

**КАЛИЕВАЯ СПЕЦИФИКА БАЗАЛЬТОВ СИНЕУТЕСОВСКОЙ ВПАДИНЫ:
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КОРРЕЛЯЦИИ И ПРОБЛЕМЫ КАЛИЙ-АРГОНОВОГО
ДАТИРОВАНИЯ (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ)**

И.С. Брандт¹, С.В. Рассказов¹, В.К. Попов², С.Б. Брандт¹

¹Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Поступила в редакцию 23 августа 2007 г.

Приводятся новые данные по строению разрезов, геохимическому составу и возрасту вулканогенно-осадочных и эффузивных образований Синеутесовской впадины на юге Приморья. Образования, выполняющие Синеутесовскую впадину, представлены двумя пакетами: нижним, сложенным осадочно-вулканогенными угленосными породами – стратотипом синеутесовской свиты, и верхним, сложенным тефроидными отложениями и перекрывающими их потоками базальтов. Рассмотрены особенности геохимического состава и проблемы калий-аргонового датирования базальтов. Для самого верхнего базальтового потока получена К-Аг датировка 22.0 ± 1.0 млн лет. В средней и нижней частях лавового пакета датировки омоложены. Их искажение связывается с нагревом базальтов при возгорании бурых углей синеутесовской свиты, залегающих под вулканическим покровом. Выполненные расчеты показали, что аргон мог лишь частично удаляться из базальтов за счет кондуктивного теплопереноса и теряться главным образом в связи с инфильтрацией горячих газов в неоднородной трещиноватой среде. Базальтовый вулканизм континентальной окраины Южного Приморья и сопредельных территорий Кореи и Китая, проявленный на олигоцен-миоценовом рубеже, предшествовал ранне-среднемиоценовому спредингу и формированию впадины Японского моря. Индикатором зарождающегося спрединга Япономорской котловины являются недифференцированные умереннощелочные базальты внутриплитного геохимического типа, проявленные в пределах Амбинской впадины и ряда других структур юга Приморья, а также внутриплитные щелочные базальты грабена Пхохан Корейского п-ова. Калиевый базальт-трахибазальтовый вулканизм проявился локально в пределах рифтогенных впадин и щитовых вулканов, в отдельных структурах он завершался вулканизмом среднего и кислого состава. Подобная эволюция вулканизма связывается с избирательной контаминированностью базальтовых расплавов при взаимодействии с кислым материалом коры и генерацией кислых анатектических выплавов.

Ключевые слова: кайнозой, калиевые базальты, микроэлементы, К-Аг датирование, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Стратиграфическое расчленение вулканических толщ представляет собой задачу, решение которой тесно связано не только с обоснованием возраста по палеонтологическим, литологическим признакам и радиоизотопным определениям, но и с корреляцией геохимического состава эффузивных пород, позволяющей сопоставлять их с возрастными аналогами удаленных ареалов. В настоящей работе делается акцент на выделение генерации базальтоидной ассоциации калиевого ряда в рифтогенных впадинах Южного Приморья на рубеже олигоцена и миоцена.

Кайнозойские магматические породы калиевого ряда – лейцитовые базальты и лейцититы – известны на этой территории с середины прошлого столетия [2]. Известные к настоящему времени местонахождения калиевых щелочных и субщелочных пород показаны на рис. 1.

Повышенные концентрации калия выявлены в породах вулканических и плутонических комплексов раннего–среднего кайнозоя вдоль западного (континентального) обрамления Япономорской котловины. На территории Восточного Сихотэ-Алиня дайки и субвулканические тела калиевых щелочных пород

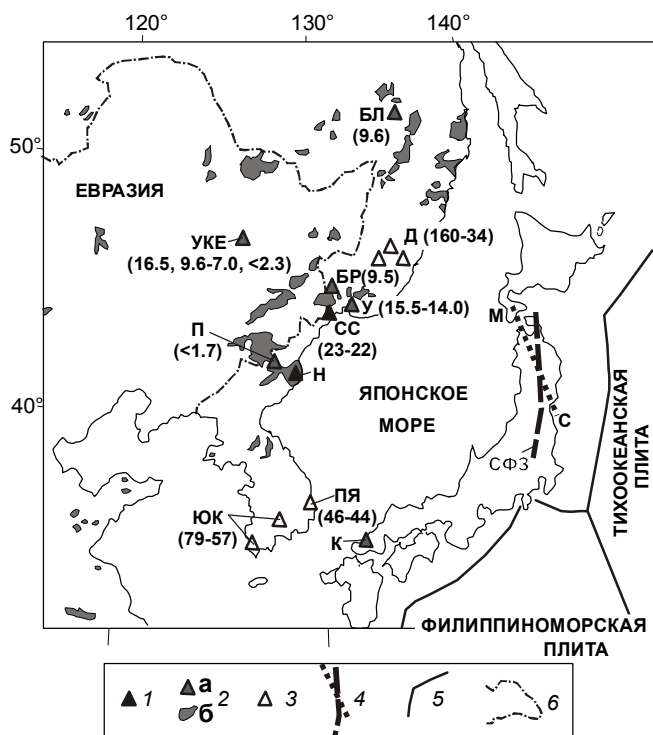


Рис. 1. Схема пространственного распределения кайнозойских вулканических пород калиевой серии в Приморье и на сопредельных территориях Приамурия, Китая и Кореи.

1 – калиевые трахибазальты олигоцен-миоценового рубежа (СС – базальты Синеутесовской впадины и славянский комплекс, в скобках здесь и далее обозначен возраст в млн лет, Н – свита намсок, Кильчу-Менчхонский грабен в Северной Корее); 2 – вулканические породы среднемиоценового–четвертичного возраста: а – калиевая щелочная серия (У – Угловская впадина, БР – Борисовский вулкан, БЛ – Болонский вулкан, Среднеамурская впадина, УКЕ – поля Удалянчи, Келуо, Еркешан, Северо-Восточный Китай, П – вулкан Пектусан, К – вулкан Катамата группы вулканов Абу, Юго-Западная Япония), б – калий-натровая серия (показаны базальтовые вулканические поля на континентальной окраине); 3 – вулканические породы калиевой серии раннего–среднего кайнозоя (Д – Дальнегорский район и сопредельные территории, ЮК – Южная Корея, ПЯ – впадина Пхохан-Яннам); 4 – косое пространственное соотношение вулканической линии Матсумае–Сизукуси–Сиогама (М–С, возраст 25–22 млн лет) с современной фронтальной зоной вулканической дуги Северо-Восточной Японии (СФЗ) [36]; 5 – преддуговой трог; 6 – сухопутная государственная граница.

