

УЛКАНСКАЯ ПАЛЕОРИФТОВАЯ СТРУКТУРА: ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

В юго-восточном обрамлении Сибирской платформы отчетливо выделяется этап позднепалеопротерозойского внутриплитного магматизма, представленного контрастной серией осадочно-вулканогенных пород, гранитоидами и базитами улканского вулcano-плутонического комплекса. Эти породы формировались во внутриплитных условиях в анорогенной связи с деятельностью мантийного плюма – 1,77–1,70 млрд лет. Трехлучевое строение Улканской палеорифтовой структуры свидетельствует об активном рифтогенезе. Формирование гранитоидов и вулканитов улканского комплекса происходило во внутриконтинентальных условиях растяжения, сопровождавшегося поднятием мантийного диапира. Таким диапиром типа горячей точки в позднем палеопротерозое был Улканский щелочно-лейкогранитовый массив.

Ключевые слова: *палеорифт, грабен, массив, улканский вулcano-плутонический комплекс, свита, плюм, мантийный диапир, горячая точка.*

A stage of Late Paleoproterozoic within-plate magmatism as a contrasting series of sedimentary-volcanogenic rocks, granitoids and basites of the Ulkan volcano-plutonic complex is clearly recognized in the south-eastern flanking of the Siberian Platform. The formation of these anorogenic rocks in the intraplate settings was associated with mantle plume activity at 1.77–1.70 Ga. The Ulkan paleorift structure has features of a three-armed geometry indicative of intense rifting due to hotspot activity. Granitoids and volcanics of the Ulkan complex were formed in the intra-continental setting of stretching accompanied by rising of the mantle plume. The Ulkan alkali-leucogranite massif was such a hotspot-type diapir in the Late Paleoproterozoic.

Keywords: *paleorift, graben, massif, Ulkan volcano-plutonic complex, formation, plume, mantle diapir, hotspot.*

Введение. Развитие юго-восточной окраины Сибирской платформы в палеопротерозое определялось эндогенными и тектоническими событиями, приведшими к заложению Улканско-Билякчанского вулcano-плутонического пояса протяженностью более 750 км [2, 6, 9]. В позднем палеопротерозое широко проявились процессы растяжения, сначала они сопровождались накоплением осадочно-вулканогенных толщ улканской и нельбачанской серий Улканского и Билякчанского грабенов. С наиболее поздними процессами связано внедрение гранитоидных интрузий и дайковых роев базитов. Структурно-геологические данные, петрогеохимические характеристики базальтоидов, встречающихся в разрезах серий, их ассоциация с грубообломочными терригенными породами указывают на их рифтогенную внутриконтинентальную природу [2]. Наиболее детально и полно нами изучена хорошо обнаженная юго-западная ветвь Улканско-Билякчанского пояса – Улканский грабен (прогиб) [2–5, 7]. На территории грабена и в его обрамлении широко распространены гранитоиды А-типа, имеющие все признаки анорогенных [5, 9, 10]. Их внедрение происходило после главных структур, и в дальнейшей истории они не подвергались региональному метаморфизму и складчатым дислокациям.

Разнообразные по составу гранитоиды и ассоциирующие с ними комагматичные вулканические породы Улканского прогиба достаточно хорошо изучены, однако еще существует ряд проблем. Цель настоящей статьи – выявление наиболее характерных особенностей магматических комплексов,

определение их роли и места в истории развития Улканской палеорифтовой структуры и юго-восточной окраины Сибирской платформы. На основе более чем двадцатилетних исследований сделана попытка реконструировать условия их образования и геодинамическую обстановку формирования.

