

УДК 550.93;551.21;551.76

ВОЗРАСТ, ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД СРЕДНЕЮРСКОГО ХУЛАМСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)¹

© 2022 г. Е. Н. Кайгородова^а, *, В. А. Лебедев^а

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

*e-mail: katmsu@mail.ru

Поступила в редакцию 18.03.2021 г.

После доработки 27.05.2021 г.

Принята к публикации 24.12.2021 г.

В статье рассмотрены новые петролого-геохимические и изотопно-геохронологические данные для магматических пород хуламского вулcano-плутонического комплекса, распространенных в центральной части Северного Кавказа (Кабардино-Балкария). Показано, что умеренно-щелочные породы хуламского комплекса представлены бимодальной ассоциацией габбро + трахианде-зибазальты – трахиты + риолиты, в формировании которой ведущую роль играли процессы кристаллизационной дифференциации. Ассимиляция магматическими расплавами вещества вмещающих коровых образований не имела какого-либо заметного влияния. Согласно результатам U–Pb и K–Ar датирования, породы хуламского комплекса образовались в средней юре (байос–келловей, 167 ± 4 млн лет назад). Установлено, что породы хуламского комплекса обладают геохимическими характеристиками, близкими к таковым для внутриплитных континентальных образований, и были извержены в постколлизивной геотектонической обстановке (после окончания в регионе процессов субдукции) в локальной зоне растяжения, возникшей в тылу бывшей активной континентальной окраины. Магматические расплавы, генерируемые мантийным источником хуламского комплекса, в целом обладали геохимическими параметрами, свойственными обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов (E-MORB).

Ключевые слова: Северный Кавказ, Кабардино-Балкария, хуламский комплекс, юрский магматизм, изотопное датирование, U–Pb метод, K–Ar метод, петролого-геохимические характеристики пород, источники магматических расплавов

DOI: 10.31857/S0203030622020031

ВВЕДЕНИЕ

Магматические породы мезозойского цикла тектономагматической активизации Большого Кавказа, несмотря на их широкое распространение в пределах региона и хорошую доступность для исследований, остаются слабо изученными во многих аспектах, в том числе, в отношении возраста их образования, геотектонических условий магмогенерации, особенностей петрогенезиса расплавов и геохимических характеристик мантийных источников. В значительной степени это связано с тем, что изверженные в триасе–юре породы в последующий период в большинстве случаев претерпели метаморфические преобразования различной интенсивности, и петрографи-

чески свежие разности среди них редки. Последнее обстоятельство часто ограничивает применение традиционных изотопных методов (K–Ar, Rb–Sr, Sm–Nd) для датирования мезозойских образований Большого Кавказа, затрудняет интерпретацию петролого-геохимических данных в контексте установления реперных характеристик их магматических источников. До сих пор окончательно не решены вопросы, касающиеся установления общей продолжительности мезозойского магматического цикла, времени его начала и окончания, возраста основных этапов, геодинамической обстановки на каждом из них. Разработка и успешное применение новых подходов в U–Pb датировании, включая методы локального анализа цирконов, стимулировали в последние годы интерес к возобновлению изотопно-геохронологических исследований докайнозойской ис-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0203030622020031 для авторизованных пользователей.

тории Кавказа на качественно новом уровне. Появились научные работы, позволившие провести ревизию, в том числе, многих ранее устоявшихся взглядов о пространственно-временных закономерностях развития мезозойского магматизма [Письменный и др., 2002; Герасимов и др., 2015 и др.].

В настоящей статье представлены результаты комплексного (изотопно-геохронологического и петролого-геохимического) изучения магматических образований хуламского вулcano-плутонического комплекса (ХВПК), характеризующихся повышенной щелочностью и распространенных на ограниченной территории в центральной части северного склона Большого Кавказа (Кабардино-Балкария). Интерес к этому комплексу вызван в первую очередь тем, что он наряду с джалпакским (Карачаево-Черкессия), согласно стратиграфическим данным маркирует время окончания мезозойского магматического цикла на Большом Кавказе. Соответственно, получение надежных датировок для пород ХВПК позволит установить один из важнейших временных рубежей для всей геологической истории развития Кавказского региона. Кроме того, с гипабиссальными интрузиями хуламского комплекса пространственно ассоциирует единственное на Северном Кавказе России золоторудное месторождение с утвержденными запасами – Радужное, что придает дополнительный интерес к комплексному изучению мезозойских пород, распространенных в его окрестностях.

Задачами данной статьи являлись: 1) определение возраста различных по составу магматических образований хуламского комплекса и его места в истории мезозойского магматизма центральной части северного склона Большого Кавказа, 2) выявление важнейших петролого-геохимических характеристик пород и рудной специализации комплекса, 3) установление природы источника расплавов, участвовавшего в магмогенерации под центральной частью Большого Кавказа на завершающем этапе мезозойской тектономагматической активизации.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

История мезозойского магматизма на северном склоне Большого Кавказа

Полученные в последние годы результаты прецизионного U–Pb датирования цирконов из триас-юрских образований позволили по-новому взглянуть на многие вопросы, связанные со временем проявления и продолжительностью отдельных импульсов мезозойского магматизма на северном склоне Большого Кавказа (к северу от Главного Кавказского разлома). В частности, было показано, что начало этого масштабного вулканического цикла, связанного с формировани-

ем, развитием и последующим отмиранием активной континентальной окраины на южных границах эпигерцинской Скифской плиты, скорее всего, относится еще к позднему триасу. Габброиды данного возраста, в частности, известны в центральной части региона, в среднем течении р. Малка (Бечасынская тектоническая зона, хасаутский комплекс), где они прорывают метаморфические толщи палеозоя. По данным [Герасимов и др., 2015] внедрение интрузивных тел произошло здесь ~220 млн лет назад в норийском веке. К триасовому периоду в настоящее время некоторые исследователи (например, [Потапенко, 2004]) также относят образование интрузий диоритов-гранодиоритов чучурского комплекса (поздняя пермь или триас?), которые известны на территории Карачая (Бечасынское плато), и субвулканических тел (трахиандезиты–дациты) домбайского (верхнетебердинского) комплекса (триас или синемюр–плинсбах?), распространенных на ограниченной территории в истоках Теберды.

В ранней юре магматическая активность на северном склоне Большого Кавказа, вероятно, носила очаговый характер. В пределах горной части Северной Осетии известны крупные массивы гранодиоритов (Цейский и др.), а также многочисленные дайки пестрого состава, объединяемые вместе с покровами андезит-дацитовых лав садонской свиты в цейский (дигорский, осетинский) вулcano-плутонический комплекс. Согласно опубликованным результатам U–Pb датирования [Письменный и др., 2002], возраст пород этого комплекса составляет 196.0 ± 3.5 млн лет. К юго-востоку примерно в этот же период времени (синемюр–плинсбах) образовалась серия небольших интрузий габброидов, даек диабазов и внутриформационных лавовых покровов базальтов (в составе дзамарашской, циклаурской, кистинской и зарамагской свит), в настоящее время включаемых в состав самостоятельного фиагдонского комплекса [Снежко и др., 2009]. Породы последнего преимущественно распространены в зоне Бокового хребта в бассейнах рек Ардон, Фиагдон, Гизельдон и Геналдон; их возраст, согласно результатам Ar–Ar датирования, составляет 196 ± 4 млн лет [Гурбанов и др., 2017]. На территории Ингушетии и Чечни аналогичные по составу и возрасту магматические образования выделены в отдельный ассинский комплекс, а на территории Дагестана – мачхалорский.

Позднее (плинсбах, 184.5 ± 1.8 млн лет назад, Ar–Ar метод [Hess et al., 1995]) новый очаг вулканической активности возник в западной части Большого Кавказа в пределах Бечасынского плато, где образовались интрузивные тела маринского комплекса (дайки андезитов и небольшие массивы диоритов и гранитов). Эффузивные аналоги этих образований присутствуют в составе шоанской и хумаринской свит. На территории Красно-

дарского края к плинсбаху относят внедрение даек диабазов и габброидов лаурского комплекса, формирование авадхарского вулканогенного горизонта лаурской свиты и покровов основных лав свиты реки Туровой в зоне Главного Кавказского разлома.

Наиболее интенсивно мезозойская магматическая активность на северном склоне Большого Кавказа проявилась в средней юре. К этой эпохе относится формирование дайкового пояса диабазов–габброидов, протянувшегося в виде полосы шириной около 20 км вдоль всего Главного хребта от побережья Черного моря в районе Сочи–Туапсе до горной части Дагестана. В разных частях региона дайки основного состава включаются в состав различных магматических комплексов, хотя достаточно очевидны их генетическое родство и близость времени образования. В Краснодарском крае – это породы чаталтапинского комплекса (эффузивный аналог – покровы базальтов в составе одноименной свиты), в Карачае, Балкарии, Северной Осетии, Ингушетии и Чечне – казбекского, в Дагестане – диндидагского. Наиболее вероятным возрастом даек М.Г. Ломизе и М.К. Суханов [2006] считают байос–бат, но, по мнению этих авторов, данные интрузивные тела, возможно, относятся не к одной, а к нескольким фазам внедрения в пределах указанного отрезка времени. В то же время, на геологических картах последнего поколения [Письменный и др., 2002] возраст диабазовых даек указан как поздний аален–байос. На территории Северной Осетии эффузивные аналоги казбекского комплекса, представленные покровами базальтов, слагают бугульгинскую свиту.

В заметно меньших масштабах на северном склоне Большого Кавказа в средней юре был проявлен средний–кислый магматизм. Байосские интрузивные тела плагиогранитов и андезитов встречаются в составе чаталтапинского комплекса в Краснодарском крае и диндидагского – на территории Дагестана. К ааленскому веку относится формирование субвулканических тел риолитов гойтхского комплекса и разновозрастных им дацитовых лав и туфов свиты горы Индюк (Краснодарский край), а также массивов габбродиоритов, диоритов и гранитов санчаро–кардывачского (Краснодарский край, Карачай) и эцери–мулахского (Верхняя Сванетия) комплексов, которые локализованы в зоне Главного Кавказского разлома и, по данным [Леонов и др., 2007], “залечивают” его, тем самым фиксируя время окончания субдукции и континентальной коллизии в мезозойский период развития региона. В байосе–бате также образовались горизонты туфов в составе хлебодаровской свиты на севере Карачаево–Черкессии [Письменный и др., 2002].

Завершающие импульсы мезозойской вулканической активности связаны с локальным развитием магматизма повышенной щелочности в пределах двух ареалов: 1) в центральной части Балкарии (бассейн рек Чегем, Черек Безенгийский и Черек Балкарский), 2) в Карачае (долина р. Даут, бассейн р. Кубань). Умеренно–щелочные магматические породы Балкарии (габброиды, трахиты, риолиты), обычно слагающие гипабиссальные интрузии и дайки, объединены в составе хуламского комплекса. Их аналоги на территории Карачая известны как образования джалпакского комплекса. Отсутствие надежных изотопно–геохронологических данных обусловило наличие различных оценок времени образования мезозойских умеренно–щелочных пород. Так, в частности А.А. Цветков [1977] предполагал длительный период формирования для субвулканических тел хуламского комплекса (от байоса до раннего мела); другие исследователи относили их [Безносков и др., 1959, 1973; Ажгирей и др., 1976; Борсук и др., 1973; Долгих, 1978 и др.] – к разным векам средней юры (от тоара до байоса).

Обобщая вышесказанное, отметим, что опубликованные на сегодняшний день данные позволяют предварительно оценить общую продолжительность мезозойского магматического цикла на северном склоне Большого Кавказа примерно 50 млн лет (от 220 до 170–160 млн лет назад). Первые проявления вулканической активности (поздний триас–ранняя юра) были локализованы в пределах компактных по площади изолированных ареалов. В середине юры надсубдукционный основной магматизм развивался в пределах всей южной окраины Скифской плиты; его окончание отмечено внедрением интрузивных тел гранодиоритов в зоне Главного Кавказского разлома. Значительные проявления мезозойского вулканизма, характеризующиеся повышенной щелочностью пород, имели ограниченные масштабы и известны только на территории двух ареалов в центральной части региона.

Краткие сведения о геологическом строении района исследований

Ареал распространения магматических образований хуламского комплекса расположен в горной части Кабардино–Балкарии в среднем течении рек Чегем, Черек Безенгийский и Черек Балкарский у южного подножья квесты Скалистого хребта (рис. 1).

Рассматриваемый регион относится к тектонической зоне Главного Кавказского хребта (Эльбрусская подзона, Балкаро–Дигорский блок [Леонов и др., 2007]). Палеозойский кристаллический фундамент здесь сложен метаморфическими сланцами, гнейсами, гранито–гнейсами и амфиболитами (см. рис. 1). U–Pb изотопные датировки

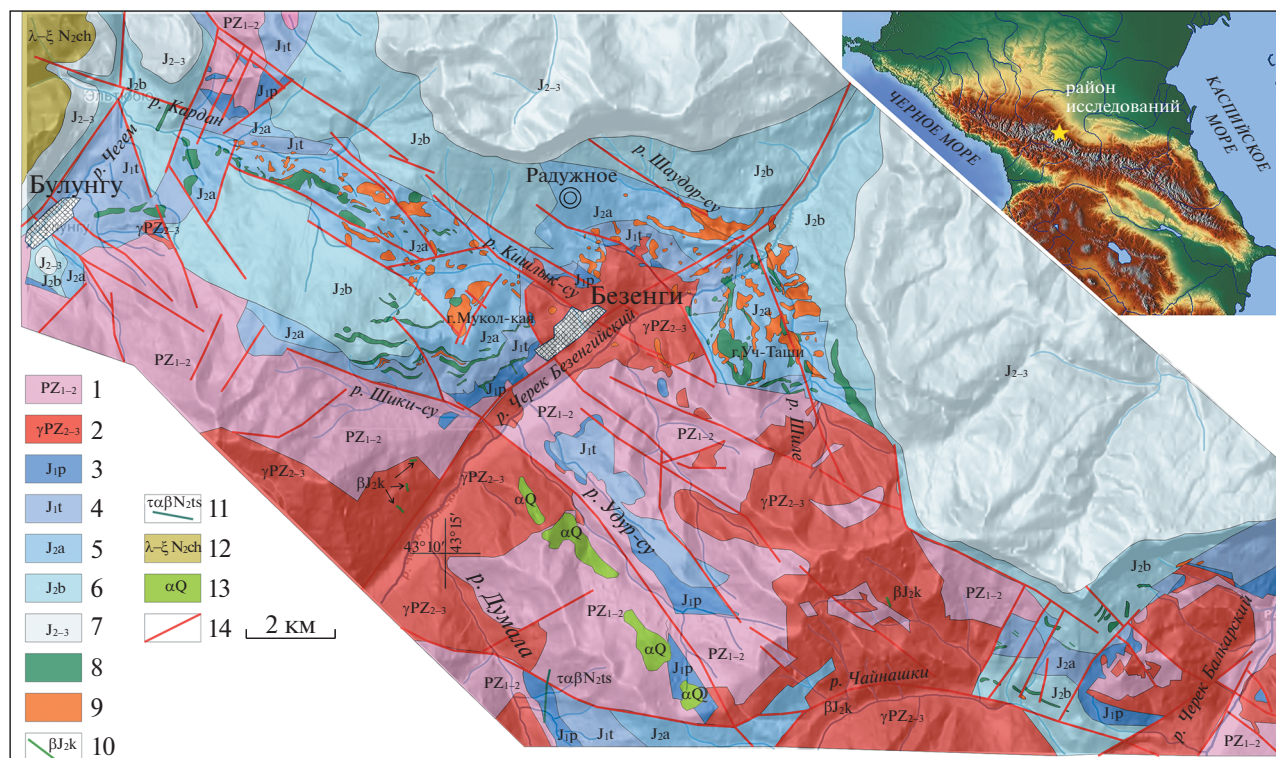


Рис. 1. Схематическая геологическая карта проявлений магматизма среднеюрского хуламского комплекса в междуречье рек Чегем и Черек Балкарский.

1 — палеозойские метаморфические комплексы (гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты), 2 — средне-позднепалеозойские гранитоиды, 3–6 — осадочные отложения Северной Юрской депрессии (3 — плинсбахского яруса, 4 — тоарского яруса, 5 — ааленского яруса, 6 — байосского яруса), 7 — средне-позднеюрские отложения зоны Скалистого хребта, нерасчлененные, 8, 9 — магматические образования среднеюрского хуламского комплекса (8 — основного состава, 9 — кислого и умеренно-кислого состава), 10 — дайки среднеюрского казбекского комплекса (диабазы, габброиды), 11 — магматические образования плиоценового цанского комплекса (трахиандезитобазальты), 12 — плиоценовые риолит-дацитовые игнимбриты чегемского комплекса, 13 — плейстоценовые андезиты эльбрусского комплекса, 14 — главные разломы.

[Сомин, 2005] ортопород кристалликума в большинстве случаев соответствуют девону—раннему карбону. Эльбрусская подзона тектонической зоны Главного хребта включает, согласно [Леонов и др., 2007], два метаморфических комплекса — верхний макерский, преимущественно сланцевый, и нижний гнейс-мигматовый (гондарайский). Она характеризуется широким распространением гранитоидов позднепалеозойского возраста [Somín, 2011], массивы которых локализованы преимущественно в нижнем гнейс-мигматовом комплексе. Обычно по петрографическому облику выделяют два главных комплекса гранитоидов Главного хребта — белореченский и уллуканский. Породы последнего чаще всего представлены мелкозернистыми, однородными массивными двуслюдяными двуполевошпатовыми гранитами; к белореченскому комплексу относят все остальные граниты.

Фундамент региона имеет блоково-надвиговое строение, горстовые поднятия разделены продольными тектоническими депрессиями об-

щевкавказского простираения (Думалинская, Северная Юрская), выполненными ранне—среднеюрскими осадочными отложениями (песчаники, аргиллиты, алевролиты, глинистые сланцы).