(шонкинитов, лейцитовых трахитов, трахиандезитов и эссекситов) изучены И.Н. Говоровым в Дальнегорском рудном районе [3, 4]. К-Аг датировки этих пород составляют 36–34 млн лет. В Кавалеровском рудном районе, на Арсеньевском оловорудном месторождении, охарактеризованы палеоцен-эоценовые (55–45 млн лет) калиевые трахиандезитобазальты, тра-

хиандезиты, калиевые граниты и ультракалиевые риолиты [18]. Лавы с повышенным содержанием калия встречены в палеоценовых (57 млн лет) и среднеэоценовых (46–44 млн лет) базальтах Южной Кореи [12, 13]. Шошонитовые базальты изучены в свите намсок, ассоциирующей с осадками позднего эоцена–олигоцена грабена Кильчу-Менчхон Северной Кореи [26–29].

На рубеже позднего олигоцена – раннего миоцена базальтовый и базальт-андезит-дацит-риолитовый вулканизм проявился в рифтогенных впадинах южного Приморья и сопредельных территорий. В Пойменской и Синеутесовской впадинах происходили извержения калиевых базальтов известково-щелочного ряда [16, 21]. В Амбинской впадине, расположенной в 30 км к северо-востоку от Синеутесовской, в этот период извергались базальтоиды (базаниты) с пониженным содержанием кремнезема и повышенным – натрия [17]. Ранее эти породы выделялись в сандуганскую свиту раннемиоценового возраста (Асипов, 1963 г.). Раннемиоценовые субщелочные базальты Восточного Китая и Корейского п-ова также имеют натровый состав [27, 29, 34]. В южной части Японского моря широко развиты продукты наземных извержений олигоцен-раннемиоценового возраста: высококалиевые трахиандезиты, трахидациты и трахириолиты свиты оки [5, 9]. Приведенные материалы свидетельствуют о значительных вариациях химического состава базальтов этого этапа от высокотитанистых натровых базальтоидов до высококалиевых трахибазальтов, трахиандезитов и их производных.

Для молодых вулканических комплексов с датировками от среднемиоценовых до четвертичных также характерны проявления калиевых пород щелочного и субщелочного ряда. Лейцитосодержащие базальтоиды Угловской впадины Южного Приморья датированы К-Аг методом возрастным интервалом 15.5–14.0 млн лет [24]. Лавы лейцитовых базальтов и лейцититы описаны в среднем течении р. Амур на Болонском вулкане [14, 23, 25] и охарактеризованы $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировкой 9.6 млн лет [19]. Магнезиальные базальты с повышенной концентрацией калия отмечены на Борисовском вулкане [1, 11]. Для него получена близкая К-Аг датировка – 9.5 ± 0.6 млн лет [31]. На Шуфанском базальтовом плато установлены многочисленные вулканические центры, многие из которых сложены щелочными и субщелочными калиевыми базальтами [10]. Высококалиевый состав определен в четвертичных лавах вулкана Пектусан Северной Кореи [13]. Активность этого вулкана датирована временным интервалом последних 1.7 млн лет [20]. В более глубокой части континента известны

калиевые базальтоиды вулканических полей Келуо, Еркешан и Удалянчи с К-Аг датировками трех вулканических эпизодов: 16.5, 9.6–7.0 и <2.3 млн лет [14, 20, 23, 39, 40]. В Юго-Западной Японии на четвертичном вулкане Катамата группы вулканов Абу охарактеризованы калиевые базальты, не содержащие плагиоклаза, – абсарокиты [38].

Особого внимания заслуживает изучение распространения вулканических пород, проявленных на рубеже олигоцена и миоцена. Вулканизм этого периода предшествует этапу деструкции континентальной окраины, выразившейся образованием Япономорской впадины [5, 21, 36 и др.]. В работе характеризуются раннемиоценовые базальты Синеутесовской впадины Южного Приморья, имеющие ярко выраженную калиевую специфику, и проводятся их сопоставления с подобными по составу лавами сопредельных территорий, рассмотрены возможные причины высокого содержания калия. Калий-аргоновое датирование базальтов Синеутесовской впадины показывает частичное нарушение их К-Аг изотопной системы и искажение возраста пород. Детально рассмотрена физическая природа этого явления как следствия возгорания прослоев бурых углей в подстилающих осадочных отложениях.

ХАРАКТЕРИСТИКА СИНЕУТЕСОВСКОЙ СВИТЫ И СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА БАЗАЛЬТОВОЙ ТОЛЩИ

Стратотип синеутесовской свиты расположен в Синеутесовской впадине, в верховьях руч. Дозорный [8] (рис. 1). В разрезе свиты выделяются четыре толщи [15], сложенные аркозовыми песчаниками, залегающими на выветрелых (дресвянистых) палеозойских гранитах, вулканогенно-осадочными породами с отдельными горизонтами обломочных вулканогенных пород (пелловые и пемзовые туфы риодацитов) и несколькими пластами бурого угля. В верхней части появляются горизонты галечников, гравелитов и песчаников с прослоями желтовато-серых алевролитов и псаммитовых кристаллолитовитрокластических туфов андезитов, на которых залегают толща тефроидов, гиалокластитов и лав базальтов и андезибазальтов. Галечниковые породы верхней части разреза, согласно результатам геологосъемочных работ (А.А. Вржосек и др., 1968 г., А.А. Сясько и др., 2002 г.), отнесены к позднемиоценовой усть-суйфунской свите, а вулканокластиты и базальты – к шуфанской. По данным [15], верхняя пачка гравелитов, галечников и песчаников завершает разрез синеутесовской свиты. Фациальными вулканическими аналогами пирокластических вулканогенных пород синеутесовской свиты являются андезиты, дациты и риодациты славянского комплекса, широко развитые на

