



УДК 550.42:551.14+551.21+552.333 (51)

## **Изотопно-обогащенные компоненты в эволюции позднекайнозойского калиевого магматизма провинции Хейлонгджанг, Северо-Восточный Китай**

И. С. Чувашова ([chuvashova@crust.irk.ru](mailto:chuvashova@crust.irk.ru))

С. В. Рассказов ([rassk@crust.irk.ru](mailto:rassk@crust.irk.ru))

Я. Лиу ([liujq@mail.iggcas.ac.cn](mailto:liujq@mail.iggcas.ac.cn))

Ф. Менг ([fanchaomeng1982@gmail.com](mailto:fanchaomeng1982@gmail.com))

Т. А. Ясныгина ([ty@crust.irk.ru](mailto:ty@crust.irk.ru))

Н. Н. Фёфелов, Е. В. Саранина ([saranina@crust.irk.ru](mailto:saranina@crust.irk.ru))

**Аннотация.** На позднекайнозойских вулканических полях провинции Хейлонгджанг выделено 4 группы высококалийевых вулканических пород с различными вариациями SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O и Mg#. Установлены существенные микроэлементные различия между группами с отношениями <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr выше и ниже значения 0,7052. Предполагается, что это значение характеризует общий компонент астеносферного домена, образовавшегося в процессе мезозойско-кайнозойской эрозии изотопно-обогащенной подошвы литосферы Восточной Азии. На основе геохимических данных об исследуемые вулканических породах реконструируется ход позднекайнозойской рифтогенной эрозии нижней части литосферы.

**Ключевые слова:** кайнозой, Восточная Азия, базальты, рифтогенез, геохимия, изотопы Sr.

### **Постановка проблемы**

При геохимических исследованиях мантийных источников вулканических пород континентов часто используется эмпирическая система конечных компонентов океанических базальтов, предложенная А. Зиндлером и С. Р. Хартом [17], включающая DMM (компонент обедненной мантии срединных океанических хребтов), EM1, EM2 (соответственно, компоненты обогащенной мантии 1 и 2) и HIMU (компонент с высоким  $\mu = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$ ). В отличие от океанов, континенты характеризуются литосферой более толстой, древней и гетерогенной. При нанесении составов континентальных базальтов с высокими начальными отношениями <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr и низкими <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd на диаграммы, включающие изотопные отношения Pb, линии смешения не воспроизводятся [5, 13]. На континентах выделяются блоки с различной эволюцией Sm–Nd- и Rb–Sr-изотопных систем, с одной стороны, и Th, U–Pb-системы – с другой.

В изотопной систематике базальтов используется понятие общего компонента, представляющего собой обширный изотопно-однородный резервуар подлитосферной мантии, сохраняющий стабильность в течение продолжительного геологического времени. В систематике А. Зиндлера и С. Р. Харта обозначен глобально преобладающий мантийный состав PREMA (Prevalent Mantle), имеющий обедненные изотопные характеристики относительно принятого валового состава Земли (proverbial Bulk Silicate Earth). Состав PREMA занимает промежуточное положение между конечными компонентами и интерпретирован как 1) их смесь, 2) результат обеднения всей мантии после дегазации и отделения ядра или 3) результат квазинепрерывного отделения корового компонента от мантии. Таким образом, этот состав имеет неясные соотношения с конечными изотопными компонентами. Позже выделены общие изотопные составы обедненного типа материала океанических плюмов: FOZO (focal zone) [8] и C (common) [7]. Эти составы интерпретировались в качестве материала недифференцированной нижней мантии.

По сходящимся трендам на вариационных диаграммах изотопных отношений Pb, Nd и Sr в вулканических породах юго-западной части Байкальской рифтовой системы выделен общий компонент подлитосферной конвектирующей мантии (произвольно обозначенный буквой А) и различающиеся между собой – меняющие состав в разных литосферных террейнах – литосферные компоненты-примеси [13]. Общий компонент охарактеризован слегка обедненным изотопным составом:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,7040\text{--}0,7041$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}} \sim +3$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18,1\text{--}18,2$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 15,53$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 38,2$ , а компоненты-примеси – изотопно-обогащенными.

Одновременно выдвинута гипотеза о том, что вулканические породы востока Азии дают некий гибридный состав низкоскоростной мантии (East Asian low-velocity composition) в изотопных координатах Sr и Pb с широким диапазоном  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в рамках обедненных составов ( $\sim 0,7030\text{--}0,7045$ ) и  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – в интервале  $\sim 17,3\text{--}18,7$  [6]. Позже, при сравнительном анализе вулканических пород Северо-Восточного и Юго-Восточного Китая выделен общий подлитосферный компонент с обедненным изотопным составом:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,7030$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \sim 0,5130$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18,0$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 37,55$  [21]. Региональная смена общих компонентов магматических расплавов в Центральной и Восточной Азии получила интерпретацию как свидетельство связи магматизма территорий с разными низкоскоростными подлитосферными доменами [1].

Вулканические поля центральной части провинции Хейлонгджанг (Хелунцзян) подробно охарактеризованы в геологическом, геохронологическом и геохимическом отношениях [3, 4, 9–11, 14–16, 19–21] (рис. 1).

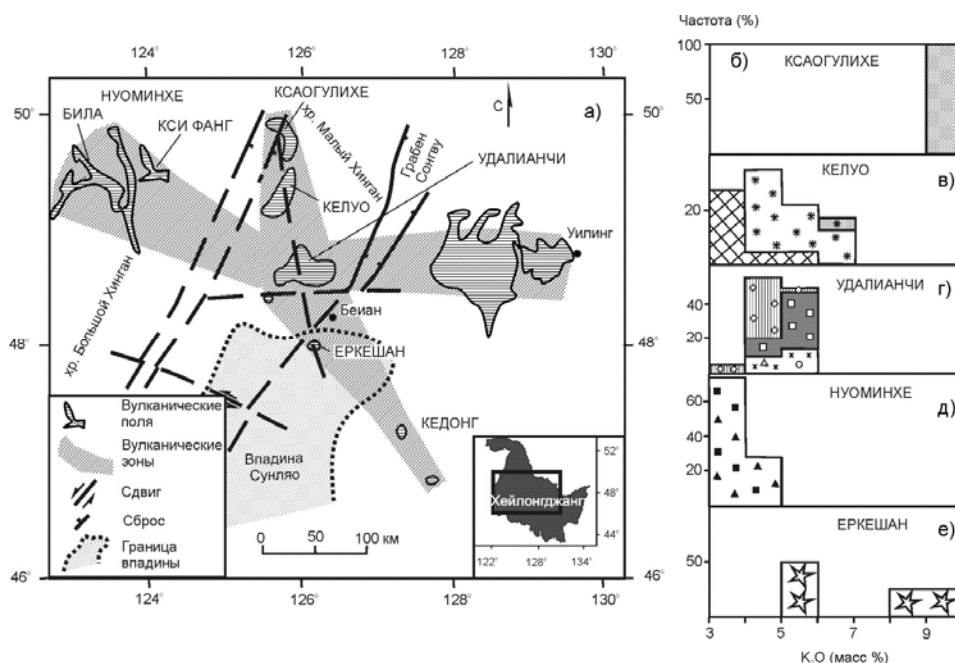


Рис. 1. Схема пространственного распределения вулканических пород в центральной части провинции Хейлонгджанг (территория исследований показана на врезке)