Отложения плинсбахского и начала тоарского яруса в пределах данной структурно-формационной зоны (Восточно-Балкарская СФЗ, согласно [Письменный и др., 2002]) объединяются в безенгийскую свиту, характеризующуюся широким развитием песчаников. Осадочные толщи конца тоарского и ааленского ярусов выделены как джигиатская свита, для которой характерно широкое развитие аргиллитов, алевролитов и полимиктовых песчаников. В течение раннего байоса происходило накопление мощной толщи аргиллитов (до 800 м в восточной части района), которые выделяются как джорская свита. На границе раннего—позднего байоса и затем на протяжении большого отрезка бата [Гаврилов, 1989] происходит регрессия морского бассейна и перерыв в осадконакоплении. В северо-восточной части территории на породы джорской свиты с размы-

вом и угловым несогласием налегают терригенно-карбонатные отложения келловоя и верхней юры—мела, образующие моноклираль Скалисто-го хребта. Вопросы стратиграфии юрских осадочных толщ, распространенных на территории Восточной Балкарии, освещались в работах Н.В. Безносова [1973], Д.И. Панова [1987], Ю.О. Гаврилова [1992] и других исследователей.

Наиболее крупными из тектонических разломов в регионе являются нарушения общекавказского простирания Саугамской и Саурданской систем, контролирурующие проявления юрского умеренно-щелочного магматизма хуламского комплекса. В южной части района исследований незначительное распространение имеют дайки диабазов казбекского комплекса.

В районе междуречья рек Чегем—Черек Балкарский известны неоген—четвертичные изверженные породы различного состава (см. рис. 1), отнесенные к трем различным вулканическим комплексам [Кайгородова и др., 2021a]. К плиоценовому (4.7 млн лет) цанскому комплексу принадлежит дайка трахиандезибазальтов в долине р. Кучмесу. Пирокластические отложения (игнибриды и туфы) позднеплиоценового чегемского комплекса (около 3 млн лет) известны на крайней западной периферии региона. На водоразделе рек Черек Безенгийский и Черек Балкарский в районе горы Чегет-Джора имеются останцы плейстоценового (~700 тыс. лет) потока андезитов (Удурсу), условно включенного в состав эльбрусского комплекса.

Стратиграфическое положение магматических образований хуламского комплекса

Первые сведения о наличии в Хуламо-Безенгийском ущелье “полевошпатовых пород, богатых ортоклазом”, приведены в работах известных исследователей Кавказа — Г.В. Аби́ха [1874] и Ф.Ю. Левинсона-Лессинга [1913]. Впоследствии, по результатам многолетних исследований умеренно-щелочные среднеюрские магматические образования, распространенные в этом районе, были выделены в качестве отдельного хуламского вулканоплутонического комплекса (ХВПК) [Долгих, 1978].

В тектоническом плане все гипабиссальные и интрузивные тела ХВПК локализованы в пределах Северной Юрской депрессии, протягиваясь 35-километровой полосой северо-западного простирания от района сел Эльтубю и Булунгу на западе до устья р. Чайнашки (см. рис. 1) на востоке на высотах 1500—3200 м. Часто скальные выходы изверженных пород комплекса формируют отвесные каньоны в долинах рек (например, ущелья Шиле и Шаудор-су) и бронируют вершины гор на водоразделах (Уч-Таши, Кубадайги, Мукол-кая).

Отмечается линейная вытянутость магматических тел согласно общему СЗ простиранию осадочных пород. Областью наиболее интенсивного проявления умеренно-щелочного магматизма в пределах его ареала является долина р. Черек Безенгийский и примыкающие к ней с запада и востока нагорья (см. рис. 1).

Среди вулканогенных образований ХВПК ранее выделены различные по составу разновидности: 1) риолиты и их эксплозивные брекчии; 2) трахиты и лавобрекчии трахитового состава; 3) микрогаббро и габбро-порфириды, андезибазальты [Горохов и др., 1968]. Интрузии хуламского комплекса залегают в отложениях плинсбахского, тоарского, ааленского, байосского ярусов, реже прорывают граниты Главного хребта.

Основные породы хуламского комплекса наибольшее распространение имеют в бассейнах рек Шиле, Кардан и в районе горы Мукол-кая (рис. 2а). Силлы являются преимущественной формой тел основных пород. Они залегают согласно с вмещающими аргиллитами байоса и имеют мощность порядка 90—100 м при протяженности от 40 до 200 м. Дайки основного состава в своем пространственном размещении тяготеют к силлам, контролируются преимущественно зонами тектонических нарушений СЗ простирания и являются в ряде случаев подводящими магматическими каналами для пластовых тел габброидов и базальтоидов. Кислые породы (трахиты и риолиты) слагают вулканические тела субвулканической и жерловой фаций — экструзии, силлы, неки, а также трубки взрыва (сложенные эксплозивными брекчиями). В междуречье Черек Безенгийский—Чегем, по данным [Горохов и др., 1968], гипабиссальные тела кислого состава размещаются в самых нижних частях разреза байоса, в левом борту р. Кардан они приурочены к стратиграфическому контакту отложений аалена и байоса, а в бассейне р. Чайнашки обнаруживают многоярусное положение. Для некков характерна вертикальная флюидальность с широким развитием эруптивных брекчий в краевых частях (см. рис. 2в), в силлах иногда наблюдается столбчатая отдельность (см. рис. 2б). С кислыми породами ХВПК связано широкое развитие флюидно-эксплозивных брекчий, с которыми ассоциирует продуктивное Au-сульфидное и Au—Ag оруденение месторождения Радужное и ряда более мелких рудопроявлений.

Вопрос наличия эффузивных образований среди пород хуламского комплекса остается дискуссионным, т.к. часть туфолов и пирокластических брекчий по факту являются эруптивными субвулканическими брекчиями. Для эксплозивных образований долины р. Черек Безенгийский исходная глубина их образования по оценкам [Борсук и др., 1964] составляет ~800 м.

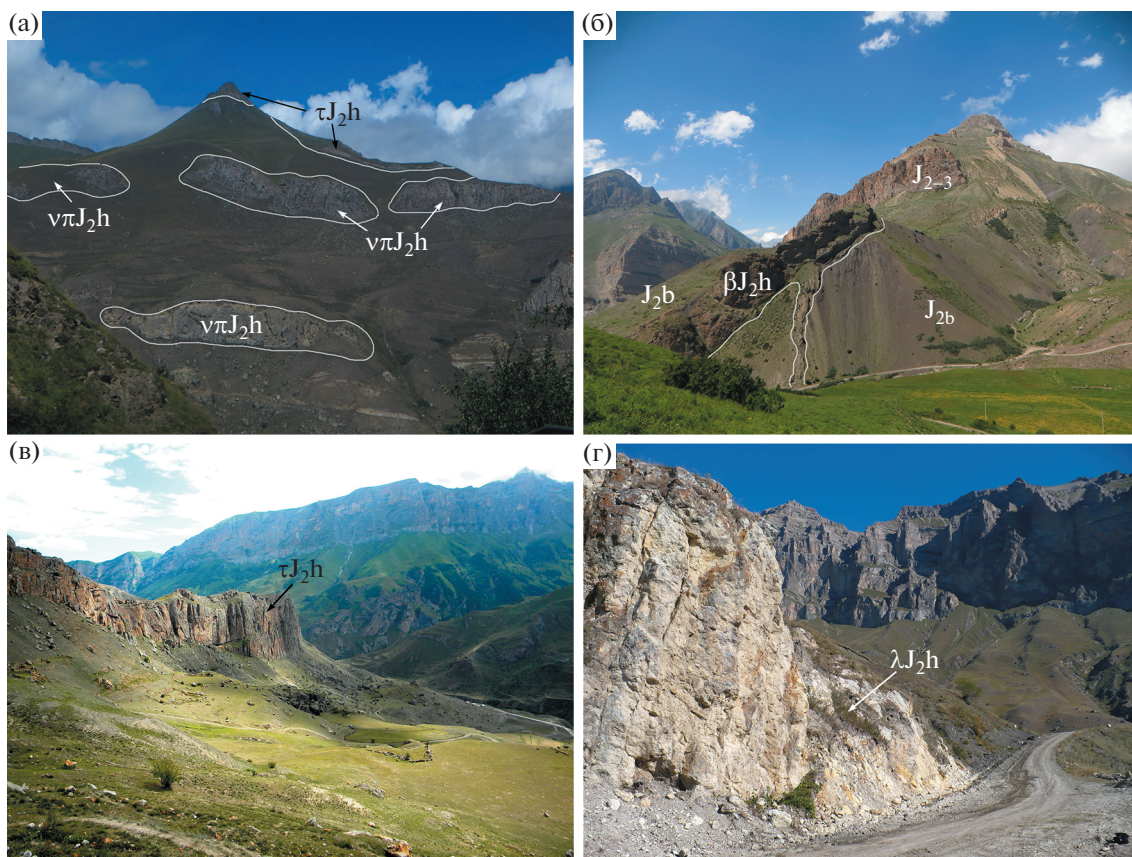


Рис. 2. Выходы пород хуламского комплекса.

а – гора Мукол-кая, у подножия видны два силла габбро-порфиритов (фото из ущелья р. Удур-су); б – пластовое тело базальтоидов в долине р. Кардан; в – трахиты, столбчатая отдельность в Хуламском силле; г – выход некка риолитов, долина р. Кушхуле-су, центральная часть месторождения Радужное.

Анализ имеющейся опубликованной и фондовой литературы показал, что одной из самых сложных оставалась проблема определения возраста вулканогенных образований ХВПК. Одни исследователи определяли возраст образования вулканитов как раннеюрский [Лебедев, 1950], другие – как байосский [Безносков и др., 1959, 1973; Ажгирей и др., 1976], третьи – в более широком диапазоне от тоара до байоса включительно, при этом рассматривая не все фазы проявленного здесь магматизма [Борсук и др., 1973]. А.Г. Долгих [1978] к ааленскому возрасту относит силлы и дайки диабазов Чегем–Черекского района. Ряд исследователей [Калинин и др., 1979; Лезин и др., 1976] разделяли хуламский комплекс на две отстоящие друг от друга по времени образования формации – тоар-ааленскую базальт-риолитовую и байосскую диабаз-порфирит-трахитовую. А.А. Цветков [1977] риолиты хуламского комплекса относил к средней юре, трахиты – к верхней юре, а габброиды – к меловому периоду. Опубликованные результаты К–Аг датирования, полученные в разных изотопных лабораториях бывшего СССР и обобщенные в работе [Коптюх

и др., 1985], демонстрируют существенный разброс значений изотопных возрастов, вне зависимости от состава изученных пород: от 110–120 млн лет для наиболее измененных разностей до 150–160 млн лет – для петрографически наиболее свежих. Отметим, что в целом эти результаты ограничивали верхний возможный предел времени образования пород ХВПК началом поздней юры.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В рамках настоящей работы были изучены образцы, характеризующие основные типы изверженных пород ХВПК. Отбор проб производился авторами в ходе полевых работ в Чегемском ущелье (долина р. Кардан) и в Хуламо-Безенгийском ущелье (Хуламский силл), а также в центральной части изучаемого района из обнажений и скважин на месторождении Радужное (№№ 3061, 2 и 3) и из силлов г. Мукол-кая. Коллекция состоит из 40 образцов магматических образований различного состава (координаты их мест отбора указаны в табл. 1).

Данные о химическом составе пород (породообразующие оксиды) получены рентгенофлуоресцентным методом (РФА) в ЦКП “ИГЕМ-аналитика” с использованием спектрометра Axios mAX (PANalytical) (аналитик А.И. Якушев). Редкоземельные и микроэлементы в образцах пород определялись методом масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре Thermo XII Series (аналитик Я.В. Бычкова). Результаты РФА и ICP-MS анализов представлены в табл. 1.

U–Pb изотопно-геохронологические исследования цирконов проводились на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре Изотопных Исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике [Williams, 1998; Larionov et al., 2004]. Зерна цирконов, помещенные совместно со стандартными образцами 91500 [Wiedenbeck et al., 1995] и TEMORA [Black et al., 2003] в эпоксидную матрицу, шлифовались примерно до половины толщины и покрывались ~100 Å слоем рафинированного золота. Внутренняя структура цирконов изучена средствами оптической микроскопии и катодолюминесценции. Для анализа выбирались области без видимых трещин и включений в идиоморфных индивидах. Полученные результаты обработаны с помощью программ SQUID v1.12 и ISOPLOT/Ex 3.22 [Ludwig, 2005a, b] с использованием констант распада [Steiger, Jäger, 1977]. Поправка на нерадиоγενный Pb по модели [Stacey, Kramers, 1975] введена с использованием измеренного отношения $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Вычисления средневзвешенных значений U–Pb возраста и их погрешностей (доверительный интервал $\pm 2\sigma$) проведены согласно формулам, предложенным в статье [Малкин, 2001]. K–Ar датирование флогопита из габброидов ХВПК выполнено по стандартной методике, используемой в ИГЕМ РАН и описанной в статье [Лебедев и др., 1999]. Результаты изотопно-геохронологических исследований представлены в табл. 2.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Номенклатура пород хуламского комплекса

Изученные магматические породы ХВПК представлены контрастной бимодальной ассоциацией габбро + трахиандезибазальты – трахиты + риолиты (рис. 3а)². Следует отметить, что по данным [Газеев и др., 2019], в составе комплекса также присутствуют вулканыты, промежуточные по содержанию кремнезема (трахиандезиты и фо-

нотефриты). Однако, в цитируемой работе указанные средние породы повышенной щелочности – это обычно существенно измененные эффузивы с нарушенным в результате метасоматических преобразований или выветривания первичным химическим и минералогическим составом (ППП > 5 мас. %). Данное обстоятельство ставит под сомнение присутствие в хуламском комплексе “транзитных” магматических образований между основной и умеренно-кислой–кислой группами бимодальной ассоциации, в связи с чем они исключены из рассмотрения в статье.

Петрографическая характеристика магматических пород хуламского комплекса

Интрузивные основные породы (микрогаббро и габбро-порфириты). Изученные основные породы ХВПК представлены серовато-зелеными массивными полнокристаллическими разностями, от мелко- до крупнозернистых. Они обычно имеют аллотриоморфнозернистую (габбровую, микрогаббровую или габбро-офитовую) структуру, сложенные преимущественно кристаллами плагиоклаза и клинопироксена (второстепенные фазы – оливин, ортопироксен и флогопит), а также агрегатом вторичных минеральных фаз (цеолиты, боулингит, хлорит, серицит; рис. 4а, б). Акцессорные минералы представлены апатитом, который образует удлиненно-призматические кристаллы. Из рудных минералов отмечено присутствие пирита и пирротина.

Встречаются разности габброидов с порфиroidной структурой. Последняя образована вкрапленниками (размер до 1.5 см) сильно измененного плагиоклаза, заключенными в раскристаллизованную основную массу (см. рис. 4б). Состав плагиоклаза отвечает альбиту–олигоклазу (An_{10-30}). Матрица данных пород сложена микрокристаллами плагиоклаза и авгита. Спорадически присутствуют оливин и флогопит. Микрокристаллы плагиоклаза зональные: An_{60} – в ядерных зонах и An_{40} – в краевых, что может говорить о начале их кристаллизации еще на ранних стадиях магматического процесса. По оливину часто развиваются спутанно-волокнистые псевдоморфозы боулингита. Акцессорные и рудные минералы аналогичны таковым в микрогаббро.

Габброиды хуламского комплекса интенсивно изменены: темноцветные минералы (клинопироксен и оливин) практически полностью замещаются магнезиальным хлоритом, по плагиоклазу развивается серицит, в основной массе иногда наблюдаются анальцит [Газеев и др., 2019], пренит и карбонаты. Хлорит, согласно работе [Горохов и др., 1968], представлен пеннином и делесситом.

Необходимо отметить, что ранее рядом авторов, например [Цветков, 1977], некоторые из габброидов

² В настоящей работе использованы результаты химических анализов магматических пород хуламского комплекса (авторские и из литературных источников) только для петрографически свежих образцов, для которых величина ППП составляет менее 5 мас. %.