южных и юго-восточных глубоко эродированных флангах впадины (г. Андрусовская Сопка, г. Острая и др.) (А.А. Сясько и др., 2002 г.). Rb-Sr возраст экструзивных дацитов славянского комплекса в соседней Пойменной впадине составляет 22.9 ± 0.3 млн лет [21]. Возраст угленосных отложений свиты, по данным изучения листовой флоры и палинологических исследований, отвечает завершающей фазе олигоцена – первой половине раннего миоцена [15]. Полученный нами К-Аг возраст базальтов, перекрывающих верхнюю пачку синеутесовской свиты, составляет 22.0 ± 1.0 млн лет [16].

Базальты г. Синий Утес (абс. отметка 842.4 м) образуют изолированный останец лавового покрова, вытянутый субмеридионально на 8 км при ширине до 2 км. На западе он отделен седловиной от базальтового плато, протягивающегося на территорию Китая (рис. 2А). В основании лавового пакета залегают слои базальтовой тефры и гиалокластитов (рис. 2Б). Мощность угленосных вулканогенно-осадочных отложений синеутесовской свиты достигает 290 м, а базальтовой толщи – 240 м. В южном, юго-восточном, восточном и северо-восточном обрамлении г. Синий Утес развиты отчетливо выраженные в рельефе отпрепарированные останцы лавовых потоков, выходы экструзивных и дайковых тел базальтов и андезибазальтов (г. Толстая, г. Барс, г. Золотая Подкова и др.). Последние часто сближены в пространстве и образуют дайковые пояса и ареалы северо-западного и субмеридионального направлений. По всей вероятности, они представляют собой подводящие каналы значительно эродированного покрова платобазальтов г. Синий Утес. Аналогичные дайки базальтов прорывают вулканогенно-осадочные породы синеутесовской свиты в стратотипическом разрезе в верховьях руч. Дозорного (обр. П-473, табл. 1) и на восточном склоне г. Синий Утес.

По основному руслу в верховьях ручья Дозорного под базальтовой толщей задокументировано четыре угольных пласта мощностью (снизу вверх) 0.5, 2.5, 1.0 и 2.5–2.7 м. Наиболее протяженные и мощные из них показаны на карте и разрезе (рис. 2). В осадках, кроме того, встречаются маломощные невыдержанные прослои и линзы угля.

Базальтовая толща г. Синий Утес изучена на левом борту ручья Дозорный (точка П-462). Она завершает разрез кайнозойских отложений Синеутесовской впадины, залегая на туфогенно-осадочных угленосных породах синеутесовской свиты без признаков стратиграфического перерыва [15]. Разрез базальтовой толщи начинается с пирокластических водно-озерных отложений (переотложенная базаль-

Таблица 1. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и микроэлементов (мкг/г) в вулканических породах Синеутесовской впадины.