Общая геологическая ситуация. Улканский осадочно-вулканогенный прогиб расположен на восточной окраине Алдано-Станового шита в верховьях рек Учур, Улкан и Маймакан (рис. 1). Он приурочен к мощной субширотной полосе разломов в зоне влияния структур Станового шва Пристанового коллизионного пояса [6]. Ширина Улканского прогиба около 75, протяженность не менее 200 км. Прогиб резко асимметричен; ось наибольших погружений смещена к его южному борту, совпадающему с Южно-Учурским разломом. Северная часть находится под наложенной мезопротерозойской Учурской впадиной. На востоке прогиб перекрыт меловыми эффузивами Охотско-Чукотского пояса. В геофизических полях Улканскому прогибу отвечает вытянутый в широтном направлении минимум силы тяжести, центр которого приходится на Улканский массив гранитоидов [2, 3]. Основными тектоническими элементами, определяющими положение прогиба в структуре фундамента юго-востока Сибирской платформы, являются зоны Южно-Учурского и Северо-Учурского глубинных разломов, которые в сочетании с региональными северо-западным Учур-Элгэтэйским и юго-западным Укиканским разломами были важными магмоподводящими структурами и определяли раз-



Рис. 2. Схема стратиграфии и магматизма Улкано-Учурского района

1 – архейские гнейсы и кристаллосланцы; 2, 3 – позднепалеопротерозойские интрузивные образования: 2 – базиты маймаканского, 3 – гранитоиды улканского (а) и габброиды гекунданского (б) комплексов; 4, 5 – архейские метагабброиды (4), граниты и гранито-гнейсы (5); 6, 7 – стратиграфическое (6) и угловое (7) несогласия; 8 – коры выветривания – литифицированные обломочные образования; 9 – разрывные нарушения

расчлененном рельефе. Улкачанская свита (750 м) представлена трахибазальтами с прослоями песчаников, туффитов и туфоалевролитов. Элгэтэйская свита (2130 м) состоит из эффузивов, игнимбритов и туфов покровной фации с редкими прослоями терригенных и туфогенно-терригенных пород. Для неё характерны также субвулканические, жерловые и экструзивные фации. В разрезе свиты доминируют трахириолиты, трахириодациты и трахидациты.

Базальтоиды составляют не более 20% объема свиты (комендиты и пантеллериты только в верхней части её разреза). Возраст трахириолитов 1722 ± 6 (U-Pb метод по цирконам [9, 12]), трахириодацитов 1732 ± 4 млн лет (U-Pb метод по цирконам [7]). Элгэтэйская свита залегает с угловым несогласием на улкачанской либо топориканской свитах, а за ними – на породах кристаллического фундамента. Лавобрекчии трахидацитов базальных горизонтов

свиты содержат валуны и гальку подстилающих их базальтов улканчанской свиты и габброидов гекунданского комплекса. Эти данные указывают на перерыв в вулканизме в постулкачанское — пред-элгэтэйское время, который сопровождался воздыманием территории Улканской палеоструктуры. Тогда интрузии гекунданских габброидов вышли на земную поверхность, подверглись эрозии и размы-ву [2].

Гранитоиды, входящие в состав улканского ВПК, — два крупных (Улканский и Южно-Учурский), несколько средних массивов и более мелкие тела, обнажающиеся в разных частях Улканского прогиба и его обрамления. Положение улканских интрузивов отчетливо контролируется разрывной тектоникой; размещение и конфигурация их обусловлены сочетанием субширотных, северо-западных и северо-восточных разломов и тектонически ослабленных зон [2, 5]. В геофизических полях (по данным аэрогеофизической съёмки) гранитоиды улканского комплекса выделяются среди других пород более высокими содержаниями радиоактивных элементов, особенно Улканский массив.

Улканский массив протяженностью 42 и шириной до 26 км расположен в центральной части одноименного грабена. Для него характерно большое количество ксенолитов, представляющих собой провесы кровли вмещающих пород [2].