Таблица 1. Результаты изучения химического состава пород хуламского комплекса

Образец	габброиды					трахиты					риолиты																			
	210-5/13	4/21	5/21	6/21	9/21	43°15'21.9" N 43°10'26.9" E	43°15'21.9" N 43°10'26.9" E	43°15'21.9" N 43°10'26.9" E	43°10'06.8" N 43°18'31.7" E	43°14'08.2" N 43°19'24.3" E	43°14'08.2" N 43°19'18.9" E	43°14'08.2" N 43°19'08.7" N	43°14'11.3" N 43°19'03.6" E	43°18'35.1" E	43°18'35.1" E	43°14'21.7" N 43°18'34.1" E	43°14'23.6" N 43°18'31.1" E	43°14'25.8" N 43°18'31.1" E	43°18'34.1" E	43°14'21.0" N 43°18'37.2" E	43°14'21.6" N 43°18'36.6" E	43°14'16.6" N 43°18'48.3" E	43°14'14.4" N 43°18'58.4" E	43°14'08.8" N 43°19'21.9" E	43°19'34.4" E	43°14'49.0" N 43°12'27.8" E	210-1/13	210-2/13		
Место отбора (система координат WGS 84)	Породообразующие оксиды, (мас. %, РФА)															CIPW Norm														
SiO ₂	46.83	50.03	50.76	48.06	48.34	48.56	64.20	64.93	64.31	87.70	79.89	68.68	71.03	79.83	80.01	71.16	71.83	69.31	74.11	68.86	80.08	73.44	71.69	80.08	73.44	71.69	80.08	73.44	71.69	
TiO ₂	1.17	1.67	2.59	2.24	1.75	2.28	0.42	0.34	0.37	0.07	0.16	0.20	0.21	0.15	0.16	0.24	0.25	0.29	0.25	0.35	0.16	0.1	0.37	0.16	0.1	0.37	0.16	0.1	0.37	
Al ₂ O ₃	18.12	15.39	16.76	17.60	19.48	16.77	16.97	19.41	17.24	6.42	10.17	14.21	14.08	7.95	8.48	13.66	12.27	15.60	13.98	14.84	8.19	14.09	14.2	14.84	8.19	14.09	14.2	14.84	8.19	
Fe ₂ O ₃	8.89	9.48	7.73	7.59	6.10	7.81	4.42	1.17	5.25	0.25	1.38	0.93	0.87	2.67	1.78	3.43	4.15	4.15	2.17	4.68	3.39	1.27	2.85	3.39	1.27	2.85	3.39	1.27	2.85	
MnO	0.15	0.147	0.114	0.126	0.094	0.146	0.095	0.020	0.09	0.000	0.06	0.14	0.13	0.164	0.083	0.076	0.068	0.074	0.042	0.061	0.03	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	
MgO	7.09	5.48	3.03	5.57	5.16	5.67	0.66	0.13	0.99	0.66	0.19	0.18	0.20	0.24	0.14	0.40	0.95	0.59	0.09	0.90	0.55	1.2	0.26	0.55	1.2	0.26	0.55	1.2	0.26	
CaO	9.20	6.35	5.36	6.33	6.45	6.99	2.57	0.87	0.31	0.13	0.78	3.49	2.50	3.92	1.86	1.91	1.55	0.63	0.64	2.0	1.17	0.36	0.82	1.17	0.36	0.82	1.17	0.36	0.82	
Na ₂ O	4.33	5.72	6.02	4.43	4.60	4.77	6.74	8.56	7.97	0.04	3.59	4.55	4.68	4.08	2.80	6.16	4.73	7.22	7.20	6.05	2.32	5.04	6.93	2.32	5.04	6.93	2.32	5.04	6.93	
K ₂ O	0.14	0.61	2.80	2.17	2.36	1.55	3.53	3.71	2.34	2.40	2.62	4.81	4.31	0.29	3.07	1.94	2.21	1.88	1.39	3.03	3.36	0.72	1.36	3.36	0.72	1.36	3.36	0.72	1.36	
P ₂ O ₅	0.19	0.28	0.73	0.63	0.47	0.53	0.07	0.06	0.06	0.000	0.03	0.15	0.11	0.03	0.04	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.03	0.1	0.1	0.03	0.1	0.1	0.03	0.1	0.1	
S	<0.02						<0.02	<0.02	<0.02	0.01	0.05	<0.02	<0.02	<0.02	0.06	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	
ППП	3.76	4.63	3.86	4.94	4.92	4.69	0.29	0.34	1.27	2.23	0.69	2.29	1.53	0.14	0.49	0.22	0	0.17	0	0.41	0	3.57	1.48	0	3.57	1.48	0	3.57	1.48	
SUM	99.87	99.79	21.91	24.20	24.05	24.35	99.97	99.54	100.20	99.91	99.61	99.63	99.65	99.46	98.97	99.25	99.52	99.97	99.93	99.44	99.28	99.90	100.07	99.90	99.28	99.90	100.07	99.90	100.07	99.90
TA	4.47	6.33	8.82	6.6	6.96	6.32	10.27	12.27	10.31	2.44	6.21	9.36	8.99	4.37	5.87	8.1	6.94	9.1	8.59	9.08	5.68	5.76	8.29	5.68	5.76	8.29	5.68	5.76	8.29	
K ₂ O/Na ₂ O	0.03	0.11	0.47	0.49	0.51	0.32	0.52	0.43	0.29	60.00	0.73	1.06	0.92	0.07	1.10	0.31	0.47	0.26	0.19	0.50	1.45	0.14	0.20	1.45	0.14	0.20	1.45	0.14	0.20	
Mg#	0.60	0.52	0.42	0.58	0.61	0.57	0.22	0.17	0.26	0.83	0.20	0.27	0.30	0.14	0.13	0.18	0.24	0.21	0.07	0.22	0.08	0.16	0.47	0.08	0.16	0.47	0.08	0.16	0.47	
Qz							5.88		6.12	78.80	47.26	19.44	23.75	49.19	49.74	23.87	30.08	17.18	25.40	19.68	50.54	40.19	24.14	50.54	40.19	24.14	50.54	40.19	24.14	
Crn								1.19	1.19	3.60	0.08							0.69		1.40		4.78	0.08		4.78	0.08		4.78	0.08	
Or	0.86	3.79	17.26	13.54	14.71	9.63	20.93	22.10	13.98	14.52	15.66	29.20	25.96	1.73	18.43	11.58	13.12	11.13	8.22	18.08	20.00	4.42	8.15	20.00	4.42	8.15	20.00	4.42	8.15	
Ab	30.51	46.20	40.35	35.09	32.13	37.27	57.22	71.23	68.17	0.35	30.72	39.55	40.36	34.76	24.07	52.64	40.22	61.21	60.97	51.69	19.77	44.27	59.48	19.77	44.27	59.48	19.77	44.27	59.48	
An	30.79	15.25	10.89	22.93	26.93	20.79	5.64	3.61	1.16	0.66	3.72	4.26	4.77	2.54	1.53	3.93	5.75	2.74	1.72	0.61	2.02	1.18	3.46	2.02	1.18	3.46	2.02	1.18	3.46	
Nph	4.12	2.53	6.92	2.43	4.84	2.81		0.97																						
Di	12.40	12.81	9.34	4.65	2.83	9.56	5.54	0.27											0.92		3.06									
Wo										1.81		1.80	1.82	5.74	3.08	4.49	1.39	3.48	0.68	4.45			1.80							
Hyp							0.61		4.65		1.34	4.32	2.05	4.25	1.67		5.38	3.48	0.68	4.45	2.23	3.96	1.80	2.23	3.96	1.80	2.23	3.96	1.80	
Ol	14.21	9.87	3.06	10.82	10.17	9.55		0.14			0.85	0.68	0.62	1.43	1.08	2.29	3.46	2.88	1.48	3.28	2.00	0.77	1.94	2.00	0.77	1.94	2.00	0.77	1.94	
Mag	4.34	5.54	5.29	4.52	3.73	4.54	3.22	0.75	3.897	0.12	0.85	0.68	0.62	1.43	1.08	2.29	3.46	2.88	1.48	3.28	2.00	0.77	1.94	2.00	0.77	1.94	2.00	0.77	1.94	
Ilm	2.31	3.33	5.13	4.49	3.51	4.56	0.80	0.14	0.14	0.14	0.31	0.39	0.41	0.29	0.31	0.46	0.48	0.55	0.48	0.67	0.31	0.20	0.71	0.31	0.20	0.71	0.31	0.20	0.71	
Hem																														
Ap	0.47	0.70	1.80	1.57	1.17	1.32	0.17	0.14	0.14		0.07	0.36	0.27	0.07	0.10	0.12	0.12	0.14	0.14	0.14	0.07	0.25	0.24	0.07	0.25	0.24	0.07	0.25	0.24	
SUM	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Таблица 1. Продолжение

Образец	P-19	210-5/13	4/21	5/21	6/21	9/21	габброиды					трахиты					риолиты																			
							X-19	X-17	X-16	X-15	РЦ-5	X-1	X-2	X-5	X-01	X-03	X-05	X-06	X-08	X-09	X-14	X-17	210-1/13	210-2/13												
Cr	237	177	10	120	130	129	11	<10	11	17	12	12	12	12	12	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	7.8	8.8	
V	142	163	250	175	120	188	14	13	3	<10	18	20	20	20	20	15	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	2.1	1.3		
Co	30	25	20	25	21	25	1.7	0.6	0.3	1.4	2.9	1.4	1.4	1.4	1.4	1.6	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.8	0.5		
Ni	96	48	16	83	113	94	<10	<10	1.1	6	8	9	9	9	9	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	
Cu	58	75	61	39	23	46	13	5.0	19	10	11	9	9	9	9	14	37	37	41	41	41	41	41	41	41	41	41	41	41	41	41	41	3.9	5.2		
Zn	82	71	64	68	49	91	56	8.2	19	22	189	76	76	76	76	117	69	69	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	64	13	151		
Ba	38	251	353	315	239	315	213	211	223	182	350	354	354	354	354	128	182	166	166	166	166	166	166	166	166	166	166	166	166	166	166	120	236			
Pb	12	2.6	<10	<10	<10	21	1.5	8.1	53	60	199	126	126	126	126	7.4	60	21	21	21	21	21	21	21	21	21	21	21	21	21	21	21	7.2	5.1		
As	4.1	5.0	<10	<10	<10	<10	<10	<10	21	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	
Mo	0.24	0.08	<5	<5	<5	<5	1.6	1.2	4.9	1.9	10	3.6	3.6	3.6	1.8	4.9	2.5	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	0.21	0.24			
W	н.п.о.	0.09					0.47	0.21	2.6	2.1	6.6	7.6	7.6	7.6	0.50	2.6	1.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	
Sn	0.9	0.9																																		
Sb	н.п.о.	0.14																																		
Rb	4	11	31	27	32	20	32	44	126	38	65	59	59	59	31	126	38	65	65	65	65	65	65	65	65	65	65	65	65	65	65	65	65	7	14	
Sr	131	307	270	922	832	347	89	63	12	46	116	96	96	96	96	12	46	58	58	58	58	58	58	58	58	58	58	58	58	58	58	58	58	58	58	58
Zr	147	165	337	241	199	255	567	1038	120	1827	1210	1162	1162	1162	1008	1827	1423	1713	1713	1713	1713	1713	1713	1713	1713	1713	1713	1713	1713	1713	1713	1713	1713	1713	1713	1713
Y	24	42	44	33	29	33	42	90	17	143	107	85	85	85	85	17	143	153	153	153	153	153	153	153	153	153	153	153	153	153	153	153	153	153	153	153
Nb	9	14	45	40	30	37	45	100	4.7	224	134	148	148	148	73	224	165	211	211	211	211	211	211	211	211	211	211	211	211	211	211	211	211	211	211	
Li	28	32							35	74	18	19	19	19		35	74	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19	
Sc	25	38							1.9	1.1	3.7	2.8	2.8	2.8		1.9	1.1	3.7	3.7	3.7	3.7	3.7	3.7	3.7	3.7	3.7	3.7	3.7	3.7	3.7	3.7	3.7	3.7	3.7	3.7	3.7
Be	н.п.о.	1.5							1.3	3.3	24	25	25	25		1.3	3.3	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25
Ga	16	18							17							17																				
Ge	4.3	5.7																																		
Se	2.6	4.7																																		

Таблица 1. Окончание

Образец	P-19	210-5/13	габброиды					трахиты					риолиты												
			4/21	5/21	6/21	9/21	X-12	X-13	X-15	РЦ-5	X-1	X-2	X-5	X-01	X-03	X-05	X-06	X-08	X-09	X-14	X-17	210-1/13	210-2/13		
Au	0.10						0.31	0.53	0.46	0.50	1.21	0.96	0.70	0.42	1.0	1.7	1.7	0.55	0.76	0.41	0.98				
Ag	0.7	1.1				1.4	2.0	3.5		2.6	3.6	2.5	2.3	2.4	3.3	3.2	8.9	2.1	2.1	2.9	2.8	0.3	0.3	0.3	0.3
Cd	0.10	0.13																						0.10	0.2
Cs	0.1	7.7							0.1	0.2	0.2	0.5	0.5									0.2	0.2	0.2	0.2
La	7.7	9.2				33	40	14	16	108	65	58	80	80	124	193	122	69	68	40	69	23	33	33	33
Ce	19	23				64	83	24	33	208	153	136	159	159	240	392	220	131	129	35	141	41	72	72	72
Pr	2.8	3.3				7.4	9.5	3.9	3.5	24	16	14	18	18	26	37	25	13	15	8.8	14	4.7	8.9	8.9	8.9
Nd	14	16				35	46	17	13	87	56	46	82	82	125	180	116	64	68	30	70	17	37	37	37
Sm	3.5	4.1				5.5	8.7	3.7	2.6	18	13	9.6	13	13	19	22	24	9.5	11	5.3	13	3.5	8.8	8.8	8.8
Eu	1.3	1.4				1.0	0.6	0.4	0.3	0.5	0.9	0.6	0.6	0.2	0.5	0.3	0.4	0.5	0.4	0.4	0.2	0.2	1.5	1.5	1.5
Gd	4.0	4.9				4.5	7.9	3.4	2.9	21	14	10	10	11	15	15	20	6.7	7.7	3.4	12	3.2	9.0	9.0	9.0
Tb	0.6	0.8				0.9	1.6	0.7	0.4	3.6	2.4	1.8	1.8	2.4	3.5	3.8	4.5	1.3	1.6	0.8	2.6	0.6	1.5	1.5	1.5
Dy	4.4	5.4				5.7	11	4.3	3.0	23	17	13	13	15	24	27	28	7.4	9.9	5.0	18	3.8	10	10	10
Ho	0.8	1.1				1.2	2.3	1.0	0.7	4.9	3.9	2.9	2.9	3.2	5.3	6.1	5.3	1.5	2.1	1.1	3.7	0.8	2.2	2.2	2.2
Er	2.4	3.1				3.5	7.0	3.0	2.0	15	12	9.5	9.5	9.4	16	19	14	4.3	5.9	3.4	11	2.3	6.5	6.5	6.5
Tm	0.4	0.43				0.5	1.1	0.5	0.3	2.2	2.0	1.6	1.6	1.4	2.5	3.2	2.1	0.7	0.9	0.5	1.7	0.4	1.0	1.0	1.0
Yb	2.2	2.8				3.6	7.3	3.3	2.4	14	13	10	10	9.4	15	22	13	4.9	6.2	3.9	10	2.4	6.9	6.9	6.9
Lu	0.4	0.5				0.6	1.2	0.5	0.3	2.0	1.8	1.5	1.5	1.4	2.2	3.1	1.8	0.8	1.0	0.7	1.5	0.4	1.1	1.1	1.1
Hf	2.7	3.3				8.7	16	15	2.9	32	31	31	31	26	32	37	72	14	19	11	28	2.9	12	12	12
Ta	0.4	0.6				2.6	4.8	4.6	0.5	9.3	15	15	15	9.5	11	21	30	4.6	5.9	3.2	9.3	0.5	2.9	2.9	2.9
Th	1.0	1.0				6.9	12	6.5	9.3	31	47	36	30	30	32	60	80	13	15	3.1	29	12	6.4	6.4	6.4
U	0.3	0.3				1.4	3.7	2.9	2.1	6.5	21	15	15	4.5	5.7	3.9	3.3	2.6	3.7	1.1	6.5	2.0	0.9	0.9	0.9

Примечание. Содержания FeO и Fe₂O₃ для расчета нормативного минерального состава пород (CIPW NORM) пересчитаны из содержания Fe₂O_{3tot} в соответствии с уравнением из работы [Le Maitre, 1976]. н.п.о. — ниже предела обнаружения. Сводная таблица с данными химических анализов (новыми и опубликованными ранее) для пород хуламельского комплекса приведена в дополнительных материалах к статье (ESM_1.xls).

Таблица 2. Результаты U–Pb изотопного датирования цирконов из ридолитов и трахитов хуламского комплекса

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, г/г	Th, г/г	$\frac{^{206}\text{Pb}^*,}{\text{г/г}}$	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	Возраст (1) $\pm \sigma$ $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Возраст (2) $\pm \sigma$ $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	(1) $\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\pm \%$	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\pm \%$	(1) $\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\pm \%$	err согт		
Pb-5, 167 \pm 4 млн лет ($\pm 2\sigma$)																
1.1	0.00	1648	1812	37.3	1.14	167.5 ± 4.5	167.3 ± 4.5	38	2.7	0.050	1	0.182	3	0.0263	2.7	1.0
1.2	0.11	1061	1163	24.2	1.13	168.9 ± 2.2	168.9 ± 2.2	38	1.3	0.049	1	0.180	2	0.0265	1.3	0.7
1.3	0.20	2079	3779	47	1.88	167.5 ± 3.6	167.5 ± 3.6	38	2.2	0.050	1	0.180	2	0.0263	2.2	0.9
1.4	0.00	1040	1060	23.4	1.05	166.6 ± 3.3	166.4 ± 3.3	38	2.0	0.050	1	0.182	2	0.0262	2.0	0.8
1.5	0.14	977	1039	21.6	1.10	164.1 ± 3.2	164.3 ± 3.2	39	2.0	0.048	1	0.172	2	0.0258	2.0	0.8
1.6	0.03	1427	1966	31.2	1.42	162.2 ± 2.7	162.2 ± 2.7	39	1.7	0.049	1	0.173	2	0.0255	1.7	0.9
1.7	0.07	1185	1491	27.1	1.30	169.7 ± 3.2	169.7 ± 3.2	37	1.9	0.049	1	0.182	2	0.0267	1.9	0.8
1.8	0.40	1140	1493	26.1	1.35	169.7 ± 4.2	169.7 ± 4.2	37	2.5	0.050	2	0.183	3	0.0267	2.5	0.9
1.9	0.16	743	804	16.9	1.12	168.1 ± 2.8	168.1 ± 2.8	38	1.7	0.049	1	0.179	2	0.0264	1.7	0.8
1.10	0.00	1146	1335	26.5	1.20	171.0 ± 3.2	171.1 ± 3.2	37	1.9	0.049	1	0.182	2	0.0269	1.9	0.9
X-13, 167 \pm 3 млн лет ($\pm 2\sigma$)																
2.1	0.07	646	762	14.4	1.22	165.7 ± 3.3	165.8 ± 3.4	38.4	2.0	0.049	2.2	0.2	3.0	0.026	2.0	0.7
2.2	0.00	716	848	16.1	1.22	166.2 ± 2.8	166.2 ± 2.8	38.3	1.7	0.050	1.9	0.2	2.6	0.026	1.7	0.7
2.3	0.00	428	440	9.64	1.06	166.8 ± 2.6	166.0 ± 2.6	38.1	1.6	0.054	2.6	0.2	3.1	0.026	1.6	0.5
2.4	0.32	673	724	15.1	1.11	165.7 ± 2.7	166.4 ± 2.7	38.4	1.6	0.046	2.7	0.2	3.2	0.026	1.6	0.5
2.5	0.00	453	448	10.2	1.02	167.4 ± 2.4	167.5 ± 2.4	38.0	1.4	0.049	2.5	0.2	2.9	0.026	1.4	0.5
2.6	0.28	783	977	17.6	1.29	166.3 ± 2.3	167.0 ± 2.3	38.3	1.4	0.046	2.5	0.2	2.8	0.026	1.4	0.5
2.7	0.63	1160	1721	26.5	1.53	169.3 ± 2.6	169.0 ± 2.6	37.6	1.5	0.051	2.3	0.2	2.7	0.027	1.5	0.6
2.8	0.03	610	659	13.7	1.12	166.7 ± 2.9	167.1 ± 2.9	38.2	1.8	0.048	2.1	0.2	2.8	0.026	1.8	0.6
2.9	0.40	372	364	8.5	1.01	169.3 ± 3.0	169.8 ± 3.1	37.6	1.8	0.047	5.0	0.2	5.3	0.027	1.8	0.3
2.10	0.27	662	827	15	1.29	168.0 ± 4.0	168.7 ± 4.0	37.9	2.4	0.046	2.7	0.2	3.6	0.026	2.4	0.7

Примечание. Номера аналитических точек соответствуют номерам на рис. 5. Погрешности значений возраста для индивидуальных зерен циркона соответствуют доверительному интервалу $\pm 1\sigma$, итогового средневзвешенного значения – $\pm 2\sigma$; Pb_c и Pb* – нерадиоγενный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка калибровки стандарта ($\pm 1\sigma$) – 0.30%. (1) – коррекция на Pb_c по измеренному ^{204}Pb ; (2) – коррекция на Pb_c с предположением о конкордантности $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ возрастов.