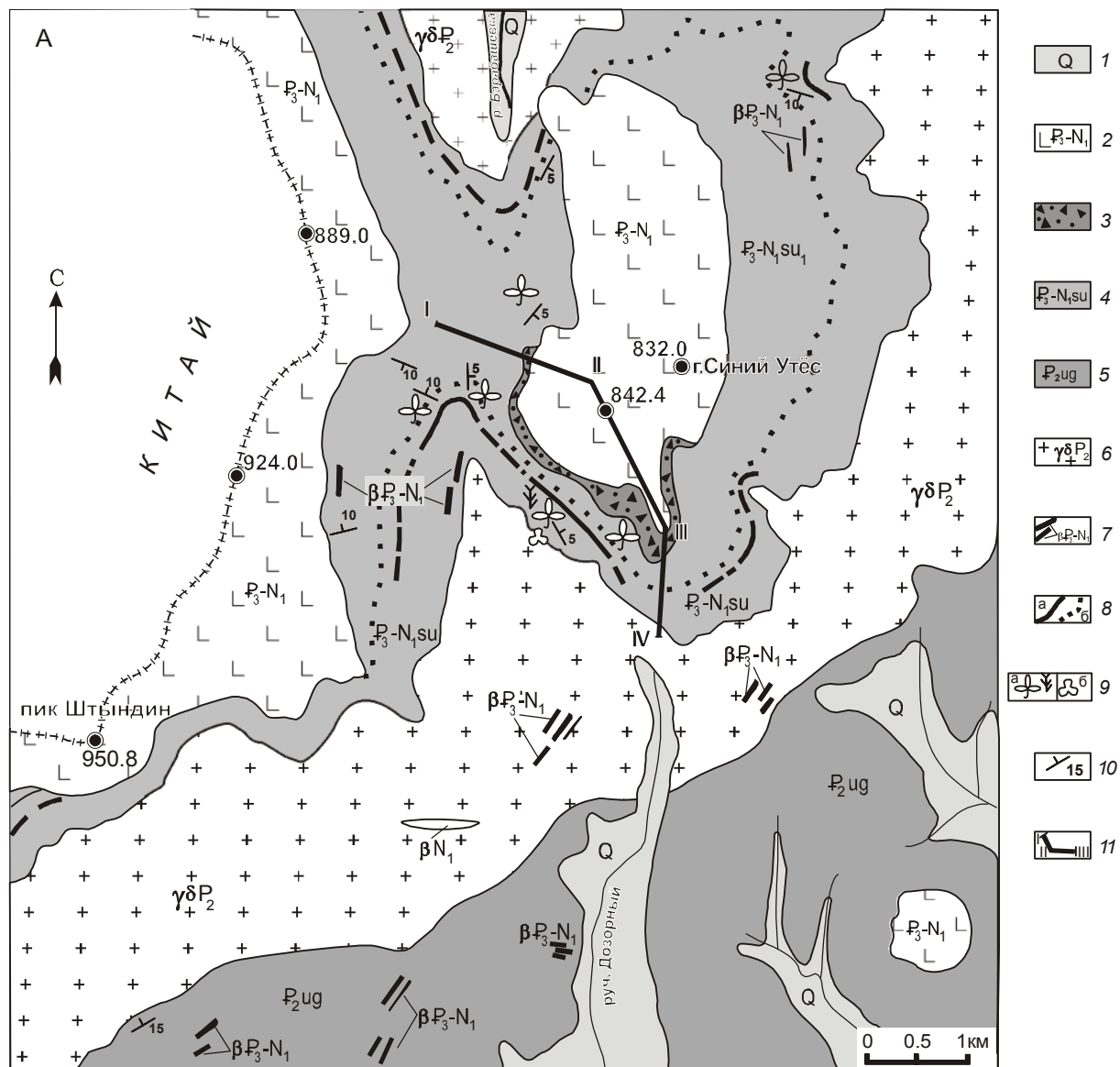
| Компоненты | П-463/2 | П-462/1 | П-462/2 | П-462/3 | П-462/4 | П-462/5 | П-462/6 | П-462/7 | П-473 | П-481 | П-473/2 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|-------|-------|---------|
| SiO ₂ | 52.79 | 52.79 | 54.19 | 53.52 | 48.42 | 53.82 | 54.21 | 49.50 | 51.71 | 54.01 | 67.60 |
| TiO ₂ | 0.90 | 0.96 | 0.95 | 0.95 | 1.27 | 1.01 | 1.07 | 1.40 | 1.14 | 0.94 | 0.17 |
| Al ₂ O ₃ | 16.88 | 17.52 | 17.11 | 17.39 | 19.51 | 17.82 | 18.03 | 19.41 | 17.87 | 15.60 | 12.15 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.00 | 3.32 | 2.10 | 2.14 | 4.06 | 2.50 | 2.21 | 3.60 | 2.30 | 3.90 | 3.30 |
| FeO | 5.75 | 4.90 | 5.60 | 5.54 | 5.12 | 4.93 | 5.31 | 5.54 | 6.20 | 4.90 | 0.44 |
| MnO | 0.14 | 0.13 | 0.14 | 0.14 | 0.17 | 0.13 | 0.14 | 0.15 | 0.15 | 0.10 | 0.02 |
| MgO | 5.91 | 5.23 | 5.01 | 5.93 | 4.72 | 4.71 | 3.71 | 4.82 | 4.79 | 5.67 | 0.86 |
| CaO | 6.30 | 7.10 | 7.21 | 7.11 | 7.33 | 7.11 | 7.42 | 8.04 | 8.31 | 6.86 | 0.78 |
| Na ₂ O | 2.94 | 2.92 | 3.05 | 3.00 | 2.77 | 3.30 | 3.25 | 3.24 | 3.18 | 2.64 | 1.28 |
| K ₂ O | 2.94 | 2.87 | 3.15 | 2.89 | 2.19 | 3.12 | 3.07 | 2.78 | 2.72 | 2.36 | 4.58 |
| P ₂ O ₅ | 0.54 | 0.59 | 0.58 | 0.57 | 0.54 | 0.63 | 0.62 | 0.59 | 0.56 | 0.66 | 0.02 |
| H ₂ O ⁻ | 0.23 | 0.35 | 0.27 | 0.11 | 1.02 | 0.18 | 0.26 | 0.33 | 0.22 | 0.63 | 2.70 |
| п.п.п. | 2.73 | 1.02 | 0.61 | 0.31 | 2.46 | 0.34 | 0.34 | 0.39 | 0.56 | 1.25 | 5.62 |
| Сумма | 100.05 | 99.70 | 99.97 | 99.60 | 99.58 | 99.60 | 99.64 | 99.79 | 99.71 | 99.52 | 99.52 |
| Ni | 91 | 42 | 100 | 100 | 18 | 69 | 40 | 21 | 20 | 75 | Не опр. |
| Co | 21 | 15 | 22 | 19 | 17 | 18 | 17 | 15 | 17 | 22 | Не опр. |
| Cr | 190 | 170 | 200 | 230 | 18 | 170 | 70 | 32 | 32 | 125 | Не опр. |
| V | 220 | 165 | 215 | 150 | 190 | 165 | 150 | 130 | 165 | 150 | Не опр. |
| Cu | 50 | 45 | 40 | 45 | 30 | 50 | 45 | 55 | 45 | 50 | Не опр. |
| Pb | 13 | 13 | 9 | 9 | 6 | 9 | 8 | 7 | 11 | 32 | Не опр. |
| Zn | 65 | 66 | 60 | 68 | 68 | 69 | 74 | 85 | 76 | 66 | Не опр. |
| Sn | 3 | 3 | 4 | 3 | 2 | 3 | 3 | 2 | 3 | 3 | Не опр. |
| Mo | 3.6 | 2.7 | 1.2 | 1.3 | 1.0 | 2.8 | 3.0 | 2.7 | 3.6 | 2.2 | Не опр. |
| Ga | 15 | 13 | 11 | 9 | 10 | 11 | 9 | 8 | 15 | 12 | Не опр. |
| B | 15 | 11 | 13 | 9 | 5 | 5 | 8 | 5 | 16 | 25 | Не опр. |

Примечание. Обр. П-463/2 – стекло из горизонта гиалокластитов (основание лавовой толщи); П-462/1 – П-462/7 – базальты из лавовых потоков по разрезу (снизу – вверх); П-473 – дайка, прорывающая стратотипический разрез вулканогенно-осадочных отложений синеутесовской свиты в верховьях руч. Дозорного; П-481 – андезибазальт из лавового потока, залегающий на пачке вулканогенно-осадочных пород в 9 км к северо-востоку от г. Синий Утес; П-473/2 – риодацитовый пепловый туф из разреза угленосной пачки синеутесовской свиты. Петрогенные оксиды определены в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН методом классической “мокрой химии”, а микроэлементы измерены методом спектрального анализа (аналитик Л.И. Азарова). Не опр. – не определялось.