В строении массива принимают участие три интрузивные фазы. Первая фаза — в основном крупнозернистые биотитовые субщелочные граниты, иногда со структурами рапакиви. Породы повышенной основности характерны для зон проявления гибри-дизма. Вторая фаза — мелкозернистые биотитовые субщелочные лейкограниты. Третья фаза — щелочные граниты и щелочные кварцевые сиениты. С телами щелочных гранитоидов ассоциируются разнообразные по составу дайки от лампрофиров до комендитов и щелочногранитных пегматитов, зоны и поля редкоземельно-редкометалльных щелочных метасоматитов и тела щелочных гидротермалитов. Датирование U-Pb методом по цирконам гранитов массива [9, 12]: I фаза — 1721 ± 1 , II фаза — $1716 \pm 2,5$, III фаза — 1705 ± 5 млн лет. По данным А. Н. Диденко с соавторами [7], возраст гранитов (U-Pb метод по цирконам) I и III фаз $1729,7 \pm 1,9$ и $1724,7 \pm 3,6$ млн лет.

Южно-Учурский массив (1727 ± 6 млн лет, U-Pb метод по циркону [12]) — довольно крупное (1500 м^2) тело трещинного типа, вытянутое в широтном направлении. По южной границе оно контактирует с архейскими анортозитами Джугджурского массива и находится с ним в эруптивных отношениях; его северная граница тектонической природы. Распространены в основном амфибол-биотитовые и биотитовые субщелочные граниты, иногда со структурами рапакиви; реже встречаются породы повышенной основности, характерные для зон, где проявлены процессы гибри-дизма и ассимиляции ксенолитов вмещающих пород. Массив приурочен к структуре Станового шва (Южно-Учурский разлом). Серия расположенных несколько южнее мелких тел гранитоидов улканского комплекса локализована уже в Джугджурском блоке Пристанового пояса высокобарических гранулитов, трактуемом как палеопротерозойская зона коллизии (более 1,9 млрд лет) [4, 6].

Разнообразные по составу гранитоиды улканского комплекса сформировались на малой глубине

(около 4 км) из высокотемпературных сухих магм в резко восстановительных условиях с высоким содержанием щелочей, большинства LIL и HFS-элементов, фтора и хлора [9–11]. Характерная особенность улканских гранитов — присутствие высокожелезистых и магнезиально-железистых силикатов, в щелочных гранитах — щелочных амфиболов и пироксенов.

Завершает позднепалеопротерозойский магматизм в Улканской палеоструктуре маймаканский комплекс даек габбро-долеритов. Дайки имеют четкие эруптивные контакты с гранитами Улканского и Южно-Учурского массивов и перекрываются мезопротерозойскими осадочными толщами уянской серии [2, 3]. U-Pb возраст цирконов из габбро-долеритов дайки, прорывающей граниты Улканского массива, 1707 ± 32 млн лет [5].

На севере Улканской палеорифтовой структуры обнажаются самые нижние горизонты нижнего мезопротерозоя Сибирской платформы (Учурской впадины), залегающие на вулканитах элгэтэйской свиты [8]. Нижний мезопротерозой представлен вулканогенно-осадочными и карбонатно-терригенными породами уянской и учурской серий (рис. 2). Базальные слои уянской серии — конгломераты с валунами и галькой кварца и элгэтэйских вулкани-тов — залегают с размывом и несогласием на железисто-глинисто-гидрослюдистой коре выветривания эффузивов разных частей разреза элгэтэйской свиты. Изохронный Rb-Sr возраст аутигенного адю-ляра из коры выветривания 1670 ± 40 млн лет [8]. Возраст уянской серии принят раннемезопротерозойским на основании перекрытия её гонамской свитой учурской серии с K-Ar датировками по глаукониту 1520–1450 млн лет и определениями в её составе раннемезопротерозойских онколитов и строматолитов [2, 8].

