

ГЕОЛОГИЯ. БИОЛОГИЯ. ГЕОЭКОЛОГИЯ

УДК 551.24:552.33+550.4(571.6)

РИФТОГЕННЫЙ ЩЕЛОЧНОЙ МАГМАТИЗМ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

М.В. Горошко

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН,
ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000;
e-mail: goroshko@itig.as.khb.ru

Выделены и охарактеризованы ареалы щелочного магматизма юго-восточной части российского Дальнего Востока, проявленные в палеопротерозое и фанерозое. Установлено шесть щелочных магматических комплексов, связанных с рифтогенным магматизмом: палеопротерозойский (карельский), неопротерозойский, позднепалеозойский, позднеюрско-раннемеловой, позднемеловой-раннепалеогеновый и неоген-раннечетвертичный. Их состав в разновозрастных интрузивных комплексах варьирует от ультраосновных до ультракислых. Они выявлены преимущественно в докембрийских блоках Алдано-Станового щита и Центрально-Азиатского орогенного пояса и в Сихотэ-Алинском орогенном поясе в тыловых частях мезозойского Восточно-Сихотэалинского вулканогена. Выделено пять геодинамических обстановок проявления щелочного магматизма: 1) протерозойские рифты с субщелочным и щелочным магматизмом; 2) плюмы со сложным щелочным магматизмом широкого диапазона от ультраосновного до кислого составов; 3) рифтогенные магматиты позднепалеозойской и позднемезозойской активных континентальных окраин; 4) фойдиты в зонах растяжения при коллизионных процессах между Амурской и Евразийской плитами; 5) щелочной магматизм в кайнозойских впадинах в удаленных от активной континентальной окраины зонах. Ведущими полезными ископаемыми рифтогенного магматизма являются редкие и редкоземельные элементы, уран, золото, молибден, в меньшей мере (для докембрийских рифтов) – бериллий, фосфор и железо.

Ключевые слова: ЮВ Дальнего Востока России, рифтогенный щелочной магматизм, районы развития, щелочные комплексы, геодинамические обстановки, металлогения.

Введение

Щелочные породы составляют не более 1% от всех магматических пород, но они играют значительную роль в локализации месторождений апатита, железа, тантала, ниобия, редких земель, циркония, стронция и урана. Характерным признаком этих пород является присутствие в их составе щелочных темноцветных минералов: эгирина, эгирин-авгита, лепидомелана, рибекита и арфедсонита, высокая концентрация щелочей, вызванная значительным содержанием щелочных полевых шпатов, нафелина, калиофиллита, лейцита.

Несмотря на незначительное распространение щелочных пород, среди них выделено много разновидностей, получивших особые названия. Для выделения разновидностей использовались разные признаки: колебания в содержании главных компонентов, различия в составе аксессуарных минералов, особенности текстуры и структуры.

На юго-востоке Дальнего Востока получили свое развитие разнообразные по составу и возрасту щелочные породы, сформированные в различных тектонических и геодинамических обстановках. С ними связана редкоземельно-редкометаллическая, радиоактивная минерализация, месторождения золота и молибдена, часто в значительных масштабах. Авторы поставили перед собой задачу выявить тектоническое положение щелочных комплексов, геодинамические условия формирования каждого из них и место в истории развития этого обширного региона.

Результаты работ

Палеопротерозойские щелочные породы. Палеопротерозойские щелочные породы позднекарельского рифтогенного комплекса выполняют крупный Улканский прогиб субширотного простирания [1–3, 9, 15, 22]. В ареале выделяются щелочные граниты, щелочные кварцевые сиени-

ты, щелочные сиениты, щелочные аляскиты интрузивной фазы, субвулканические тела и дайки рибекитовых, эгирин-рибекитовых комендитов, пантеллеритов, трахитов, щелочных гранит-порфиров, щелочных микросиенитов, а также жильные тела щелочногранитных пегматитов. Вокруг массивов щелочных гранитоидов развиты широкие ореолы фенитов и фенитизированных гранитов. Все породы содержат высокие концентрации урана, тория, иттрия, иттербия, ниобия, тантала и гафния.

По химизму и геохимическим параметрам щелочные вулканыты и граниты обнаруживают сходство с породами современных континентальных рифтов [19, 23].

Подобно внутриконтинентальным рифтогенным прогибам, Улканский прогиб характеризуется редкоземельно-редкометалльной специализацией. В нем проявлены месторождения и рудопроявления тантала, ниобия, редких земель, бериллия, урана, золота и лития.

Неопротерозойские щелочные интрузии. Неопротерозойские щелочные интрузии центрального типа распространены в юго-восточной части Сибирской платформы и содержат значительное количество ресурсов тантала, ниобия, урана, редкоземельных элементов цериевой группы, апатит-магнетитовых руд, стронция, реже платиноидов и золота [3, 8].

Арбарастахский массив площадью 38 км² с карбонатитами расположен в западной части Идюмо-Хайканского блока раннедокембрийских метаморфических пород Алданской гранулит-гнейсовой области Алдано-Станового щита. Центральная часть интрузии представлена щелочными пироксенитами, слагающими субвертикальные тела, преобразованные в флогопит-амфиболовые, флогопитовые и вермикулитовые метасоматиты с эгирин-диопсидом, титаномагнетитом, актинолитом и тремолитом. В завершающие фазы щелочного магматизма внедрялись дайки и малые интрузивные тела сиенитов и сиенит-порфиров натриевого петрохимического ряда. Среди них установлены нефелиновые сиениты и сиенит-порфиры, сельвсбергиты, тингуаиты, трахитоидные пуласкиты, фоениты, канкринитовые луявриты. Массив окружен ореолом фенитов шириной 0,5–1,2 км. Изотопный возраст уран-редкоземельной минерализации по нашим данным 761–792 млн лет [8]. В пределах интрузии развиты интенсивные гидротемально-метасоматические изменения формаций камафоритов и альбититов. Ядерные части камафоритов представлены апа-

тит-титаномагнетит-редкометалльными телами, отличающимися высокой намагниченностью и радиоактивностью. Альбитизация проявлена в зонах разломов в западной части Арбарастахской интрузии, ореолы которой также картируются аномальной радиоактивностью. По данным АГСМ-съемки масштаба 1:50 000, размер ореолов аномальной радиоактивности от 500x500 м и до 2000x500 м по изолинии 40 мкР/ч.

Ингилийский массив с карбонатитами площадью 30 км² [2, 3, 8] расположен в центре купольного массива метаморфических пород среди пород мезо-неопротерозойского платформенного чехла, в бассейне р. Ингили, правого притока р. Май.