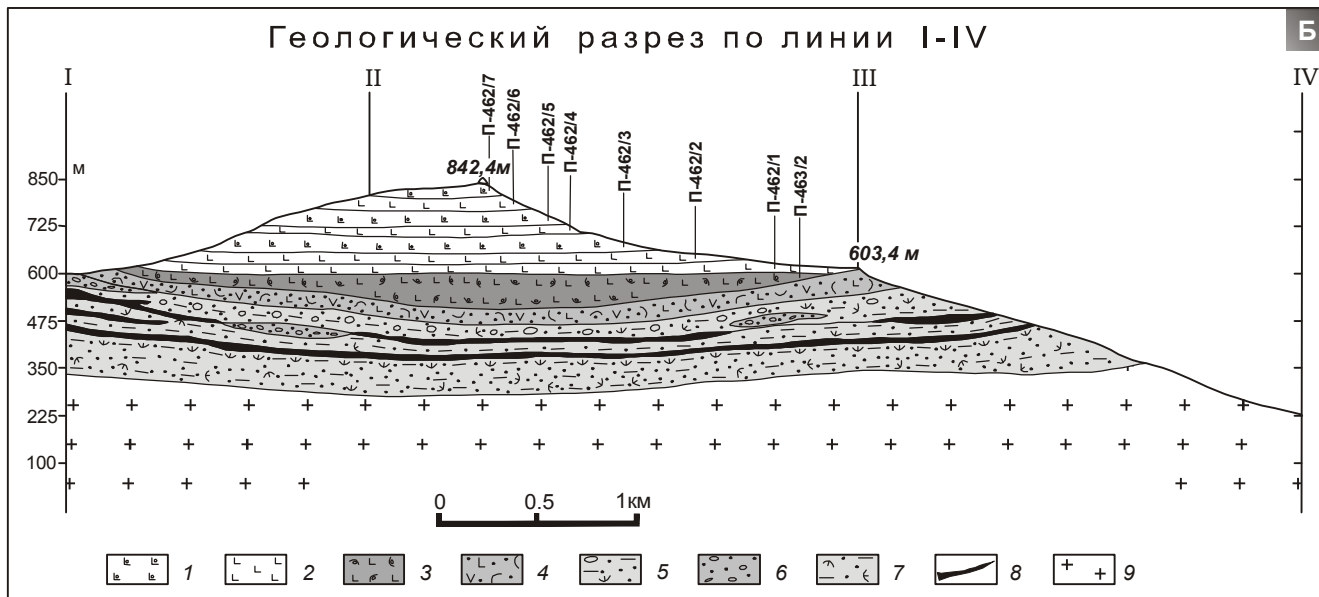
Рис. 2. Схематическая геологическая карта (А) и разрез (Б) Синеутесовской впадины. Карта составлена на основе данных А.А. Вржосека (1968 г.) с добавлениями.

А: 1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – базальты; 3 – гиалокластиты; 4 – вулканогенно-осадочные угленосные отложения синеутесовской свиты; 5 – осадочные образования угловской свиты; 6 – гранодиориты и плагиограниты позднепермского возраста; 7 – дайки базальтов; 8 – угольные пласты (а) и фациальная граница между угленосными и грубообломочными (галечниковыми) отложениями синеутесовской свиты (б); 9 – места находок ископаемых остатков макрофлоры (а) и спор и пыльцы (б); 10 – элементы залегания пород; 11 – линия геологического разреза.

Б: 1 – базальты пористые; 2 – базальты массивные; 3 – гиалокластиты; 4 – базальтовая тефра; 5 – грубообломочные туфогенно-осадочные отложения; 6 – галечники; 7 – вулканогенно-осадочные отложения с горизонтами вулканических пеплов; 8 – угольные пласты; 9 – плагиограниты. Угленосная толща, базальты и тефра в основании выдержаны в вертикальном масштабе. Угольные пласты показаны вне масштаба.



Геологический разрез по линии I-IV



товая тефра), слагающих горизонт мощностью до 50–70 м. Тефроидные отложения перекрываются невыдержанным по простиранию линзообразным слоем гиалокластитов базальтового состава, состоящим из обломков частично палагонитизированного стекла, погруженных в цементирующую палагонитовую массу желтовато-серого цвета. Мощность гиалокластитов в центральной части линзообразного слоя достигает 80–100 м. На базальтовой тефре и гиалокластитах залегают:

1. Гиалобазальты черного цвета с крупными вкрапленниками плагиоклаза, моноклинного пироксена, погруженными в основную массу, сложенную вулканическим стеклом 30 м.
 2. Базальты черного цвета с вкрапленниками оливина, плагиоклаза и клинопироксена, стекловатые, мелкопористые, переслаиваются с крупнопористыми окисленными лавами того же состава и горизонтами пирокластических отложений (агглютинатов) 25 м.
 3. Базальты серого цвета с вкрапленниками оливина, плагиоклаза и пироксена, со стекловатой и микрозернистой основной массой 60 м.
 4. Базальты темно-серого цвета с вкрапленниками плагиоклаза и пироксена, массивные, плитчатые 20 м.
 5. Базальты серого цвета с крупными (до 0,4 см) вкрапленниками плагиоклаза и оливина, пористые, переслаиваются с окисленными пористыми базальтами того же состава 35 м.
 6. Базальты темно-серого цвета с вкрапленниками плагиоклаза, реже оливина; основная масса микрозернистая 40 м.
 7. Базальты светло-серого цвета с вкрапленниками плагиоклаза и оливина, мелкопористые; основная масса микрозернистая 30 м.
- Общая мощность 240 м.

СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД И СОПОСТАВЛЕНИЯ

Петрогенетическая связь между лавовыми потоками всей последовательности базальтовой толщи подчеркивается закономерной сменой в них состава вкрапленников. В потоке гиалобазальтов основания пакета содержатся крупные (до 5 мм в поперечнике) вкрапленники плагиоклаза и более мелкие и редкие – клинопироксена и оливина. В перекрывающих потоках массивных и пористых базальтов со стекловатой и интерсертальной структурой основной массы количество вкрапленников плагиоклаза, клинопироксена и оливина варьирует от 10 до 20 % с общим возрастанием доли феррических минералов вверх по разрезу. Верхний поток характеризуется микроделеритовой структурой основной массы. Снизу вверх по разрезу последовательно увеличиваются концентрации титана и глинозема с уменьшением концентрации магния (табл. 1).