Значки на гистограммах б–е соответствуют значкам на рис. 2. Схема и гистограммы составлены с использованием работ [3, 4, 9, 14–16, 18–20]

Породы представлены калиевой серией и характеризуются геохимическими параметрами, существенно отличающимися от параметров умереннокалиевых щелочных базальтов Китая. Последние сопоставлялись с базальтами океанических островов (ОИВ) [19]. В координатах изотопов Pb, Nd и Sr вулканические породы этой территории приняты в качестве наиболее обогащенного мантийного компонента Северо-Восточного Китая с составом:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,7055$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} < 0,5123$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 16,55$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 36,5$  [21]. В качестве источника калиевой серии провинции Хейлонгджанг принималась постархейская континентальная литосферная мантия, подобная компоненту EM1. Не исключалась возможность смешения этого мантийного материала с расплавами ОИВ-типа в недавнем геологическом прошлом [19].

В настоящей работе исследуется состав мантийных источников вулканических пород калиевой серии провинции Хейлонгджанг и обосновывается выделение общего подлитосферного компонента обогащенного типа. Используются опубликованные данные и результаты новых аналитических исследований. Дополнительно опробованы два вулкана западной окраины поля Келуо (Нансан и Тайсан), три вулкана поля Удалианчи (Йаокуаншан, Биджиашан и Хуошаошан), вулкан Кси Фанг и «долинные» лавовые потоки бассейна р. Биля вулканического поля Нуоуминхе (см. рис. 1).

Наиболее представительные геохимические данные имеются для построек вулканов Лаохейшан и Хуошаошан извержений 1720–1721 гг. Для первого проанализировано 27 образцов, для второго – 25 образцов, 19 из которых составляют коллекцию авторов.

Аналитические исследования вулканических пород выполнены в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры СО РАН. Состав микроэлементов определен методом ICP MS на масс-спектрометре Agilent 7500 се, а изотопов – на масс-спектрометре Finnigan MAT 262. Оба прибора использовались в рамках работы Байкальского аналитического центра коллективного пользования. Характеристика использованных методик приведена в предшествующих работах авторов [1, 2].

### **Пространственно-временное распределение вулканизма**

В эволюции позднекайнозойского вулканизма континентальной окраины Северо-Восточного Китая выделяются этапы: олигоцен-миоценовый (29–7 млн лет назад) и плиоцен-четвертичный (<4,5 млн лет назад). Особое значение придается временному рубежу 16,5 млн лет назад, когда вулканизм распространился во внутреннюю часть континента, западнее впадины Сунляо. Ранние базальтовые извержения датированы в центральной части хр. Большой Хинган, в Халхин-Гольском вулканическом ареале [11].

В центральной части провинции Хейлонгджанг, от хр. Большой Хинган на западе (Нуоминхе) до хр. Малый Хинган на востоке (Уйилинг), протягивается субширотная 550-километровая вулканическая зона. Ее центральную часть пересекает субмеридиональная 380-километровая зона, пространственно соответствующая северному замыканию впадины Сунляо. Эту зону составляют поля Кедонг, Еркешан, Удалианчи, Келуо и Ксаогулихе [11, 15] (см. рис. 1).

Наиболее полная временная последовательность извержений в пределах субмеридиональной вулканической зоны представлена на поле Келуо. Для ранних вулканов этого поля предполагается возраст 16,5 млн лет. Вулканы Дангзишан, Хейшан и Мухенаншан датированы временным интервалом 9,6–7,0 млн лет назад [18, 19]. Этот интервал соответствует активизации вулканических извержений 11–7 млн лет назад западнее и восточнее впадины Сунляо [11]. Самое раннее извержение плиоцен-четвертичного этапа поля Келуо охарактеризовано датировкой  $2,98 \pm 0,02$  млн лет. Различаются интервалы редких извержений 2,98–0,98 млн лет назад и более частых извержений 0,43–0,10 и 0,06–0,011 млн лет назад [14].

Вулканизм полей Ксаогулихе, Удалианчи, Еркешан, Кедонг и Нуоминхе развивался в рамках плиоцен-четвертичного этапа. На поле Еркешан имеется 3 конуса (два сдвоенных вулкана), на поле Удалианчи – 14 вулканических конусов, а на поле Келуо – 23 конуса. Для вулканического поля Еркешан получены К–Аг датировки  $0,56 \pm 0,13$  млн лет и  $0,36 \pm 0,04$  млн лет. Поле Ксаогулихе датируется голоценом [14–16, 18]. Поле Удалианчи охарактеризовано К–Аг датировками интервала последних 1,3 млн лет [11,

14]. Имеются данные о начальных вулканических извержениях в интервале 2,3–2,0 млн лет назад [14, 18].

В центральной части поля Удалианчи представлена последовательность извержений вулканов Йаокуаншан (1,33–0,93 млн лет) – Уэйшан, Уохушан (0,56–0,29 млн лет) – Биджиашан (0,29–0,16 млн лет) – Лаохейшан (1720 г.) – Хуошаошан (1721 г.). Последние 5 вулканов выстраиваются в линию северо-восточного простирания протяженностью около 23 км.

В хр. Большой Хинган, на вулканическом поле Нуоминхе, лавовые потоки распространились в речных долинах бассейна р. Била. По морфологической сохранности поверхности потоков они относятся к позднему плейстоцену – голоцену. Лавовый поток долины р. Била расчленен на глубину до 40 м. В 16 км северо-западнее города Нуомин находится плиоцен-плейстоценовый вулканический конус Кси Фанг. Пространственно связанные с ним лавовые потоки протягиваются от вулкана до г. Нуомин, в районе которого обнажены в речной террасе высотой 20 м.