Массив имеет сложное концентрически-кольцевое строение. Ядерная часть массива сложена гипербазитами и щелочно-ультраосновными породами: пироксенитами, мелилит-содержащими уртитам и ийолит-мельтейгитами. Лейкократовые щелочные породы представлены нефелин-канкринитовыми, биотит-эгириновыми и эгирин-нифелиновыми сиенитами. В экзоконтактной зоне Ингилийского массива распространены площадные ореолы фенитов. Породы массива содержат высокие концентрации церия, циркония, ниобия, лантана, стронция, бария и ванадия. Минералами-носителями редкометалльно-редкоземельной и радиоактивной минерализации являются пирохлор (гатчетолит) и радиоактивный сфен.

Рудная минерализация локализуется в метасоматически измененных пироксенитах, ийолит-мельтейгитах, нефелиновых сиенитах и карбонатитах.

Изотопный возраст пород массива 610–690 млн лет, максимально – 752 млн лет [3].

Палеозойские щелочные породы. Палеозойские щелочные породы выявлены в Буреинском и Ханкайском докембрийских массивах Центрально-Азиатского орогенного пояса.

Ю.П. Заблочким в бассейне р. Косматой нижнего течения р. Селемджи на Аргуно-Мамыинском докембрийском массиве выделены интрузии своеобразных сиренево-розовых щелочных гранитов, контролируемых Харбинским глубинным разломом и перекрытых породами палеозоя.

Алтахтинский ареал щелочных пород на Буреинском массиве [10] слагают пермские щелочные интрузии монцонит-сиенит-щелочногранитного состава. Ареал расположен в узле сочленения Западно-Туранского и Хинганского разломов. С этими интрузиями связаны дайки грорудитов, бостонитов и сельвсбергитов. Они представле-

ны тремя северо-восточными цепочками мелких (10–50 км²) штокообразных массивов (Алтахтинский, Усть-Тырминский, Чалбачский, Аллинский, Суларинский и др.), суммарная площадь которых не превышает 150 км². В интрузиях содержатся эгирин, рибекит и арфедсонит. Возраст интрузий не моложе перми (макс. 288 млн лет). Все породы отличаются высокой радиоактивностью.

В нижнем течении р. Зеи выделены сиениты и щелочные граниты, прорывающие нижний карбон и практически идентичные алтахтинскому комплексу Туранского блока [4, 11]. В составе этих интрузий встречаются небольшие тела габброидов.

Граносиениты и кварцевые сиениты Иннокентьевской интрузии на Ханкайском массиве прорывают и метаморфизируют отложения туфо-эффузивной толщи пермского возраста [6, 14]. Они состоят из сильно пелитизированных калиевых полевых шпатов, олигоклаза, щелочной роговой обманки и биотита. В кварцевых сиенитах в небольшом количестве встречен моноклинный пироксен.

В щелочных гранитоидах установлены повышенные содержания стронция, циркония, иттрия, фосфора, меди, гадолиния, ванадия, хрома и никеля.

Позднеюрские-раннемеловые щелочные породы

Позднеюрские-раннемеловые ареалы щелочных пород распространены на Алдано-Становом щите, в Центрально-Азиатском складчатом поясе и в Сихотэ-Алинском орогенном поясе.

Центрально-Алданский ареал имеет значительные размеры. Его площадь составляет около 40 000 км². В пределах ареала Е.П. Миронюк выделяет пять центров интенсивного развития мезозойского магматизма: Центрально-Алданский, Тыркандинский, Ломамский, Алгоминский и Томптоканский [17, 18]. Мы включаем сюда и Кет-Капский центр интенсивного развития мезозойского магматизма [21]. В промежутках между этими центрами проявленность мезозойского магматизма менее интенсивная, но щелочные интрузии в виде дайковых тел там присутствуют.

В западной части ареала выделяется Якутский гравитационный минимум. Трехмерным гравитационным моделированием установлена мантийная природа этого минимума. По расчетам, глубина распространения аномально пониженной плотности достигает 150 км, что соответствует мощности литосферы (150–160 км) в этом районе. Следовательно, влияние мезозойских мантийных

процессов на формирование Центрально-Алданского ареала имеет место, а щелочной характер магматизма позволяет связывать его с мантийным плюмом, существовавшим в позднем мезозое. Выделенные в пределах ареала центры интенсивного магматизма расположены, вероятно, над максимально проницаемыми участками в земной коре, имеющими в позднем мезозое сообщение с мантией.

Для ареала характерно весьма широкое развитие малых интрузивных тел: даек, мелких штоков, пластовых интрузий, небольших массивов лополитов. В ареале распространены лейкократовые производные щелочной серии, а также щелочные и умеренно щелочные лампрофиры, редко – штоки и дайки щелочных пикритобазальтоидов, а также фергуситов в ассоциации с псевдолейцитовыми и кальсилитовыми сиенитами.

Щелочные и субщелочные формационные типы магматических пород формировались в следующей последовательности [17, 18].

Ранняя-поздняя юра: 1) монцонит-сиенитовый тип: единичные силлы и дайки кварцевых сиенит-порфиров, гранит-порфиров, риолитов;

2) фергусит-дунитовый тип: перидотиты, пироксениты, мелашонкиниты;

3) лейцитит-щелочносиенитовый тип: эктрузии, жерловины, некки, дайки, силлы псевдолейцитовых фонолитов, щелочных трахитов, псевдолейцититов и мелапсевдолейцитов, псевдолейцит-ортоклазовых, ортоклазовых, флогопитовых и псевдолейцититовых пикробазальтоидов, базальтоидов и пикритов, щелочных лампрофиров;

4) монцонит-сиенитовый тип: силлы, лакколлиты и штоки сиенит-порфиров, кварцевых сиенит-порфиров и меламонцонитов, субвулканические и экструзивные тела трахитов, андезитрахитов, трахибазальтов;

5) фергусит-дунитовый тип: кольцевая интрузия Инаглинского плутона – миссуриты, фергуситы, псевдолейцитовые шонкиниты, щелочные сиениты;

6) лейцитит-щелочногранитовый тип: кольцевые полукольцевые и конические тела, лополиты, штоки щелочных сиенитов (лаурвикитов, пуласскитов, эгириновых и щелочнополевошпатовых сиенитов), псевдолейцитовых и кальсилитовых сиенитов, фергуситов, малиньитов, шошонитов.