Лавы и гиалокластиты имеют умеренно щелочной трахибазальтовый и трахиандезибазальтовый состав (рис. 3А). Отношение K_2O/Na_2O в базальтах повышенное и меняется в интервале 0.8–1.0. Содержание K_2O – 2.2–3.2 мас. %, а содержание TiO_2 – 0.9–1.4 мас. % (рис. 3Б). В спектрах редкоземельных элементов выражено слабое обогащение легкими членами ряда ($(La/Sm)_N = 2.3–2.9$; $(La/Yb)_N = 4.7–7.0$) (рис. 4А). На диаграммах нормирования к недифференцированной мантии в образце П-462/1 из основания лавовой толщи обнаруживается общее обеднение наиболее несовместимыми элементами

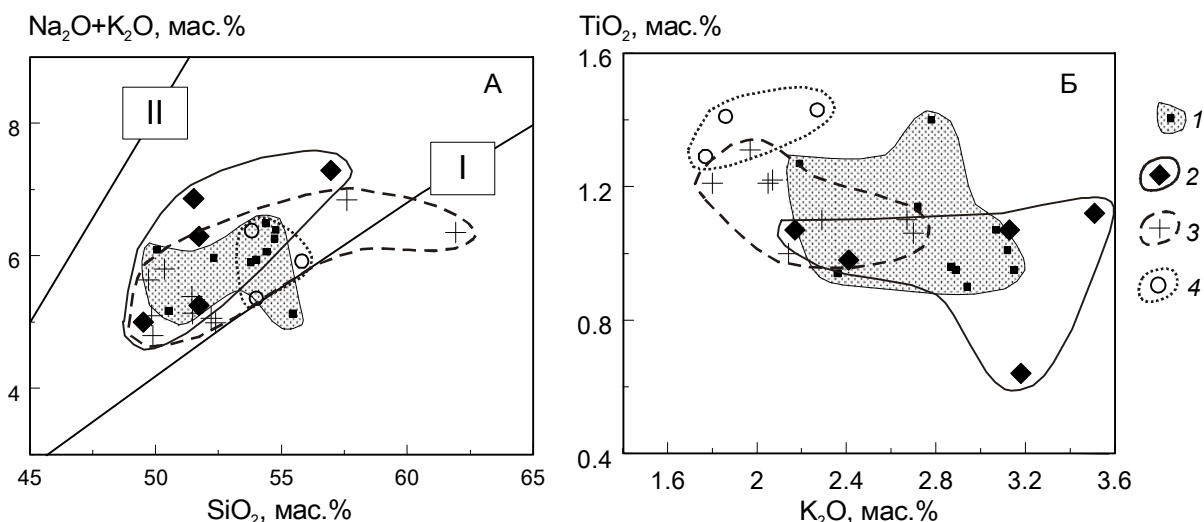


Рис. 3. Соотношения $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$ (А) и TiO_2-K_2O (Б) в базальтах Синеутесовской впадины и близких по возрасту вулканических породах сопредельных районов Южного Приморья и Корейского п-ова.

1 – Синеутесовская впадина; 2 – свита намсок [29]; 3 – славянская толща [21]; 4 – свита онсупхен [29]. На рис. А показаны линии I и II по классификации Петрографического комитета, отделяющие поле умеренно щелочной серии, соответственно, от серий нормальной и высокой щелочности.

от Cs до Ce (за исключением калия) и отсутствие ниобиевого минимума, а в образце из ее верхней части П-462/7 и подобном ему обр. П-481 – повышенные концентрации несовместимых элементов (максимумы Cs и Rb) и минимумы по Nb и Ta (рис. 5А).

В Южном Приморье подобные по составу базальтовые лавы изучены в районе порта Славянка в составе славянской толщи, выполняющей Пойменскую впадину [21] (рис. 3–5). Они перекрывают отложения надеждинской свиты, датированные эоценом по макро- и микрофлоре, а на п-ове Янковского – осадочно-вулканогенные породы среднего олигоцен–раннего миоцена, которые, по мнению Р.С. Климовой [7, 8], дополняют нижнюю (отсутствующую в стратотипе) часть стратона синеутесовской свиты.

Славянская толща имеет двухчленное строение: нижняя часть сложена агломератовыми туфами, чередующимися с потоками базальтовых лав, верхняя – лавами трахиандезитов, андезитов, дацитов и риодацитов. Туфы и лавы базальтов, слагающие береговые обрывы на мысе Мальцева, представляют останец стратовулкана, погруженного под воды Славянского залива. Базальтами сложены вулканические постройки в северо-западной части Пойменской впадины. На п-ове Янковского и в приводораздельной части рек Пойма и Правые Брусья разрез наращивается лавами андезитов, андезидацитов и риодацитов. На южных и юго-восточных флангах Синеутесовской впадины в верховьях р. Нарва также развиты экструзивные купола, реже покровные тела андезитов, дацитов, рио-

