | 4,69 | 3,62 | U | 1,09 | 1,06 | 1,09 | 1,15 |

Таблица 4

Представительные анализы легких элементов, (z/m)

| № скв. | Глуб., м | Rb | Sr | Y | Zr | Nb | Ba | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu | Th | U |
|--------|-----------------|------|-----|-------|-----|------|-----|------|------|------|------|------|-------|------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|
| 7758 | 365,2 | 28,0 | 507 | 12,30 | 129 | 4,30 | 217 | 19,8 | 42,7 | 5,03 | 20,1 | 3,71 | 0,990 | 2,78 | 0,400 | 2,38 | 0,480 | 1,320 | 0,210 | 1,200 | 0,180 | 3,00 | 0,92 |
| 7758 | 372,5 | 79,2 | 574 | 11,10 | 122 | 4,59 | 399 | 18,6 | 39,7 | 4,74 | 18,3 | 3,45 | 1,000 | 2,62 | 0,380 | 2,15 | 0,440 | 1,240 | 0,190 | 1,150 | 0,180 | 2,73 | 0,94 |
| 7758 | 376,5 | 40,8 | 559 | 11,70 | 119 | 6,14 | 411 | 18,7 | 41,1 | 4,92 | 19,3 | 3,66 | 1,010 | 2,80 | 0,380 | 2,29 | 0,470 | 1,320 | 0,190 | 1,200 | 0,180 | 2,71 | 0,71 |
| 7758 | 382,9 | 40,9 | 579 | 12,20 | 123 | 5,88 | 467 | 19,5 | 42,7 | 4,96 | 19,9 | 3,59 | 0,980 | 2,75 | 0,400 | 2,32 | 0,470 | 1,330 | 0,200 | 1,230 | 0,180 | 2,82 | 0,58 |
| 7758 | 387,7 | 81,9 | 535 | 11,30 | 132 | 4,35 | 700 | 17,9 | 38,6 | 4,61 | 18,4 | 3,47 | 0,910 | 2,57 | 0,370 | 2,16 | 0,440 | 1,230 | 0,190 | 1,130 | 0,170 | 2,66 | 0,66 |
| 7755 | 344,5– 353,0 | 82,9 | 641 | 7,59 | 185 | 8,27 | 706 | 17,6 | 39,2 | 4,07 | 15,4 | 3,20 | 0,760 | 2,04 | 0,278 | 1,51 | 0,295 | 0,808 | 0,126 | 0,731 | 0,118 | 3,82 | 1,49 |

Примечания: скважина 7755 – даштовский порфирит центрального тела Байгоровской постройки и скважина 7758 – андезибазальты металагнитофировые Безымянной постройки

Изотопно-геохронологические данные. Цирконы в андезибазальтах Калачеевского грабена представлены прозрачными идиоморфными кристаллами или их обломками различного габитуса от изометричного ($l/m = 1,00-1,57$; четыре зерна) длиной 55–75 и шириной 35–60 μm до удлинённо-призматического ($l/m = 2,71-4,60$; три зерна) длиной 95–115 и шириной 25–35 μm . По интенсивности люминесцентного свечения в катодных лучах во всех кристаллах циркона хорошо проявлена тонкая ритмичная концентрическая (осцилляционная) зональность роста (рис. 13). В двух зернах цирконов присутствуют относительно темные участки с магматической зональностью, которые достигают более светлыми оболочками. Границы между участками, отличающимися катодоллюминесцентным свечением, ровные, отчетливые. Обособленно выглядят фрагменты зерен 8, 9, 10, которые могут представлять собой обломки крупных зерен, захваченные андезибазальтами из терригенных пород. Однако, расчет конкордантного возраста без учета изотопных данных по зернам 8, 9, 10 и анализов из центральных частей зерен 3 и 5 составляет 2041 ± 16 млн лет, что укладывается в пределах погрешности в оценку изотопного возраста по всем точкам с дискордантностью менее 1.