### Петрогенные оксиды

Породы субмеридиональной вулканической зоны имеют высококалиевый состав. Наиболее обогащены калием ( $K_2O$  до 9,5 масс. %) лавы полей, составляющих окончания вулканической зоны: южное (плейстоценовое поле Еркешан) и северное (голоценовое поле Ксаогулихе). Извержение высококалиевых лав в голоцене на поле Ксаогулихе сопровождалось возрастанием роли калия в лавах сопредельного с ним поля Келуо, где в это же время произошло извержение лав вулкана Гушан с максимальной концентрацией  $K_2O$  (6,96 масс %). В лавах более ранних извержений этого поля концентрации  $K_2O$  варьировали в диапазоне от 3,6 до 6,3 масс %. В позднемиоценовых лавах концентрации калия были ниже, чем в плиоцен-четвертичных, и составляли интервал 3,6–5,3 масс %. Повышение роли калия с течением времени в лавах поля Келуо с переходом на поле Ксаогулихе иллюстрируется гистограммами (см. рис. 1, б–в).

На поле Удалианчи концентрации  $K_2O$  в лавах не превышают 5,9 масс %, за исключением обр. GS–2, в котором определено 7,05 масс %  $K_2O$  [16]. Местоположение и геологические оценки возраста этого образца не приведены, поэтому его аналитические результаты могут приниматься только как ориентировочные. В общей последовательности извержений на поле Удалианчи – плейстоценовых построек – вулкана Лаохейшан – вулкана Хуошаошан – роль калия снижается (см. рис. 1, д). По интервалу содержания  $K_2O$  лавы вулкана Хуошаошан сопоставляются с лавами поля Нуоминхе западной части вулканического пояса провинции Хейлонгджанг.

Сопоставление гистограмм (см. рис. 1, б–е) свидетельствует об относительном повышении с течением времени роли калия в северной части субмеридиональной вулканической зоны (на полях Келуо и Ксаогулихе) и относительном снижении его роли к центральной части зоны (на поле Удалианчи). В районе Уилинг представлены менее калиевые лавы, отнесенные М. Жангом с соавторами [18] к щелочным базальтам типа OIB. Принимая

во внимание относительное снижение роли калия в породах поля Нуоминхе, мы обозначаем осевую часть субширотного вулканического пояса полосой вулканических полей с пониженными концентрациями калия: Нуоминхе, Удалианчи и Уилинг. Севернее и южнее этой полосы, в пределах субмеридиональной зоны, распространены более калиевые породы.

Учитывая разнонаправленную временную тенденцию в вариациях калия в лавах Келуо и Удалианчи, мы помещаем данные для полей Келуо, Еркешан, Нуоминхе и Мааншан на вариационных диаграммах (рис. 2–3) отдельно от данных для поля Удалианчи и по группированию фигуративных точек выделяем группы лав: I – позднемиоценовых вулканов Келуо и плиоцен-четвертичных Нуоминхе; II – плиоцен-четвертичных вулканов полей Еркешан, Келуо, вулкана Мухенаншан поля Келуо (обр. МН–1) и поля Мааншан (на рисунках выделены серым фоном); III – четвертичных вулканов поля Удалианчи, включая вулкан Лаохейшан и IV – вулкана Хуошаошан.

На классификационной диаграмме  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  группу I составляют породы базанит-фонотефритового (оливин-лейцититового [19]) и базанит-фонотефрит-трахибазальт-трахиандезибазальтового состава. Группу II образует ряд пород от тефрофонолитов до трахиандезибазальтов и трахиандезитов. Вдоль тренда вулкана Лаохейшан состав пород меняется от фонотефритового (подгруппа Lh2) до трахиандезитового (подгруппа Lh1), а вдоль тренда вулкана Хуошаошан – от фонотефритового (подобного подгруппе Lh2) до трахиандезибазальтового. Фигуративные точки лав вулкана Биджишан занимают промежуточное положение между фигуративными полями лав вулканов Лаохейшан и Хуошаошан.

### Соотношения Mg# и несовместимых элементов

Различный характер рассматриваемых групп I–IV подчеркивается вариациями несовместимых элементов Rb, Ba, Zr, Pb, U, Th и Sr относительно Mg#. С уменьшением магнезиального числа в группе I их концентрации снижаются. Подобное снижение концентраций этих микроэлементов в группе II сопровождается поперечным ответвлением от середины тренда до конечных максимальных концентраций Rb, Ba, Zr, Pb, Sr в лавах голоценового вулкана Гушан или U, Th в лавах плейстоценового вулкана Тайсан (диаграммы не показаны).

Породы группы III с максимальными значениями Mg# сопоставимы с породами группы I по концентрациям Rb, Ba, Zr, Pb, U, Th, Sr и образуют тренды, параллельные ответвлению от середины тренда группы II или совпадающие с ним. Группа III обозначает смещение точек от Lh2 к Lh1–2 и Lh1. Вдоль тренда распределены точки лав вулкана Яокуаншан, а на его окончании находится обр. GS–2. Часть диаграмм дают разветвляющиеся тренды. Фигуративные точки Sr распределяются вдоль тренда, свойственного другим перечисленным несовместимым элементам, с дополнительной группой точек пониженных концентраций (700–800 мкг/г) (см. рис. 3).



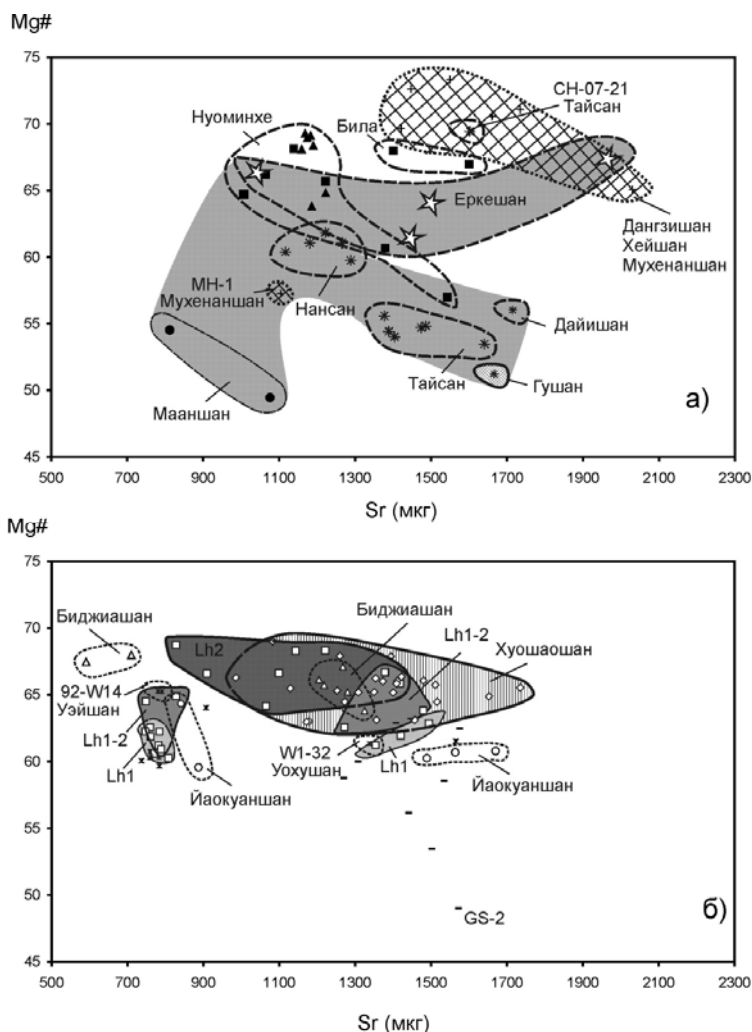


Рис. 3. Соотношения Mg# – Sr в вулканических породах.