Порода/хондрит

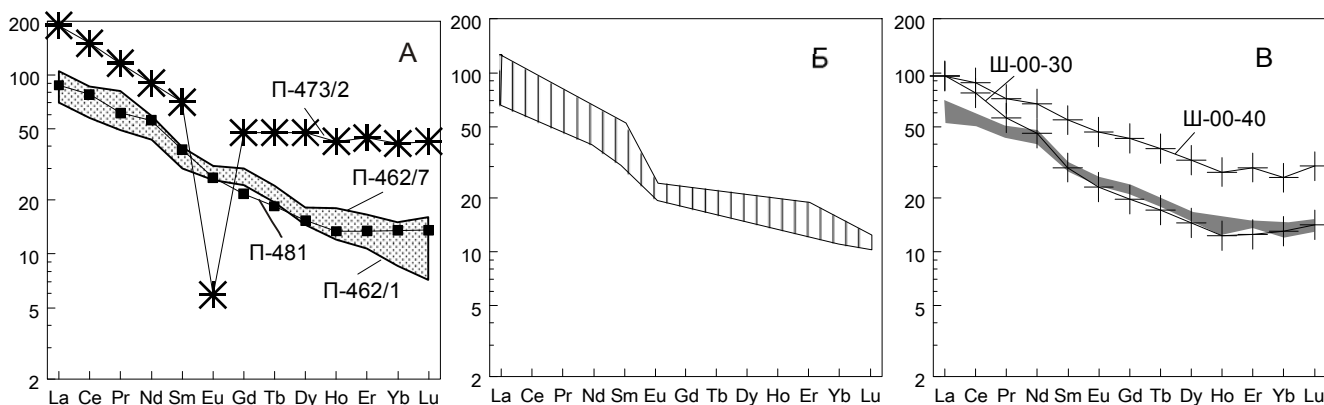


Рис. 4. Концентрации редкоземельных элементов, нормированных к хондриту [37], в вулканических породах олигоцен-миоценового рубежа: Синеутесовской впадины (А), свиты намсок (Б) и славянской толщи (В).

На рис. А, кроме базальтов, нанесен обр. П-473/2 риодацитового пеплового туфа из разреза угленосных туфогенно-осадочных пород синеутесовской свиты. На рис. Б показан диапазон составов базальтов по данным из работы [29], а на рис. В – диапазон составов (затусованная область) и отдельные образцы базальтов по данным из работы [21].

Порода/недифференцированная мантия

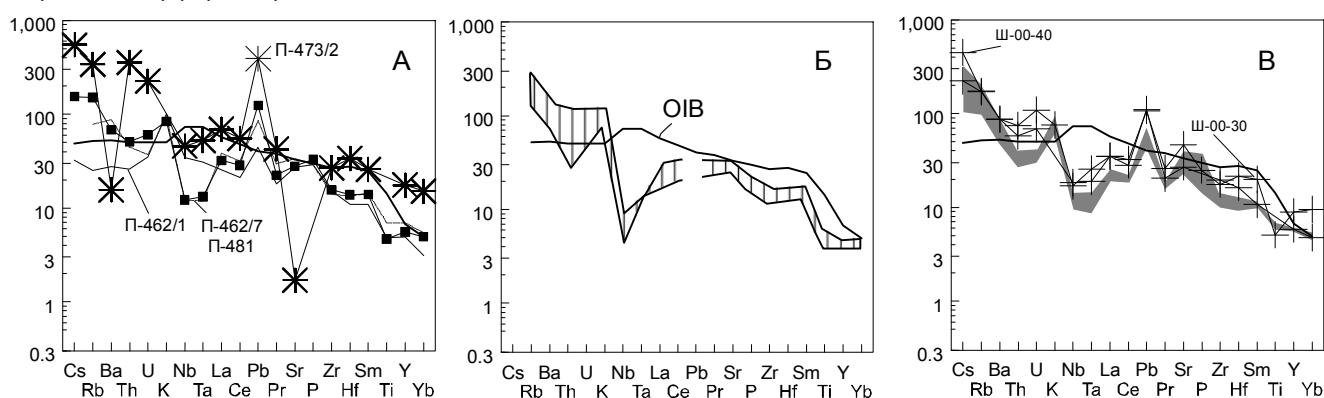


Рис. 5. Концентрации несовместимых элементов, нормированных к недифференцированной мантии [37], в вулканических породах олигоцен-миоценового рубежа: Синеутесовской впадины (А), свиты намсок (Б) и славянской толщи (В).

Усл. обозн. см. рис. 3. Состав базальтов океанических островов показан по работе [37].

дацитов и вулканических стекол славянского комплекса (г. Андрусовская Сопка, г. Острая и др.) – возрастных аналогов средней и верхней частей синеутесовской свиты и фациальных аналогов обломочных вулканогенных пород (туфов андезитов и риодацитов) ее стратотипического разреза в верховьях руч. Дозорного. Для дацитовой экструзии м. Нерпа в Пойменной впадине получен Rb-Sr изохронный возраст 22.9 ± 0.3 млн лет при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70416 \pm 0.00002$ и СКВО = 0.8. С учетом общей гомодромной направленности развития магматизма, эта датировка принята в качестве верхнего возрастного уровня вулканизма славянского комплекса. Rb-Sr изохронная датировка этой экструзии перекрывается в пределах погрешности измерений с K-Ar датировкой верхнего базальтового потока Синеутесовской постройки 22.0 ± 1.0 млн лет (см. следующий раздел).

Вулканические останцы Пойменной и Синеутесовской впадин образуют единый вулканический ареал, протягивающийся от п-ова Клерка, по крайней мере, до российско-китайской границы в северо-западном направлении не менее чем на 30 км при ширине 20 км [21]. Значения абсолютного возраста пород свидетельствуют, что вулканические извержения в этом ареале, вероятно, происходили в течение короткого временного интервала. Судя по геологическим соотношениям, последовательность вулканических извержений в ареале начиналась с излияния базальтов славянской толщи, а завершилась извержениями базальтов в Синеутесовской впадине. Среднюю часть последовательности вулканических извержений составляли лавы и экструзии трахиандезитов, андезитов, дацитов и риодацитов славянского комплекса, а также прослойки вулканических пеплов риодацитов и кристаллолитовитрокластических туфов андезитов, слагающих вулканогенную часть разреза синеутесовской свиты. Химический и микроэлементный состав пород славянского комплекса Пойменной впадины приведены в [21].

Базальтовый вулканизм Амбинской впадины, проявленный 24 ± 3 млн лет назад, кардинально отличается от вулканизма Синеутесовской и Пойменной впадин. По петрогеохимическим характеристикам высокотитанистые натровые базальтоиды Амбинского вулкана соответствуют внутриплитным щелочным базальтам, появление которых может фиксировать раннюю стадию позднекайнозойского цикла вулканизма, связанного с началом раскрытия Японского моря на рубеже олигоцена–миоцена [17]. Однако среди базальтоидных лав дочерней постройки Амбинского вулкана отмечается появление обогащенных калием и крупноионными литофильными элементами лав трахиандезибазальтов.