Конкордантный U-Pb возраст цирконов из андезибазальтов Калачеевского грабена (скважина 8483, глубина 481,6–628,3 м) по 9 анализам составляет 2050 ± 11 млн лет (СКВО = 0,074, вероятность конкордантности 0,78; рис. 14, табл. 5). Минералогические и изотопные данные свидетельствуют о том, что полученная оценка изотопного возраста отражает время кристаллизации андезибазальтов, которые формировались в период проявления постколлизонного магматизма в восточной части ВКМ (усманский 2047 ± 11 млн лет [22], бобровский 2050 ± 10 млн лет [1], таловский 2052 ± 6 млн лет [23] и новомеловатский $2049 \pm 10-2057 \pm 12$ млн лет [1] интрузивные комплексы) около 2050 млн лет.

Краткое обсуждение результатов и заключение

1. Структуры и текстуры, окраска вулканогенных (порфировые, скрыто- и полнокристаллические, массивные, брекчиевидные, миндалекаменные, полосчатые, с бурой окраской как результат ожелезнения) и осадочных пород (обломочные, слоистые, ко-слоистые, серо- и красноцветные) позволяют идентифицировать ландшафт формирования образований Калачеевского грабена как континентальный суб-аэральное-субаквальный. Таким образом, терригенная составляющая Калачеевского грабена и воронежской свиты представляют собой так называемую верхнюю молассу.

2. По химическому составу терригенные породы Калачеевского грабена отличаются от метапесчано-сланцевых образований воронцовской серии (см. рис. 12), отклоняясь в поля аркозовых осадков. Преобладание кварца в обломочной части осадков грабена сказалось на их более высокой, относительно пород воронцовской серии, степени зрелости. Индексы

Таблица 5

Результаты U-Rb исследований цирконов из андезитового грабена (св. 8483, глубина 481,6–628,3 м)

| № п/п | № зерна, точки анализа | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, % | U, мкг/г | Th, мкг/г | $\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$ | $^{206}\text{Pb}^*$, мкг/г | $\frac{(1)}{^{206}\text{Pb}} \frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$ возраст, млн лет | ± | $\frac{(1)}{^{207}\text{Pb}} \frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$ возраст, млн лет | ± | D, % | $\frac{(1)}{^{206}\text{Pb}} \frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$ ±, % | $\frac{(1)}{^{207}\text{Pb}} \frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$ ±, % | $\frac{(1)}{^{207}\text{Pb}} \frac{^{206}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ ±, % | $\frac{(1)}{^{206}\text{Pb}} \frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$ ±, % | $\frac{(1)}{^{207}\text{Pb}} \frac{^{206}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ ±, % | Ошибка коррекции | | | |
|--|------------------------|--------------------------------------|----------|-----------|--|-----------------------------|---|------|--|----|------|---|--|---|---|---|------------------|--|-----|-------|
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | Зерна с ненарушенной Rb-U изотопной системой | | |
| 1 | 10,1 | 0,24 | 55 | 30 | 0,57 | 17,9 | 2058,5 | 21,6 | 2043 | 33 | -0,8 | 2,66 | 1,2 | 0,1260 | 1,9 | 6,54 | 2,3 | 0,3762 | 1,2 | 0,544 |
| 2 | 3,1 | 0,32 | 179 | 101 | 0,59 | 58,0 | 2055,8 | 16,1 | 2047 | 20 | -0,4 | 2,66 | 0,9 | 0,1263 | 1,2 | 6,54 | 1,5 | 0,3756 | 0,9 | 0,620 |
| 3 | 4,1 | 0,60 | 95 | 62 | 0,67 | 30,6 | 2041,0 | 20,9 | 2034 | 37 | -0,3 | 2,68 | 1,2 | 0,1254 | 2,1 | 6,44 | 2,4 | 0,3725 | 1,2 | 0,492 |
| 4 | 5,1 | 0,23 | 117 | 68 | 0,60 | 38,0 | 2064,9 | 19,3 | 2064 | 31 | 0,0 | 2,65 | 1,1 | 0,1275 | 1,8 | 6,64 | 2,1 | 0,3776 | 1,1 | 0,529 |
| 5 | 1,1 | 0,37 | 101 | 79 | 0,80 | 32,5 | 2040,7 | 19,5 | 2043 | 36 | 0,1 | 2,69 | 1,1 | 0,1260 | 2,1 | 6,47 | 2,3 | 0,3724 | 1,1 | 0,476 |
| 6 | 9,1 | 1,08 | 90 | 51 | 0,58 | 29,4 | 2066,2 | 32,4 | 2069 | 36 | 0,1 | 2,65 | 1,8 | 0,1279 | 2,0 | 6,66 | 2,7 | 0,3778 | 1,8 | 0,672 |
| 7 | 6,1 | 0,07 | 215 | 77 | 0,37 | 69,1 | 2044,2 | 15,8 | 2053 | 23 | 0,4 | 2,68 | 0,9 | 0,1267 | 1,3 | 6,52 | 1,6 | 0,3732 | 0,9 | 0,572 |
| 8 | 3,2 | 0,52 | 121 | 35 | 0,30 | 38,5 | 2029,7 | 19,5 | 2041 | 36 | 0,6 | 2,70 | 1,1 | 0,1259 | 2,0 | 6,42 | 2,3 | 0,3701 | 1,1 | 0,484 |
| 9 | 8,1 | 0,07 | 61 | 47 | 0,80 | 19,6 | 2051,6 | 20,7 | 2069 | 26 | 0,9 | 2,67 | 1,2 | 0,1279 | 1,5 | 6,61 | 1,9 | 0,3747 | 1,2 | 0,628 |
| Зерна с нарушенной Rb-U изотопной системой | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 10 | 2,1 | 0,44 | 124 | 56 | 0,46 | 39,0 | 2003,3 | 17,9 | 2032 | 31 | 1,4 | 2,74 | 1,0 | 0,1252 | 1,8 | 6,29 | 2,0 | 0,3645 | 1,0 | 0,511 |
| 11 | 7,1 | 0,08 | 125 | 74 | 0,61 | 39,4 | 2010,2 | 18,1 | 2045 | 20 | 1,7 | 2,73 | 1,0 | 0,1261 | 1,1 | 6,36 | 1,5 | 0,3659 | 1,0 | 0,683 |

