

## Состав, строение и генетические особенности Кадарского палеовулкана (север Верхояно-Колымской орогенной области)

В.А.ТРУНИЛИНА, Ю.С.ОРЛОВ, А.И.ЗАЙЦЕВ, С.П.РОЕВ

Северная ветвь Северного батолитового пояса Верхояно-Колымской орогенной области, выделенная авторами как позднеюрский—раннемеловой Северо-Полуосненский вулcano-плутонический пояс, представлена массивами гранитоидов латитового ряда и предшествовавшими им вулканитами, локализованными в зоне регионального Кюнь-Тасского разлома, разграничивающего структуры Верхоянской окраины Сибирского континента и Северо-Полуосненской преддуговой зоны Святоносско-Ануйской складчатой системы [11, 12, 13]. Эффузивные породы представлены различной мощности и протяженности покровами, сложенными породами от андезитобазальтов до риолитов, и единичными палеовулканическими постройками. Предполагается, что вулканическая деятельность в пределах региона была интенсивной, но большая часть ее производных уничтожена в процессе позднемелового—палеогенового подъема территории. Их изучение проводится по разрозненным выходам, что не позволяет всегда достаточно корректно реконструировать последовательность событий и характер эволюции материнских расплавов. В данной статье впервые дается детальное описание вскрывающейся в верховьях рек Нучча и Тугуттах палеовулканической постройки, в которой присутствуют практически все разности вулканитов, установленные в пределах Северо-Полуосненского пояса (рис. 1). Детальное изучение геологического положения, взаимоотношений, минералогических, петрогеохимических особенностей и Rb-Sr изотопных систем пород палеовулкана позволило уточнить последовательность магматических событий, генезис вулканитов и геодинамическую обстановку их формирования.

Кадарский палеовулкан расположен в западной части Северо-Полуосненского вулcano-плутонического пояса на пересечении зоны Кюнь-Тасского регионального разлома и Гирибдичанского разлома, контролирующего размещение интрузий одноименного поперечного ряда (см. рис. 1). Палеовулкан прорывает смятую в изоклинальные складки позднеюрскую (включая волжские отложения) терригенную толщу, что определяет его геологический возраст не древнее конца юры или границы юра—мел. В плане форма выхода почти изометричная, несколько вытянутая в субмеридиональном направлении, площадь около 105 км<sup>2</sup>. В разрезе форма тела воронкообразная, с падением контактовой поверхности к центру под углами 20° (западный) и 50—60° (восточный контакт). В рельефе палеовулкан возвышается в виде купола со срезанной плоской вершиной. В объяснительной записке к геологической карте СССР масштаба 1: 200 000 [7] рассматриваемая структура описана как Кадарский субвулкан кварцевых порфиров. Однако ранее Б.В.Пепеляев (1946) и О.Г.Эпов (1956) относили развитые здесь породы к эффузивным, а А.Н.Вишневикий [3] отмечал в его составе туфолавы. Установленное авторами постоянное присутствие стекла, широкое распространение кластолав и гиалокластитов в породах Кадарской постройки дает возможность уверенно идентифицировать ее как палеовулкан. Недостаточная степень обнаженности

(преобладают делювиальные развалы) не позволила детализировать положение и мощность отдельных потоков, но последовательность поступления порций расплава, отраженная в «слоистом» строении палеовулкана, устанавливается достаточно надежно. Начало его формирования фиксируется излияниями андезитобазальтовых—андезитовых лав, которыми сложена юго-западная часть выхода. Они перекрываются дацитами—риодацитами и их кластолавами, поток которых сместился к востоку. Затем следовали лавы риолитов и щелочно-полевошпатовых риолитов. Завершилась вулканическая деятельность излияниями риолитов в центральной части структуры. На поздней стадии после проседания кальдеры в восточной части сформировалась мощная кольцевая дайка гранит-порфиров, переходящих в северной ее части в риолит-порфиры, дайки гранит- и гранодиорит-порфиров и некк того же состава в центре Кадарской постройки.

**Андезитобазальтовые и андезитовые порфириты** слагают эндоконтактовую зону шириной до 300 м в юго-западной части палеовулкана и часто встречаются в виде ксенолитов во всех петрографических разностях, но особенно часто — в риолитовых и риодацитовых кластолавы центральной части и восточного эндоконтакта. Контакты ксенолитов слабо оплавленные, они срезают порфировые выделения ксенолитов, что характерно при разрушении лавовых потоков в результате последующих излияний [6]. Во вмещающих породах микролиты и вкрапленники ориентированы параллельно границам ксенолитов. В андезитобазальтах встречены редкие ксенолиты амфиболитов размерами до 15 см в поперечнике, окруженные «каймой» вкрапленников плагиоклаза. Андезитобазальтовые и андезитовые порфириты — черные, с красноватым оттенком, флюидально-такситовые, мелкопорфировые породы с выделениями темноцветных минералов и плагиоклаза. Основная масса андезитовая, микролитовая, гиалиновая. Лейсты плагиоклаза отчетливо ориентированы относительно граней порфировых выделений. Количество вкрапленников, как правило, не превышает 15%, уменьшаясь до единичных в зоне контакта. Изредка отмечаются мелкозернистые скопления с невадитовой и диоритовой структурой, представленные (в %): кварцем — 5,2; плагиоклазом — 57; калиевым полевым шпатом — 0,6; биотитом — 0,6; амфиболом — 1; пироксеном — 2; хлоритом — 6,6; карбонатом — 5; рудным — 3; стеклом — 19.