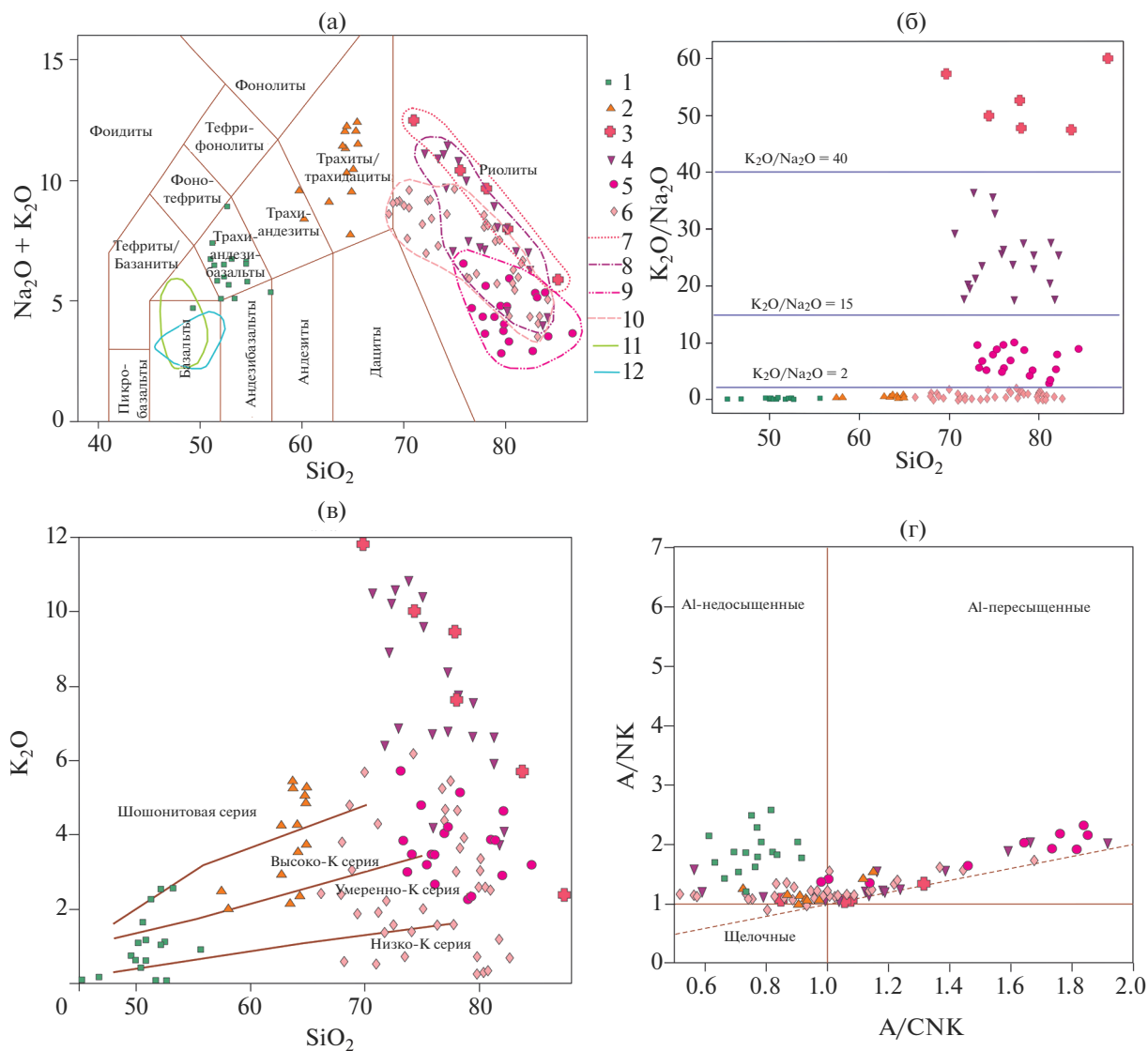


Рис. 3. Диаграммы $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ [Le Bas et al., 1986] (а); $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}\text{--SiO}_2$ (б); $\text{K}_2\text{O}\text{--SiO}_2$ [Rickwood, 1989] (в); $\text{ANk}\text{--ACNK}$ [Shand, 1943] (г) для изученных магматических образований хуламского комплекса (по данным автора и из работ [Газеев и др., 2019; Горохов и др., 1968; Григорчук и др., 1980; Давиденко и др., 1993; Калинин и др., 1979; Коптюх и др., 1985; Спасский и др., 1982]).

1 – основные магматические породы хуламского комплекса; 2 – трахиты хуламского комплекса; 3–6 – риолиты хуламского комплекса (3 – ультракалиевые, 4 – высококалиевые, 5 – умеренно-калиевые, 6 – низкокалиевые); 7–10 – поля различных типов риолитов хуламского комплекса (7 – ультракалиевые, 8 – высококалиевые, 9 – умеренно-калиевые, 10 – низкокалиевые); 11 – поле магматических пород среднеюрского казбекского комплекса [Газеев и др., 2018]; 12 – поле магматических пород раннеюрского фиагдонского комплекса [Гурбанов и др., 2017].

хуламского комплекса были классифицированы как тешениты. Однако, согласно Петрографическому кодексу [2009], указанные породы повышенной щелочности должны содержать не менее 10% альцима, чего не наблюдается для изученных в рамках настоящей работы габброидов. В связи с этим, все основные породы хуламского комплекса классифицированы здесь как микрогаббро- и габбро-порфириты умеренно-щелочной серии.

Субвулканические основные породы (базальтовые трахиандезиты). Базальтоиды ХВПК пред-

ставляют собой массивные породы с миндалекаменной или порфировой структурой (см. рис. 4в). Миндалины выполнены хлоритом и цеолитами. Вкрапленники представлены плагиоклазом. Основная масса – интерсерральная или микролепидовая, сложена микролитами плагиоклаза, микрокристаллами клинопироксена и полностью измененным вулканическим стеклом. Вторичные минералы – хлорит, кальцит, цеолиты.

Трахиты хуламского комплекса имеют розовато-серую, розовато-зеленую, светло-коричне-

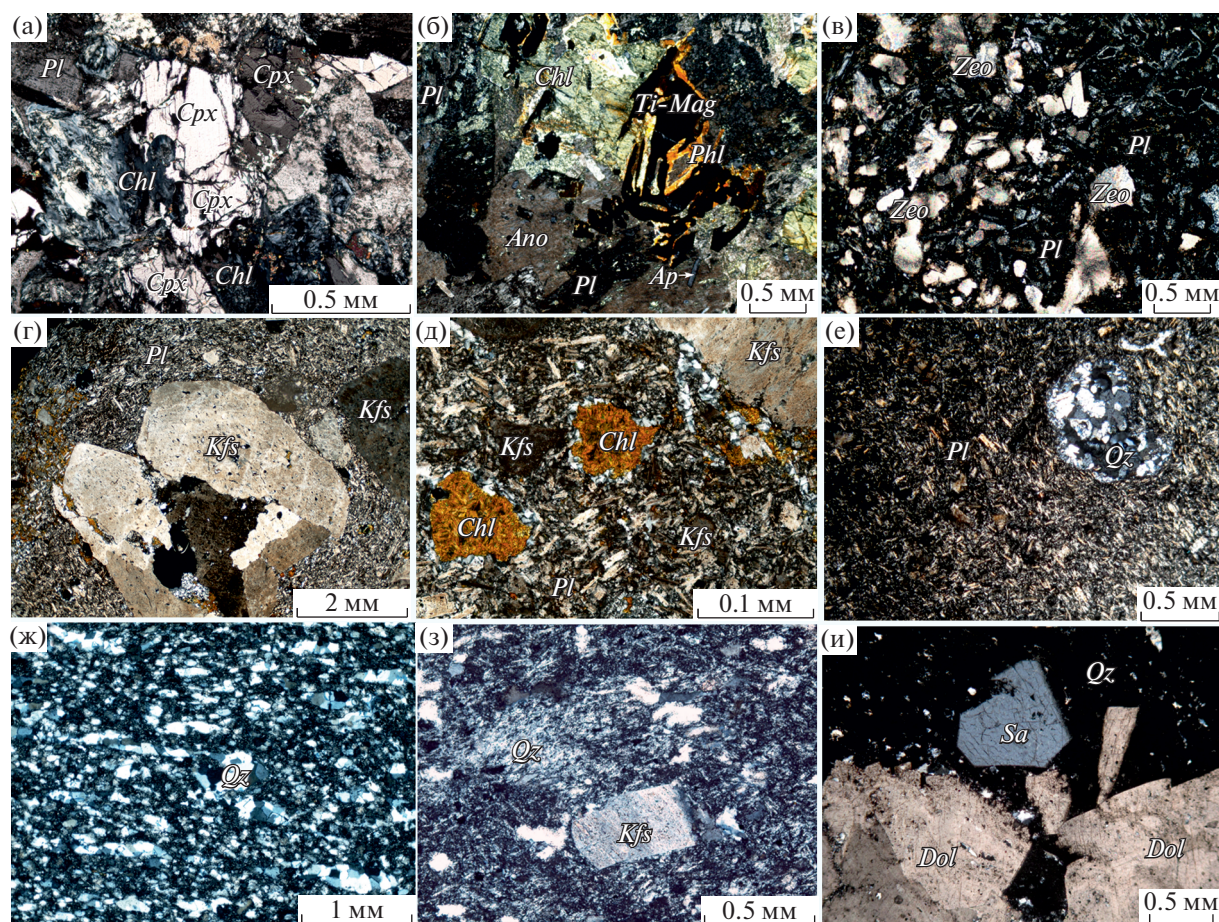


Рис. 4. Микрофотографии пород хуламского комплекса.

а – микрогаббро (образец Р-19), николи скрещены; б – габбро-порфирит (образец 210-6/13), николи скрещены; в – базальтоид (образец 1/21), николи скрещены; г – трахиты, фенокристы КПШ в основной трахитовой массе (образец Х-15); д, е – трахиты, трахитовая структура основной массы (д – образец Х-12, е – образец Х-15); ж – афировый риолит (образец Р-1), николи скрещены; з – порфировый флюидалный риолит (образец 2-3-124), николи скрещены; и – порфировый риолит (образец 3-2-181), николи скрещены.

вую, нередко пятнистую окраску. Текстура пород массивная, пористая или флюидалная. Структура трахитов гломеропорфировая, обусловленная наличием в основной массе сростков вкрапленников КПШ, иногда плагиоклаза. Фенокристы КПШ (см. рис. 4г) обычно имеют красновато-розовый цвет, таблитчатую форму, размеры до 1 см и, по данным [Борсук и др., 1977] представлены нерешетчатым микроклином, который заместил первичный ортоклаз. Иногда встречаются кристаллы, sdвойникованные по карлсбадскому закону. В микроклине наблюдается высокое содержание железа (более 1%), что объясняет его розоватую окраску и вызвано присутствием в кристаллах многочисленных микроскопических включений гематита. Плагиоклаз вкрапленников обычно правильной таблитчатой формы, размером 0.8–1.5 мм, полисинтетически sdвойникован по альбитовому закону. Состав плагиоклаза отвечает олигоклазу (An_{22-26}).

Основная масса изученных вулканитов имеет трахитовую структуру (см. рис. 4д, е) и сложена преимущественно микролитами плагиоклаза. Темноцветные минералы (клинопироксен + ортопироксен) в матрице обычно полностью замещены смешаннослоистыми силикатами и хлоритом. По данным [Борсук и др., 1977], первичный магматический клинопироксен сохранился только в породах из центральных частей крупных гипабиссальных тел; его состав отвечает ферроавгиту. Стекло матрицы, как правило, полностью замещено смешаннослоистыми силикатами. Акцессорные минералы: циркон, монацит, ильменорутил и ильменит. Так же, как и основные породы ХВПК, умеренно-кислые породы подверглись интенсивным гидротермально-метасоматическим изменениям. Полное замещение пироксена хлоритом, а щелочных полевых шпатов альбитом, карбонатом, частично хлоритом являются результатом пропилитизации. Аргиллизация трахитов выра-

жается в интенсивном развитии иллит-сметита, монтмориллонита и селадонита.

Риолиты хуламского комплекса — это светло-серые до серых, иногда почти белые или слабо розоватые породы с массивной, флюидалной или брекчиевидной текстурой. В штокообразных телах флюидалность основной массы (см. рис. 4ж), как правило, имеет сложноскладчатое строение и чередуется с участками брекчиевидной текстуры, с разноориентированным расположением обломков. Форма последних — угловатая, продолговатая, часто плавно изогнутая в результате деформации. Среди обломков, как правило, встречаются риолиты более ранних фаз внедрения. Породы представлены афировыми и порфиоровыми (вкрапленники — 3–10 об. %) разностями. Афировые риолиты обычно сильно изменены, порфиоровые — слабее. В порфиоровых риолитах фенокристы представлены ортоклазом (см. рис. 4з), реже санидином (см. рис. 4и). Суммарное количество вкрапленников полевых шпатов, согласно данным [Барановский и др., 2014], варьирует от 1 до 5–7% от объема пород.

Фельзитовая основная масса афировых и порфиоровых риолитов сложена микрокристаллами плагиоклаза (30–35 об. %), КПШ (до 10–15 об. %) и кварца (35–60 об. %). Стекло матрицы полностью замещено минералами группы иллит-сметита и каолинитом. Кварц основной массы представлен, главным образом, ксеноморфными или удлиненными зернами (см. рис. 4ж). Необходимо отметить, что присутствие первичного магматического кварца в матрице риолитов является предметом дискуссий [Мезенина и др., 1982; Коптюх и др., 1985], однако наличие в изученных вулканитах структур девитрификации (в том числе, тесное срастание выделений кварца и полевых шпатов) может свидетельствовать об их первичном витрофировом облике. Акцессорные минералы риолитов — циркон, рудный минерал. Вкрапленники ортоклаза в порфиоровых риолитах часто замещены агрегатом серицита, карбонатов и рудных минералов.

Аргиллизированные риолиты в пределах месторождения Радужное имеют очень широкое развитие; данный тип метасоматических преобразований отмечен не только в зонах тектонических нарушений и в приконтактных частях интрузий, но развит (по данным поисково-разведочного бурения) по всей мощности лакколлитов. В краевых частях гипабиссальных тел на контакте с вмещающими аргиллитами аргиллизированные риолиты приобретают ярко-зеленую окраску за счет развития селадонита. Основными минералами аргиллизированных риолитов являются кварц, смешаннослоистые силикаты иллит-сметитового типа, монтмориллонит, каолинит и селадонит.

Результаты изотопного датирования пород хуламского комплекса

С целью определения возраста пород ХВПК нами были отобраны индивидуальные зерна цирконов из образца риолитов РЦ-5 и образца трахитов Х-13. Представительная выборка цирконов для обоих образцов включала прозрачные, хорошо ограненные идиоморфные короткопризматические, реже удлиненно-призматические кристаллы как гиацинтового, так и цирконового габитуса и их обломки (рис. 5). Для цирконов из риолитов характерен серовато-фиолетовый цвет, в то время как в трахитах обычно встречаются зерна светло-розовой окраски. Размеры индивидов циркона варьируют в диапазоне: в риолитах — 60–120 мкм, в трахитах — 180–600 мкм. Католюминесцентные изображения кристаллов цирконов из риолитов и трахитов хуламского комплекса демонстрируют наличие в них тонкой ритмичной зональности (см. рис. 5), которая характерна для цирконов магматического генезиса.

U–Pb изотопные анализы, выполненные для двадцати наиболее представительных и сохраненных зерен (10 анализов — для образца риолита РЦ-5 и 10 анализов — для образца трахита Х-13; см. рис. 5), в целом показали конкордантные результаты (РЦ-5: СКВО конкордантности — 0.20, вероятность конкордантности — 0.66; Х-13: СКВО конкордантности — 4.9, вероятность конкордантности — 0.026).

Результаты U–Pb датирования цирконов риолитов и трахитов ХВПК представлены в табл. 2 и на рис. 5. Полученные U–Pb датировки (167 ± 4 млн лет для образца РЦ-5 и 167 ± 3 млн лет для образца Х-13) совпадают в пределах погрешности измерений, что свидетельствует о близком времени формирования кислых и умеренно-кислых магматических образований хуламского комплекса. Средневзвешенное значение изотопного возраста для обоих образцов соответствует середине батского века средней юры [Cohen et al., 2020]. Однако с учетом погрешностей датировок вероятный диапазон образования трахитов и риолитов может быть более строго оценен как байос–келловей.