Примечание: ошибки приведены для интервала ±1σ; Rb_c и Rb* – нерадиоактивный и радиоактивный свинец соответственно; (1) – коррекция на Rb_c по измеренному ^{204}Pb ; D, % – дискордантность $100 \cdot \left[\frac{(1)}{^{206}\text{Pb}} \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} - \frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \right) - 1 \right]$. Ошибка калибровки 0,28. Анализ выполнен в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, аналитик А. Н. Ларнонов.

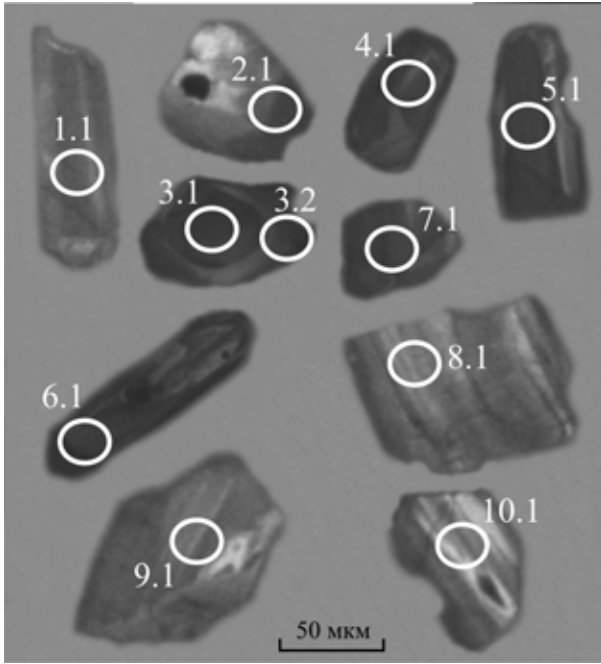


Рис. 13. Катодолуминисцентные фотографии зерен цирконов из андезибазальта Калачеевского грабена (скв. 8483, глубина 481,6–628,3 м). Номера аналитических точек соответствуют табл. 5.