Ранний мел: 7) монцонит-сиенитовый тип: лакколлиты, лополиты, штоки сиенитов, кварцевых сиенитов, монцонитов, граносиенитов;

8) лейцитит-щелочногранитовый тип: диатремы и дайки псевдолейцит-ортоклазовых, ор-

токлазовых, псевдолейцитовых, флогопитовых пикробазальтов, базальтоидов, пикритов, псевдолейцититов, меламинаетт и других щелочных лапрофиров, щелочных трахитов, бостонитов;

9) монцонит-сиенитовый тип: дайки сиенит-порфиров, ортофиров;

10) лейцит-щелочносиенитовый тип: мелкие тела и дайки эгириновых гранитов, грорудитов, сельвсбергитов, эгириновых сиенит-порфиров, тингуаитов.

Ареал высокоперспективен на уран, золото, молибден и другие полезные ископаемые.

В Центрально-Азиатском орогенном поясе распространены преимущественно ультраосновные и основные щелочные породы.

Даянский ареал щелочного магматизма в Горинском районе на севере Баджала расположен в зоне Пауканского глубинного разлома. Щелочные основные породы слагают Левоярапский массив площадью 6 км² в верховьях р. Левый Ярап. Он прорывает алевролиты верхней перми, контакты с которыми преимущественно крутопадающие. С северо-запада массив перекрыт вулканитами верхнего мела и прорван дайкоподобными субвулканическими телами риолитов гербинского комплекса. В составе массива доминируют щелочные габброиды ряда эссексит-кенталлеит и щелочные сиениты, связанные постепенными переходами с монцонитами [10, 12].

Габброиды обладают очень высокой щелочностью (6,2–7,1%) при почти равном соотношении калия и натрия и повышенным содержанием двуокиси титана (до 2,84%). Щелочные сиениты выделяются красновато-серой окраской. Цветные минералы в них представлены авгитом, биотитом и баркевикитом. Сумма щелочей достигает 13,48% при преобладании калия. Породы обогащены Sn, В, Pb и Ag.

Дайки вокруг массива и в верховьях р. Левая Якунь сложены щелочными сиенитами и граносиенит-порфирами, в том числе гигантопорфировыми разностями. Они имеют близширотное простирание и мощность от 2 до 50 м.

Раннемеловой возраст даянского комплекса базируется, в основном, на калий-аргоновых датировках пород (100 и 126 млн лет) и данных о взаимоотношениях их с позднемеловыми вулканитами.

Мало-Джиакуньский ареал щелочных пород расположен в зоне субширотного тектонического нарушения, оперяющего Ципандинский глубинный разлом (рис. 1). Он охватывает среднее течение р. Левая Якунь и верхнее течение р. Джиакунь.

Площадь ареала составляет 125 км². Он представлен ультраосновными щелочными породами и щелочными базальтами. Щелочные породы слагают мелкие штокообразные или вытянутые тела субширотного простирания, сопровождающиеся немногочисленными дайками пикритов, трахитов и щелочных базальтов [10]. Контакты тел ультраосновных щелочных пород с вмещающими породами крутопадающие (50–70°) до вертикальных. Часть интрузивных тел представлена эруптивными брекчиями ультраосновных щелочных пород, связанных постепенными переходами с массивными породами. Другие – находятся в ассоциации с магнетитсодержащими щелочными базальтами и их эруптивными брекчиями. Эндоконтактные зоны содержат ксенолиты слабо ороговикованных глинистых пород и пород глубинного генезиса. Во вмещающих породах наблюдаются инъекции щелочных эруптивных брекчий. По составу вкрапленников (15–35%) среди ультраосновных щелочных пород выделены авгит-керсутитовые и флогопит-оливиновые разновидности. Характерно также присутствие калиевого полевого шпата, иногда лейцита, магнетита и апатита. Породы содержат до 300 г/т граната, до 7 г/т ильменита и знаки корунда, хромшпинели и пикотита.

По химическому составу породы тяготеют к промежуточному полю между щелочными пикритами и ультраосновными фойдитами. Наиболее высококалиевые и высокомагнезиальные представители приближаются к алмазонасным лампроитам Австралии. Общим для ультраосновных фойдитов и щелочных базальтов является обогащенность их титаном и фосфором, а также очень высокие концентрации урана, тория, бария, стронция, ниобия и низкие – кобальта, хрома и никеля.

Калий-аргоновые датировки соответствуют раннему мелу (117,7 и 121,3 млн лет) [10].

Право-Чуинский ареал щелочных пород расположен в зоне Центрально-Сихотэалинского разлома в бассейне р. Чуи [10]. В нем распространены субвулканические образования ультраосновных и основных щелочных пород: мончикиты, авгититы, эссекситы, трахибазальты, автомагматические брекчии авгититов. Они закартированы в верхнем течении р. Хор, в истоках р. Правая Чуи, в бассейне р. Левая Чуи и в нижнем течении р. Кабули и приурочены к тектоническим ослабленным зонам северо-восточного простирания. Ширина тел от нескольких десятков метров до 3 км, протяженность до 15 км. Контакты тел крутопадающие (60–80°). Немногочисленные немасштабные дайки такого же состава, а также меймечитов и си-