Полученная K–Ar датировка мономинеральной фракции слюды из интрузии габброидов в долине р. Кардан (обр. 6/21, флогопит, K, % = 5.03 ± 0.06 (σ), $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$, нг/г = 63.06 ± 0.21 (σ), $^{40}\text{Ar}_{\text{атм}}$, % в образце = 9.2, T, млн лет = 172 ± 6 (2σ)) в пределах погрешности совпадает со значениями U–Pb возрастов для риолитов и трахитов ХВПК. Данный факт подтверждает среднеюрский возраст основных пород хуламского комплекса и свидетельствует о близком времени образования всех разностей этой бимодальной ассоциации.

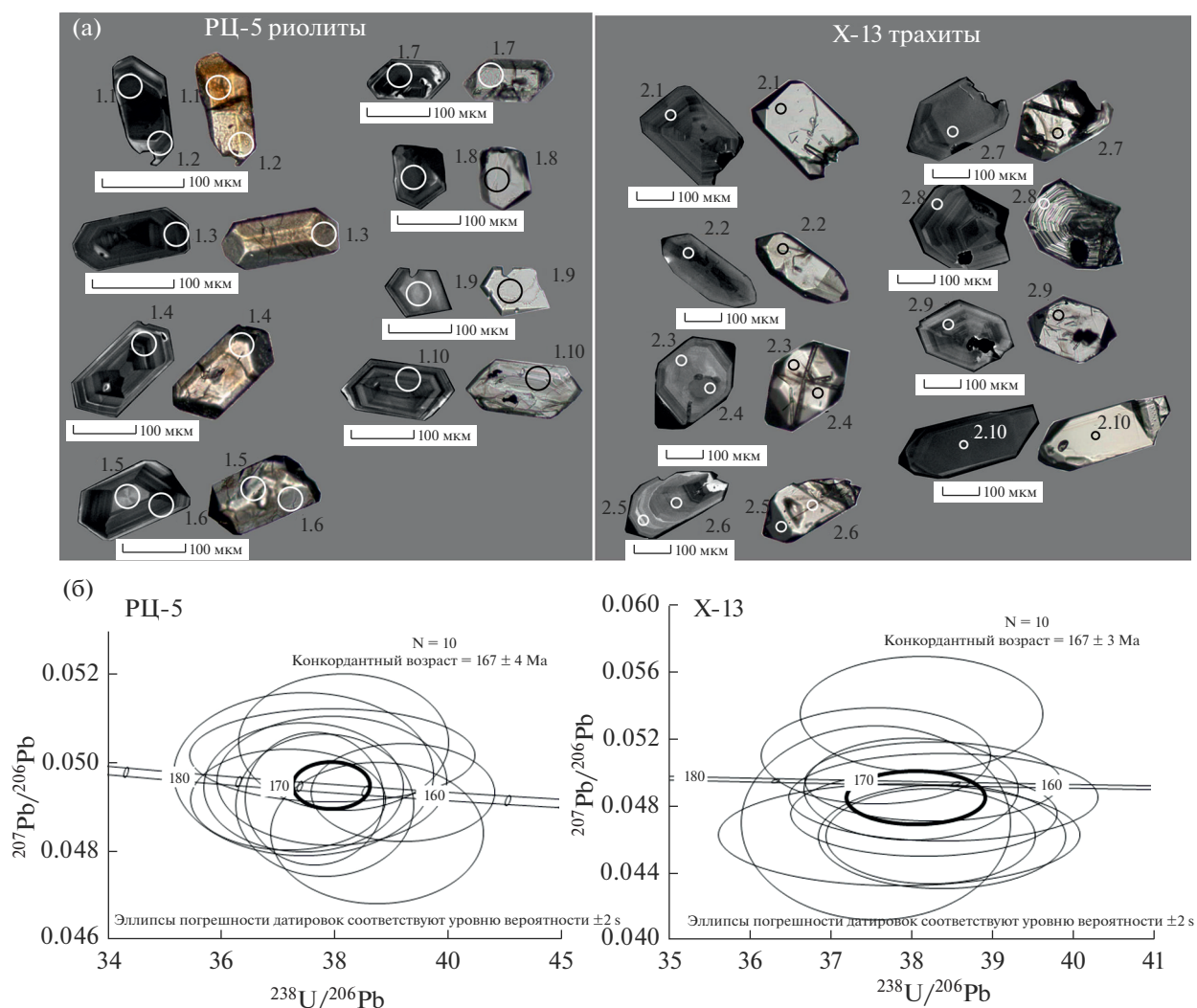


Рис. 5. Результаты U–Pb датирования цирконов из риолитов и трахитов хуламского вулcano-плутонического комплекса. а – катодолуминесцентные и оптические изображения кристаллов цирконов из риолитов (образец РЦ-5) и трахитов (образец Х-13) хуламского комплекса; б – U–Pb диаграммы с конкордией для цирконов из риолитов (образец РЦ-5) и трахитов (образец Х-13) хуламского комплекса.

Основные геохимические характеристики пород³

Мафические разности пород ХВПК (плутоническая и субвулканическая фации) содержат 46.8–55.7 мас. % SiO_2 ⁴, 4.5–8.8 мас. % $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (при 0.14–2.80 мас. % K_2O), 3.0–7.1 мас. % MgO и относятся к умеренно-щелочным магматическим образованиям (см. табл. 1). Это в различной степени дифференцированные (Mg# от 0.40 до 0.61; Ni 20–110 г/т, Cr 150–240 г/т, Co 20–30 г/т) умеренно-титанистые (TiO_2 – 1.1–3.0 мас. %) породы, по соотношению $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ – умеренно-кали-

евые и низкокалиевые (см. рис. 3в), по соотношению Al_2O_3 и щелочей – низкоглиноземистые (см. рис. 3г). Данные породы характеризуются широкими вариациями концентраций Ba (от 40 до 700 г/т) и Sr (от 130 до 900 г/т), повышенными содержаниями Zr (от 150 до 340 г/т) и Li (30–50 г/т) по сравнению с кларками этих элементов в основных магматических образованиях [Соловов и др., 1990]. Концентрации рудных элементов (Zn, Cu, Pb, Mo и др.) невысоки и близки кларковым значениям. Наиболее примитивным из всех изученных основных пород является образец габбро P-19, содержащий более 7 мас. % MgO, около 100 г/т никеля и 250 г/т хрома, но при этом, одновременно, характеризующийся низкой магнезиальностью (Mg# – 0.49). Необходимо отметить, что в пределах ареала распространения пород среднеюрско-

³ Таблица с обобщенными данными (авторскими и опубликованными ранее) по химическому составу пород ХВПК приведена в дополнительных материалах к статье, ESM_1.xls.

⁴ Содержания породообразующих оксидов, приведенные в тексте и на диаграммах, нормализованы к 100%.

го хуламского комплекса (см. рис. 1) также присутствуют основные магматические образования близкого по возрасту (аален–байос) казбекского комплекса, которые обычно представлены породами нормальной щелочности (как известково-щелочной, так и толеитовой петрохимической серий).

Согласно расчетам нормативного минерального состава (CIPW Norm, см. табл. 1), в большинстве изученных основных магматических пород ХВПК в переменных количествах присутствуют оливин (от 2.5 до 14%) и диопсид (от 3 до 18%). В некоторых разностях с ними ассоциируют гиперстен (от 0.2 до 15%) и нефелин (от 0.3 до 7%); при этом ряд пород содержит нормативный кварц (до 5%). В составе плагиоклазов обычно альбит доминирует над анортитом. Следует отметить, на основании изучения прозрачных шлифов выше показано, что клинопироксен по факту является основным мафическим минералом изученных основных пород.

Трахиты хуламского комплекса (субвулканическая фация) содержат 57.5–64.9 мас. % SiO_2 , 7.6–12.3 мас. % $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (при 2.2–7.0 мас. % K_2O) и относятся к умеренно-щелочной петрохимической серии (см. табл. 1). Это высокодифференцированные (Mg\# от 0.13 до 0.54, $\text{Ni} < 20$ г/т, $\text{Sr} < 25$ г/т и $\text{Co} < 20$ г/т) образования, по соотношению $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ – высококалиевые и шшонитовые (см. рис. 3в); на диаграмме ANK–ACNK точки их составов образуют линейный тренд из поля низкоглиноземистых в поле высокоглиноземистых пород (см. рис. 3г). По соотношению $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ трахиты относятся к комендитовому типу. Аналогично с основными породами ХВПК трахиты демонстрируют широкие вариации концентраций Ba (от 130 до 700 г/т); при этом они характеризуются относительно пониженными концентрациями Sr (от 50 до 115 г/т) по сравнению с кларками для средних и кислых магматических пород [Соловов и др., 1990]. Трахиты аномально обогащены Zr (от 300 до 1050 г/т) и в некоторой степени – Nb (от 30 до 100 г/т) и Y (от 40 до 90 г/т) при широких вариациях концентраций двух последних элементов. Содержания рудных элементов (Zn, Pb, Mo и др.) в вулканитах близки к кларковым значениям для средних и кислых магматических пород [Соловов и др., 1990].

Согласно расчетам нормативного минерального состава (CIPW Norm, см. табл. 1), трахиты преимущественно (свыше 50% объема породы) сложены щелочным полевым шпатом (анортклязом) с преобладанием в нем Na-компоненты при подчиненном участии кварца (до 18%), диопсида (до 9%), гиперстена (до 11%) и рудных минералов.

Риолиты хуламского комплекса (субвулканическая фация) содержат 68.2–84.6 мас. % SiO_2 ,

2.4–12.3 мас. % $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (при 0.3–12.1 мас. % K_2O) и относятся к умеренно-щелочной и известково-щелочной петрохимическим сериям (см. табл. 1). Они характеризуются существенными вариациями по соотношению кремнезема и щелочей, в том числе SiO_2 и K_2O (см. рис. 3в), а также отношению $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. Последний параметр позволяет разделить риолиты на четыре подгруппы: ультракалиевые ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 40$), высококалиевые ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ от 15 до 40), калиевые ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ от 2 до 15) и низкокалиевые ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 2$) (см. рис. 3б). На диаграмме ANK–ACNK (см. рис. 3г) точки их составов образуют линейный тренд из поля низкоглиноземистых в поле высокоглиноземистых пород. По соотношению $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ риолиты относятся к комендитовому типу, по соотношению $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ – к плюмазитовому. Аналогично другим типам пород ХВПК риолиты показывают широкие вариации концентраций Ba (220–1300 г/т для ультракалиевых и 80–520 г/т для низкокалиевых риолитов). Ультракалиевые риолиты несколько обеднены Sr (от 10 до 30 г/т) по сравнению с низкокалиевыми (Sr от 30 до 190 г/т). Низкокалиевые риолиты аномально обогащены Zr (800–2600 г/т), Nb (до 280 г/т) и Y (до 150 г/т) по сравнению с кларками для кислых магматических пород [Соловов и др., 1990]. Ультракалиевые риолиты также демонстрируют некоторое обогащение Zr и Y, но в значительно меньшей степени (Zr до 120 г/т, Y до 20 г/т). Некоторые из низкокалиевых риолитов содержат повышенные концентрации Th (до 50 г/т). Концентрации рудных элементов (Zn, Pb, Mo и др.) в целом близки их кларкам для кислых магматических пород [Соловов и др., 1990].

Согласно расчетам нормативного минерального состава (CIPW Norm, см. табл. 1), ультракалиевые риолиты сложены преимущественно КПШ (34–71%) и кварцем (22–61%) при минимальном участии альбита (до 2%), гиперстена (до 2%), корунда (до 2%) и рудных минералов. Высококалиевые риолиты содержат КПШ и кварц примерно в равном соотношении (от 30 до 60% каждого из минералов) при подчиненном участии альбита (до 5%), гиперстена (до 4%), корунда (до 7%) и рудных минералов. Калиевые риолиты содержат преимущественно кварц (от 45 до 70%) и КПШ (от 13 до 34%) при подчиненном участии альбита (3–11%), гиперстена (до 5%), корунда (до 9%) и рудных минералов. Наиболее широко распространены среди кислых пород ХВПК являются низкокалиевые риолиты, сложенные преимущественно кварцем, КПШ и альбитом при широких вариациях соотношений этих минеральных фаз. Второстепенные фазы – корунд (до 6%) и гиперстен (до 6%).

На большинстве бинарных диаграмм Харкера, демонстрирующих соотношение кремнезема и

главных породообразующих оксидов в изученных магматических образованиях ХВПК (часть из них показана на рис. 6), заметно, что для содержаний Al_2O_3 , TiO_2 , MgO , FeO и CaO наблюдаются четко выраженные негативные линейные тренды, формируемые всеми точками пород вне зависимости от их состава. При этом на диаграммах TiO_2-SiO_2 , $MgO-SiO_2$, $FeO-SiO_2$ и $CaO-SiO_2$ эти тренды образованы двумя линейными сегментами, первый из которых (основные породы – трахиты, FC 1) имеет крутой наклон, а второй (трахиты – риолиты, FC 2) является субгоризонтальным. Менее выраженная отрицательная корреляция в магматических образованиях хуламского комплекса наблюдается между содержаниями P_2O_5 и кремнезема. Негативная корреляция заметна также между магнезиальностью пород и содержанием в них SiO_2 . Для основных пород, трахитов и части низкокалиевых риолитов заметны общие слабо-выраженные положительные корреляции между содержанием в них щелочей и кремнезема.

Концентрации высокосовместимых элементов (Ni, Co, Cr, V и др.) в породах ХВПК характеризуются четкой отрицательной корреляцией с содержанием в них кремнезема; такая же хорошо проявленная негативная зависимость наблюдается и в отношении Sr (см. рис. 6). При этом, аналогично ситуации с содержаниями TiO_2 , MgO , FeO и CaO , отрицательные тренды для перечисленных выше микроэлементов на диаграммах Харкера имеют явный излом в области трахитов с изменением крутого наклона (основные породы – трахиты, см. рис. 6, FC 1) на субгоризонтальный (трахиты – риолиты, FC 2). Концентрации высокозарядных микроэлементов (HSFE – Zr, Y, Nb, Ta, Hf) демонстрируют четкую положительную корреляцию с содержанием SiO_2 в породах (см. рис. 6). Распределение несовместимых элементов (LILE, U, Th, Pb) в породах ХВПК обычно характеризуется в различной степени выраженной положительной корреляцией их концентраций с содержанием кремнезема (см. рис. 6); в наименьшей степени эта зависимость проявлена для Rb. Исключением в этой группе является Ba: его концентрация в изученных породах существенно варьирует и не зависит от их химического состава. Концентрации редкоземельных элементов, как легких (LREE), так и тяжелых (HREE), также демонстрируют положительную зависимость от содержания SiO_2 в породах (см. рис. 6); исключением является Eu, для концентрации которого (аналогично содержанию Al_2O_3) на бинарной диаграмме Харкера виден линейный (без излома) негативный тренд. Рудные элементы (Mo, W, Sn, Zn и др.) присутствуют в породах в заметно варьирующих, но в целом – незначительных количествах вне зависимости от состава образцов; на диаграммах Харкера для этих элементов какие-либо трен-

ды отсутствуют. Исключением является медь, для которой на бинарной диаграмме (см. рис. 6) наблюдается слабо выраженная отрицательная корреляция с содержанием SiO_2 в породах.

На спектрах распределения микроэлементов для основных пород ХВПК (трахиандезибазальтов и габброидов), нормированных по N-MORB (базальты срединно-океанических хребтов), заметно их существенное обогащение LILE (в 10 и более раз), кроме калия, концентрация которого существенно варьирует (рис. 7а). Аналогично, основные породы существенно обогащены U, Th и Pb. Концентрации HSFE в целом превышают значения, характерные для N-MORB, в 5–10 раз. Породы обогащены LREE в среднем от 2 до 10 раз и при этом имеют близкие с N-MORB концентрации HREE. Для спектров заметны явные аномалии по содержаниям Li, Pb, а также Cs (для некоторых пород). В общем, характер распределения микроэлементов для основных образований ХВПК является промежуточным между таковым для базальтов океанических островов (OIB) и обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (E-MORB).

Спектры распределения микроэлементов для умеренно-кислых (трахиты) и кислых (риолиты) образований ХВПК (см. рис. 7б), нормированные по N-MORB, показывают еще большее по сравнению с основными разностями их обогащение LILE (в 100 и более раз по сравнению с N-MORB), а также Pb, Th и U (в 500 и более раз), HSFE (от 10 до 100 раз), LREE (от 100 до 1000 раз) и HREE (от 10 до 100 раз). Концентрации Nb и Ta в породах существенно варьируют. В спектрах распределения для риолитов заметны выраженные отрицательные аномалии для Ba, Sr, P, Eu и Ti и положительная – для Pb. Трахиты также характеризуются отрицательными аномалиями по концентрациям Sr, P, Eu и Ti, однако они выражены существенно меньше по сравнению с таковыми для кислых пород.