[24–26] CIA (54–66), CIW (70–89), ICV (0,9–1,4) укладываются в интервалы, установленные для метапесчаников и сланцев воронцовской серии [21], что позволяет предполагать их в качестве главного источни

ка сноса. Значения указанных индексов свидетельствуют о невысокой степени выветривания пород в источнике сноса (CIA < 70 [24]) и незрелости осадков (ICV ≥ 1 [26]).

3. Свидетельством одновозрастности вулканических пород грабена и плохо сортированных и зрелых груботерригенных пород молассы является их чередование в нескольких разрезах (см. рис. 3). Это говорит в пользу формирования андезибазальтов–андезитов Калачеевского грабена, как и отложений восточной части ВКМ, что соответствует по [32] постколлизийной геотектонической обстановке. Близость изотопных возрастов постколлизийных интрузивных комплексов Воронежской структурно-формационной зоны (бобровский, новомеловатский, таловский) и андезибазальтов грабена подтверждает этот вывод.

4. По химическому составу вулканические породы Калачеевского грабена относятся к андезибазальт-андезитовой формации, включающей преобладающие известково-щелочные нормально- и высококалиевые андезибазальты. Клинопироксеновые и плагиоклаз-клинопироксеновые андезибазальты–андезиты Калачеевского грабена и аналогичные эффузивные породы Байгоровской вулкано-плутонической постройки (скв. Б-12) при идентичной кремнеземистости, сумме щелочей, глиноземистости, калиевости и магниальности обнаруживают и определенные петрохимические отличия. Андезибазальты и андезиты Калачеевского грабена характеризуются

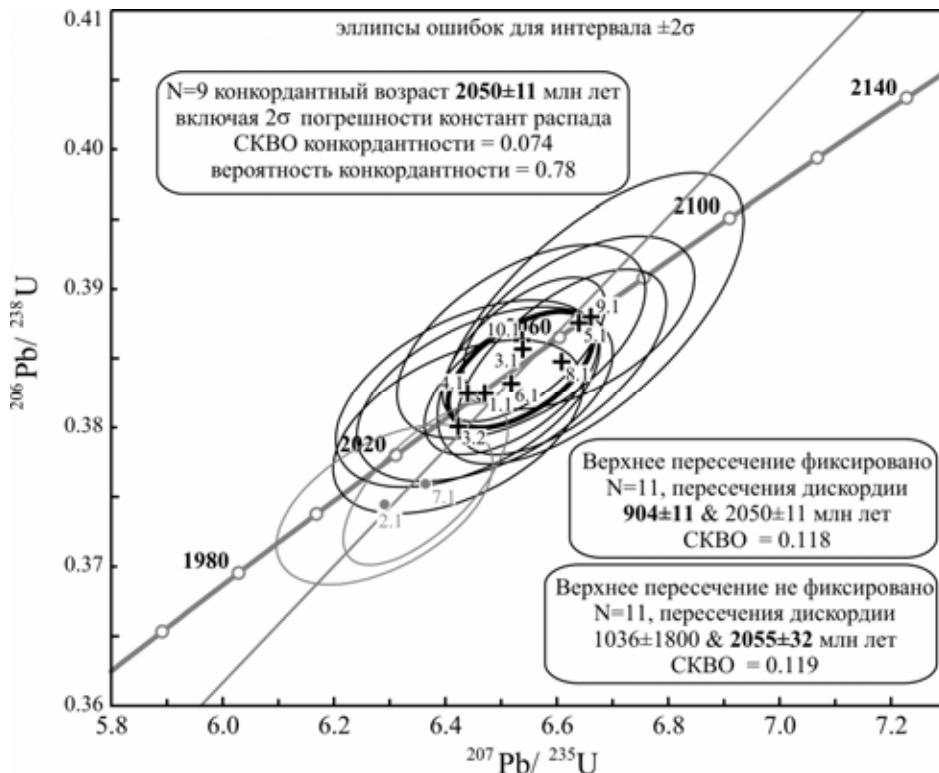


Рис. 14. U-Pb изотопные диаграммы для цирконов из андезибазальта Калачеевского грабена (скв. 8483, глубина 481,6–628,3 м).