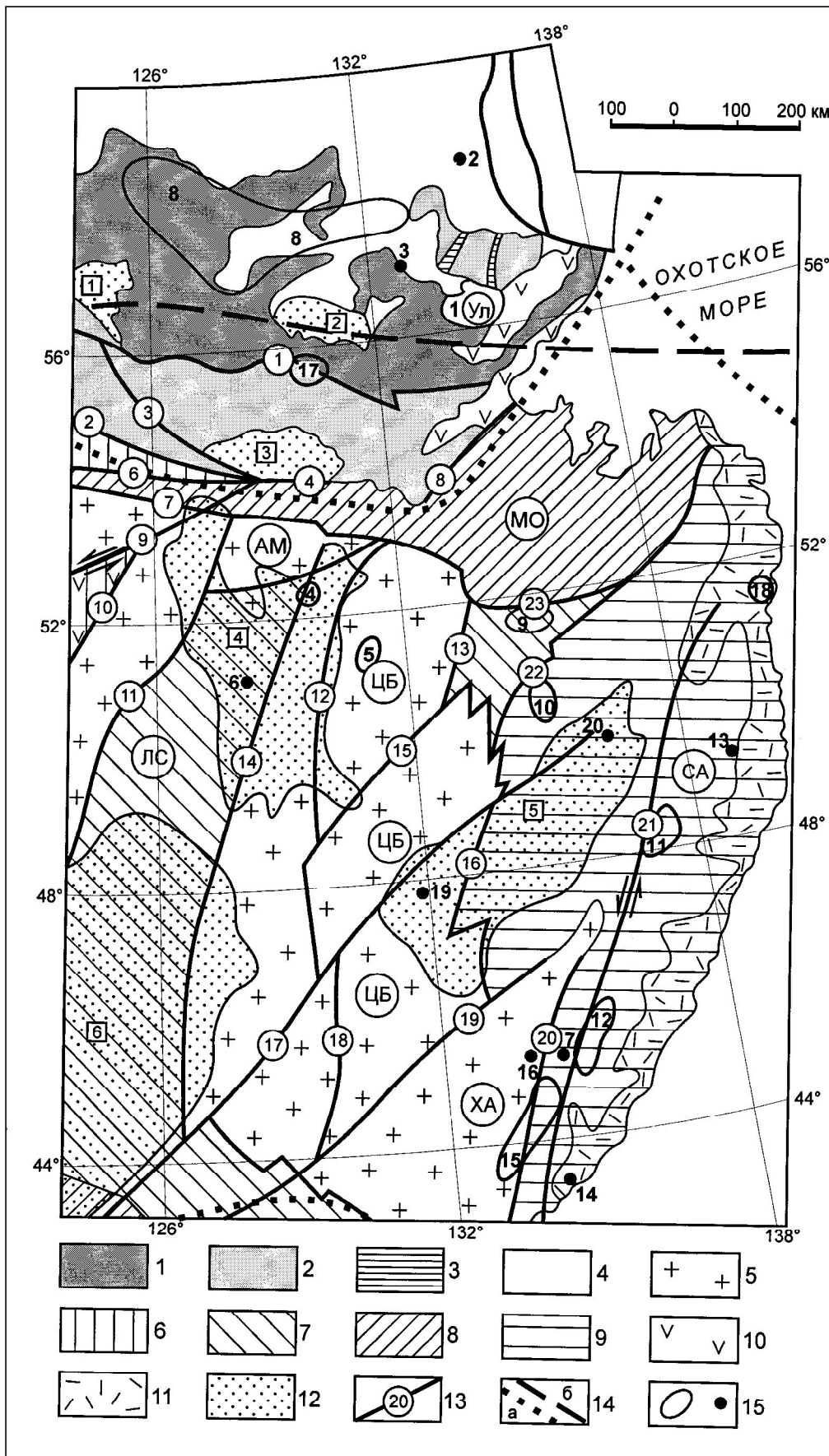


Рис. 1. Положения ареалов и локальных проявлений щелочного магматизма на тектонической схеме юго-восточной части Дальнего Востока

Сибирская платформа: 1 – мезоархейские континентальные блоки, 2 – блоки неоархейских и палеопротерозойских метаморфических пород, 3 – зеленокаменные пояса Алдано-Станового щита, 4 – палеопротерозойские рифты: Ул. – Улканский, 5 – рифей-палеозойский платформенный чехол. Центрально-Азиатский орогенный пояс: 6 – микроконтиненты с докембрийским фундаментом (буквы в кружках): АМ – Аргуно-Мамынский, Д – Дягдаци, ЦБ – Цзямусы-Буреинский, ХА – Ханкайский; 7–10 – орогенные пояса: 7 – **каледонские** (СС – Селенга-Становой), 8 – **герцинские** (ЛС – Лунь-Цзянь-Селемджинский), 9 – **позднегерцинские-индосинийские** (МО – Монголо-Охотский), 10 – **киммерийские** (СА – Сихотэ-Алинский); 11–12 – вулканические пояса: 11 – мезозойские, 12 – позднемезозойско-кайнозойские; 13 – мезозойско-кайнозойские терригенные впадины (цифры в квадратиках): 1 – Чульманская, 2 – Токинская, 3 – Верхне-Зейская, 4 – Амуро-Зейская, 5 – Средне-Амурская, 6 – Сунляо; 14 – основные разломы (цифры в кружках): 1 – Становой, 2 – Джелтулакский, 3 – Унахинский, 4 – Ланский, 5 – Монголо-Охотский, 6 – Северо-Тукурингрский, 7 – Южно-Тукурингрский, 8 – Улигданский, 9 – Дербуганский, 10 – Синьлинский, 11 – Нэньцзянский, 12 – Западно-Туранский, 13 – Тахстахский, 14 – Харбинский, 15 – Хинганский, 16 – Куканский, 17 – Илань-Итунский, 18 – Мудацзянский, 19 – Дунми-Алчанский, 20 – Арсеньевский, 21 – Центрально-Сихотэ-Алинский, 22 – Ципинский, 23 – Пауканский; 14 – граница современной Амурской тектонической плиты: 14а – предлагаемая с использованием данных [Парфенов и др., 2003], 14б по [Зоненшайн, Савостин, 1979]; 15 – ареалы (а) и локальные проявления (б) щелочного магматизма.

Ареалы и локальные проявления щелочного магматизма

Докембрийские: 1 – Улканский рифт, 2 – Ингилийский массив, 3 – Арбарастахский массив; **палеозойские:** 4 – ареал г. Косматой, 5 – Алтахтинский ареал, 6 – Нижнезейский массив, 7 – Иннокентьевская интрузия; **позднеюрские-раннемеловые:** 8 – Центрально-Алданский ареал, 9 – Даянский ареал, 10 – Мало-Джаикаунский ареал, 11 – Право-Чуинский ареал, 12 – Ариадненский ареал; **поздне-меловые-раннепалеогеновые:** 13 – Санкуковский (Бута-Коппинский) ареал, 14 – ареал мыса Орлова, 15 – Южно-Приморский ареал, 16 – Шибановский ареал; **неогеновые:** 17 – Окононский ареал, 18 – Совгаванский ареал, 19 – Острогорский ареал, 20 – массив Ядасен

Fig. 1. Schematic tectonic map of the S-E part of the Russian Far East, showing distribution areas and local manifestations of alkaline magmatism