Плагиоклаз вкрапленников состоит из незонального андезина  $N 45, st$  (степень упорядоченности) 0,5. Реже отмечается неотчетливая прямая зональность ( $N 49, st 0,1$   $N 45, st 0,2$   $N 46, st 0,5$ ). В ксенолитах андезитов наблюдаются обломки частично растворенного лабрадора с внешними зонами андезина ( $N 53, st 0,3$   $N 56, st 0,5$   $N 54, st 0,4$   $N 49, st 0,62$   $N 38, st 0,5$ ) и хорошо ограниченный андезин второй генерации ( $N 47, st 0,5$ ). Третью генерацию составляют зерна пластинчатого габитуса промежуточные по размерам и форме между изометрично-таблитчатыми выделениями (1—4 мм) и микролитами (0,01—0,03 мм) основной массы. Пироксен в значительном количестве

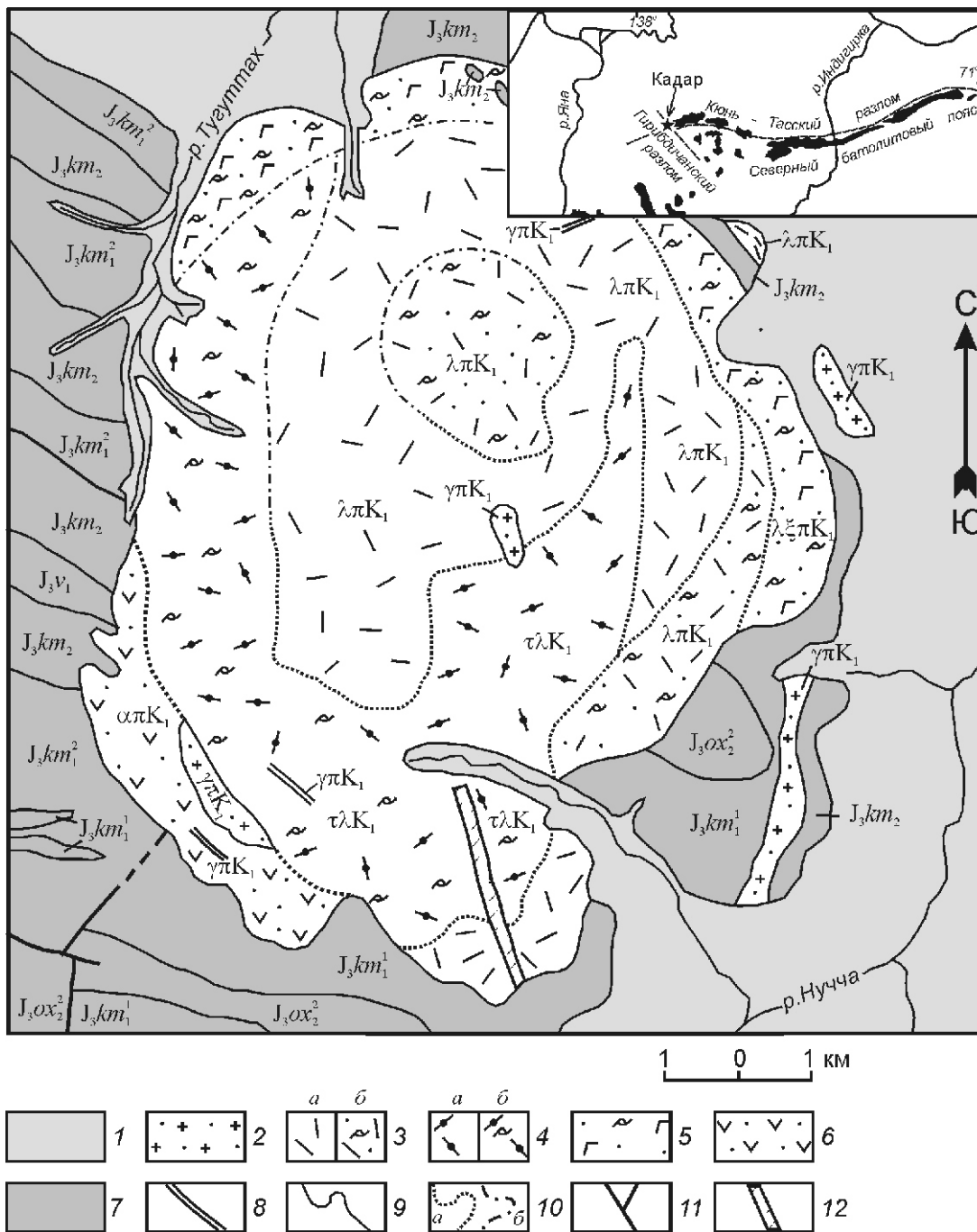


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кадарского палеовулкана. По материалам авторов и работы [3]:

1 — современные отложения Q: галечники, пески, супеси, суглинки; 2 — гранит- и гранодиорит-порфиры даек и некка K<sub>1</sub>; 3 — риолиты (а) и кластолавы риолитов (б) K<sub>1</sub>; 4 — риолиты: а — щелочнополевошатовые K<sub>1</sub>; б — с горизонтами кластолав K<sub>1</sub>; 5 — дациты, риодациты и их кластолавы K<sub>1</sub>; 6 — андезиты и их кластолавы; 7 — отложения верхней юры J<sub>3</sub>: волжский ярус v<sub>1</sub>, нижняя песчаниковая свита K<sub>1</sub>; кимериджский ярус km<sub>2</sub>, верхний отдел: песчаники с редкими пропластками глинистых сланцев; кимериджский ярус km<sub>1</sub>, нижний отдел: верхняя песчаниковая свита; нижняя песчано-сланцевая свита km<sub>1</sub>; оксфордский ярус ox<sub>2</sub>, верхний отдел: пакчи переслаивания аргиллитов и песчаников; 8 — дайки; 9 — геологические границы; 10 — фациальные границы: а — установленные, б — предполагаемые; 11 — тектонические нарушения; 12 — зоны метасоматоза (src-q)

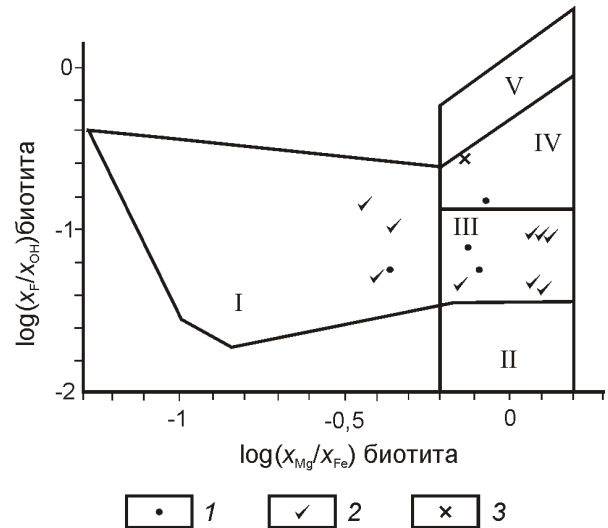
(7%) встречен только в одном из ксенолитов андезитобазалята, где представлен двумя генерациями: изометричными зернами бронзита со следами частичного растворения и преобладающими идиоформными короткопризматическими жадеита. Здесь же отмечено единственное катаклазированное и расчлененное на фрагменты зерно магнезиально-

го оливина (железистость  $f_{27\%}$ ). Роговая обманка образует короткопризматические выделения и микролиты и, как правило, интенсивно замещена актинолитом. Основная масса сложена частично раскристаллизованным стеклом, микролитами или (реже) лейстами плагиоклаза и цветных минералов, среди которых отмечены и чешуйки биотита.

**Дациты и риодациты** слагают северную и восточную части палеовулкана, а выходы *риолитов* тяготеют к его центру и в самой верхней части постройки перекрыты риолитовыми кластолавами. Суммарная мощность потоков до 600 м (см. рис. 1). В нижней части разреза на контакте с интенсивно перемятыми, развальцованными вмещающими породами фиксируются кластолавы, мощность которых от 5 до 50 м. Переходы к породам покровной фации постепенные. В верхней части потоков развиты гиалокластиты с обильными обломками тефры. Дациты и риодациты серые, зеленовато-серые, мелкопорфировые (0,1—2 мм), участками невадитовые, с фельзитовой или сферолитовой структурой основной массы. Количество вкрапленников 5—20%, на отдельных участках до 50%. Среди них установлены (в %): плагиоклаз 16—22, кварц 8—11, калиевый полевой шпат 6—15, редкие зерна биотита и амфибола. Основная масса кварц-полевошпатовая, фельзитовая. Отмечаются обособления (5–6 мм) толстотаблитчатого прямозонального плагиоклаза, промежутки между зернами которого заполнены биотитом, роговой обманкой и разложенным стеклом.

Полевые шпаты наблюдаются в виде идиоморфных и оплавленных зерен и их обломков. Плагиоклаз — низкопорядоченный андезин ( $N_{35-36}$ ,  $st_{0,25-0,35}$ ) с олигоклазовой внешней каймой ( $N_{24}$ ,  $st_{0,2}$ ). Крупные выделения калиевого полевого шпата сложены в центре низким ( $2V_{85}$ ), а по периферии — высоким ( $2V_{42-52}$ ) ортоклазом. Амфибол короткопризматический, образует включения в плагиоклазе и выполняет интерстиции между его зернами. По составу изменяется от переходного от роговой обманки к паргаситу ( $Na/K_{0,7-0,8}$ ;  $Al^{IV}_{1,4-1,5}$ ) до обыкновенной роговой обманки умеренной железистости ( $f_{42-55\%}$ ). Содержание галогенов относительно невысокое ( $Cl_{0,3-0,4\%}$ ;  $F_{0,3-0,6\%}$ ). Кристаллизация амфибола, согласно расчетам работы [17], проходила при  $P_{0,42-0,01}$  ГПа и  $T_{815-911}$  С. Биотит выделений несколько более железистый, чем амфибол ( $f_{47-66\%}$ ), и также с относительно невысокими содержаниями галогенов ( $Cl_{0,3-0,4\%}$ ;  $F_{0,4-0,7\%}$ ). Образовался он при более низких температурах (730—660 С) в условиях повышенной щелочности, умеренного потенциала кислорода ( $\log f_{O_2}_{15-16,7}$ ), высокой активности хлора ( $\log f_{HCl}_{2,1-2,5}$ ) и низких значениях активности воды ( $\log f_{H_2O}_{1,7-1,9}$ ) и фтора ( $\log f_{HF}_{1,8-2,4}$ ), рассчитанных по работе [22]. По соотношениям F/ОН — Mg/Fe [15] биотит вкрапленников сопоставим с таковым производных корово-мантийных, а микролитов — с биотитом коровых расплавов (рис. 2). Из аксессуарных минералов наиболее характерен ортит с ярко выраженной зональной окраской, а также интенсивно окисленные сульфиды (пирит, арсенопирит, халькопирит); обогащенный ртутью стистаит до 0,4%; самородный свинец, содержащий Sn 1,9—4,1% и до Hg 0,3%; тонкопризматический циркон с широко изменяющимися  $ZrO_2/HfO_2$  1200—40. Наблюдаются единичные зерна корового граната (пироп-альмандин с  $py_{12-13\%}$ ); апатита маловодных [2] расплавов ( $Cl_{0,23\%}$ ,  $F_{3,23\%}$ ); высокотемпературного титаномагнетита ( $TiO_2$  до 9,4%). Встречены сростки постмагматического кварца со скелетными зернами голубовато-зеленого турмалина.