относительно низкими содержаниями СаО и повышенными FeO (см. рис. 10). Выявленные вариации химизма, скорее всего, связаны с составом фенокристаллов. В эффузивных породах Калачеевского грабена преобладает авгит, а в Байгоровской структуре – плагиоклаз. Так как обе сравниваемые вулканогенные структуры сформированы в единой геотектонической обстановке в континентальных условиях, то неоднородность близких по составу пород отражает разную степень плавления литосферной мантии или неоднородность континентальной коры Восточно-Сарматского орогена. Так, под Байгоровской структурой залегают толщи со значительными объемами амфиболитов, известково-щелочных вулканогенных пород, часто карбонатизированных, т.е. обогащенных кальцием. А для Калачеевского грабена континентальным субстратом являются метапелиты воронцовской серии.

5. Магматизм Калачеевского грабена обнаруживает геохимические черты сходства с островодужными сериями: он представлен, главным образом, известково-щелочными нормально- и высококалиевыми андезибазальтами ($Mg\# = 0,51-0,71$, $Ni = 20-30$ г/т, $Cr = 324-437$ г/т), которые относительно примитивной мантии обогащены элементами с крупными ионными радиусами, легкими редкоземельными элементами и образуют трого по Nb и Ti (рис. 15). Однако, возраст и геологическая позиция грабена противоречат субдукционной природе слагающих его вулканогенных пород. Конвергенция геохимических свойств харак-

терна для субдукционных и постколлизийных вулканических серий [33-35 и др.]. По соотношению Zr, Ti, Nb, Y, Hf, Th, Ta, Sr на дискриминационных диаграммах андезибазальты Калачеевского грабена занимают промежуточное положение между базальтоидами активных окраин и базальтоидами внутриплитных континентальных обстановок, что характерно для постколлизийных вулканогенных пород [36]. Тогда становится объяснима ассоциация вулканогенных пород с молассовыми отложениями, что наряду с геохимическими особенностями андезибазальтов и общей Z-образной формой рассматриваемой структуры позволяет рассматривать Калачеевский грабен как деформированный постколлизийный пулл-апарт палеобассейн. Считается, что пулл-апарт бассейны корнями могут продолжаться в мантию [37], при этом фундамент бассейна может быть сложен силлами и дайками комагматичными известково-щелочным эффузивам. Гипабиссальные магматические породы наблюдаются в одном из разрезов грабена (см. следующий абзац).

6. Сходство андезибазальтов Калачеевского грабена и диоритовых порфиритов первой фазы Новомеловатского массива, вскрытого Воронежской параметрической скважиной (см. рис. 2), указывает на их комагматичность. Они характеризуются идентичными графиками распределения редких и рассеянных элементов относительно примитивной мантии (см. рис. 15), близки по петрохимическим характеристикам.