Siberian Platform: 1 – Mesoarchean continental blocks, 2 – blocks of Neoarchean and Paleoproterozoic metamorphic rocks, 3 – greenstone belts of the Aldan-Stanovoy Shield, 4 Paleoproterozoic rifts: Ул. – Ulkan, 5 – Riphean-Paleozoic platform cover. Central Asian orogenic belt: 6 – micro-continents with Precambrian basement (letters in circles): АМ – Argun-Mamyn, Д – Dyagdachi, ЦБ – Jiamusi-Bureya, ХА – Khanka; 7–10 – orogenic belts: 7 – **Caledonian** (СС – Selenga-Stanovoy), 8 – **Hercynian** (ЛС – Lunjiang-Selemdzha) 9 – **Late Hercynian-Indosinian** (МО – Mongol-Okhotsk), 10 – **Cimmerian** (СА – Sikhote-Alin); 11–12 – volcanic belts: 11 – Mesozoic, 12 – Late Mesozoic-Cenozoic; 13 – Mesozoic-Cenozoic terrigenous basins (numbers in boxes): 1 – Chulman, 2 – Toko, 3 – Verkhnezeya, 4 – Amur-Zeya, 5 – Sredneamur, 6 – Songliao; 14 – main faults (numbers in circles): 1 – Stanovoy, 2 – Dzheltulak, 3 – Unakha, 4 – Lan, 5 – Mongol-Okhotsk, 6 – North Tukuringri, 7 – South Tukuringri, 8 – Uligdan, 9 – Derbugan, 10 – Xinling, 11 – Nenjian, 12 – West Turan, 13 – Tastakh, 14 – Harbin, 15 – Khingan, 16 – Kukan, 17 – Yilan-Yitong, 18 – Mudanjiang, 19 – Dunmi-Alchan, 20 – Arseniev, 21 – Central Sikhote-Alin, 22 – Jianping, 23 – Paukan; 14 – boundary of the present-day Amurian tectonic plate: 14a – proposed using data of [Parfenov et al., 2003], 14b after [Zonenshain, Savostin, 1979]; 15 – distribution areas (a) and local manifestations (б) of alkaline magmatism.

Distribution areas and local manifestations of alkaline magmatism

Precambrian: 1 – Ulkan rift, 2 – Ingili massif, 3 – Arbarastakh massif; **Paleozoic:** 4 – Kosmataya Mountain distribution area, 5 – Altakhta distribution area, 6 – Nizhnezeya massif, 7 – Innokentievka intrusion; **Late Jurassic-Early Cretaceous:** 8 – Central Aldan distribution area, 9 – Dayan distribution area, 10 – Malodzhiakun distribution area, 11 – Pravochuin distribution area, 12 – Ariadna distribution area; **Late Cretaceous-Early Paleogene:** 13 – Sankukov (Buta-Koppin) distribution area, 14 – Orlov Cape distribution area, 15 – South Primiroye distribution area, 16 – Shibanov distribution area; **Neogenic:** 17 – Okonon distribution area, 18 – Sovgavan distribution area, 19 – Ostrogorsk distribution area, 20 – Yadasen massif

енитов располагаются преимущественно вблизи субвулканических тел.

Центральные части большинства наиболее крупных тел сложены раскристаллизованными породами – мончикитами либо эссекситами. В приконтактных зонах они переходят в авгититы и трахибазальты. Отмечаются также некоторые вариации состава тел в зависимости от местоположения. Так, в нижнем течении р. Кабули и в бассейне р. Левая Чуи наиболее распространены мончикиты и авгититы, им подчинены базальты и эссекситы. В верхнем течении р. Хор в составе интрузий возрастает роль эссекситов и трахибазальтов по сравнению с авгититами и мончикитами, появляются дайки меймечитов. В истоках р. Правая Чуи интрузивные тела сложены в основном авгититами, а также автомагматическими брекчиями пикритов. В строении практически всех интрузий участвуют автомагматические брекчии авгититов, которые слагают узкие приконтактные зоны и отдельные участки внутри тел. По данным химических анализов, для всех разновидностей пород (кроме автомагматических брекчий пикритов) характерны низкие содержания кремнезема (40,72–45,25%, у трахибазальтов – 45,83–49,04%), высокая щелочность (3,66–6,05%) и высокие содержания двуокиси титана (4,51–6,22%, у трахибазальтов – 1,91–3,43%). Объединяют эти породы также повышенные концентрации олова (1,5–4,4 кларка). Автомагматические брекчии пикритов отличаются низкой щелочностью (0,34%), высокой карбонатностью (20,97%) и содержат повышенные концентрации кобальта, хрома и никеля.

Субвулканические интрузии являются комагматами вулканитов покровных фаций верхнеюрской светлореченской толщи. На основании этого их возраст принимается позднеюрским [10].

Ариадненский ареал щелочных пород также контролируется зоной Центрально-Сихотэалинского разлома и располагается в бассейнах рр. Журавлевки и Малиновки [6, 14]. Он объединяет небольшие интрузивные массивы, сложенные породами переменного состава – от дунитов до сиенитов: Ариадненский, Кокшаровский, Черемшанский, Водораздельный, Погский и многочисленные мелкие интрузии нефелиновых сиенитов бассейна верхнего течения р. Малиновки.

В составе Кокшаровской интрузии принимают участие пироксениты, нефелиновые сиениты, тингуаиты и другие породы основного и щелочного состава. Он представляет собой вытянутое в северо-восточном направлении вертикальное тело длиной около 15 км при средней ширине около

1,5 км. Двумя субмеридиональными сдвигами он разбит на три блока, последовательно смещенными относительно друг друга на 1–1,5 км. Почти на 90% массив сложен клинопироксенитами. В пределах массива установлено большое количество даек щелочных пород: фойяитов, эгириновых нефелиновых сиенитов, сиенит-пегматитов, сиенит-аплитов. Породы сильно изменены постмагматическими метасоматическими процессами.

Погский массив образован нефелиновыми сиенитами, залегающими в поле развития эффузивов погской свиты верхней юры. Кроме нефелиновых сиенитов, в строении Погского массива принимают участие щелочные габбро.

Щелочные сиениты в бассейне верхнего течения р. Малиновки образуют многочисленные мелкие штоки и дайки, прорывающие сланцы и алевролиты юры. Для них характерны проявления редкометалльно-редкоземельной минерализации. Щелочные базальтоиды верховьев р. Синяя Журавлевская образуют экструзивные тела и многочисленные жилы мончикитов, эссекситов, тешенитов в поле развития эффузивов поздней юры.

Позднеюрский возраст щелочных пород определяется активными контактами интрузий с терригенными отложениями ариадненской свиты. Радиологические датировки дают колоссальный разброс значений от 51 до 458 млн лет с некоторым сгущением в интервале 140–150 млн лет (К-Аг метод). Возраст по цирконам (U-Pb метод) из габбро Ариадненского массива – 161 ± 2 млн лет [15].

Позднемеловые-раннепалеогеновые щелочные породы

Известно несколько ареалов позднемеловых-раннепалеогеновых щелочных пород: Санкуловский, мыса Орлова, Южно-Приморский и Шибановский.