Усл. обозн. см. на рис. 2

Фигуративные точки пород вулкана Хуошаошан находятся преимущественно в пределах фигуративного поля подгруппы пород Lh2 по концентрациям Rb, Ba и Zr, но обнаруживают заметное смещение относительно этого фигуративного поля со снижением концентраций Pb, U, Th и повышением концентраций Sr.

### Соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 10^3/\text{Sr}$

Вулканические породы калиевой серии провинции Хейлонгджанг разделяются на группы с варьирующими значениями измеренных отношений изотопов стронция  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . При низких отношениях Rb/Sr и малом возрасте пород измеренные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  не отличаются от начальных. Наиболее высокое изотопное отношение 0,70578 при повышенном значе-



нии  $10^3/Sr$  (1,23) определено для образца МН14, отобранного с поля Мааншан [16]. На других полях выделяется несколько уровней более низкого изотопного отношения при варьирующих значениях  $10^3/Sr$  (рис. 4, а).

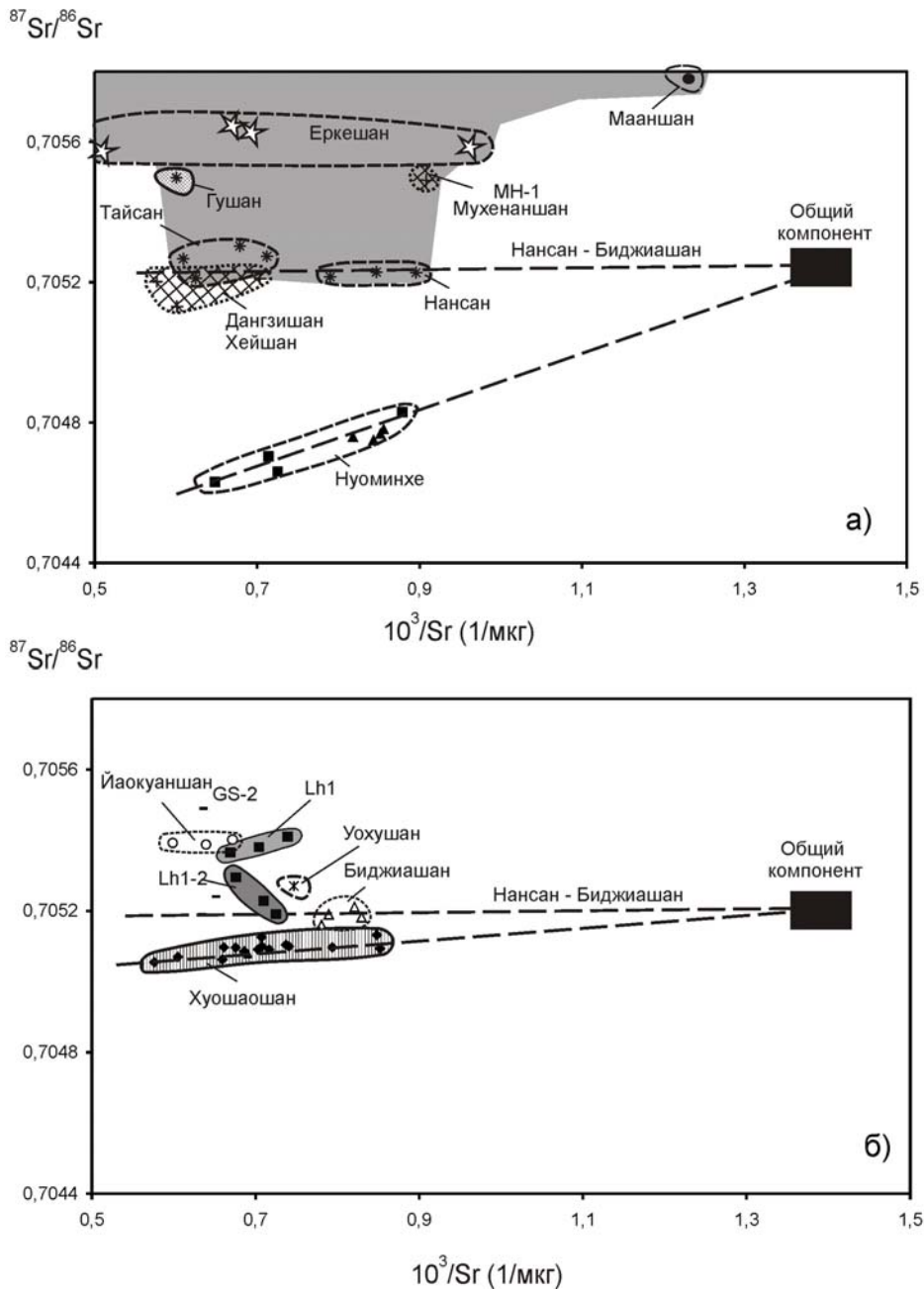


Рис. 4. Соотношения  $^{87}Sr/^{86}Sr - 10^3/Sr$  в вулканических породах.  
Усл. обозн. см. на рис. 2

В четырех образцах вулкана Еркешан сохраняется узкий интервал отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,70558–0,70565) с диапазоном значений  $10^3/\text{Sr}$  от 0,5 до 1,0. На поле Келуо, в лавах вулканов Мухенаншан (9,6 млн лет) и Гушан (голоцен), определено отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,70549$  при  $10^3/\text{Sr}$ , соответственно, 0,64 и 0,91. В этот диапазон попадает образец GS–2 необозначенного вулкана Удалианчи [16]. Породы вулкана Яокуаншан (Удалианчи) соответствуют уровню  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0,70539–0,70540 с диапазоном  $10^3/\text{Sr}$  0,60–0,67. Более низкий уровень отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0,7051–0,7053 обозначают породы построек Келуо (плейстоценовых конусов Тайсан и Нансан и позднemiоценового конуса Дангзишан) с общим диапазоном  $10^3/\text{Sr}$  0,59–0,90. Такой же интервал  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  получен для лав позднeплейстоценового конуса Биджиашан поля Удалианчи при  $10^3/\text{Sr}$  0,75–0,83.

Образец NM17 с территории хр. Большой Хинган [16] сопоставим с узким интервалом составов «долинных» лавовых потоков, пространственно связанных с вулканом Кси Фанг поля Нуоминхе, и вписывается в общий тренд «долинных базальтов» р. Била этого поля.