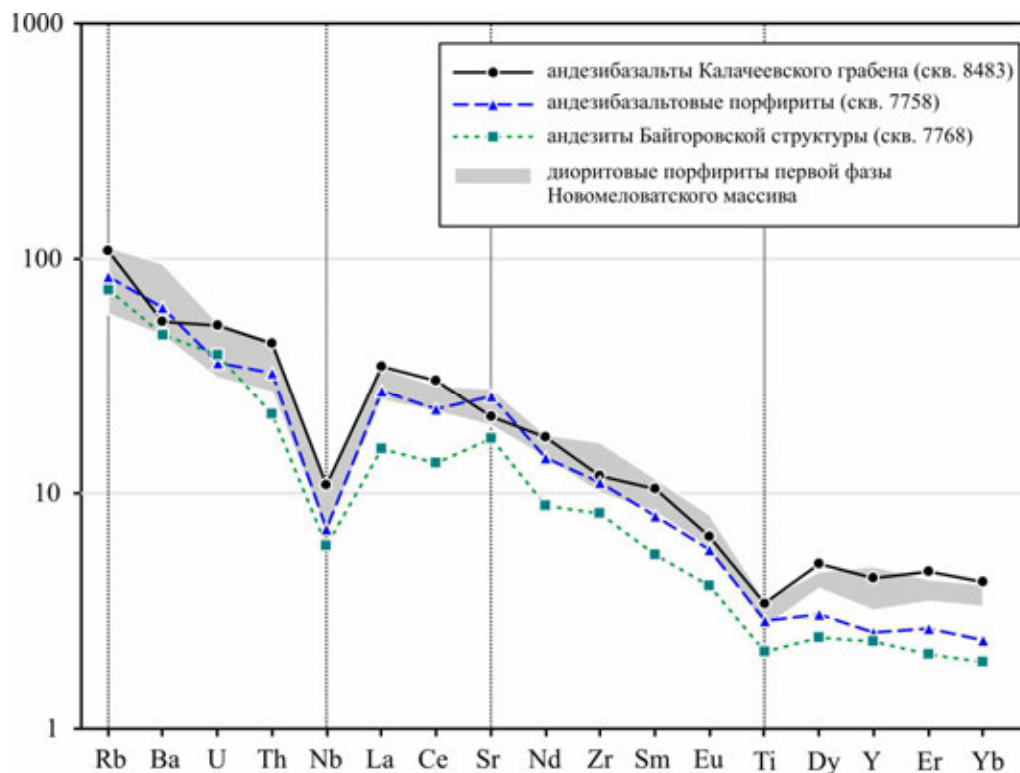


Рис. 15. Нормализованное к примитивной мантии распределение средних содержаний элементов в вулканитах Калачеевского грабена и Байгоровской структуры. Примитивная мантия по [18], геохимические данные по ядру скв. 7768 [9].

В скважине 8868 вскрыты диоритовые порфириды, наименее измененные разновидности которых по минералогическому составу (табл. 6) и текстурно-структурным особенностям соответствуют таковым из Новомеловатского массива. Версия о комагматич-

ности интрузивных пород новомеловатского комплекса и калачеевских вулканогенных пород подтверждается и данными об их U-Pb изотопном возрасте, который укладывается в интервал 2049–2057 млн лет.

Таблица 6

Количественно-минеральный состав диоритовых порфиридов (об., %)

| Объект | | Pl | Orx | Срх | Bt | Qtz | Fsp | Hbl | Акцессории |
|---|----|-------|-------|------|-------|-------|------|------|------------|
| Новомеловатский массив | от | 40,43 | 16,04 | 0,00 | 10,26 | 5,21 | 1,78 | 0,06 | 0,11 |
| | до | 54,70 | 27,54 | 4,02 | 20,66 | 11,93 | 8,94 | 1,05 | 0,79 |
| Калачеевский грабен, скв. 8868, глуб. 407,9 м | | 51,30 | 27,60 | 1,42 | 6,03 | 9,23 | 1,77 | 1,96 | 0,69 |