Санкуловский (Бута-Коптинский) ареал располагается в зоне влияния Центрально-Сихотэалинского глубинного разлома, в краевой части Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса [5]. В Санкуловском ареале установлено несколько небольших массивов, сложенных гранитами и гранит-порфирами субщелочного и щелочного рядов. К их числу принадлежат Моховой, Санкуловский, Бюленейский, возможно Скалистый и другие массивы. Эти интрузии прорывают покровы маастрихт-датских кислых эффузивов. Для них характерна повышенная щелочность пород и присутствие в их составе щелочной роговой обманки – арфедсонита. Практически во всех интрузиях отмечается доминирующая роль натрия над калием.

Ареал мыса Орлова. Щелочные рибекитовые граниты мыса Орлова [4, 14] образуют два удаленных друг от друга на расстояние около 300 м небольших выхода. Более крупный выход слагает восточную часть собственно мыса Орлова и имеет в поперечнике около 1 км. Второй, более мелкий выход составляет в поперечнике около 300 м. Углы падения контактов пологие в верхней части интрузива и до 30–35° по его краям. Вмещающими породами являются биотит-роговообманковые граниты Валентиновского массива позднепермского возраста.

Жильная фация щелочных гранитов представлена дайками аплитовидных и мелкозернистых щелочных гранитов, щелочных гранит-порфиров, щелочногранитных пегматитов и кварц-плагиоклазовых порфиритов. Со щелочными гранитами пространственно связана циркониевая, молибденитовая, флюоритовая и др. минерализация.

Южно-Приморский ареал щелочных пород. В юго-восточной части докембрийского Ханкайского массива, на границе с Сихотэ-Алинским орогенным поясом, выделен Южно-Приморский рифтогенный прогиб, простирающийся вдоль Арсеньевского литосферного разлома на 180 км при ширине 40–70 км [7, 16, 20]. Прогиб выполнен континентальными терригенно-вулканогенными отложениями готерив–маастрихтского ярусов мелового периода и датского яруса нижнего палеогена. Собственно вулканогенные отложения прогиба сложены нижней сероцветной, реже красноцветной, маастрихтской трахидацит-трахириолитовой формацией и верхней красноцветной маастрихт-датской трахибазальт-трахириолитовой формацией.

Нижняя трахидацит-трахириолитовая формация представлена лавами и туфолавами трахидацитового, трахириодацитового, трахириолитового и риолитового составов, туфами и туфогенно-осадочными породами мощностью до 700 м. Среди вулканитов выделяются жерловины и субвулканические тела трахидацитов, трахириодацитов и трахириолитов.

Характерные черты химизма вулканитов трахидацит-трахириолитовой формации – их субщелочной и щелочной характер, резкое преобладание в щелочах калия над натрием, обедненность их кальцием и магнием.

Верхняя красноцветная формация мощностью 500–700 м сложена бурыми, сиреневыми и темносерыми вулканитами пестрого состава: трахибазальтами, трахиандезибазальтами, трахиан-

дезитами, щелочными трахидацитами, трахириодацитами, пантеллеритами и трахириолитами. В целом преобладают лавовые образования трахиандезитового и трахириодацитового составов, среди которых встречаются жерловины, выполненные агломератовыми туфами и эруптивными брекчиями комендитов. Часто устанавливается экструзивный характер залегания лав с хорошо фиксируемыми зонами подводящих каналов и покровными фациями [6, 19]. Субвулканические тела сложены пантеллеритами, трахириолитами и субщелочными гранит-порфирами. Значение абсолютного возраста пород толщи (среднее из 9 проб) 66 млн лет. Для пород формации характерен субщелочной и щелочной уклон химизма вулканитов, калиевая специализация пород умеренно кислого и кислого составов и пониженное содержание глинозема. Присутствие щелочных вулканитов указывает на формирование пород в рифтовой геодинамической обстановке [7].

В вулканогенном чехле развита густая сеть разломов, особенно интенсивная в полосе, примыкающей к Арсеньевскому глубинному разлому, контролирующему вулканизм.

Интрузивные тела щелочных гранитов представлены Бровничанским массивом и рядом мелких штоков в бассейне р. Тигровой, руч. Лозовый Ключ и западнее г. Партизанска [4, 7, 14]. По данным гравиразведки, отдельные выходы щелочных гранитов представляют собой апикальные выступы единого интрузивного тела значительных размеров.

Бровничанский массив представляет неправильное в плане, вытянутое в меридиональном направлении тело площадью около 16 км². Он сложен средне- и крупнозернистыми эгириин-арфведсонитовыми и эгириновыми гранитами, в которых встречаются миаролитовые разности. В краевой фации развиты аляскитовые щелочные граниты. Интрузия сопровождается многочисленными маломощными жилами щелочных гранитов и гранит-порфиров, щелочных пегматитов и аплитов. Установлены их эруптивные контакты с позднемеловыми породами. Зона ороговикования и окварцевания в экзоконтактах интрузии достигает 1,5–2,0 км.

Особенностями щелочных гранитов являются высокие содержания щелочей при небольшом преобладании натрия над калием, низкие содержания кальция, магния и алюминия. На диаграмме Al₂O₃ - SiO₂ [7] они ложатся в поле гранитов, связанных с рифтами [7]. Спектр типоморфных элементов-примесей характеризуется высо-

ким содержанием редких земель, ниобия, циркония до 600 г/т, иттрия до 900 г/т, цинка до 600 г/т. Радиологический возраст (К-Аг метод) колеблется от 46 до 75 млн лет.

В Южно-Приморском рифтогенном прогибе выявлены рудопроявления ртути, сурьмы, молибдена и урана.

Шибановский щелочной массив [14]. Граниты и щелочные сиениты массива относятся к одному магматическому комплексу палеогенового возраста. Однотипная геохимическая специализация гранитных и сиенитовых магм, которые были источниками интрузий (высокие содержания щелочей, обогащенность высоkozарядными элементами, сходный характер распределения редкоземельных элементов), свидетельствует о генетической связи производящих магм и существенной роли кристаллизационной дифференциации при формировании пород.

Кайнозойские ареалы щелочных пород. Такие ареалы известны на Алдано-Становом щите, Буреинском массиве и Сихотэ-Алинском орогенном поясе.

Оконовский ареал объединяет щелочные оливиновые базальтоиды оконовской свиты и субвулканические интрузии, некки и дайки, развитые на Алдано-Становом щите в бассейне верхнего течения рр. Бол. и Мал. Оконов, Авгенкур, Ток и Утук [13]. Покровные фации сложены базанитами, ламбургитами, меланонефелинитами и нефелинитами. В базальтоидах содержатся нодулы лерцолитов с крупными ксенокристаллами хризолита.