Риолиты отличаются от дацитов—риодацитов резко возросшим количеством калиевого полевого шпата двух



**Рис. 2.** Соотношения F/ОН и Mg/Fe в биотитах Кадарского палеовулкана:

I — вулканы потоков; гранит- и гранодиорит-порфиры; 2 — даек, 3 — некка; поля составов биотитов гранитоидов — производных расплавов [15]: I — образованных путем контаминации и ассимиляции субморских метаосадков, II — первичных океанических, III — корово-мантийных, IV — мантийно-коровых, V — коровых анатектических

генераций: высокого ортоклаза ( $2V_{30-40}$ ) и промежуточного триклинного ортоклаза ( $2V_{50-60}$ ). В основной массе часто встречаются зернистые агрегаты рудного минерала. Отмечены единичные зерна замещенных орто- и клинопироксенов. Клинопироксен по составу отвечает магнезиальному авгиту ( $Wo_{43}En_{44}Fs_{13}$ ,  $f_{23\%}$ ) и субкальциевому авгиту ( $Wo_{22}En_{44}Fs_{34}$ ). По аномально высокой расчетной [8] температуре (1200—1400 С) он отнесен авторами к ксеногенным или реститовым.

**Щелочно-полевошпатовые риолиты** развиты в основной в западной и южной частях палеовулкана. Содержание плагиоклаза в них падает до 8% при резком возрастании доли калиевого полевого шпата. Плагиоклаз представлен незональным тонкосдвойникованным олигоклазом ( $N_{18-20}$ ,  $st_{0-0,5}$ ), калиевый полевой шпат — промежуточным триклинным ортоклазом ( $2V_{52-56}$ ,  $st_{0,1-0,7}$ ) с тонкими пертитами распада. Как и в других породах палеовулкана, плагиоклаз образует и правильные таблички, и слабо оплавленные и обломочные зерна. Спорадически в породах отмечаются аналогичные описанному клинопироксен, роговая обманка, ортит и рудный минерал.

**Кластолавы** риодацитового, риолитового и щелочно-полевошпат-риолитового составов приурочены преимущественно к нижним частям покровов. Они содержат в заметных количествах обломки (от долей миллиметра до 0,5—0,8 м в поперечнике) андезитовых, дацитовых, риолитовых порфиров, стекла, кристаллов андезина, а в зоне контакта с вмещающими терригенными породами также алевролитов и песчаников. Количество обломков изменяется от 5 до 15%, а иногда достигает 30%. Местами обломки стекла и порфировых вулкаников приобретают темно-бурую и малиновую окраску вследствие интенсивного ожелезнения и развития гематита по трещинкам. Следует отметить, что подобные процессы — характерный признак

кластолав потоков [6]. В верхних частях потоков встречаются обильные обломки черного стекла кислого состава. Контакты их обычно четкие, форма как угловатая, так и сегментарная, эллипсовидная, каплевидная. Предполагается, что, по крайней мере, частично они представляли собой растрескавшиеся вулканические бомбы, падавшие на поверхность движущейся кластолавы [6] и приобретающие ориентировку длинных осей в соответствии с направлением движения. Такие образования можно рассматривать как гиалокластитовые.

В центре палеовулкана вскрывается нект *гранит-* и *гранодиорит-порфиры* в виде мощного (150—200 600 м) субвертикального тела. Тот же состав имеют крутопадающие дайки, закартированные в центральной и южной частях палеовулкана. Кольцевая дайка, прослеженная на 6 км при мощности 120—200 м в восточном экзоконтакте палеовулкана, сложена в основном гранит- и гранодиорит-порфирами, переходящими в северной ее части в риолит- и риодацит-порфиры. Внедрение кольцевой дайки произошло в предварительно раздробленные и сульфидизированные породы с образованием брекчиевидных текстур в экзоконтактных зонах. В породах некта наблюдается вертикальная ориентировка таблиц полевых шпатов и флюидальная структура. Крупные (до 1—3 см) выделения, составляющие от 20 до 60% породы, представлены полевыми шпатами, преимущественно плагиоклазом и кварцем, реже отмечаются биотит, роговая обманка и обособления стекла в полевошпатовой «рубашке». Породы такситовые, флюидально-такситовые, с невадитовой мелкозернистой гранитовой, микропегматитовой, а в северной части кольцевой дайки фельзитовой и гиалопилитовой структурой основной массы. Количественно-минеральный состав пород (в %): кварц 26, плагиоклаз 24, калиевый полевой шпат 38, биотит 0,7, амфибол 1,8, хлорит 6,5, карбонат 1,4, рудный минерал 0,9, ортит 0,3, сфен 0,4.