В продуктах извержений вулкана Лаохейшан определен сравнительно широкий интервал  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,70519–0,70541) [16, 19, 20]. На диаграмме рис. 4, б точки пород этого вулкана распределены от уровня  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0,7054 пород вулкана Яокуаншан до уровня 0,7052 пород вулкана Биджиашан. Изотопный состав стронция измерен для диапазона  $10^3/\text{Sr}$  0,67–0,73.

Фигуративные поля пород, объединенных в группы II и III, распространяются от составов лав вулканов Нансан и Биджиашан с относительным повышением изотопных отношений стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,7052$ ), а фигуративные поля пород, объединенных в группы I и IV, смещаются в область диаграммы с пониженными изотопными отношениями стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,7052$ ).

### Обсуждение результатов

Приведенные вариационные диаграммы свидетельствуют об общих закономерностях в поведении петрогенных оксидов, микроэлементов и изотопов лав провинции Хейлонгджанг, объединяемых в группы по концентрациям кремнезема, калия или значениям Mg#. Наибольшее сходство устанавливается между группами I и IV, с одной стороны, и группами II и III – с другой. Это сходство групп приобретает определяющее значение в обосновании наличия общего изотопно-обогащенного компонента магматических расплавов.

***Выделение общего изотопно-обогащенного компонента на диаграмме  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 10^3/\text{Sr}$  и его интерпретация.***

На рис. 4 штриховыми линиями выделены тренды, аппроксимирующие линейное расположение фигуративных точек пород с различных вулканов и полей провинции Хейлонгджанг. Фигуративные точки лав вулканов Нансан и Биджиашан с одинаковыми изотопными отношениями ( $\sim 0,7052$ ) объединены в общий тренд, субпараллельный оси абсцисс. Пересечение этого тренда с трендами лав вулкана Хуошаошан и вулканическо-

го поля Нуоминхе интерпретируется как состав общего обогащенного компонента:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,7052$ ,  $10^3/\text{Sr} \sim 1,4$ ). Фигуративные точки лав вулканов Дангзишан и Хейшан находятся на тренде лав вулканов Нансан и Биджиа-шан и несколько смещены ниже этого тренда. Точки лав вулкана Тайсан также находятся на этом тренде, но смещены и выше него.

При отношениях  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , соответствующих и превышающих изотопные отношения стронция общего компонента, выделяются тренды, субпараллельные оси абсцисс, а при более низких значениях  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  – наклонные тренды, направленные к общему компоненту. Следовательно, эффект смешения с общим компонентом находит выражение только в расплавах, производных слабо обогащенной мантии, а в расплавах, производных сильно обогащенной мантии, не очевиден.

Общий изотопно-обогащенный компонент интерпретируется как материал астеносферного слоя, подстилающего литосферу. Мы предполагаем, что в подошве литосферы обычно находится материал с изотопными отношениями, идентичными астеносферному материалу. Эрозия нижней части литосферы приводит к погружению ее фрагментов в астеносферу. В процессе конвекции астеносферы литосферный материал усваивается ею с соответствующим усреднением изотопного состава. Если изотопный состав нижней части литосферы обогащен радиогенными изотопами, по мере ее переработки, изотопный состав стронция в подстилающей астеносфере становится все более обогащенным. В свою очередь, эрозия литосферы выражается в проникновении астеносферного материала в ее подошву посредством инфильтрации флюидов и диффузии (а, возможно, вследствие внедрения расплавов) с образованием слоя, в котором устанавливается состав изотопов стронция, идентичный их составу в подстилающей астеносфере. Устанавливается изотопное равновесие между астеносферой и подошвой литосферы. Образующиеся частичные выплавки из пограничного слоя характеризуются варьирующими концентрациями Sr (значениями  $10^3/\text{Sr}$ ) в зависимости от степени частичного плавления астеносферного и литосферного материала. Астеносферный компонент имеет более низкую концентрацию Sr (более высокое значение  $10^3/\text{Sr}$ ), чем выплавки из литосферы.

Подошвенный слой литосферы, вовлеченный в преобразования с участием астеносферного материала, должен иметь ограниченную мощность. Если в плавлении вовлекаются участки литосферы с более обогащенным изотопным составом, чем подошвенный литосферный слой, образующиеся внутрилитосферные выплавки, соответственно, обладают более обогащенным изотопным составом без видимых признаков влияния астеносферного компонента. Если же плавится литосфера с менее обогащенным изотопным составом, чем подстилающая астеносфера, то образуются частичные выплавки с наклонным трендом, вытянутым по направлению к астеносферному компоненту.

Общий изотопно-обогащенный мантийный компонент маркирует астеносферный слой, выступающий в качестве однородного мантийного ре-

зервуара в смешении с материалом из континентальной литосферы Восточной Азии. Изотопно-обогащенная астеносфера образовалась вследствие мезозойско-кайнозойской эрозии литосферного кила Сино-Корейского кратона [12 и ссылки в этой работе].

***Общая пространственно-временная смена магматических источников***

Присутствие выплавов из подошвы литосферы отражает ее эрозию в процессе рифтогенного утонения. Начало эрозии, выраженное в магматизме, можно связать с началом эффективного растяжения литосферы, и ее временные вариации – с варьирующей интенсивностью этого процесса.

На рис. 5 приведена схема, на которой выше астеносферной мантии, представленной общим компонентом, выделены три слоя: 1) подошвенный, изотопно-равновесный с астеносферным слоем,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,7052$ ; 2) сильно обогащенный,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} 0,7054\text{--}0,7056$  и 3) слабо обогащенный,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,7050$ . Пространственно-временные соотношения изотопно-обогащенных компонентов в извергнутых расплавах представлены двумя временными интервалами вулканической деятельности: 1) 9,6–7,0 млн лет назад и 2) < 2,9 млн лет назад.

Ранние (позднемиоценовые) лавы вулканов Дангзишан и Мухенаншан поля Келуо имели изотопные стронциевые характеристики подошвенного слоя литосферы и обогащенного литосферного источника. На вулканическом поле Мааншан, возможно, извергались лавы литосферного сильно обогащенного источника.

В плиоцен-четвертичное время поступали выплавки из обогащенных источников на вулканах субмеридиональной вулканической зоны полей Келуо, Ксаогулихе Удалианчи, Еркешан и Кедонг. Наличие разнообразных выплавов из нижней части литосферы свидетельствует о развитии эрозионных процессов с ее утонением.

Под вулканическим полем Нуоминхе литосфера имеет слегка обогащенный изотопный состав,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,7046$ . Лавы плиоцен-плейстоценового вулкана Кси Фанг и позднеплейстоцен-голоценовых «долинных» потоков бассейна р. Била были производными единого магматического источника подошвы литосферы.