Субвулканические базаниты, нефелиниты, меланонефелиниты слагают экструзивные тела и редкие дайки. Экструзивная фация и дайки представлены изометричными и трещинными телами, состав которых полностью соответствует составу вулканитов покровной фации.

По результатам радиологических определений возраст вулканитов составляет: по К-Аг методу (валовые пробы, 5 определений) – $1,1 \pm 0,58 - 3,8 \pm 0,7$ млн лет; по Аг-Аг методу (7 определений) $0,400,16 - 1,56 \pm 0,12$ млн лет. На этом основании возраст комплекса [13] принимается плиоцен-раннеплейстоценовым.

Ванинский вулканический комплекс. В районе пос. Ванино среди покрова низкощелочных базальтов совгаванской свиты четвертичного возраста установлены некки, конусы выжимания и маломощные покровы щелочных базальтов, базанитов и гавайитов с включениями оливинитов и лерцолитов, принадлежащих щелочной оли-

вин-базальтовой формации [5], отнесенных В.И. Суховым к рифтовым образованиям

Щелочные породы Среднеамурской впадины. Щелочные породы острогорской толщи Среднеамурской впадины (миоцен-плиоцен) распространены в Бирофельдском грабене и на острове Ядасен (оз. Болонь) [12, 14]. Ее выходы из-под четвертичных отложений Среднеамурской впадины также наблюдаются в верховьях р. Чирки, на право-левобережье Амура и в междуречье Дарга-Джелюмкен. Среди базальтоидов толщи преобладают щелочные базальты и андезибазальты. В целом для них характерно широкое развитие оливина, наличие среди пироксенов титан-авгита и эгирин-авгита, постоянное присутствие в различных количествах калиевого полевого шпата и анортоклаза, биотита, анальцима, цеолитов и щелочного стекла. От толеитовых базальтов их отличает повышенное содержание щелочей, (3,78–7,19%) при содержании кремнезема 46,21–51,50%.

Щелочные базальты, детально изученные в районе оз. Болонь на острове Ядасен, слагают остатки вулканического аппарата, характеризуются высоким содержанием щелочей (5,2–7,86%) при пониженном содержании кремнезема (42,84–47,19%) и присутствием среди породообразующих минералов лейцита и нефелина [12].

В Бирофельдском грабене в составе острогорской толщи наряду с базальтами нормального ряда широко распространены субщелочные базальты и трахибазальты [14]. Для пород характерно большое количество оливина, наличие среди пироксенов титан-авгита и эгирин-авгита, постоянное присутствие в разных количествах калишпата и анортоклаза, а в трахибазальтах – лейцита и нефелина. Вблизи центров извержений встречаются редкие прослои агломератовых туфов. Мощность толщи до 200 м.

Обсуждение результатов

Щелочные породы неоднократно проявлялись в истории развития земной коры юго-восточной части Дальнего Востока: в мезо- и неопротерозое, позднем палеозое, на границе поздней юры и раннего мела, в позднем мелу-палеогене и в неоген-четвертичное время и связаны с рифтогенным магматизмом, проявленным в эти периоды геологического времени. Их состав в разновозрастных интрузивных комплексах варьирует от ультраосновных до ультракислых.

По своему положению в тектонических структурах района и геодинамических обстановках, существовавших в период проявления рифто-

генного магматизма, их можно разделить на пять групп: 1) палеопротерозойские рифты с субщелочным и щелочным магматизмом; 2) плюмы со сложным щелочным магматизмом широкого диапазона от ультраосновного до кислого составов; 3) рифтогенные магматиты позднепалеозойских и позднемезозойских активных континентальных окраин; 4) фойдиты в зонах растяжения при коллизионных процессах между Амурской и Евроазиатской плитами; 5) щелочной магматизм в кайнозойских впадинах в удаленных от активной континентальной окраины зонах.

Улканский рифтогенный прогиб возник на древней активной континентальной окраине Сибирской платформы, существовавшей в позднем палеопротерозое. Формирование бимодальных дифференцированных серий вулканитов связано с вулканической деятельностью центрального типа. Характерно также проявление субщелочной тенденции на начальной стадии рифтогенеза и щелочной на завершающей стадии. Внедрение даек базитов фиксирует этап стабилизации прогиба.

Палеозойский рифтогенный магматизм приурочен к позднепалеозойским вулканическим зонам, развивавшимся в девоне-перми в режиме активных континентальных окраин на Буринском и Ханкайском докембрийских массивах в Центрально-Азиатском орогенном поясе. В них распространены вулканиты и интрузии девона, карбона и перми. Этот этап щелочного магматизма изучен недостаточно. Многие его представители просто не выявлены или отнесены к известково-щелочным комплексам магматических пород. Интрузии щелочных пород представлены щелочными монзонит-сиенитами, сиенитами, граносиенитами, щелочными гранитами, дайками грорудитов, бостонитов и сельвсбергитов.

Позднеюрские-раннемеловые Даянский, Мало-Джиакуньский, Право-Чуинский и Ареадненский ареалы рифтогенных щелочных пород формировались на значительном удалении от структур Забайкальского бимодального вулканизма и тяготеют к эпиконтинентальным рифтовым структурам в зонах континентальной коллизии и отличаются проявлениями ультраосновного и основного щелочного магматизма (фойдитов). Они контролировались глубинными мантийными разломами, по которым внедрялись магматические тела фойдитов в зонах растяжения, возникших при коллизии Амурской и Евроазиатской плит.

Позднемезозойские-раннепалеогеновые Южно-Приморский, Санкуловский рифтогенные магматиты и щелочные граниты Орлова находятся

в тыловых зонах или непосредственно в краевых частях Восточно-Сихотэалинского вулканогена, в связи с чем их природа долгое время не была расшифрована и они обычно включались в известково-щелочный комплекс позднемезозойских вулканитов.

Южно-Приморский рифтогенный прогиб расположен в западной тыловой части Восточно-Сихотэалинского пояса на границе Ханкайского массива с Главным антиклинорием Сихотэ-Алинского орогена. Нижняя ассоциация вулканических пород прогиба сложена субщелочными вулканитами: трахидацитами, трахириодацитами и риодацитами. Верхняя ассоциация представлена бимодальной толщей щелочных пород: трахибазальтами, трахиандезибазальтами, трахиандезитами, трахидацитами, пантеллеритами, трахириодацитами и эруптивными брекчиями комендитов. Рифтогенный магматизм по времени не совпадает с известково-щелочным и является более поздним. Это указывает на определенную независимость процессов, породивших ту и другую группы вулканических ассоциаций.