Плагиоклаз толстотаблитчатый с четкими ровными краями. Минерал первой генерации образует включения в санидине и имеет состав неупорядоченного андезина ( $N 40$ ,  $st 0,1$ ); второй (преобладающей) — андезина ( $N 32$ ,  $st 0,5$ ) с узкой олигоклазовой ( $N 24$ ,  $st 1$ ) каймой. Характер упорядоченности указывает на кристаллизацию в условиях закрытой системы под перекрывающим экраном вулкаников. Плагиоклаз кольцевой дайки имеет обратную зональность, но также высокую степень упорядоченности ( $N 34$ ,  $st 0,85$   $N 38$ ,  $st 1$ ). В основной массе ядра мелких зональных зерен сложены андезином ( $N 40$ ,  $st 0,8$ ). Выделения санидина ( $2V 4$ ) по периферии переходят в промежуточный ортоклаз ( $2V 53$ ). Калиевый полевой шпат крупных выделений в породах некта представлен высоким триклинным ортоклазом ( $2V 46—50$ ), а в основной массе — промежуточным ортоклазом ( $2V 66$ ), замещающимся чистым альбитом.

Темноцветные минералы, как правило, интенсивно изменены. Незамещенные зерна установлены лишь в риолит-порфирах кольцевой дайки. Пироксены представлены магниальным авгитом ( $Wo_{26—38} En_{40—51} Fs_{13—26}$ ;  $f 22,6—38,1$ ) с аномально высокой расчетной температурой кристаллизации (1225—1350 С), что позволяет рассматривать их как реститовые.

Амфибол (буровато-коричневая роговая обманка и паргасит) и биотит отличаются от таковых пород покровной фации только заметно повышенным содержанием хлора:

до 1,85% в амфиболе и до 0,8% в биотите. Кристаллизация амфибола проходила при расчетных значениях  $T 957—906$  С и  $P$  до 0,88 ГПа; биотита — при  $T 860—680$  С, изменяющейся активности кислорода ( $\log f_{O_2} 13—16,9$ ), высокой активности хлора ( $\log f_{HCl} 1,9—2,4$ ) и низких значениях активности воды ( $\log f_{H_2O} 1,2—1,7$ ) и фтора ( $\log f_{HF} 1,9—3,4$ ).

Из аксессуарных минералов встречены рудный (до 4,7%), сфен (2%), ортит, апатит, гранат, циркон. Гранат представлен ксеногенным альмандин-гроссуляром (alm 35—38 gross 60—64) и пироп-альмандином (до 30% ру), который по составу отвечает гранатам производных нижнекоровых расплавов, зарождавшихся в пределах гнейсо-гранулитовых горизонтов [10, 5]. Значения  $ZrO_2/HfO_2$  в аксессуарных цирконах достигают 97, что присуще цирконам основных пород. Апатит по высокому содержанию Cl (0,35—1,04%) при низких и умеренных F (2,4—3,2%) соответствует апатитам высокотемпературных маловодных расплавов. Как и в породах покровной фации, широко представлены сульфиды, стистаит и самородный свинец.

По химическому составу породы палеовулкана принадлежат к высококальциевой известково-щелочной серии. С увеличением содержаний  $SiO_2$  в них возрастает суммарная и калиевая щелочность (табл. 1, рис. 3, 4). Содержания основных петрогенных оксидов в вулканиках соответствуют таковым магматических образований окраинно-континентальных поясов (рис. 5). Соотношения Rb/Sr (0,3—3)— $SiO_2$ ; La/Yb (18—45)—Sc/Ni (менее 1) и резко асимметричный характер трендов распределения редкоземельных элементов (рис. 6) указывают на формирование их в зоне растяжения активной континентальной окраины [19, 20].

Изучение Rb—Sr изотопных систем пород Кадарского палеовулкана, проведенное по небольшой выборке (табл. 2), не позволяет достаточно корректно оценить изотопный возраст пород таких систем. Для андезитов он определен в 151 39 млн.лет, для риодацитов — 134 45 млн.лет, что не противоречит их возрасту, определенному по геологическому положению палеовулкана. Значительные вариации первичных изотопных отношений Sr ( $I_0$ ) риодацитов (0,70629—0,71001) и их положительная связь с содержанием стронция предполагает несколько источников элемента. Один из них имеет относительно высокие содержания стронция и повышенные значения радиогенной компоненты, другой — пониженные. Для андезитов значения  $I_0$  однородные (0,7091—0,7093) и более высокие, чем для риодацитов. Это предполагает различную природу источников (протолитов) для этих типов пород, или метасоматическую проработку однотипного источника глубинными флюидами (в случае андезитов).