Структурные особенности локализации Улканской палеорифтовой системы. Анализ геологических и геофизических материалов показывает, что Улканскую вулcano-плутоническую структуру следует рассматривать как сложную палеорифтовую систему, состоящую из трех ветвей, или лучей (рис. 1). Центральная субширотная ветвь системы — Улканский грабен, выполненный бимодальными вулканитами и осадками улканской серии и коагматичными гранитоидами и габброидами. От центральной части грабена в северо-западном и юго-западном направлениях ответвляются Учур-Элгэтэйская и Укикинская тектонически ослабленные зоны с небольшими массивами гранитоидов улканского комплекса и полями эффузивов элгэтэйской свиты [2, 5]. К этим трем зонам также приурочены рои даек базитов маймаканского комплекса. Простираение даек и дайковых роев наследует ориентировку этих структурных элементов. Другими словами, Улканская палеоструктура обладает чертами трехлучевого строения. Углы между направлениями зон разломов, контролирующих дайки базитов, $90\text{--}135^\circ$, создают структурный узор, близкий к рисунку тройного сочленения зон растяжения, свойственному областям океанского спрединга и континентального рифтогенеза (Афарский треугольник) [5]. Трехлучевое строение ареала даек маймаканского комплекса наводит на мысль о его формировании скорее всего в связи с поднятием мантийного диапира (плюма), что, как правило, свидетельствует об активном рифтогенезе [13]. Таким диапиром типа горячей точки мог быть, по всей

вероятности, многофазный Улканский щелочно-лейкогранитовый батолит.

Область взаимного пересечения роев базитовых даек расположена в центральной части Улканского массива гранитоидов (рис. 1). По геологическим данным, эта область схождения и сопряжения роев совпадает с областью максимального проявления щелочногранитного магматизма (Ныгваганский массив щелочных гранитоидов) и щелочного метасоматоза [5]. Вероятно, именно она была эпицентром горячей точки, своеобразной зоной наиболее интенсивного воздействия мантийных флюидов, вокруг которой по периферии расположены все известные многочисленные рудопроявления и месторождения редких металлов (Be, Ta, Nb, Zr, Li, Sn), редких земель, урана и тория Улканского рудного района.

Особенности развития Улканского палеорифта. Характерной его чертой является широкое развитие дорифтогенных денудационных поверхностей выравнивания, которые относятся к пенепленам и служат геоморфологическим выражением регионального углового несогласия, зафиксированного площадными корами выветривания пород фундамента [2]. Формирование бимодальных дифференцированных серий вулканитов в Улканской структуре связано, как и в Рейнском грабене, с вулканической деятельностью центрального типа и обусловлено существованием промежуточных очагов. Предшествовавший ей трещинный вулканизм связан с зонами растяжения. Характерно также проявление субщелочной тенденции на начальной стадии рифтогенеза и щелочной на завершающей стадии.

По наличию перерывов и несогласий в разрезе улканской серии одноименного палеорифта выделяется пять фаз изменения палеотектонических движений, деформаций и соответственно перестройки структурного плана, что находит подтверждение в изменениях типа, характера и мощности разрезов слагающих толщ, в проявлении разноформационного магматизма на разных этапах развития этой палеорифтовой структуры. В соответствии с этим выделяются четыре стадии развития Улканского палеорифта.

Первая стадия. Стратиграфия отложений топориканской свиты, сохранившихся в Улканском грабене, свидетельствует о том, что до начала грабенообразования не существовало свода как предшественника рифтогенеза. До заложения этой палеоструктуры происходили интенсивные дислокации и дробление кристаллического фундамента в зонах влияния зарождавшихся субширотных глубинных разломов Северо-Учурского и Южно-Учурского. В результате прогибания фундамента и образования первичных трещин растяжения зарождались эмбриональные мелководные прибрежно-морские впадины [1, 2]. Накопление осадков контролировалось литрическими сбросами и, судя по кварцевому составу песчаников и присутствию под ними предтопориканской коры выветривания, в условиях слаборасчлененного рельефа поднятий, обрамляющих впадины.

Вторая стадия. В зонах влияния субширотных глубинных расколов фундамента закладывается серия протяженных линейных грабенообразных структур, положивших начало формированию собственно Улканского грабена. Улканский трахибазальтовый вулканизм проявлялся в результате

трещинных излияний в мелководных прибрежно-морских условиях [2]. Судя по простираанию даек базитов, напряженные растяжения были ориентированы в крест простираания палеорифта. Присутствие в разрезах улканской свиты прослоев конгломератов свидетельствует о том, что прогибание фундамента палеобассейна иногда сменялось поднятиями. В улканское время эта палеоструктура выглядела как ступенчато погружающийся к югу грабен шириной 70–75 км. Вулканизм на этой стадии завершился внедрением интрузий гекунданских габброидов в зонах влияния Северо-Учурского и Южно-Учурского глубинных разломов.