Спектры распределения REE для основных пород ХВПК, нормированные по хондритовому резервуару, характеризуются отрицательным пологим наклоном с преимущественным обогащением LREE по отношению к HREE ($La_N/Sm_N = 1.4-2.7$, $La_N/Yb_N = 2.0-6.4$). Европиевая аномалия отсутствует ($Eu/Eu^* = 0.9-1.1$). Характер распределения REE в основных породах является промежуточным между таковым для OIB и E-MORB (см. рис. 7в). Трахиты ХВПК по сравнению с основными разностями пород характеризуются более заметным обогащением LREE по отношению к хондритовому резервуару, близкими концентрациями HREE и заметной отрицательной европиевой аномалией в спектрах распределения ($La_N/Sm_N = 2.0-3.7$, $La_N/Yb_N = 1.3-6.3$, $Eu/Eu^* = 0.2-0.8$) (см. рис. 7г). В секторе LREE (от La до Eu) спектры имеют пологий наклон, в секторе

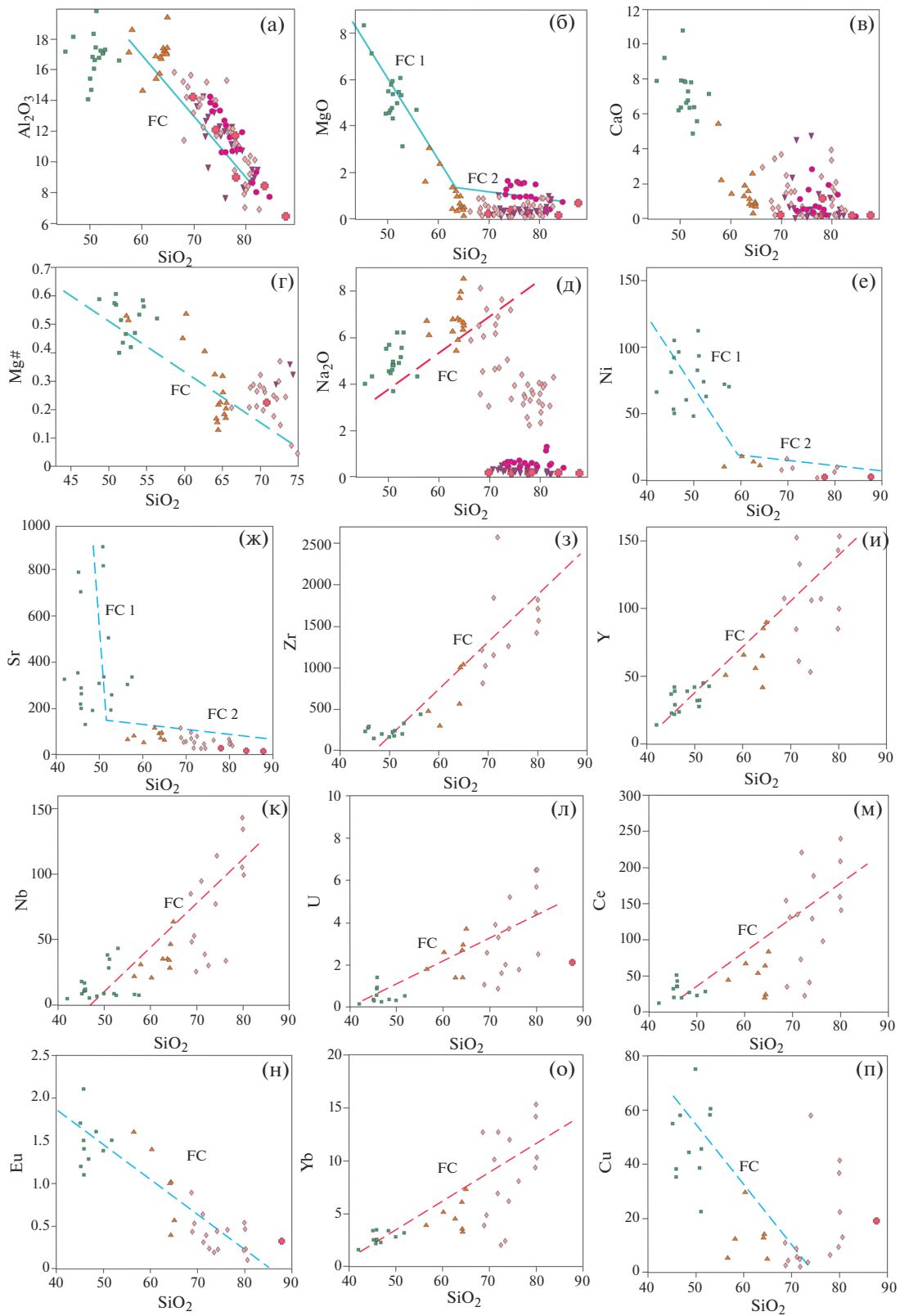


Рис. 6. Бинарные диаграммы Харкера для изученных магматических пород хуламского комплекса. FC-тренды показаны условно. Условные обозначения и источники данных см. рис. 3.

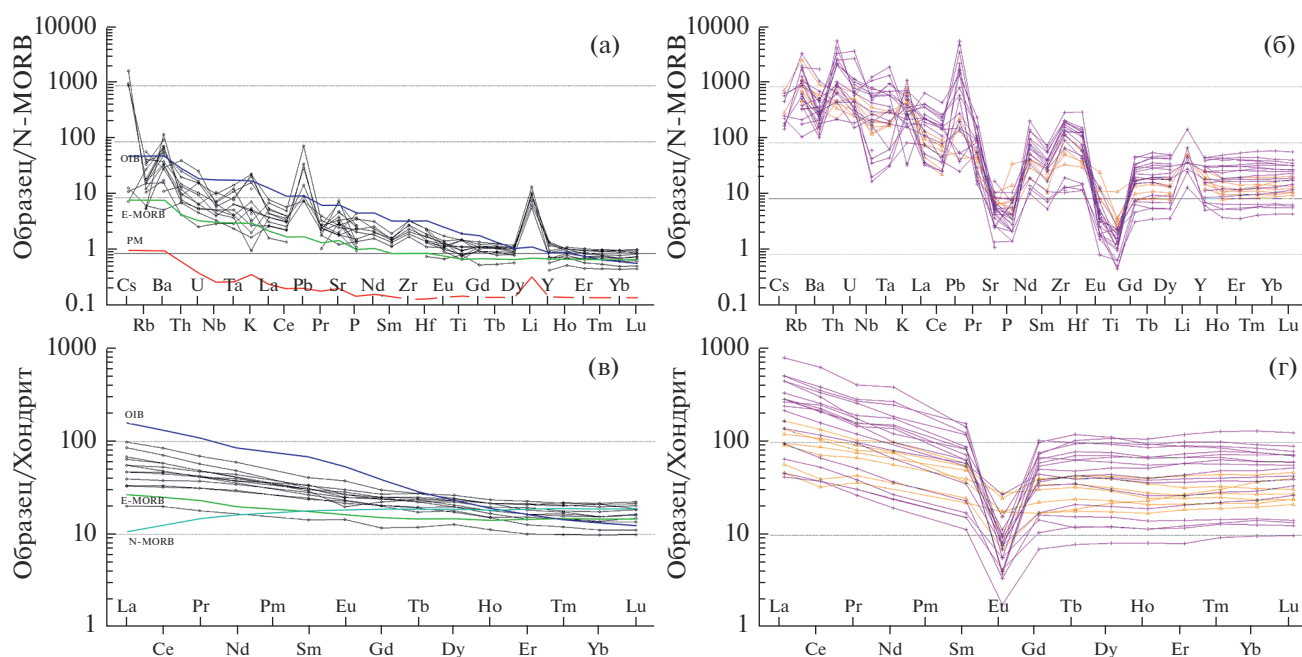


Рис. 7. Спектры распределения микроэлементов (а – в основных породах, б – в трахитах и риолитах) и REE (в – в основных породах, г – в трахитах и риолитах) для изученных магматических образований хуламского комплекса. Оранжевым цветом показаны спектры трахитов, розовым – риолитов. OIB – базальты островных дуг, океанические острова; N-MORB – нормальные базальты срединно-океанических хребтов, E-MORB – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов. Данные для нормирования заимствованы из работ [Sun, McDonough, 1989; Anders, Grevesse, 1989].

HREE они являются субгоризонтальными. Риолиты демонстрируют широкие вариации концентраций LREE с обогащением по отношению к хондритовому резервуару от 50 до 1000 раз, а также HREE с обогащением от 10 до 100 раз ($La_N/Sm_N = 2.4-5.6$, $La_N/Yb_N = 3.3-9.8$). Отрицательная европиевая аномалия в спектрах имеет отчетливый характер ($Eu/Eu^* = 0.05-0.5$). “Излом” в спектрах распределения, отмеченный для трахитов (в секторе LREE – пологий наклон, в секторе HREE – субгоризонтальное положение), отмечается и для кислых разностей пород хуламского комплекса.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Роль кристаллизационной дифференциации в петрогенезисе пород хуламского комплекса

Наличие общих эволюционных трендов на бинарных диаграммах Харкера (как для оксидов, так и для и микроэлементов; см. рис. 6) для одновозрастных, контрастно отличающихся по химическому составу умеренно-щелочных магматических образований, распространенных на ограниченной территории в центральной части северного склона Большого Кавказа (см. рис. 1), свидетельствует о том, что рассматриваемая бимодальная ассоциация пород обоснованно может рассматриваться в качестве единого магматического комплекса (ху-

ламский комплекс). Можно предположить, что эти породы имеют общий источник материнских расплавов и генетически связаны между собой в рамках геохимической эволюции единой магматической системы, в результате которой произошло образование наблюдаемой контрастной ассоциации габбро + трахиандезитобазальты – трахиты + риолиты.

Существование упомянутых линейных трендов (с изломом или без него), заметных на большинстве бинарных диаграмм Харкера (см. рис. 6) может свидетельствовать о том, что ведущим процессом в образовании данной бимодальной ассоциации являлась кристаллизационная дифференциация (FC), возможно, как в сочетании с ассимиляцией вмещающих пород (AFC), так и без нее. Для оценки роли FC-процесса и выявления возможного участия в петрогенезисе расплавов коровой ассимиляции (а также смешения расплавов) допустимо использовать бинарные диаграммы, на которых концентрация высокосовместимого элемента (например, Ni, Sr и др.) сопоставляется с концентрацией высоко несовместимого (например, Th, Rb и др.). На графиках подобного вида наличие FC-процесса приведет к появлению тренда, описываемого гиперболой. Степень ее кривизны будет зависеть от различия между значениями коэффициента количественного распределения (K_D) в системе минерал–расплав для

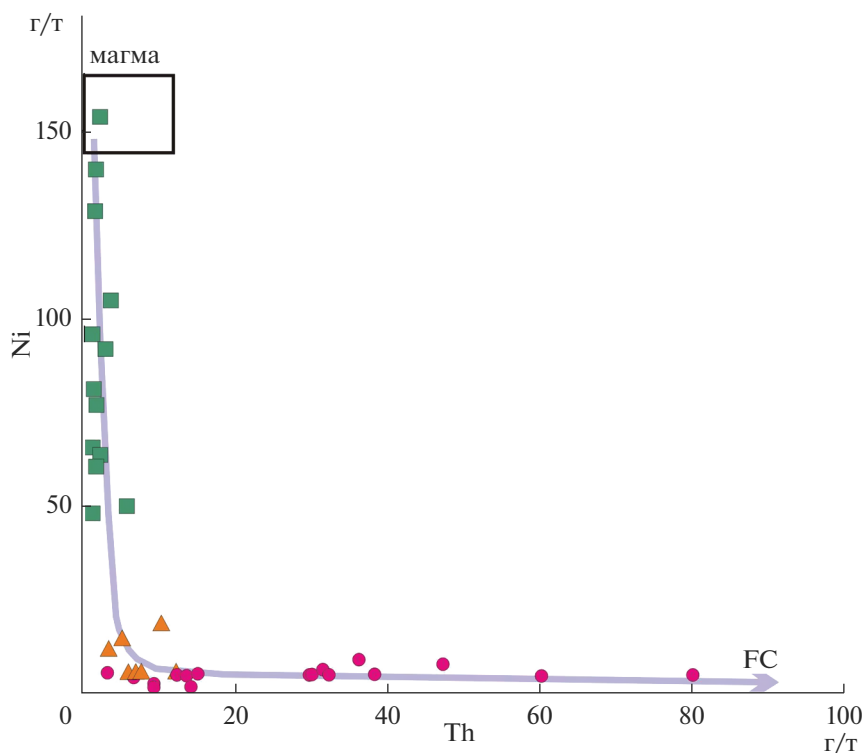


Рис. 8. Диаграмма Ni–Th для магматических пород хуламского комплекса, иллюстрирующая ведущую роль FC-процесса в их петрогенезисе. Условные обозначения и источники данных см. рис. 3.

обоих компонентов: чем больше разница в значениях K_D , тем степень кривизны должна быть выше. В случае доминирования процессов коровой ассимиляции (или смешения расплавов) точки пород будут формировать линейные тренды между крайними составами; если на разных этапах эволюции магматической системы кристаллизационная дифференциация была проявлена в сочетании с ассимиляцией, точки будут образовывать облако без четких зависимостей. Как видно на рис. 8, на диаграмме Ni–Th большинство точек изученных пород формирует гиперболическую эволюционную зависимость с высокой степенью кривизны линий. Из этого следует, что ведущим процессом в формировании пород ХВПК являлась именно кристаллизационная дифференциация; роль процессов коровой ассимиляции в петрогенезисе, по крайней мере, габбро, трахиандеизабазальтов, трахитов и части низкокальциевых риолитов была незначительной.

Наиболее примитивным по составу среди изученных пород ХВПК является образец микрогаббро P-19. Он содержит более 7 мас. % MgO, около 100 г/т Ni и 250 г/т Cr, $Mg\# = 0.49$. На ранней стадии эволюции магматического процесса габбропорфиры → трахиандеизабазальты → трахиты FC-процессы, вероятно, сопровождалась выделением в кумулюсную фазу оливина и клинопироксена (наличие негативных трендов на диаграм-

мах MgO–SiO₂, FeO–SiO₂, $Mg\# - SiO_2$, Ni–SiO₂ и др.; см. рис. 6), ильменита или титаномagnetита (негативный тренд на диаграмме TiO₂–SiO₂), основного плагиоклаза (негативные тренды для Al₂O₃, CaO, Sr, Eu; см. рис. 6), а также апатита. На поздней стадии магматического процесса (трахиты → низкокальциевые риолиты) ведущей фазой FC-процесса оставался основной плагиоклаз; возможно, вместе с ним в кумулюсной ассоциации присутствовал КПШ, что подтверждается приведенными выше петрографическими характеристиками трахитов (см. рис. 4г). Позитивные тренды на диаграммах Y–SiO₂, Zr–SiO₂, Nb–SiO₂, REE–SiO₂ (см. рис. 6) существенно ограничивают участие амфибола и циркона в FC-процессах на всех стадиях геохимической эволюции магматической системы хуламского комплекса.

На спектрах распределения для кислых вулканитов ХВПК (см. рис. 7б, г) заметно их постепенное обогащение в ряду трахиты → низкокальциевые риолиты несовместимыми микроэлементами (LILE – Cs, Rb, Th, Pb, U и др.); HSFE – Ta, Nb, Zr и др.), а также REE (кроме Eu) по сравнению с основными разновидностями пород, с комплементарным заметным обеднением Ti, Eu и в меньшей степени – P и Sr. Описанные закономерности хорошо согласуются с отмеченными выше особенностями протекания FC-процессов

на разных этапах эволюции рассматриваемой магматической системы.

Проблема происхождения калиевых риолитов хуламского комплекса

Отдельной проблемой является наличие широкого спектра составов среди кислых образований ХВПК, контрастно отличающихся между собой как по общему содержанию щелочей, так и по соотношению в них K_2O/Na_2O . В соответствии с этими геохимическими параметрами нами выделено 4 группы риолитов: ультракалиевые ($K_2O/Na_2O > 40$), высококалиевые (K_2O/Na_2O от 15 до 40), калиевые (K_2O/Na_2O от 2 до 15) и низкокалиевые ($K_2O/Na_2O < 2$) (см. рис. 3б). На бинарных диаграммах Харкера видно, что точки только малой части низкокалиевых риолитов (нормальные “риолиты”, [Коптюх и др., 1985]) тяготеют к общим для рассматриваемой магматической системы эволюционным FC-трендам; точки остальных разновидностей образуют обширное облако составов (см. рис. 3).

Предыдущими исследователями было предложено несколько принципиально отличающихся концепций, объясняющих широкий спектр составов кислых разновидностей вулканитов ХВПК. В частности, в работах [Лебедев, 1950; Лезин и др., 1976; Калинин и др., 1979] кислые породы с повышенным отношением K_2O/Na_2O рассматривались в качестве продуктов интенсивного калиевого метасоматоза исходных риолитов – фельзитов, проявленного на постмагматической стадии. Напротив, Ю.М. Коптюх с соавторами [1985] предположили, что специфический состав калиевых риолитов является результатом не вторичных метасоматических процессов, а последовательной дифференциации кислой магмы в условиях повышения активности калия. В работах [Борсук и др., 1973; Цветков, 1977; Дрыжак и др., 1979; Мезенина и др., 1982] предполагается, что изначально кислые магматические образования ХВПК были представлены исключительно калиевыми бескварцевыми трахитами. Масштабные метасоматические преобразования, выразившиеся, в первую очередь, в окварцевании вулканитов, привели к появлению “вторичных риолитов” с наблюдаемыми масштабными вариациями химического состава, в первую очередь щелочей.

В настоящей работе на основании проведенных петрографических исследований, вслед за В.М. Газеевым с соавторами [2019], калиевые разновидности риолитов хуламского комплекса рассматриваются как продукт различных автотематоморфических преобразований исходных низкокалиевых риолитов, которые проявились на поздней стадии магматического процесса и выразились для одной части пород в их окварцевании (с вы-

носом щелочей и других пороодообразующих оксидов; содержание SiO_2 в результате этого процесса в конечном итоге в некоторых породах достигает 80–85 мас. %), для другой – в избирательном выносе натрия (вплоть до следовых количеств в остатке) и одновременном привносе калия. В то же время, для части риолитов изменение их начального состава, весьма вероятно, было связано с воздействием поздних наложенных гидротермально-метасоматических процессов, проявленных, в том числе, в период формирования золоторудной минерализации в регионе. Во многих случаях, крайне сложно найти видимые петролого-минералогические различия в особенностях воздействия автотематоморфизма и калиевого метасоматоза на исходные кислые вулканисты ХВПК, и сделать однозначные выводы об участии того или иного процесса в петрогенезисе конкретных образцов риолитов.

Источники вещества хуламского комплекса

На большинстве известных петрогенетических диаграмм для основных по составу магматических образований точки пород ХВПК чаще всего попадают в поле внутриплитных базальтов (рис. 9а–д). На диаграмме Th–Hf/3–Nb/16 (см. рис. 9г, [Wood, 1980]) они образуют компактное скопление в поле E-MORB (обогащенные базальты срединно-океанических хребтов) и внутриплитных толеитовых базальтов. Точки кислых пород ХВПК на петрогенетических диаграммах обычно сгруппированы в поле внутриплитных гранитоидов (см. рис. 9е, 9ж). На общих диаграммах, используемых для магматических пород различного состава, точки пород ХВПК обычно располагаются в поле внутриплитных вулканических зон (см. рис. 9з, 9к). Таким образом, очевидно, что породы хуламского комплекса по своим геохимическим характеристикам близки континентальным внутриплитным магматическим образованиям.