В координатах  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 10^3/\text{Sr}$  фигуративные точки, составляющие выплавки из подошвы литосферы под полем Нуоминхе, находятся приблизительно на таком же расстоянии от общего компонента, как точки выплавов из подошвы литосферы под полями Келуо и Удалианчи. Точки выплавов под вулканами Нансан и Биджиашан, расположенные на линии диаграммы со значением изотопного отношения Sr 0,7052, находятся ближе к общему компоненту и сопоставляются в этом отношении с концентрированной группой точек вулкана Кси Фанг. Точки позднемиоценовых вулканов и плейстоценового вулкана Тайсан обнаруживают некоторый разброс и удалены от общего компонента, подобно точкам с наименее радиогенным изотопным составом стронция в «долинных» лавах бассейна р. Била.

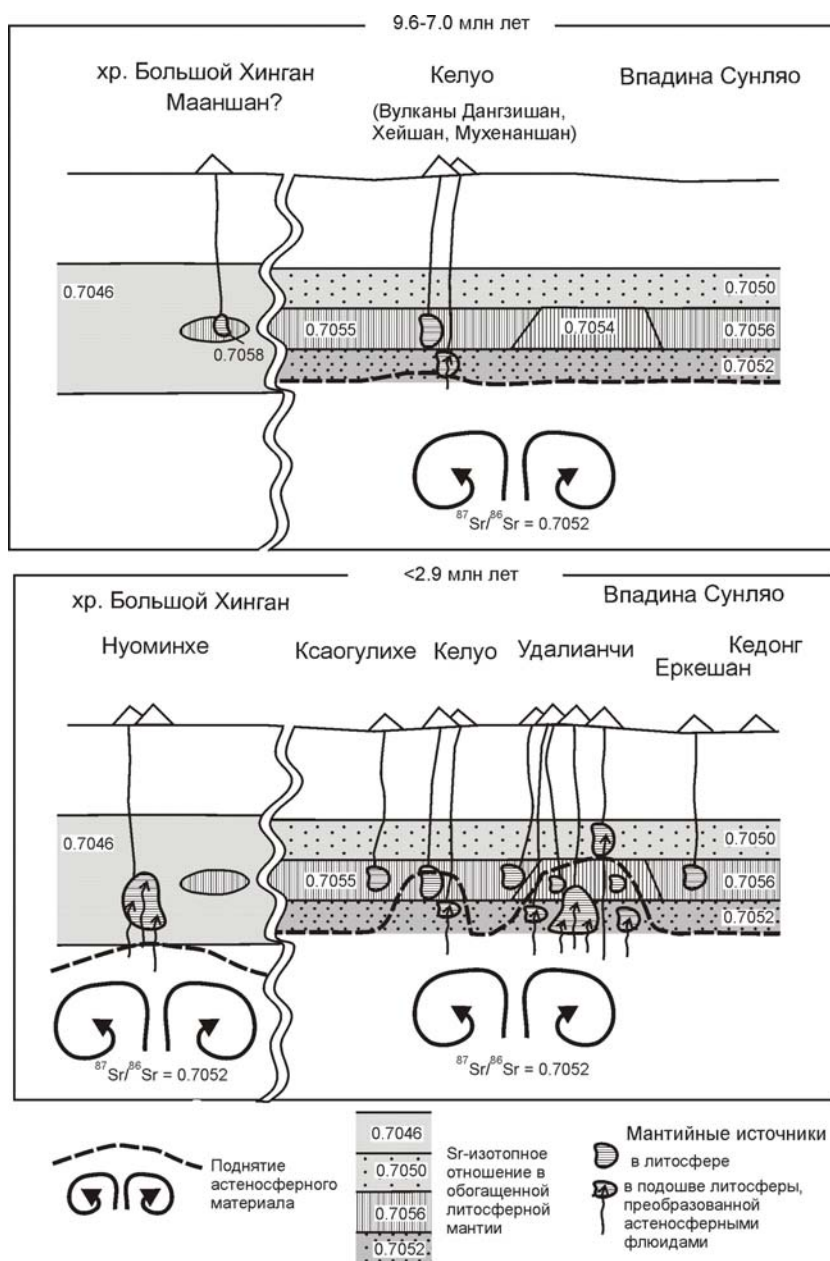


Рис. 5. Схема пространственно-временного распределения источников позднекайнозойских лав провинции Хейлонгджанг (объяснения в тексте)

Общие вариационные диапазоны концентраций и изотопных отношений стронция в лавах перечисленных вулканических построек полей Нуо-минхе и Келуо–Удалианчи сопоставимы между собой, что может свидетельствовать о приблизительно одинаковых процентных соотношениях литосферного и астеносферного материала в магматических расплавах,

излившихся на этих полях. Интересно, что чем больше общего компонента содержится в лавах тренда Келуо–Удалианчи, тем более концентрированным становится строй точек.

Присутствие общего компонента в лавах поля Нуоминхе отражало латеральное распространение астеносферного слоя с обогащенными изотопными параметрами от субмеридиональной вулканической зоны, дренирующей астеносферу под эродированной сильно обогащенной литосферой, в область с менее обогащенной подошвой литосферы, под которой обогащенный слой нижней части литосферы либо был уже эродирован, либо никогда не существовал. Последнее предположение допускает пространственный переход от области с сильно обогащенной нижней частью литосферы, ярко выраженной вдоль субмеридиональной вулканической зоны северного замыкания впадины Сунляо, к области с менее обогащенной нижней частью литосферы под полем Нуоминхе территории хр. Большой Хинган. находка лав с сильно обогащенным изотопным составом стронция на поле Мааншан в хр. Большой Хинган [16] может отражать сравнительно локальное изотопное обогащение литосферного материала под этой территорией в геологическом прошлом, а геохимические соотношения лав поля Мааншан с лавами полей, составляющих субмеридиональную вулканическую зону, могут свидетельствовать об особой эволюции мантийных процессов под хр. Большой Хинган.

#### ***Пространственно-временная смена магматических источников на поле Удалианчи***

На вулканах центральной части поля Удалианчи отчетливо выражена временная смена изотопного состава стронция (рис. 6). В породах вулкана Яокуаншан, начинавшего последовательность извержений 1,33–0,93 млн лет назад, значение отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  повышенное (0,705288–0,705402), снижается до 0,70527 в породах вулкана Уохушан (возраст 0,56–0,29 млн лет) и далее до интервала 0,705160–0,705211, соответствующего значению общего компонента, в породах вулкана Биджиашан (возраст 0,29–0,16 млн лет). В процессе вулканических извержений 1720–1721 гг. изотопные отношения стронция снижались от лав вулкана Лаохейшан (интервал 0,70519–0,70541) к лавам вулкана Хуошаошан (интервал 0,705054–0,705132). В группе Lh1 отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  соответствовали уровню значений в породах вулкана Яокуаншан (~0,7054), а в группе Lh1–2 снижались до значения общего компонента (~0,7052). В группе Lh2 изотопы стронция не определялись. При извержении вулкана Хуошаошан изотопные отношения Sr в лавах были ниже отношения общего компонента.