Третья стадия. Перерыв в вулканизме и осадконакоплении, предшествовавший накоплению толщ элгэтэйской свиты, обусловлен поднятием территории улканского палеобассейна. Формирование предэлгэтэйского поднятия сопровождалось образованием складок, активизацией старых субширотных, заложением новых зон разломов северо-восточного и северо-западного направлений (Укиканская, Учур-Элгэтэйская зоны) и пенепленизацией сводового поднятия. Интрузии гекунданских габброидов, выведенные (с глубин 1–1,5 км) на земную поверхность, подверглись эрозии и размыву. В базальных горизонтах элгэтэйской свиты наблюдаются валуны и галька гекунданских габброидов и улканских базальтов. С учетом уровня эрозионного среза интрузивов гекунданского комплекса мощность вулканических накоплений в улканское время достигала 2,0–2,5 км.

Четвертая стадия. Для континентальных условий разреза элгэтэйской свиты характерно наличие лав субщелочного, кислого и щелочного составов при подчиненном значении лав основного состава с прослоями грубозернистых терригенных пород [2, 3]. Присутствие глауконита в песчаниках нижней части свиты – показатель глубины Улканского палеобассейна на ранних этапах элгэтэйского вулканизма. Однако появление игнибритов и исчезновение прослоев терригенных пород в верхней части разреза свиты свидетельствуют об активном воздымании территории палеобассейна на поздних этапах его развития. Именно в элгэтэйский период Улканская палеорифтовая структура, в связи с расколами фундамента и с последующими активизацией вулканизма и внедрением гранитоидных интрузий, приобрела структурный узор, близкий к рисунку тройного сочленения зон растяжения, в области схождения рукавов которого произошли зарождение и становление многофазного Улканского щелочно-лейкогранитового батолита. На значительном протяжении он ограничен системой дуговых и кольцевых разломов, что позволяет интерпретировать его как диапир, обусловивший формирование сводового поднятия. Становление Улканского батолита происходило на глубине около 4 км [11]. Мощность элгэтэйской свиты была не менее 6 км. Такие поднятия и сводообразование, похожие на аналогичные явления в Восточно-Африканской рифтовой системе, в дальнейшем сопровождалась эрозией. Валуны и галька элгэтэйских вулканитов наблюдаются в базальных горизонтах (до 50–75 м) нижнего мезопротерозоя чехла Сибирской платформы [8].

Дайки базитов маймаканского комплекса фиксируют этап стабилизации трехлучевой Улканской палеорифтовой системы. Ее тектоническая неустойчивость обусловлена, по всей вероятности, опу-

стошением промежуточных магматических камер, проседанием сводового поднятия и, как следствие, активизацией глубинных очагов, заложением разломов трещинного типа с внедрением даек базитов вдоль рукавов палеорифтовой системы.

Источники и геодинамическая обстановка формирования улканского ВПК [2, 5, 7, 9–11]. На классификационных диаграммах точки составов субщелочных и щелочных гранитов и вулканитов Улканского грабена попадают в поля пород щелочной и щелочно-известковой серий, а на дискриминационных диаграммах в поле внутриплитных гранитов. Граниты и вулканиты характеризуются крайне высокой железистостью ($f = 0,75–1,00$) и относятся к калиевой и натриевой сериям. В них преобладают породы серий калиевой (субщелочные граниты и большая часть вулканитов) и натриевой (щелочные гранитоиды, а также комендиты и пантеллериты). Для щелочных пород характерны высокие значения индекса апаитности ($NK/A = 0,96–1,57$), тогда как для пород калиевой серии значения этого индекса $0,6–1,00$. Гранитоиды Улканского массива отличаются от гранитов Южно-Учурского массива более высокими содержаниями Be , Nb , Ta , Li , Sn , TR , Rb , U , Th и низкими Va и Sr . Щелочные гранитоиды максимально обогащены большинством некогерентных элементов, а также Zn , Mn , F и благородными металлами. Спайдердиаграммы для этих пород близки к таковым для типичных анорогенных редкометалльных щелочных гранитов [7, 9].