Известно, что на большинстве используемых в настоящее время петрогенетических диаграмм точки магматических пород, образовавшихся в постколлизивной геотектонической обстановке, попадают именно в поля внутриплитных образований, с которыми имеют по факту много идентичных геохимических характеристик. Как отмечено выше, полученные результаты U–Pb изотопного датирования подтверждают, что бимодальная ассоциация пород повышенной щелочности ХВПК образовалась в байосском–келловейском веках средней юры на завершающем этапе мезозойского цикла тектономагматической активизации Большого Кавказа. В совокупности с изотопно-геохронологическими данными рассмотренные петролого-геохимические характеристики пород могут свидетельствовать о том, что

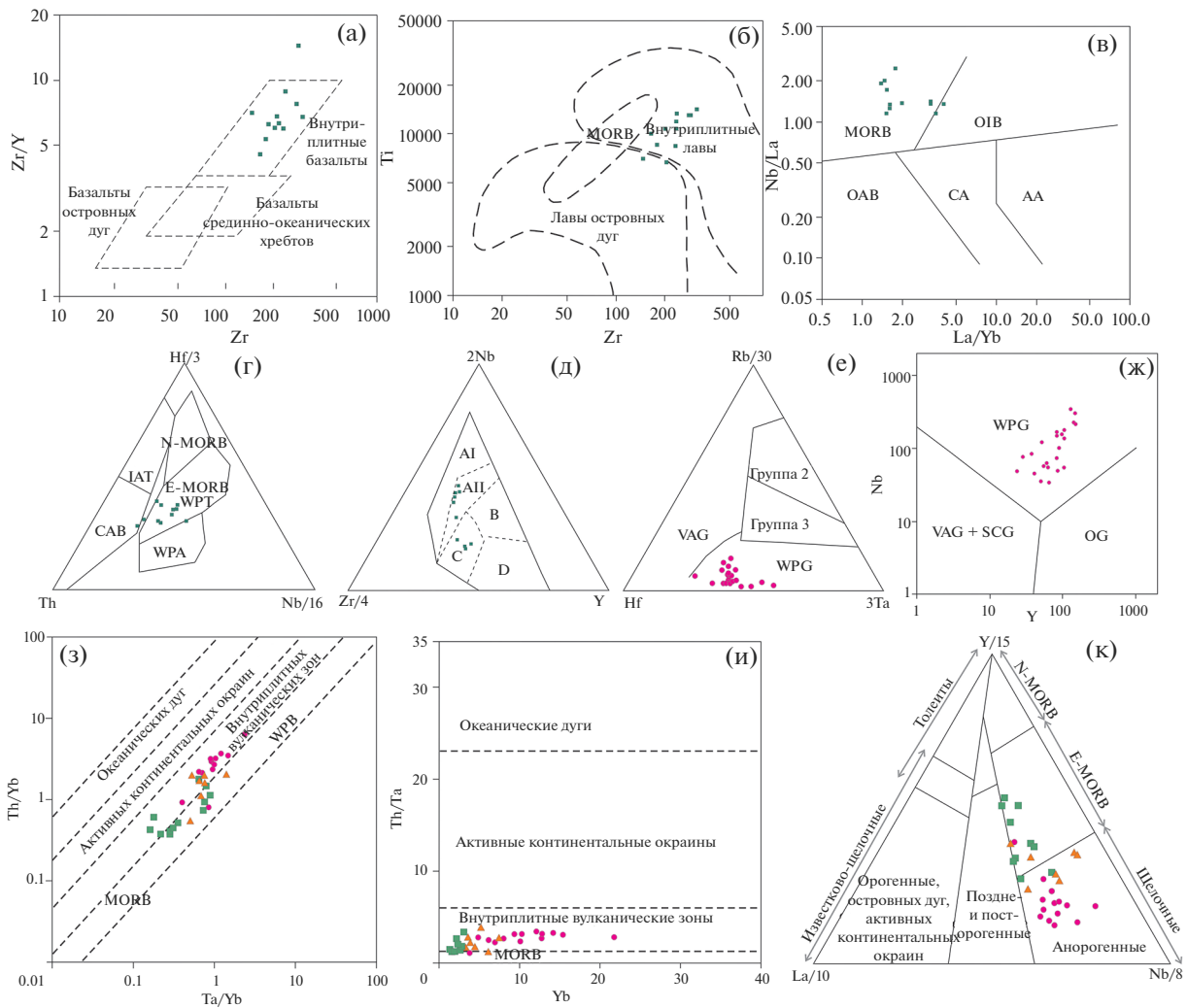


Рис. 9. Петрогенетические диаграммы для магматических пород хуламского комплекса. а–д – для основных пород: а – [Pearce, Norry, 1979], б – [Pearce, 1982], в – [Hollocher et al., 2012], г – [Wood, 1980], д – [Meschede, 1986]; е, ж – для кислых магматических пород (трахиты и риолиты): е – [Harris et al., 1986], ж – [Pearce et al., 1984]; з–к – общие петрогенетические диаграммы для магматических пород хуламского комплекса: з – [Pearce, 1982], и – [Schandl, Gorton, 2002], к – [Cabanis, Lecomte, 1989]. WPB – внутриплитные базальты; OAB – лавы островных дуг; CA – континентальные дуги; AA – щелочные дуги; WPT – внутриплитные толеиты; WPA – внутриплитные андезиты; CAB – известково-щелочные базальты; IAT – толеиты островных дуг; VAG – граниты вулканических дуг; WPG – внутриплитные граниты; SCG – синколлизионные граниты; OG – орогенные граниты. Условные обозначения полей для рис. 9д: AI–AII – внутриплитные щелочные базальты, AII–C – внутриплитные толеитовые базальты, B – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов (P-MORB), D – нормальные базальты срединно-океанических хребтов, C–B – базальты вулканических дуг. Остальные условные обозначения см. рис. 3 и 7.

магматизм хуламского комплекса развивался уже после окончания субдукции, протекавшей под регионом в ранней–средней юре [Леонов и др., 2007], окончательного закрытия северного бассейна океана Неотетис и причленения Закавказского террейна (Грузинского или Дзирульского блока) к Евразийской плите. Следовательно, изученные магматические породы с геохимическими характеристиками, близкими к таковым для континентальных внутриплитных образований, скорее всего, образовались в постколлизионной геотектонической обстановке на стадии формирова-

ния локальных зон растяжения в тыловой части бывшей континентальной окраины. Отметим, что бимодальный вулканизм весьма характерен для современных зон континентальной коллизии, где обычно развивается после окончания конвергенции литосферных плит [Лебедев и др., 2013 и др.].

На спектрах распределения микроэлементов и REE для основных пород (см. рис. 7) видно, что магматические образования ХВПК по своим геохимическим характеристикам являются промежуточными между обогащенными базальтами

срединно-океанических хребтов (E-MORB, источник обычно представлен метасоматизированной астеносферной мантией) и океанических островов (OIB, источник – мантия “горячих точек” или субконтинентальная литосферная мантия). Аномальные повышенные концентрации Pb, Li и для некоторых существенно измененных основных пород – Cs, могут быть объяснены избирательной ассимиляцией этих мобильных элементов из вмещающих терригенных толщ, на фоне их крайне низкого содержания в первичных материнских расплавах.

На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb ([Pearce, 1982], рис. 10а) точки изученных основных пород ХВПК фактически целиком располагаются в пределах поля мантийной последовательности, между конечными составами E-MORB и OIB. Заметен параллельный линии мантийной последовательности эволюционный тренд от основных к кислым разностям пород комплекса, подтверждающий ведущую роль FC-процессов в формировании этой бимодальной ассоциации. Отсутствие явно-го вертикального сдвига точек изученных пород в сторону полей различных верхнекоровых образований Большого Кавказа (терригенных толщ юры и гранитно-метаморфических комплексов палеозоя), широко распространенных на территории рассматриваемого региона, как уже было показано выше, существенно ограничивает роль процессов ассимиляции в петрогенезисе различных по составу образований хуламского комплекса. Положение точек габброидов, наиболее примитивных среди всех изученных пород, в области источника E-MORB на диаграмме (см. рис. 10а) позволяет предположить, что магмогенерация происходила в верхних частях астеносферной мантии, обогащенной в результате ранее протекавшей в регионе в течение длительного времени (J_{1-2}) субдукции, вблизи границы раздела астеносфера–литосфера. Как показывают расчеты В.М. Газеева с соавторами [2019], материнские расплавы основных пород ХВПК могли образоваться при частичном плавлении (<3%) шпинелевого перидотита, что свидетельствует в пользу расположения мантийного резервуара на небольших глубинах. При этом следует отметить, что отсутствие заметного Nb–Ta минимума в спектрах распределения микроэлементов для основных пород (см. рис. 7) одновременно с отсутствием вертикального сдвига точек габброидов (наиболее примитивных образований хуламского комплекса) вверх от линии мантийной последовательности на рис. 10а, существенно ограничивает присутствие субдукционной компоненты в мантийном источнике, генерировавшем расплавы.

Интересно отметить, что график Th/Yb–Ta/Yb (см. рис. 10а) наглядно демонстрирует геохимическую эволюцию мантийного источника под центральной частью Большого Кавказа в юрское

время, в период от начала развития здесь надсубдукционного магматизма на рубеже триаса–юры (фиагдонский комплекс, 196 ± 4 млн лет, [Гурбанов и др., 2017]) с характеристиками основных пород, соответствующих деплетированным базальтам срединно-океанических хребтов (N-MORB), через этап существования активной континентальной окраины с извержением расплавов с параметрами, промежуточными между N-MORB и E-MORB и наличием в них субдукционной компоненты (казбекский комплекс, средняя юра, [Газеев и др., 2018]), до появления уже в постколлизийной обстановке обогащенного резервуара с характеристиками магм, близкими E-MORB и отчасти даже OIB (хуламский комплекс, 167 млн лет). Можно предположить, что в течение всего периода мезозойской тектономагматической активизации Большого Кавказа под регионом существовал единый мантийный источник магматических расплавов, состав которого, однако, постепенно эволюционировал в процессе существования здесь активной континентальной окраины и протекания субдукционных процессов. Магматизм ХВПК, таким образом, относится к заключительной стадии эволюции данного мантийного источника, на которой его химический состав стал максимально обогащенным.

Эволюция геохимических характеристик мантийного источника под центральной частью Большого Кавказа в ранней–средней юре хорошо заметна также и на AFM-диаграмме для основных пород в ряду составов фиагдонский → казбекский → хуламский комплекс (см. рис. 10б) с их сдвигом из поля толеитовой в поле известково-щелочной петрохимической серии. На Pb-изотопной диаграмме (см. рис. 10в), где полученные результаты анализов [Кайгородова и др., 2021в] для пород ХВПК и других магматических и метаморфических образований, известных в пределах рассматриваемого региона, пересчитаны на возраст 167 млн лет, заметна близость характеристик мантийного магмогенерирующего резервуара в периоды образования основных пород казбекского и хуламского комплексов с небольшим его обогащением ураногенным свинцом на заключительном этапе мезозойского вулканизма. Это наблюдение вполне согласуется со сделанным выше выводом о постепенном увеличении степени обогащения мантийного источника во временном диапазоне от ранней к поздней юре. Кроме того, на рис. 10в видно, что Pb в некоторых риолитах ХВПК был частично ассимилирован из палеозойской верхней коры.

Рудная специализация хуламского комплекса

Концентрации большинства рудных элементов (Ni, Co, Cr, V, Mo, W, Sn, Sb, Zn, Cd) в изверженных породах ХВПК, как в кислых, так и ос-

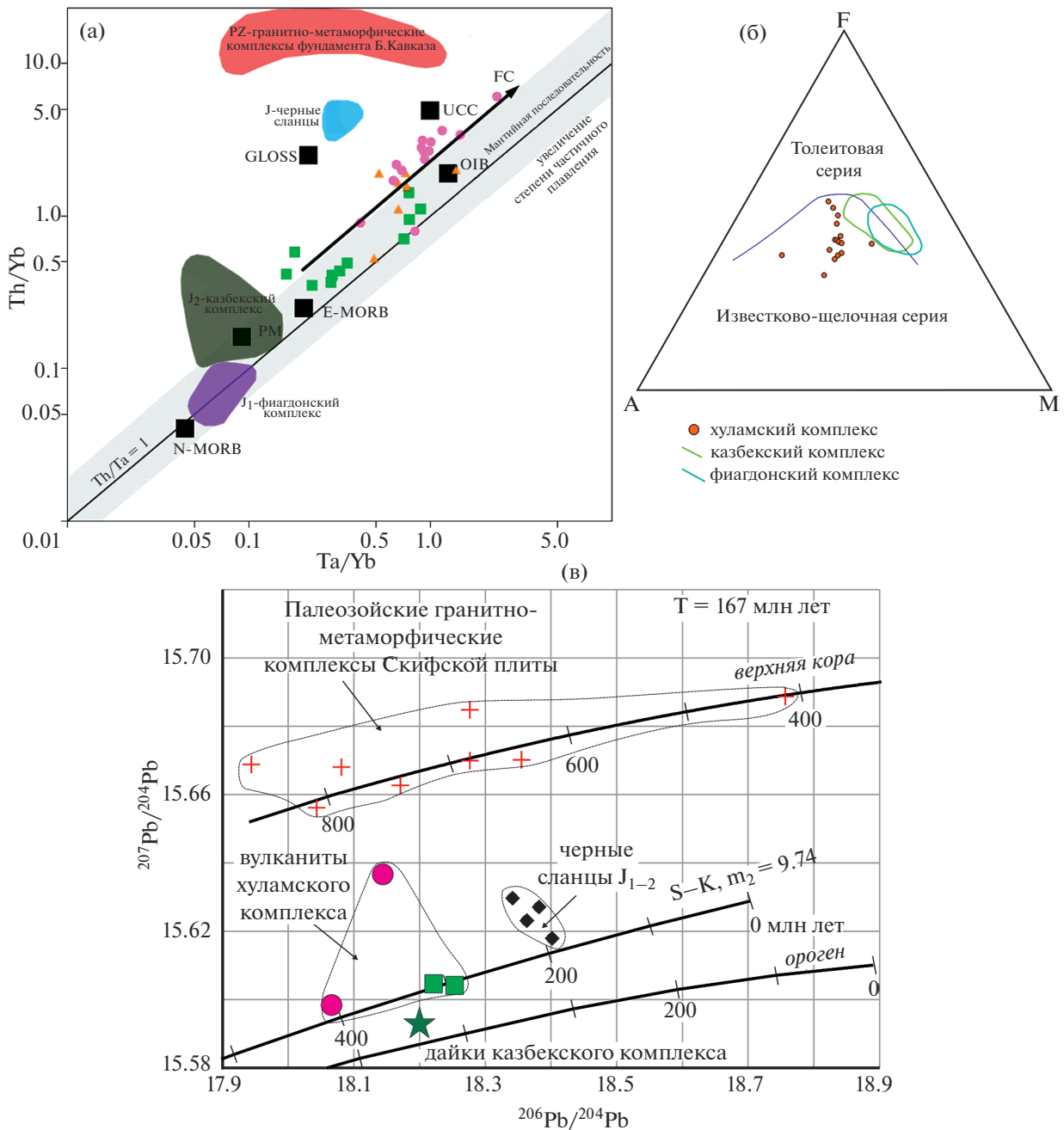


Рис. 10. Геохимические диаграммы для магматических пород хуламского вулcano-плутонического комплекса. а – диаграмма Th/Yb–Ta/Yb [Pearce, 1982] для магматических пород хуламского комплекса; б – AFM диаграмма для юрских магматических комплексов центральной части северного склона Большого Кавказа [Irvine, Baragar, 1971]; в – Pb-изотопная диаграмма для пород хуламского комплекса. Используются данные из работ [Гурбанов и др., 2017; Газеев и др., 2018; Лебедев и др., 2018]. UCC – средний состав верхней континентальной коры, GLOSS – средний состав морских осадков, PM – примитивная мантия. Остальные условные обозначения – см. рис. 3 и 7.

новных разностях (см. табл. 1), находятся на уровне кларковых значений [Соловов и др., 1990]. Исключение составляет Ag и Au, концентрации которых превышают кларки на порядок (Ag: в основных породах 0.3–1.3 г/т, в кислых – 0.6–3.6 г/т; Au – 0.1–1.0 г/т), что позволяет предположить гене-

тическую связь минерализации на золоторудных объектах Безенгийского рудного района (месторождение Радужное и др.) с магматизмом хуламского комплекса.

Интересно, что на бинарной диаграмме Харкера Cu–SiO₂ (см. рис. 6п) заметен негативный ли-

нейный тренд. Это может свидетельствовать о том, что данный элемент в процессе кристаллизационной дифференциации на ранних стадиях магматического процесса, возможно, входил в состав кристаллизующихся пирротина и халькопирита, которые иногда присутствуют в составе самых основных разностей пород ХВПК (по данным [Коптюх и др., 1985] содержания в них серы иногда достигают 0.24 мас. %). В то же время, низкие концентрации Cu и Zn в кислых породах комплекса могут говорить о том, что халькофильные элементы в рудах Au-сульфидного месторождения Радужное, скорее всего, были заимствованы из вмещающих оруденение верхнекорковых образований.

Бериллиевая специализация, упоминаемая в статье [Газеев и др., 2019], не может считаться спецификой данного комплекса, т.к. в изученных породах содержания Be обычно не превышают кларковых содержаний. Исключение составляют единичные образцы интенсивно метасоматически переработанных риолитов, в которых отмечаются несколько повышенные концентрации этого элемента (до 25 г/т). В.А. Горохов с соавторами [1968] предполагали, что Be входит в состав гадолинита, единичные зерна которого были описаны в протолочках риолитов из Хуламского силла. Однако, содержания Be в гадолините крайне низки, поэтому, вероятнее всего, этот элемент был сконцентрирован в кислом стекле матрицы.