Авторы выражают искреннюю благодарность В. И. Костюкову за предоставленное разрешение публикации петрохимических данных по Калачеевской структуре.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кременецкий А. А. Воронежская параметрическая скважина – новый этап познания глубинного строения Воронежского кристаллического массива / А. А. Кременецкий, В. Ю. Скрябин, Р. А. Терентьев, Т. Н. Полякова, В. М. Ненахов, Г. С. Золотарева, А. Н. Ларионов // Разведка и охрана недр. – 2006. – № 9–10. – С. 109–117.
2. Зайцев Ю. С. Докембрийские конгломераты восточной части Воронежского кристаллического массива / Ю. С. Зайцев // Известия АН СССР. Серия геологическая. – 1979. – № 11. – С. 23–30.
3. Египко О. И. О наличии верхнепротерозойских отложений в юго-восточной части Воронежского кристаллического массива / О. И. Египко, Л. Г. Раскатова // Изв. высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1970. – № 2. – С. 145–148.
4. Раскатов Г. И. Тектоника восточной части Воронежского кристаллического массива и его осадочного чехла / Г. И. Раскатов, В. Ф. Лукьянов, А. А. Старухин. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 1976. – 120 с.
5. Зайцев Ю. С. Метаморфические комплексы раннего докембрия юго-восточной части Воронежского кристаллического массива / Ю. С. Зайцев, А. В. Иванов, И. П. Лебедев // Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. Л.: Наука, 1978. – С. 115–130.
6. Терентьев Р. А. Геология, вещественный состав и палеогеодинамические условия формирования лосевской серии (Воронежский кристаллический массив) [Текст] : монография / Р. А. Терентьев. – Воронеж: Научная книга, 2013. – 220 с.
7. Терентьев Р. А. О соотношении стратифицированных образований Лосевской шовной зоны Воронежского кристаллического массива / Р. А. Терентьев, Г. А. Чувашина // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер. : Геология. – 2003. – № 2. – С. 91–104.
8. Раскатова Л. Г. К вопросу о возрасте грязинской толщи / Л. Г. Раскатова, Л. Н. Небекинина // Некоторые вопросы стратиграфии осадочного чехла Воронежской антеклизы. – Воронеж, 1975. – С. 5–17.
9. Щипанский А. А. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое / А. А. Щипанский, А. В. Самсонов, А. Ю. Петрова, Ю. О. Ларионова // Геотектоника. – 2007. – № 1. – С. 43–70.
10. Чернышов Н. М. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии / Н. М. Чернышов, В. М. Ненахов, И. П. Лебедев, Ю. Н. Стрик // Геотектоника. – 1997. – № 3. – С. 21–30.
11. Минерагенические исследования территорий с двухъярусным строением на примере Воронежского кристаллического массива / В. М. Ненахов, Ю. Н. Стрик, А. И. Трегуб., М. В. Холин, М. И. Шабалин. – М.: ГЕОКАРТ. ГЕОС, 2007. – 284 с.
12. Black L. P. TEMORA1: a New zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology / L. P. Black [et al] // Chem. Geol. – 2003. – V. 200. – P. 155–170.
13. Larionov A. N. The Vendian alkaline igneous suite Northern Timan: zircon ages of gabbros and syenites / A. N. Larionov, V. A. Andreichev & D.G. Gee // Gee, D.G., Pease, V. (eds) The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica Geological Society, London, Memoirs. – 2004. – V. 30. – P. 69–74.
14. Ludwig K. R. Isoplot / Ex ver.3.6 / K. R. Ludwig // Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ. – 2008. – № 4. – 77 p.
15. Савко К. А. Петрология и геоспидометрия метаморфических пород востока Воронежского кристаллического массива / К. А. Савко, Ю. В. Герасимов. – Воронеж: ВГУ, 2002. – 131 с.
16. Магматические горные породы. М.: Наука, 1983. – Т.1. – 368 с.
17. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание второе. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – 200 с.
18. Sun S.-S. Chemical and Isotopic Systematic of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes / S.-S. Sun and W. F. McDonough // J. Geol. Soc. London, Special Publications. – 1989. – V. 42. – P. 313–345.
19. Herron M. M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data / M. M. Herron // Journal of Sedimentary Petrology. – 1988. – V. 58. – P. 820–829.
20. Pettijohn F. J. Sand and Sandstone / F. J. Pettijohn, P. E. Potter, R. Siever. – Springer-Verlag; New York, 1987. – 553 p.
21. Савко К. А. Метатерригенные породы воронцовской серии Воронежского кристаллического массива: геохимия, особенности формирования и источники сноса / К. А. Савко, А. В. Самсонов, Н. С. Базиков // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер. : Геология. – 2011. – № 1. – С. 98–115.
22. Скрябин В. Ю. Трондьемит-гранодиоритовый интрузивный магматизм Лосевской структурно-формационной

зоны Воронежского кристаллического массива / В. Ю. Скрябин, Р. А. Терентьев // Докл. РАН. – 2014. – Т. 458. № 5. – в печати.