Модельные Rb—Sr параметры вулкаников, рассчитанные относительно таковых в примитивном мантийном резервуаре, имеют положительные значения и подразумевают, что их протолиты обогащены литофильными элементами. Это может быть или обогащенная при глубинном метасоматозе верхняя мантия, или кора. Использование двухстадийной модели [18] с коррекцией данных на предполагаемый возраст формирования вулкаников дает две группы значений модельных датировок: 975—1175 (риодациты) и 1534—1694 млн.лет (андезиты). С определенной долей условности можно предполагать, что магмообразующие субстраты для таких пород были сформированы в различные этапы протерозойской активизации, что под-

# 1. Среднее содержание элементов в породах Кадарского палеовулкана

Элементы	Андезиты	Дациты—риолиты	Кластолавы риодацитов, риолитов	Гранит- и гранодиорит-порфиры некса и кольцевой дайки
K, %	2,34	3,57	3,79	3,88
Na	2,59	2,68	2,49	2,36
F	0,11	0,08	0,09	0,11
Li, г/т	65	205	39	83
Rb	100	291	239	233
Sr		225		236
Ba			590	840
Sn	2	2,3	2,3	5,4
Mo	1	1,9	1,7	1,7
W	3,5	4,6	4	5,4
Bi	0,5	1,2	0,5	0,5
Pb	22	20	22	37
Sb	5	6,1	5	13,3
As	29	18,6	22	13,7
Ag	0,15	0,18	0,11	0,15
Au, мг/т	1,5	3,9	1,6	1,2
Cr, г/т	143	89	132	113
Ni	17	17,5	12	18
V	35	17,7		13
Co	1	4,1	3,6	4
Число анализов	4	12	8	9

Примечания. Анализы выполнены в лабораториях методов анализа: химических (аналитик Д.А.Кулагина) и спектральных (аналитики Г.И.Капышева, Л.М.Наумова, Н.Н.Олейникова) ИГАБМ СО РАН; редких земель — в СНИИГГИМС СО РАН (аналитик А.С.Червко)

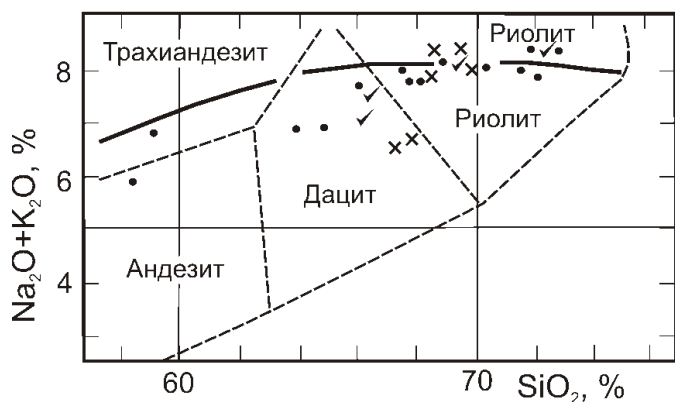


Рис. 3. Классификационная диаграмма [16] пород Кадарского палеовулкана:

см. услов. обозн. на рис. 2

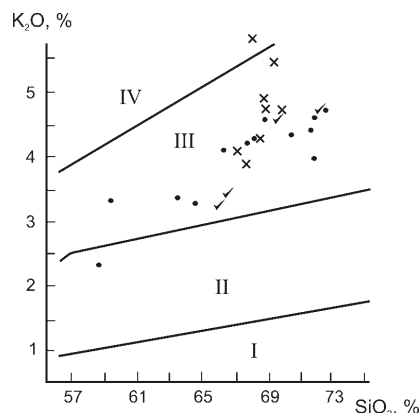


Рис. 4. Соотношение  $K_2O—SiO_2$  в породах Кадарского палеовулкана:

поля диаграммы — серии магматических пород [21]: I — низкокальцевая толеитовая, II — среднекальцевая известково-щелочная, III — высококальцевая известково-щелочная, IV — шошонитовая, см. услов. обозн. на рис. 2

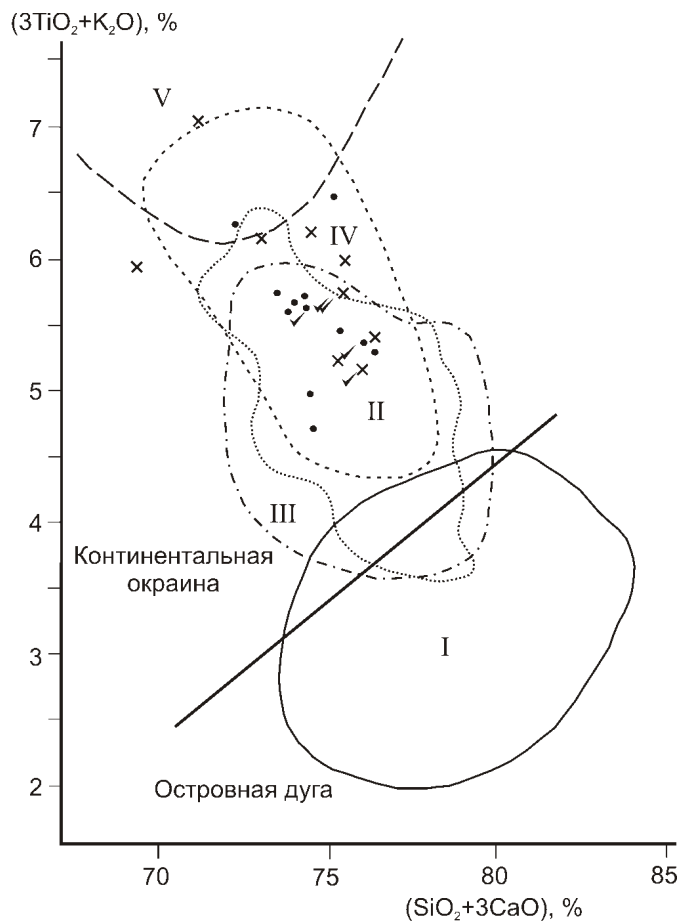


Рис. 5. Геодинамическая обстановка формирования Кадарского палеовулкана:

поля составов магматических пород вулcano-плутонических поясов Верхояно-Колымских мезозойд: I — Уяндино-Ясачненского палеоостроводужного, II — Чаркынского, III — Охотско-Чукотского [9] и IV — Северо-Полосуенского окраинно-континентальных, V — Индигирского пояса растяжения; геодинамические обстановки по работе [9]; см. услов. обозн. на рис. 2

тверждается и расчетами на основе химического состава пород [1], свидетельствующими о разной глубине зарож-

## 2. Результаты Rb-Sr анализа пород Кадарского палеовулкана

Образцы	Породы	<sup>87</sup> Rb	<sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr
T574/7	Риодацит	57,3468	23,1313	2,4507	0,7120
T580/3	«	39,556	35,1088	1,1137	0,7122
T577/5	«	43,4391	18,5419	2,4757	0,7110
T579/2	«	46,3827	43,3204	1,0584	0,7088

Rb-Sr изохронный возраст  $T$  134 45,  $I_0$  0,70679 0,00136

T574/2	Андезит	21,4310	35,0751	0,6040	0,7106
T581/1	Дациандезит	36,2699	36,8494	0,9810	0,7114
T585/1	«	26,9099	34,2513	0,7766	0,7108

Rb-Sr изохронный возраст  $T$  151 39,  $I_0$  0,7092 0,0004

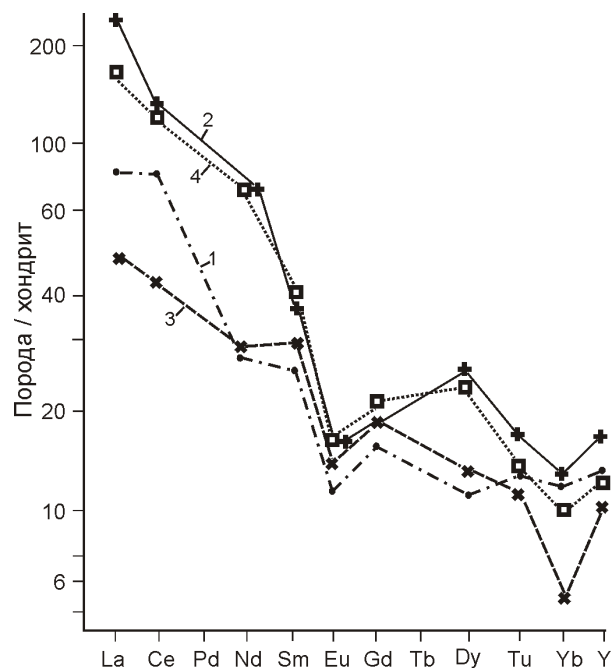


Рис. 6. Нормированное по хондриту распределение редкоземельных элементов в породах Кадарского палеовулкана:

1 — андезит, 2 — риолит, 3 — дацит, 4 — гранодиорит-порфир некка

дения расплавов — около 1300 МПа (верхняя мантия или граница кора — мантия) для андезитов, 800—900 МПа — для риодацитов и гранодиорит-порфиров и 500—600 МПа (верхняя кора) — для риолитов. На диаграмме  $(La/Yb)_N - Yb_N$  (рис. 7) точки составов вулканитов также локализируются в пределах тренда амфиболитов нижних горизонтов коры или верхней мантии и тренда плавления сиалических пород фундамента.

Породы палеовулкана имеют геохимическую специализацию на Bi (кларк концентрации Kk 50—120), Sb (Kk 20—25), As (Kk 9—12), W (Kk 3—3,6), Ag (Kk 2—3,6) (см. табл. 1). Металлогеническая специализация на Bi, Sb, Pb, Sn устанавливается по присутствию их минералов-концентраторов: самородных свинца и висмута, стистаита. Кларк концентрации Ag, по-видимому, занижен, поскольку

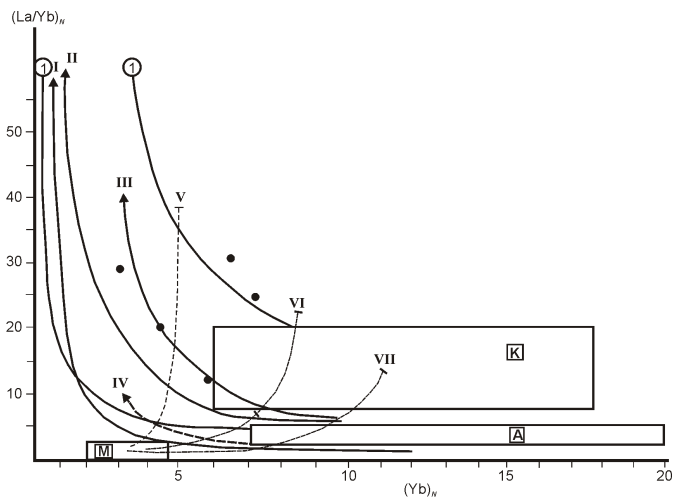


Рис. 7. Соотношение  $(La/Yb)_N$ — $(Yb)_N$  в породах Кадарского палеовулкана:

буквенные обозначения и тренды плавления [4]: М — верхняя мантия, К — континентальная кора, А — амфиболиты континентальной коры; тренды плавления: I — архейских пород тоналит-гранодиоритового состава, I — кварцевого эклогита, II — гранатового амфиболита, III—IV — амфиболита, V—VII — гранатосодержащей мантии

ку в широко распространенном в вулканитах стистаите фиксируется до 3% Ag. Остаточного концентрирования рудных компонентов в процессе становления палеовулкана не происходит, но в породах экзоконтакта известны рудные точки и рудопроявления Pb, Au, Hg, полиметаллов [3, 7]. Мы предполагаем их связь с фумарольной деятельностью, предшествовавшей вулканическому излияниям, что косвенно подтверждается весьма высокой фугитивностью HCl в расплавах.

Из приведенных материалов можно сделать следующие выводы:

1. Особенности внутреннего строения и состав пород Кадарского выхода, широкое распространение в его пределах кластолав и гиалокластитов позволяют рассматривать его как палеовулканическую постройку.

2. Формирование палеовулкана происходило в процессе последовательных излияний со сменой лав среднего состава лавами кислого при перемещении фронта магмогенерации из амфиболитовых горизонтов нижней коры или верхней мантии, предварительно проработанных глубинными флюидами, в верхнекоровые горизонты.

3. Минеральный и химический составы вулканитов отвечают таковым вулканитов зон растяжения активных континентальных окраин.

4. Породы палеовулкана, независимо от их состава обладают ярко выраженной геохимической и металлогенической специализацией на Bi, Sb, Pb, As, Ag, что позволяет ожидать в связи с ними серебро-полиметаллическую минерализацию.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 03-05-96079p2003арктика; 06-05-96008-p2006-восток).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев Г.М., Рудник В.А. Формационно-генетические типы гранитоидов. —Л.: Недра, 1978.
2. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе гранитоидов. —М.: Недра, 1986.
3. Вишневский А.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Яно-Индибирская. Лист R-54-XIX, XX. —М., 1979.
4. Джан Б.М., Чжан З.К. Радиометрический возраст (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb) и геохимия редкоземельных элементов в архейских гранулитовых гнейсах восточной части провинции Хэбэй, Китай // Геохимия архея. —М., 1987. С. 250—284.
5. Ермолов П.В., Изох А.Э., Владимиров А.Г. Гранат как индикатор условий гранитообразования в коре // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246. № 1. С. 208—211.
6. Малеев Е.Ф. Вулканогенные кластические горные породы. —М.: Недра, 1977.
7. Мусалитин Л.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Яно-Индибирская. Листы R-54-XXI, XXII. —Москва, 1979.
8. Перчук Л.Л. Пироксеновый барометр и пироксеновые геотермы // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233. № 6. С. 1196—1199.
9. Пискунов Л.Л. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. —М.: Наука, 1987.
10. Руб М.Г., Ашихмина Н.А., Гладков Н.И. и др. Типоморфные особенности аксессуарных минералов и их значение для выяснения генезиса и рудоносности гранитоидов // Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. —М.: Наука, 1977. С. 197—235.
11. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. и др. Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента). —Якутск, 1999.
12. Трунилина В.А., Бабушкина С.А., Орлов Ю.С. Состав и генетические аспекты формирования гранитоидов латитового ряда хр.Полоусного (Северный батолитовый пояс Верхояно-Колымских мезозойд) // Тихоокеанская геология. 2002. № 5. С. 15—27.
13. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. Петрология магматических пород окраинно-континентальных вулкано-плутонических поясов северо-востока Верхояно-Колымской орогенной области // Вулканизм и геодинамика. —Екатеринбург, 2003. С. 438—442.
14. Шкодзинский В.С., Трунилина В.А. Типы кристаллизации магм // Геохимия. 1983. № 6. С. 798—808.
15. Brimhall G.H., Crerar D.A. Ore fluids: Magmatic to supergene. In termodynamic modeling of geological materials // Minerals, Fluids and Melts // Reviews in mineralogy. Michigan. 1987. Vol. 17. P. 235—321.
16. Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. The interpretation of Igneous rocks. —George Allen and Unwin, London, 1979.
17. Mitchell R.H., Platt R.G. Mafic mineralogy of ferroaugite syenite from the Coldwell alkaline complex, Ontario, Canada // J.Petrol. 1978. Vol. 23. P. 186—214.
18. Moeller A., Mezger R., Volker S. Crustal Age Domains and the evolution of the Mozambique Belt of Tanzania: Combined Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb Isotopic evidence // J.Petrol. 1998. Vol. 39. № 4. P. 749—783.
19. Rollinson H.R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. —London, 1995.
20. Tischendorf G., Palchen W. Zur klassifikation von Granitoides // Z. Geol. Wiss. —Berlin. 1985. Bd. 13. Hf. 5. S. 615—627.
21. Whiteford D.G., Nicholls I.A., and Taylor S.R. Spatial variations in the geochemistry of quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali // Contribs. Mineral. Petrol. 1979. Vol. 70. P. 341—356.
22. Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application // Amer. Mineral. 1985. № 9. P. 1228—1272.