Временные вариации изотопного состава стронция лав Удалианчи интерпретируются в связи с эволюцией магматизма при латеральной изотопной неоднородности сильно обогащенного литосферного слоя и вертикальной смене этого слоя менее обогащенным. Реконструируется смена магматических источников в процессе активности вулканической линии, протягивающейся на ~23 км в северо-северо-восточном направлении от вулкана Уохушан до вулкана Уэйшан.

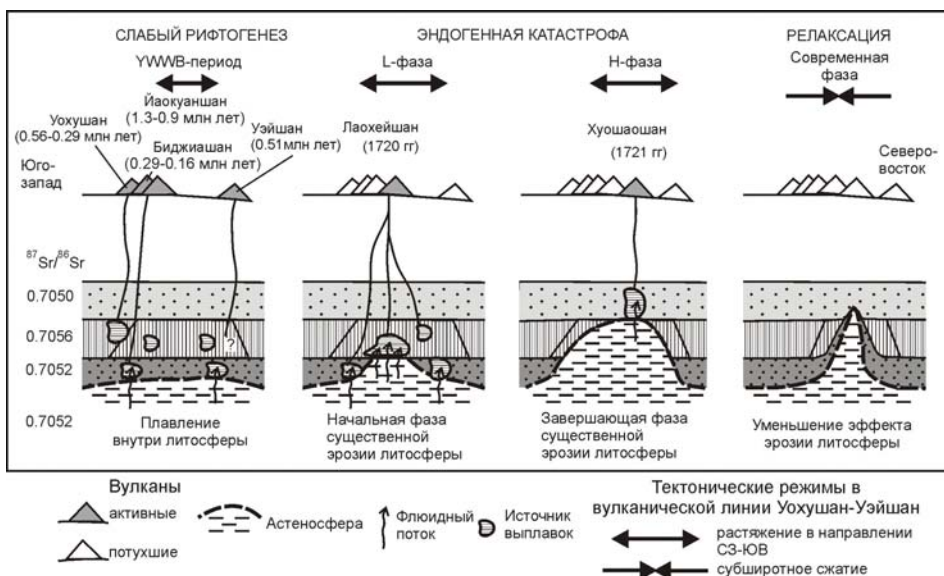


Рис. 6. Последовательность четвертичных вулканических событий центральной части поля Удалианчи и смена магматических источников (объяснения в тексте)

Вулкан Йаокуаншан, предварявший активность линии вулканов Уоухушан–Уэйшан во временном интервале 1,33–0,93 млн лет назад, располагался в 5 км восточнее этой линии и извергал выплавки из сильно обогащенного внутрилитосферного источника. В начальный эпизод активности вулканической линии (извержений вулканов Уоухушан и Уэйшан на ее окончаниях в интервале 0,56–0,29 млн лет назад) началось более концентрированное растяжение литосферы. Плавление внутрилитосферных источников продолжалось. Смещение изотопного состава стронция расплавов вулкана Уоухушан от состава расплавов вулкана Йаокуаншан к составу расплавов вулкана Биджиашан может отражать эффект примешивания астеносферного материала. При извержении вулкана Биджиашан в интервале 0,29–0,16 млн лет назад, сместившегося от вулкана Уоухушан к центральной части линии Уоухушан–Уэйшан, изотопный состав стронция в выплавках уже отвечал изотопному составу астеносферы. Более низкое значение  $10^3/Sr$ , по сравнению с общим компонентом, отражало частичное плавление подошвы литосферы, находившейся в изотопном равновесии с астеносферой.

L-фаза ознаменовалась извержением в 1720 г. широкого спектра выплавов. Расплавы группы Lh1 были производными плавления сильно обогащенной литосферы. В расплавах группы Lh1–2 увеличивалась роль астеносферного материала. В расплавах L-фазы в течение короткого эпизода реализовались процессы плавления, растянутые прежде на временной интервал 1,33–0,16 млн лет назад. Интенсивное плавление повлекло за собой эрозию подошвенного слоя и сильно обогащенного слоя литосферы с механическим замещением этих слоев астеносферным материалом. В фазу извержений 1721 г. (фазу H) компоненты этих слоев в выплавках отсутст-

вовали, а эрозии подвергалась вышележащая часть менее обогащенной литосферы с примесью астеносферного материала.

### Заключение

Калиевые вулканические породы позднекайнозойских полей провинции Хейлонгджанг являются производными только изотопно-обогащенной мантии. При геохимических исследованиях выделено 4 группы пород с различными концентрациями  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и значениями  $\text{Mg}\#$ . Установлены существенные микроэлементные различия между группами с отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  выше и ниже значения 0,7052. Установлено, что это значение характеризует общий компонент вулканических пород. Предполагается его происхождение из астеносферного домена, образовавшегося в процессе мезозойско-кайнозойской эрозии изотопно-обогащенной литосферы Восточной Азии.

Новый этап вовлечения в плавление нижней части литосферы обусловлен развитием позднекайнозойского рифтогенеза. Общая пространственно-временная смена магматических источников рассмотрена в рамках двух временных интервалов: 1) 9,6–7,0 млн лет назад и 2) <2,9 млн лет назад. Начальный этап плавления изотопно-обогащенных источников подошвенного слоя и внутренней части литосферы сменялся этапом вовлечения в плавление более широкого спектра изотопно-обогащенных источников. Четвертичная эволюция магматизма центральной части поля Удалианчи отражала сравнительно медленную эрозию нижней части литосферы во временном интервале 1,33–0,16 млн лет назад и ее катастрофически быстрое утонение при извержениях 1720–1721 гг.

*Работа выполнена с финансированием ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы», проект НК-367П/1 и Фондом поддержки отечественной науки.*

### Список литературы

1. Радиоизотопная геология в задачах и примерах / С. В. Рассказов [и др.]. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2005. – 268 с.
2. Пространственно-временные вариации мантийных и коровых компонентов в позднекайнозойских вулканических породах Средне-Амурской впадины, юго-восток России / С. В. Рассказов [и др.] // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22, № 3. – С. 3–27.
3. Голоценовый вулканизм в Центральной Монголии и Северо-Восточном Китае: асинхронное декомпрессионное и флюидное плавление мантии / И. С. Чувашова [и др.]. // Вулканология и сейсмология. – 2007. – № 6. – С. 19–45.
4. Chuvashova I. S. Latest Pleistocene through Holocene volcanism in Central Mongolia and Northeast China: Partial melting in closed and open mantle sources / I. S. Chuvashova, J. Liu, S. V. Rasskazov [et al.] [Электронный ресурс]. – Режим доступа: [http://www.mantleplumes.org/Mongolia\\_volcanism.html](http://www.mantleplumes.org/Mongolia_volcanism.html)
5. Dickin A. P. Radiogenic isotope geology / A. P. Dickin. – Cambridge : University Press, 1997. – 490 p.