Геохимические данные и результаты изотопно-геохронологических исследований пород улканского ВПК указывают на источники типа OIB для щелочных (Na-серия) гранитов и существенно литосферный источник для субщелочных (K-серия) гранитов [9]. Большие вариации Ce/Pb отношения (от 4,3 до 23,4) предполагают различные соотношения мантийного и корового компонентов в источниках гранитоидов, максимальные его значения (18,6–23,6) в щелочных гранитах свидетельствуют о значительной роли мантийного компонента в их формировании. На диаграмме $Nb/U–Th/Ta$ точки составов этих гранитов попадают на линию смещения континентальной коры и мантии (OIB или MORB). По А. М. Ларину [9], формирование пород улканского ВПК происходило во внутриплитных условиях в анорогенной связи с деятельностью мантийного плюма и за счет смещения двух расплавов – существенно мантийного и существенно корового.

К тому же пришли и авторы работы [5] – дайки базитов маймаканского комплекса завершили позднепалеопротерозойский анорогенный магматизм на юго-востоке Алдано-Станового щита. Базиты определены как умереннощелочные породы, переходные от толеитовых к щелочным. Они схожи с внутриплитными базальтами и обогащенными базальтами типа СОХ. Распределение редких земель в дайках базитов подобно таковому в породах толеитовой и субщелочной серий зон растяжения. Вместе с геологическими данными это указывает на их формирование в условиях внутриконтинентального растяжения, сопровождавшегося поднятием мантийного диапира. Анализ пространственного расположения дайковых роев в пределах Улканского грабена и его обрамления показывает, что область схождения (сопряжения) роев совпадает с областью максимального проявления щелочногранитного

магматизма и связанного с ним щелочного метасоматоза (Ныгваганский массив щелочных гранитов). По всей вероятности, она служила эпицентром горячей точки.

Геодинамическая обстановка в конце позднего палеопротерозоя сопровождалась мощным тепловым потоком и подъемом мантийных диапиров в тыловой юго-восточной части Сибирской платформы. Одним из таких диапиров типа горячей точки, по нашему мнению, был Улканский щелочно-лейкогранитовый батолит площадью 750 км^2 , в центральной части которого находится Ныгваганский щелочногранитовый массив (14 км^2) – эпицентр горячей точки. С горячими точками такого типа связано заложение вдоль юго-восточного края Сибирской платформы трехлучевой внутриконтинентальной системы – Улкано-Бияляканского вулканоплутонического пояса. Установлено, что на юго-востоке Сибирской платформы в интервале $1,77–1,70$ млрд лет имела место термальная перестройка минералов архейских пород фундамента [4]. Наиболее четкое отражение в геохимических системах цирконов получил регионально проявившийся позднепалеопротерозойский (улканский) этап интенсивной тектоно-термальной переработки пород разных блоков юго-восточной части Алдано-Станового щита ($1765 \pm 9 – 1690 \pm 14$ млн лет, SHRIMP II) [4], с которым связаны заложение и развитие Улканского и других протоавлакогенов, внедрение большеобъемных интрузий сиенитов, монзонитов, субщелочных и щелочных гранитов улканского и других комплексов, силлов и даек мафит-ультрамафитов.