Примером проявления рифтогенного магматизма в удаленной от активной континентальной окраины зоне, существовавшей в кайнозое, служат базальтовые ассоциации, датируемые миоценом, плиоценом и плейстоценом в кайнозойских терригенных впадинах в восточных частях Алдано-Станового щита и Центрально-Азиатского орогенного пояса.

Заключение

В юго-восточной части Дальнего Востока выделено шесть этапов проявления щелочного магматизма, охватывающих протерозойский и фанерозойский циклы геологического развития.

Они выявлены преимущественно в докембрийских блоках Алдано-Станового щита и Центрально-Азиатского орогенного пояса и, очень редко, – в Сихотэ-Алинском орогенном поясе в тыловых частях мезозойского Восточно-Сихотэалинского вулканогена.

Выделено четыре геодинамических обстановки проявления щелочного магматизма: 1) рифты с субщелочным и щелочным магматизмом; 2) плюмы со сложным щелочным магматизмом широкого диапазона от ультраосновного до кислого составов; 3) фойдиты в зонах растяжения при коллизионных процессах между Амурской и Евроазиатской плитами; 4) щелочной магматизм в кайнозойских впадинах в удаленной от активной континентальной окраины зоне.

Несмотря на относительно небольшие масштабы проявления щелочного магматизма, с ним связан широкий комплекс полезных ископаемых на уровне месторождений и рудопроявлений редкоземельно-редкометалльной минерализации, урана, молибдена, золота, в меньшей мере (для докембрийских рифтов) – бериллия, фосфора и железа.

ЛИТЕРАТУРА:

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
2. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист (0-53), 54. Охотск / отв. ред. А.Л. Ставцев. Л.: Ленинградская картфабрика ВСЕГЕИ, 1986. 128 с.
3. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист О-52, (53). Томмот / отв. ред. Е.П. Миронюк. Л.: Ленинградская картфабрика ВСЕГЕИ, 1986. 126 с.
4. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист N-52-(53). Зeya / отв. ред. Е.М. Заблочный. Л.: Ленинградская картфабрика ВСЕГЕИ, 1985. 128 с.
5. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Листы М-53, 54, (55). Хабаровск. Объяснительная записка / отв. ред. Л.М. Колмак. СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. 110 с.
6. Геология СССР. Т. XXXII. Приморский край. Ч. 1. Геологическое описание / под ред. И.И. Берсенева. М.: Недра, 1969. 695 с.
7. Горошко М.В., Шевченко Б.Ф. Глубинное строение, геология и металлогения Южно-Приморского рифтогенного прогиба // Отечественная геология. 2011. № 4. С. 11–23.
8. Горошко М.В., Гурьянов В.А. Уран-редкометалльное оруденение в массивах ультраосновных щелочных пород юго-востока Сибирской платформы // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23, № 2. С. 70–91.
9. Горошко М.В. Основные черты тектоники и металлогении Улканского вулканогенного прогиба Алданского щита // Тихоокеанская геология. 1991. № 4. С. 78–85.
10. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) / авторы: А.Ф. Васькин, В.А. Дымович, А.Ф. Атрашенко и др. Серия Дальневосточная. Лист М-53. Хабаровск. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 376 с.
11. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) / авторы: Н.Н. Петрук, Ю.Р. Волкова, М.Н. Шилова и др. Дальневосточная серия. Лист М-52. Благовещенск. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2013. 296 с.
12. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-53. Шантарские острова / авторы: В.Ю. Забродин, А.М. Бородин, В.А. Гурьянов и др. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2007. 450 с.
13. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-52. Зeya / авторы: А.Н. Сержников, Ю.Р. Волкова, А.Л. Яшнов и др. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2005. 282 с.
14. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист (L-52). Пограничный; L-53. оз. Ханка; K-(52), (53) Владивосток–Находка. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2006. 343 с.
15. Гурьянов В.А., Песков А.Ю. Улканская палеорифтовая структура: особенности развития, геодинамическая обстановка (юго-восточное обрамление Сибирской платформы) // Региональная геология и металлогения. 2015. № 62. С. 57–63.
16. Курчавов А.М. Латеральная изменчивость вулканитов (на примере Южного Приморья). М.: Наука, 1979. 143с.
17. Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.М. Центрально-Алданская золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29, № 2. С. 3–26.
18. Максимов Е.П. Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита: автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук / Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН. Якутск, 2003. 44 с.
19. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 297 с.

20. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края: препринт в 3 кн. Владивосток, 1987. 153 с.
21. Полин В.Ф., Сахно В.Г., Сандимирова Г.П., Цурикова Л.С. Петрология мезозойского монзонит-сиенитового магматизма Кет-Капско-Юнской магматической провинции Алданского щита // Доклады академии наук. 2008. Т. 418, № 1. С. 74–80.
22. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1:1 500 000. Владивосток; Хабаровск: ИГиГ ДВО РАН, 2005. 264 с.
23. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.

Areas of alkaline magmatism active in the Paleoproterozoic and Phanerozoic have been delineated and characterized in the south-eastern part of the Russia Far East. A total of six alkaline igneous complexes associated with rift-related magmatism are recognized: Paleoproterozoic (Karelian), Neoproterozoic, Late Paleozoic, Late Jurassic-Early Cretaceous, Late Cretaceous-Early Paleogene, and Neogene- Early Quaternary. Their compositions in different-age igneous complexes vary from ultrabasic to acidic. They mainly occur in Precambrian blocks of the Aldan-Stanovoy shield and Central Asian orogenic belt and in the rear parts of the Eastern Sikhote-Alin Mesozoic volcanic chain of the Sikhote-Alin orogenic belt. Alkaline magmatism proceeded in five geodynamic settings: 1) Proterozoic rift-related sub-alkaline-alkaline magmatism, 2) plume-related ultrabasic-acidic magmatism, 3) rift-related magmatism of Late Paleozoic and Late Mesozoic active continental margins, 4) tension-related magmatism resulting from collisions between the Amurian and Eurasia plates, and 5) Cenozoic alkaline magmatism in zones distant from the active continental margin. Key minerals of rift-related magmatism are rare and rare-earth elements, uranium, gold, molybdenum; less important (for Precambrian rifts) are beryllium, phosphorus and iron.

Keywords: SE Russia, rift-related alkaline magmatism, areas of development, alkaline complexes, geodynamic settings, metallogeny.