6. *Flower M. F.* Mantle extrusion: a model for dispersed volcanism and DUPAL-like asthenosphere in East Asia and the West Pacific / M. F. Flower, K. Tamaki, N. Hoang // *Mantle dynamics and plate interactions in East Asia. Geodynamics.* – 1998. – № 27. – P. 67–85.
7. *Hanan B. B.* Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes / B. B. Hanan, D. W. Graham // *Science.* – 1996. – V. 272. – P. 991–995.
8. *Hauri E. H.* Fluid dynamic and geochemical aspects of entrainment in mantle plumes / E. H. Hauri, J. A. Whitehead, S. R. Hart // *J. Geophys. Res.* – 1994. – V. 99. – P. 24275–24300.
9. *Hsu C-H.* Geochemistry of late Cenozoic basalts from Wudalianchi and Jingpohu areas, Heilongjiang Province, northeast China / C-H. Hsu, J-c. Chen // *Journ. Asian Earth Sci.* – 1998. – V. 16, N 4. – P. 385–405.
10. *Liu J.* Active volcanoes in China / J. Liu, H. Taniguchi // *Northeast Asian Studies.* – 2001. – V. 6. – P. 173–189.
11. *Liu J.* Cenozoic episodic volcanism and continental rifting in northeast China and possible link to Japan Sea development as revealed from K–Ar geochronology / J. Liu, J. Han, W. S. Fyfe // *Tectonophysics.* – 2001. – V. 339. – P. 385–401.
12. *Rasskazov S.* Magmatic response to the Late Phanerozoic plate subduction beneath East Asia / S. Rasskazov, H. Taniguchi // *CNEAS Monograph Series.* – N. 21. – Japan : Tohoku University, 2006. – 156 p.
13. Lithospheric domains in East Sayan: Pb, Sr, and Nd isotope constraints on sources of the Late Cenozoic magmatism in the northern segment of the Riphean Tuva-Mongolian massif / S. V. Rasskazov [et al.] // *Rifting in intracontinental setting: Baikal Rift System and other Continental Rifts.* – Irkutsk, 1999. – P. 163–166.
14. *Wee S. M.* Geochemistry and isotopic systematics of Cenozoic alkaline volcanic rocks in Korea and NE China / S. M. Wee // *N. Jb. Miner. Abh.* – 2002. – V. 177, № 3. – P. 213–240.
15. *Wang Y.* Tectonic controls on the Pleistocene-Holocene Wudalianchi volcanic field (northeastern China) / Y. Wang, H. Chen // *Journal of Asian Earth Sciences.* – 2005. – V. 24. – P. 419–431.
16. *Wang Y.* Regularity and characteristic of volcanic activity at Wudalianchi, Heilongjiang / Y. Wang, L. Mu, W. Liu // *30th International Geological Congress.* – Beijing, 1996.
17. *Zindler A.* Chemical geodynamics / A. Zindler, S. R. Hart // *Annual Reviews of Earth and Planetary Science.* – 1986. – V. 14. – P. 493–571.
18. *Zhang M.* Nature of the lithospheric mantle beneath the eastern part of the Central Asian fold belt: mantle xenolith evidence / M. Zhang, P. Suddaby, S. Y. O'Reilly // *Tectonophysics.* – 2000. – V. 328. – P. 131–156.
19. *Zhang M.* Potassic rocks in NE China: geochemical constraints on mantle source and magma genesis / M. Zhang, P. Suddaby, R. N. Thompson // *J. Petrology.* – 1995. – V. 36, N 5. – P. 1275–1303.
20. *Zou H.* Constraints on the origin of historic potassic basalts from northeast China by U–Th disequilibrium data / H. Zou, M. R. Reid, Y. Liu // *Chemical Geology.* – 2003. – V. 200. – P. 189–201.
21. *Zou H.* Major, trace element, and Nd, Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalts of SE China: mantle sources, regional variations and tectonic significance / H. Zou, A. Zindler, X. Xu, Q. Qi // *Chemical Geology.* – 2000. – V. 171. – P. 33–47.

## Isotopically-enriched Components in Evolution of Late Cenozoic Potassic Magmatism in the Heilongjiang Province, NE China

I. S. Chuvashova, S. V. Rasskazov, J. Liu, F. Meng, T. A. Yasnygina, N. N. Fefelov, E. V. Saranina

**Annotation.** Four groups of high-K volcanic rocks with different variations of SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, and Mg-numbers have been defined in Late Cenozoic volcanic fields of the Heilongjiang province. Essential trace-element difference has been found between the groups with <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratios above and below 0,7052. It is suggested that this value is characteristic of a common component from the asthenospheric domain, which has originated due to Mesozoic through Cenozoic erosion of the isotopically enriched lithosphere in East Asia. On basis of geochemical data on the volcanic rocks studied, the Late Cenozoic rift-related lithospheric erosion is described.

**Key words:** Cenozoic, East Asia, basalts, rifting, geochemistry, Sr isotopes.

*Чувашова Ирина Сергеевна  
Институт земной коры СО РАН  
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128  
аспирант  
сотрудник геологического факультета  
ИГУ  
тел.: 8(3952) 51-16-59*

*Рассказов Сергей Васильевич  
доктор геолого-минералогических наук  
профессор  
Институт земной коры СО РАН  
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128  
заведующий лабораторией  
профессор кафедры динамической геологии  
геологического факультета ИГУ  
тел.: 8(3952) 51-16-59*

*Лиу Яки  
академик Китайской академии наук  
доктор философии, профессор  
Институт геологии и геофизики КАН  
100029, Китайская Народная Республика,  
Пекин  
главный научный сотрудник  
тел.: 86-10-62008005*

*Менг Фанчао  
Институт геологии и геофизики КАН  
100029, Китайская Народная Республика,  
Пекин  
аспирант*

*Ясныгина Татьяна Александровна  
кандидат геолого-минералогических наук  
Институт земной коры СО РАН  
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128  
старший научный сотрудник  
тел.: 8(3952) 51-16-59*

*Фефелов Николай Николаевич  
кандидат геолого-минералогических наук  
Институт земной коры СО РАН  
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128  
старший научный сотрудник  
тел.: 8(3952) 51-16-59*

*Саранина Елена Владимировна  
кандидат геолого-минералогических наук  
Институт земной коры СО РАН  
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128  
старший научный сотрудник  
тел.: 8(3952) 51-16-59*