Все это указывает на то, что в интервале $1,77–1,70$ млрд лет во внутриплитных условиях происходил подъем горячего мантийного вещества, с которым связана термальная перестройка минералов разных пород фундамента. Анорогенный магматизм отчетливо фиксируется по юго-восточному обрамлению Сибирской платформы Северо-Азиатского кратона, на Северо-Американской платформе (массивы Нуэлтин, М'Клур-Бей, Кап-Фарвел) и в Северном Китае. На Северо-Китайском кратоне известно несколько небольших массивов гранитов рапакиви (1716 ± 31 млн лет, комплекс Шачанг), бимодальных вулканитов формации Дахонгю и роев даек долеритов с возрастом около $1,70$ млрд лет [15–17], входящих в палеомезопротерозойскую Центральную рифтовую систему (авлакоген Яньшан – Тайханьшан). Эта система, расположенная в центральной части кратона, имеет трехлучевое строение и наложена на Транс-Северокитайский коллизионный пояс ($\sim 1,9$ млрд лет). По северной окраине кратона тянется рифтовая система Лангшан-Баян-Обо, базальты из нижних частей ее разреза имеют возраст $1,73$ млрд лет [16]. По мнению китайских геологов [17, 18], рапакивгранитный магматизм анорогенный и связан с деятельностью мантийного плюма.

Таким образом, на Северо-Азиатском и Северо-Китайском кратонах в интервале $1,77–1,70$ млрд лет проявилось внутриплитное тектоническое событие, выразившееся в рифтинге, сопровождавшемся излияниями бимодальных вулканитов и становлением щелочно-лейкогранитовых массивов. Этот магматизм в обоих случаях происходил спустя $150–200$ млн лет после завершения орогенических процессов во вмещающих складчатых структурах как Пристанового, так и Транс-Северокитайского

коллизии поясов. Активный рифтинг на фоне воздымания (куполообразования), Fe-Ti базальты, переходные от толеитовых к щелочным, наличие щелочных гранитов, имеющих мантийный источник типа OIB [9, 10], указывают на плюмовую природу двух близких типов внутриплитного магматизма Улканского грабена Улканско-Билиякчанского вулканоплутонического пояса и авлакогена Яньшан – Тайханьшан. Следует отметить, что на большинстве палинспастических реконструкций Северо-Китайский кратон в это время располагался в непосредственной близости к Сибири [14].

Заключение. В пределах юго-восточного обрамления Сибирской платформы отчетливо выделяется этап позднепалеопротерозойского внутриплитного магматизма, представленного контрастной серией осадочно-вулканогенных пород, гранитоидами и базитами улканского вулканогенно-плутонического комплекса. Для Улканского палеорифта характерны как субщелочные породы калиевого ряда, так и щелочные гранитоиды и вулканы натриевого ряда, весьма обогащенные некогерентными элементами. Эти породы формировались во внутриплитных условиях в анорогенной связи с деятельностью мантийного плюма.

В развитии Улканской палеорифтовой системы выделяется пять стадий, которые по ряду геодинамических признаков можно объединить в три крупных этапа. На первом этапе процессы растяжения и прогибания в связи с расколами архейского фундамента обусловили заложение и становление субширотного Улканского грабена. На втором этапе геодинамическая обстановка формирования бимодальной дифференцированной серии, связанной с вулканической деятельностью центрального типа, сопровождалась мощным тепловым полем и подъемом мантийного диапира типа горячей точки, обусловившей формирование сводового поднятия. Внедрение даек базитов маймаканского комплекса фиксирует этап ее стабилизации – заключительный этап развития структуры.

Трехлучевое строение Улканской палеорифтовой структуры свидетельствует об активном рифтогенезе. Диапиром типа горячей точки был Улканский щелочно-лейкогранитовый массив. Область схождения роев базитовых даек, совпадающая с областью щелочногранитного магматизма и щелочного метасоматоза в центре массива, стала вероятным эпицентром горячей точки. Формирование гранитов и базитов улканского ВПК осуществлялось и происходило за счет смешения двух различных расплавов – существенно корового и существенно мантийного.

Подъем мантийного диапира в тыловой юго-восточной части Сибирской платформы сопровождался мощным тепловым потоком и, как следствие, тектоно-термальной переработкой пород разных блоков юго-восточной части Алданского щита.

Исследование выполнено при поддержке интеграционного проекта РФФИ 12-11-СУ-08-012.

Гурьянов Валентин Алексеевич – канд. геол.-минер. наук, ст. науч. сотрудник, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН. <gurjanov_v@mail.ru>.

Песков Алексей Юрьевич – ст. науч. сотрудник, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН. <lesha-ogr-31@mail.ru>.