23. Савко К. А. Одновозрастные А и S граниты востока Воронежского кристаллического массива: геохимия, петрогенезис, следствия для эволюции коры в палеопротерозое / К. А. Савко, А. В. Самсонов, А. Н. Ларионов, Ю. О. Ларионова, Н. С. Базиков // Петрология. – 2014. – Т. 22. – № 3. – С. 235–264.

24. Nesbitt H. W. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations / H. W. Nesbitt, G. M. Young // J. Geol. – 1982. – V. 48. – P. 1523–1534.

25. Harnois L. The CIW index; a new chemical index of weathering / L. Harnois // Sediment Geol. – 1988. – V. 55. – P. 319–322.

26. Cox R. The influence of sediment recycling and basement composition of evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States / R. Cox, D. R. Lowe, R. L. Cullers // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1995. – V. 59. – P. 2919–2940.

27. Nachtmann W. Mesozoic and Early Tertiary evolution of the Alpine foreland in Upper Austria and Salzburg, Austria / W. Nachtmann & L. Wagner // Tectonophysics. 1987. – V. 137. – P. 61–76.

28. Frisch W. Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion / W. Frisch, J. Kuhleemann, I. Dunkl & A. Brügel // Tectonophysics. – 1998. – V. 297. – P. 1–5.

29. Frieling D. Sequence stratigraphy of an alluvial fan-

delta in the Upper Marine Molasse (Pfänder area, Late Burdigalian, Miocene) / D. Frieling, M. Aehnelt, H. Scholz & B. Reichenbacher // Z. dt. Ges. Geowiss. – 2009. – V. 160/4. – P. 333–357.

30. Krenmayer H. G. The Austrian sector of the North Alpine Molasse: A classic foreland basin / H. G. Krenmayer // FOREGS (Forum of European Geological Surveys) Dachstein-Hallstatt-Salzkammergut Region, Vienna, 1999. – P. 22–26.

31. Sinclair H. D. Flysch to molasse transition in peripheral foreland basins: The role of the passive margin versus slab breakoff / H. D. Sinclair // Geology. – 1997. – V. 25. – No 12. – P. 1123–1126.

32. Preface – Some words on the post-collisional magmatism // Lithos. – 1998. – V. 45 – P. xv–xvii.

33. Rottura A. Origin and significance of the Permian high K-calc-alkaline magmatism in the central-eastern Southern Alps, Italy / A. Rottura [et al] // Lithos. – 1998. – V. 45. – P. 329–348.

34. Tatsumi Y. The petrology and geochemistry of calc-alkaline andesites on Shodo-Shima Island, SW Japan / Y. Tatsumi, T. Nakashima and Y. Tamura // J. Petrol. – 2002. – V. 43. – P. 3–16.

35. Wilson M. Igneous petrogenesis. A global tectonic approach / M. Wilson. – Unwin Hyman, London Ltd, 1989. – 466 p.

36. Pearce J. Geochemical Interpretation of Collision Volcanism / J. Pearce // Geophysical Research Abstracts. – V. 16, EGU2014-13533, 2014.

37. Sylvester A. G. Strike-slip faults / A. G. Sylvester // Geol. Soc. Amer. Bull. – 1988. – V. 100. – P. 1666–1703.

Воронежский государственный университет

Терентьев Р. А., директор учебно-научно-производственного центра “Поисковая геохимия”, кандидат геолого-минералогических наук

E-mail: terentiev@geol.vsu.ru

Тел.: 8 (473)222-73-63

Скрябин В. Ю., главный геолог учебно-научно-производственного центра “Поисковая геохимия”, кандидат геолого-минералогических наук

Voronezh State University

Terentiev R. A., The Director of the Educational-and-Research-and-Production Center “Search Geochemistry”, Candidate of Geological and Mineralogical Sciences

E-mail: terentiev@geol.vsu.ru

Tel.: 8 (473)222-73-63

Skryabin V. Yu., The Chief Geologist of the Educational-and-Research-and-Production Center “Search Geochemistry”, Candidate of Geological and Mineralogical Sciences