Процессы кристаллизационной дифференциации, игравшие ведущую роль в петрогенезисе пород ХВПК, привели к заметному обогащению некоторыми несоместимыми элементами, в том числе рудными и REE, кислых вулканитов (Zr — до 2600 г/т, Nb — до 300 г/т, Ta — 30 г/т, Ce — до 400 г/т; [Кайгородова и др., 2021б]). Максимальные концентрации данных элементов характерны для горизонта риолитовых лав, перекрывающих трахиты в бассейнах рек Шаудорсу и Шиле. К западу, этот горизонт прослеживается в кровле выхода трахитов в районе горы Мукол-кая. Следует отметить, что аномально высокие концентрации Pb (до 200 г/т) и Th (до 80 г/т) в некоторых единичных образцах кислых вулканитов ХВПК, скорее всего, не связаны с их накоплением в результате кристаллизационной дифференциации магм, а являются следствием воздействия на эти породы гидротермальных процессов.

Таким образом, FC-процессы, сыгравшие основную роль в формировании бимодальной ассоциации хуламского вулcano-плутонического комплекса, определили медную специализацию для основных разностей пород (предположительно) и REE-редкометальную (Zr, Nb, Ta) — для кислых [Кайгородова и др., 2021б].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Магматические породы ХВПК представлены бимодальной ассоциацией габбро+трахиандезит-базальты — трахиты + риолиты. Широкие вариации щелочей и соотношения K_2O/Na_2O в риолитах комплекса связаны с аутометаморфическими преобразованиями на поздних стадиях магматического процесса. Возраст пород хуламского комплекса по данным U—Pb датирования цирконов соответствует батскому веку средней юры (167 ± 4 млн лет).

Изученные породы бимодальной ассоциации ХВПК представлены, главным образом, полнокристаллическими разностями, что говорит о преимущественно субвулканической природе данных магматических образований. В некоторых образцах риолитов, где можно предполагать присутствие вулканического стекла, к настоящему времени оно полностью замещено агрегатом вторичных минералов (смешаннослоистых силикатов). Основным мафическим минералом основных пород является клинопироксен; для кислых вулканитов характерно присутствие санидина.

Ведущую роль в петрогенезисе пород хуламского комплекса играли FC-процессы с выделением на ранних стадиях магматического процесса в кумулюсную фазу оливина, клинопироксена, основного плагиоклаза, а также ильменита/титаномагнетита и апатита. На поздней стадии ведущей фазой FC-процесса оставался основной плагиоклаз (возможно, в ассоциации с КПШ). Ассимиляция магматическими расплавами вещества вмещающих корковых образований не имела какого-либо заметного влияния.

Магматические породы (как кислые, так и основные разности) ХВПК имеют петролого-геохимические характеристики, близкие к таковым для внутриплитных континентальных образований. Они были извержены на завершающем этапе мезозойской тектономагматической активизации Большого Кавказа (~167 млн лет) в постколлизивной геотектонической обстановке (после завершения в регионе континентальной коллизии и процессов субдукции) и, скорее всего, приурочены к локальной зоне растяжения, возникшей в тылу бывшей активной континентальной окраины.

Мантийный источник магматических расплавов ХВПК характеризуется геохимическими характеристиками, свойственными обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов (E-MORB). Данный источник располагался на небольших глубинах, вероятно, в верхней части астеносферы, имел состав, отвечающий шпинелевому перидотиту [Газеев и др., 2019], и сформировался в результате длительных метасоматических преобразований исходной деплетированной мантии, протекавших в период существования активной континентальной окраины (J_{1-2}) и развития процессов субдукции под Большим Кавказом.

Магматические образования ХВПК содержат большинство рудных элементов (за исключением Ag и Au) на уровне их кларковых значений. Кислые породы в результате FC-процессов заметно обогащены Zr, Nb, Ta и REE, что обуславливает их REE-редкометалльную рудную специализацию. Петролого-геохимические особенности изученных изверженных пород дают оснований рассматривать ХВПК как рудоносный в отношении Au-сульфидной минерализации месторождения Радужное; магматическая активность играла здесь, в том числе, рудогенерирующую функцию, а контактовые зоны интрузивных тел нередко становились геохимическими барьерами, где происходило отложение рудного вещества.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность доктору геол.-мин. наук А.А. Кременецкому за помощь в проведении U–Pb датирования цирконов из пород хуламского комплекса.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках базовой темы госзадания ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абих Г.* Краткая заметка о моих путешествиях летом 1874 г. // Изв. Кавказ. отд. РГО. 1874. Т. 3. № 3. С. 85–87.
- Ажгирей Г.Д., Баранов Г.И., Кропачев С.М. и др.* Геология Большого Кавказа. Новые данные по стратиграфии, магматизму и тектонике на древних и Альпийском этапах развития складчатой области Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. 263 с.
- Барановский А.Ф., Белуженко Е.В.* Поисковые работы на рудное золото на флангах Левобережного рудного поля (Кабардино-Балкарская республика). Нальчик, 2014. 207 с.
- Безносов Н.В., Казакова В.П.* О возрасте вулканогенной толщи Центральной Балкарии // Советская геология. 1959. № 6. С. 130–133.
- Безносов Н.В., Бурштар М.С., Вахрамеев В.А. и др.* Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. М.: Недра, 1973. 194 с.
- Борсук А.М., Масуренков Ю.П.* Об эксплозивных формах интрузивного процесса // Известия АН СССР. Серия геол. 1964. № 4. С. 38–55.
- Борсук А.М., Цветков А.А.* Мезозойские магматические формации междуречья Черек Балкарский–Чегем на Северном Кавказе // Известия АН СССР. Серия геол. 1973. № 11. С. 15–26.
- Борсук А.М., Цветков А.А., Лезин С.И.* Пропилитизированные породы Горной Балкарии (Северный Кавказ) и связанная с ними рудная минерализация // Известия АН СССР. Серия геол. 1977. № 11. С. 37–52.
- Гаврилов Ю.О.* Осадконакопление в ранне- и среднеюрском водоеме Большого Кавказа (в связи с трансгрессиями и регрессиями) // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 2. С. 3–15.
- Гаврилов Ю.О., Соколова А.Л., Цикурский С.И.* Терригенные отложения Центрального Кавказа в различных обстановках постдиагенетических преобразований (нижняя и средняя юра) // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 6. С. 42–66.
- Газеев В.М., Гурбанов А.Г., Кондрашов И.А.* Основные породы среднеюрского задугового дайкового пояса Большого Кавказа (геохимия, вопросы петрогенезиса и геодинамическая типизация) // Геология и геофизика Юга России. 2018. № 2. С. 16–29.
- Газеев В.М., Гурбанов А.Г., Кондрашов И.А.* Мезозойские субщелочные породы центральной части Северного Кавказа: геодинамическая типизация, геохимия и минералогия // Геология и геофизика Юга России. 2019. Т. 9. № 3. С. 48–62.
- Герасимов В.Ю., Гаранин В.К., Письменный А.Н., Энна Н.Л.* Новые данные о проявлении мезозойского магматизма в Бечасынской зоне Большого Кавказа и оценка возраста регионального метаморфизма // Вестник МГУ. Серия геология. 2015. № 4. С. 62–73.
- Горохов В.А., Забелов Н.Ф., Шилкин В.Н.* Отчет о результатах работ по изучению перспектив редкометалльности (бериллиенности) вулканогенных образований мезозоя в междуречье Чегема–Черек Балкарского за 1967 год. Ессентуки, 1968. 192 с.
- Григорчук Г.Ю., Крыжевнич С.С., Мусухин В.П. и др.* Перспективная оценка золото-серебряных рудопроявлений на Безенгийском рудном поле на основе изучения геологических и физико-химических условий минерализации // Промежуточный отчет по работам 1978–1979 гг. Львов, 1980. 232 с.
- Гурбанов А.Г., Газеев В.М., Лексин А.Б. и др.* Палеогеодинамические реконструкции и минералогия раннеюрского базальт-гипербазитового фиагдонского комплекса (Республика Северная Осетия – Алания, Кавказ, РФ) по петрохимическим, геохимическим и изотопным данным // Геология и геофизика Юга России. 2017. № 4. С. 22–38.
- Давиденко В.П., Гагиев Р.Н.* Отчет о поисково-оценочных работах на Безенгийском участке диабазовых порфиритов за 1988–1989 гг. Нальчик, 1993. 59 с.
- Долгих А.Г.* Мезокайнозойский магматизм Северного Кавказа // Материалы докладов II регионального петрографического совещания по Кавказу, Крыму и Карпатам. Тбилиси, 1978. С. 173–179.
- Дрыжак Ю.И., Коновалова Е.С.* Отчет о результатах изучения вещественного состава золото-серебряного оруденения рудоносных зон объекта № 0 за 1977–1979 гг. Ессентуки, 1979. 180 с.
- Кайгородова Е.Н., Лебедев В.А., Чернышев И.В., Якушев А.И.* Проявления неоген-четвертичного магматизма в Восточной Балкарии (Северный Кавказ, Россия): изотопно-геохронологические данные // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021а. Т. 496. № 1. С. 36–44.
- Кайгородова Е.Н., Набелкин О.А., Карташов П.М., Лебедев В.А.* Редкоземельная и ниобиевая минерализация в трахитах и риолитах хуламского вулканоплутонического комплекса // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021б. Т. 496. № 1. С. 45–50.

- нического комплекса, Северный Кавказ // Минералогия. 2021б. Т. 7. № 4. С. 33–47.
- Кайгородова Е.Н., Чугаев А.В.* Источники вещества золото-сульфидного месторождения Радужное (КБР) по изотопно-геохимическим данным // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Владивосток, 2021в. С. 48–51.
- Калинин Л.С., Разумеев В.И., Борисенко А.А. и др.* Отчет партии № 4 о результатах поисково-оценочных работ на Радужном участке и поисковых геохимических и геофизических работ на флангах Безенгийского рудного поля на коренное золото за 1976–1979 гг. Нальчик, 1979. 176 с.
- Коптюх Ю.М., Семенюк Н.П., Веремеенко Л.И., Кулибаба В.М.* Отчет по хоздоговору № 3/82 “Изучение вулканизма и связи с ним процессов метасоматоза и оруденения в зонах активизации Кабардино-Балкарии”. Киев, 1985. 119 с.
- Лебедев А.П.* Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа // Труды ИГН АН СССР. 1950. Вып. 113. 174 с.
- Лебедев В.А., Аракелянц М.М., Гольцман Ю.В. и др.* Геохронология процессов магматизма, метасоматоза и рудообразования в Верхнеурмийском рудном поле (Хабаровский край, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 1. С. 70–83.
- Лебедев В.А., Чугаев А.В., Парфенов А.В.* Возраст и генезис золото-сульфидной минерализации на Танадонском месторождении (Большой Кавказ, Республика Северная Осетия – Алания) // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60. № 4. С. 371–391.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Вулканы и лавы Центрального Кавказа. СПб., 1913. 262 с.
- Лезин С.И., Стативкин Э.В., Селиверстов В.В. и др.* Отчет о поисковых работах на золото-серебряное и полиметаллическое оруденение на Радужном (Хуламском) участке за 1975–1976 гг. Нальчик, 1976. 156 с.
- Леонов Ю.Г., Демина Л.И., Копп М.Л. и др.* Большой Кавказ в Альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
- Ломизе М.Г., Суханов М.К.* Дайковый пояс Большого Кавказа: среднеюрская задуговая структура? // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 6. С. 9–15.
- Малкин З.М.* О вычислении средневзвешенного значения // Сообщения Института прикладной астрономии РАН. 2001. № 137. 13 с.
- Мезенина Т.В., Аксаментов Е.В., Андреев Ю.П. и др.* Отчет партии № 4 о результатах детальных поисков близповерхностного золото-серебряного оруденения на участках Кишлык-су, Кардан, Правобережный и зоне II Безенгийского рудного поля за 1979–1982 гг. Нальчик, 1982. 113 с.
- Панов Д.И., Гуцин А.И.* Структурно-фациальное районирование территории Большого Кавказа для ранней и средней юры и регионально-стратиграфическое расчленение нижнее-среднеюрских отложений // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 124–139.
- Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
- Письменный А.Н., Терещенко В.В., Перфильев В.А. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Издание второе. Серия Кавказская. Лист К-38-VIII, XIV (Советское). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. 190 с.
- Потапенко Ю.Я.* Геология Карачаево-Черкессии. Карачаевск: Изд-во КЧГУ, 2004. 154 с.
- Снежко В.А., Шарпенюк Л.Н.* Мезозойские вулканы восточной части Центрального Кавказа и их петрохимические особенности // Вулканизм и геодинамика: Материалы IV Всеросс. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Т. 2. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. С. 520–523.
- Соловов А.П., Архипов А.Я., Бугров В.А. и др.* Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых. М.: Недра, 1990. 335 с.
- Сомин М.Л.* Структура герцинского основания Передового хребта Большого Кавказа: новая трактовка // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2005. С. 228–230.
- Спасский Н.В., Аксаментов Е.В.* Отчет о результатах общих поисков золото-серебряного оруденения в междуречье Черек Безенгийский–Псыгансу в 1978–1982 гг. Нальчик, 1982. 156 с.
- Цветков А.А.* Мезозойский магматизм центральной части Северного Кавказа (междуречье Чегем–Фиадгон). М.: Наука, 1977. 183 с.
- Anders E., Grevesse N.* Abundances of the elements: meteoric and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 197–214.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.* A chemical classification of volcanic rocks based on the alkali-silica diagram // J. Petrol. 1986. V. 27. P. 745–750.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al.* TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology // Chemical Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.
- Cabanis B., Lecolle M.* Le diagramme La/10–Y/15–Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale // Comptes rendus de l’Académie des sciences. Série 2. Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l’univers, Sciences de la Terre. 1989. V. 309. P. 2023–2029.
- Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.-X.* The ICS International Chronostratigraphic Chart // Episodes 2013. V. 36. P. 199–204. (updated in 2020).
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G.* Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Collision Tectonics / Eds M.P. Coward, A.C. Ries // Geological Society London Special Publications. 1986. V. 19. P. 67–81.
- Hess J.C., Aretz J., Gurbanov A.G. et al.* Subduction-related Jurassic andesites in the northern Great Caucasus // Geologische Rundschau. 1995. V. 84. № 2. P. 319–333.
- Hollocher K., Robinson P., Walsh E., Roberts D.* Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Storen Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, western gneiss region, Norway: A key to correlations and paleotectonic settings // American Journal of Science. 2012. V. 312. P. 357–416.
- Irvine T.M., Baragar W.R.* A guide to the chemical classification of common volcanic rocks // Canadian J. Earth Sciences. 1971. V. 8. P. 523–548.

- 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 // *Geol. Soc. London. Memoirs*. 2004. V. 30. P. 69–74.
- Ludwig K.R.* SQUID 1.12 A User's Manual. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. 2005a. 22 p.
- Ludwig K.R.* User's manual for ISOPLOT/Ex 3.22. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. 2005b. 71 p.
- Le Maitre R.W.* The Chemical Variability of Some Common Igneous Rocks // *J. Petrol.* 1976. V. 17. P. 589–598.
- Meschede M.* A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram // *Chem. Geol.* 1986. V. 56. P. 207–218.
- Pearce J.A.* Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks* / Ed. R.S. Thorpe. Chichester: John Wiley & Sons, 1982. P. 525–548.
- Pearce J.A., Norry M.J.* Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. V. 69. P. 33–47.
- Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 956–983.
- Rickwood P.C.* Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // *Lithos.* 1989. V. 22. P. 247–263.
- Shand S.J.* Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. N. Y.: John Wiley and Sons, 1943. 444 p.
- Schandl E.S., Gorton M.P.* Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments // *Economic Geology*. 2002. V. 97. P. 629–642.
- Somin M.L.* Pre-Jurassic Basement of the Greater Caucasus: Brief Overview // *Turkish J. Earth Sciences*. 2011. V. 20. P. 545–610.
- Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jäger E.* Subcommittee on geochronology: Convention on 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 // *Magmatism in Ocean Basins* / Eds A.D. Saunders, M.J. Norry // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
- Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F. et al.* Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // *Geostandard. Newslett.* 1995. V. 19. P. 1–23.
- Williams I.S.* U–Th–Pb Geochronology by Ion Microprobe // *Rev. Econ. Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.
- Wood D.A.* The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50. P. 11–30.

The Age, Petrological-Geochemical Characteristics, and Origin of Igneous Rocks of the Middle Jurassic Khulam Volcano-Plutonic Complex (North Caucasus)

E. N. Kaigorodova¹, * and V. A. Lebedev¹

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry Russian Academy of Sciences, Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: katmsu@mail.ru

The paper presents new petrological-geochemical and isotope-geochronological data on the igneous rocks of Khulam volcano-plutonic complex in the central part of North Caucasus (Kabardino-Balkaria). It has been shown that moderately-alkaline rocks of Khulam Complex are represented by bimodal association gabbro + basaltic trachyandesite and trachyte + rhyolite. The fraction crystallization had a leading role in the formation of this bimodal association. The assimilation of crustal material by magmatic melts did not have noticeable importance. According to the results of U–Pb and K–Ar dating, the rocks of Khulam Complex were formed in the Middle Jurassic (Bajocian–Callovia, 167 ± 4 Ma). It has been established that the studied rocks of Khulam Complex have the geochemical features close to those of intraplate continental igneous rocks. They were erupted in post-collisional geotectonic settings (after the termination of subduction under considered region) within the local extending zone which created in the rear of former continental margin. Generally, the magmatic melts of Khulam Complex generated by mantle source under considered region in the Middle Jurassic had the geochemical characteristics peculiar to enriched basalts of middle-oceanic ridge (E-MORB).

Keywords: North Caucasus, Kabardino-Balkaria, Khulam Complex, Jurassic magmatism, isotope dating, U–Pb method, K–Ar method, petrological-geochemical characteristics of rocks, magmatic melt sources