1. *Гамалея Ю.Н.* Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии // *Геотектоника*. 1968. № 6. – С. 34–45.
2. *Гурьянов В.А.* Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). – Владивосток: Дальнаука, 2007. – 227 с.
3. *Гурьянов В.А., Горошко М.В.* Основные особенности докембрийской металлогении Улканского района // *Тихоокеан. геология*. 2005. Т. 24. № 6. – С. 101–128.
4. *Гурьянов В.А.* и др. Изотопно-геохронологические исследования цирконов раннедокембрийских пород юго-восточной части Алданско-Станового щита: новые результаты, их геологическая интерпретация / В.А. Гурьянов, Г.В. Роганов, В.Н. Зелепутин, М.И. Розинов, Т.Е. Салтыкова // *Тихоокеан. геология*. 2012. Т. 31. № 2. – С. 3–21.
5. *Гурьянов В.А.* и др. Базитовые дайки верхнего палеопротерозоя Улканско-Учурского района (юго-восток Алданско-Станового щита): структурное положение, состав и обстановка формирования / В.А. Гурьянов, А.Н. Пересторонин, А.Н. Диденко, А.Ю. Песков, А.В. Косынкин // *Геотектоника*. 2013. № 4. – С. 47–60.
6. *Гусев Г.С., Хаин В.Е.* О соотношении Байкало-Витимского, Алданско-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // *Геотектоника*. 1995. № 5. – С. 68–82.
7. *Диденко А.Н.* и др. Геохимия и геохронология магматических пород Улканского прогиба (новые данные) / А.Н. Диденко, В.А. Гурьянов, А.Н. Пересторонин, А.Ю. Песков и др. // *Тихоокеан. геология*. 2010. Т. 29. № 5. – С. 44–69.
8. *Карсаков Л.П., Гурьянов В.А., Горошко М.В.* Стратиграфия нижних горизонтов гипостратотипа рифея (юго-восток Сибирской платформы) // *Стратиграфия, геологическая корреляция*. 2002. Т. 10. № 1. – С. 47–61.
9. *Ларин А.М.* Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. – СПб.: Наука, 2011. – 402 с.
10. *Ларин А.М., Котов А.Б., Великославинский С.Д.* и др. Раннедокембрийские гранитоиды А-типа Алданского щита и его складчатого обрамления: источники и геодинамические обстановки формирования // *Петрология*. 2012. Т. 20. № 3. – С. 1–24.
11. *Недашковский П.Г., Ленников А.М.* Петрология и геохимия алданских рапакиви. – М.: Наука, 1991. – 134 с.
12. *Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З.* и др. U-Pb возраст магматических пород Улканского грабена (юго-восточная часть Алданского щита) // *ДАН СССР*. 1992а. Т. 323. № 6. – С. 1152–1156.
13. *Burke K.C., Dewey J.F.* Plume-generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks // *J. of Geology*. 1973. Vol. 81. – P. 406–433.
14. *Condie K.C.* Breakup of a Paleoproterozoic Supercontinent // *Gondwana Res.* 2002. Vol. 5. N 1. – P. 41–43.
15. *Rämö O.T., Haapala I.* One hundred years of Rapakivi Granite // *Mineral. Petrol.* 1995. Vol. 52. – P. 129–185.
16. *Songnian L., Chunliang Y., Huaikun L., Humin L.A.* Group of rift event in the terminal Paleoproterozoic in the North China Craton // *Gondwana Res.* 2002. Vol. 5. N 1. – P. 123–131.
17. *Yu J.H., Fu H.Q., Zhang F.L., Guan M.* Geochemistry of a Rapakivi Granite Suite in a Proterozoic Rift Trough in Beijing and its Vicinity // *Acta Geol. Sinica*. 1991. Vol. 4. N 2. – P. 169–186.
18. *Zhai M.G., Liu W.J.* Paleoproterozoic tectonic history of the North China Craton: a review // *Precamb. Res.* 2003. Vol. 122. – P. 183–199.