Калиевые базальты, подобные по составу базальтам Синеутесовской и Пойменной впадин, известны в Кильчу-Менчхонском грабене (шошонитовые базальты свиты намсок) (рис. 3–5). Они имеют мощность до 1000 м, перекрывают маломощную (до 150 м) угленосную терригенную свиту иондон с флорой позднего эоцена–олигоцена и на этом основании относятся к позднему палеогену [28, 29]. Возможно, подобно калиевым базальтам Синеутесовской и Пойменной впадин, шошонитовые базальты свиты намсок изливались на рубеже олигоцена–миоцена.

Раннемиоценовые базальты Корейского п-ова отличаются от базальтов олигоцен-миоценового рубежа менее калиевым составом. В ареале Онсупхен Северной Кореи умеренно щелочные базальты свиты онсупхен (возрастной интервал 19.9–15.1 млн лет) имеют $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.43\text{--}0.55$, а в грабене Пхохан–Яннам Южной Кореи базальт-дацитовая серия пхохан (возрастной интервал 22.4–17.0 млн лет) еще ниже – $0.15\text{--}0.49$. Повышенное $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0.82) отмечено в базальтах из серии пхохан при высоком содержании $\text{TiO}_2 = 1.99$ мас. % и очень высокой концентрации Sr (1499 мкг/г) [29]. В калиевых базальтах олигоцен-миоценового рубежа концентрация Sr не превышает 768 мкг/г (табл. 2). Считается, что образование олигоценовых шошонитовых базальтов ареала Намсок и раннемиоценовых толеитов зоны Яннам обусловлено смешением деплетированной и субдукционной компонент, раннемиоценовых умереннощелочных базальтов ареала Онсупхен – смешением деплетированной, внутриплитной и субдукционной компонент, а среднемиоценовых щелочных базальтов зоны Пхохан определяется только внутриплитным источником [26].

Покровы наземных олигоцен-миоценовых калиевых трахиандезитов, трахириодацитов и трахириолитов ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.9\text{--}1.5$) на возвышенностях южной части дна Японского моря, образовавшиеся в стадию, предшествующую его максимальному спредингу, относятся к высококалийевой субщелочной вулканической серии и характеризуются высокими содержаниями K_2O , Rb, Zr и низкими – Sr, Ti, Y [5]. На диаграммах нормированного распределения элементов в породах выявляются минимумы по Sr и Ta-Nb. В спектрах редкоземельных элементов выражено слабое обогащение легкими членами REE и отрицательная аномалия по Eu. Указанные геохимические особенности изверженных пород, по мнению авторов цитируемой работы, свидетельствуют об участии в их образовании пород континентальной коры [5].

Таким образом, позднеолигоцен-раннемиоценовый калиевый базальтовый вулканизм Южного Приморья и Северной Кореи предшествовал спредингу

Таблица 2. Концентрации микроэлементов (мкг/г, метод ICP MS) в вулканических породах Синеутесовской впадины в сопоставлении с базальтами славянской толщи, свит намсок и онсупхен.

| Компо- ненты | П-473/2 | П-481 | П-462/1 | П-462/7 | Ш-00-33 | Ш-00-32 | Ш-00-39 | К39 | К-38 | К-37 | К305-2 | К-305-1 | К305 |
|-----------------|---------|-------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
| Ni | <4 | 49 | 46 | 22 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 80 | 111 | 55 | 34 | 85 | 81 |
| Co | 2.1 | 24 | 21 | 26 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 28 | 24 | 26 | 16 | 25 | 21 |
| Cr | 2.2 | 133.1 | 97 | 39 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 140 | 100 | 150 | 38 | 100 | 95 |
| Rb | 203 | 91 | 94 | 47 | 127 | 72 | 111 | 67 | 80 | 160 | 24 | 47 | 20 |
| Sr | 34 | 556 | 584 | 671 | 719 | 562 | 768 | 520 | 530 | 540 | 610 | 680 | 530 |
| Y | 76 | 24.0 | 22 | 30 | 25 | 25 | 20.2 | 19 | 18 | 19 | 27 | 22 | 19 |
| Zr | 281 | 164 | 140 | 148 | 111 | 141 | 182 | 97 | 130 | 140 | 330 | 270 | 230 |
| Nb | 30 | 8.0 | 8.0 | 8.0 | 6.2 | 9.1 | 8.0 | 4.7 | 5.3 | 6.4 | 23 | 26 | 22 |
| Ba | 103 | 450 | 521 | 576 | 309 | 614 | 674 | 540 | 480 | 740 | 580 | 760 | 590 |
| La | 45 | 21 | 21 | 25 | 13 | 17 | 21 | 15 | 16 | 18 | 41 | 35 | 37 |
| Ce | 92 | 48 | 48 | 53 | 31 | 36 | 45 | 31 | 55 | 44 | 82 | 70 | 71 |
| Pr | 11 | 5.7 | 5.7 | 7.5 | 3.9 | 4.4 | 5.6 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| Nd | 41 | 25 | 24 | 27 | 18 | 22 | 22 | 18 | 19 | 24 | 37 | 30 | 31 |
| Sm | 10 | 5.7 | 5.0 | 5.8 | 4.2 | 4.7 | 4.3 | 4.8 | 4.5 | 5.4 | 7.2 | 5.9 | 6.1 |
| Eu | 0.33 | 1.5 | 1.34 | 1.75 | 1.37 | 1.45 | 1.27 | 1.2 | 1.1 | 1.4 | 1.8 | 1.5 | 1.5 |
| Gd | 9.5 | 4.3 | 4.67 | 5.95 | 4.19 | 4.77 | 3.63 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| Tb | 1.6 | 0.7 | 0.68 | 0.82 | 0.64 | 0.71 | 0.57 | 0.68 | 0.64 | 0.69 | 1.1 | 0.84 | 0.70 |
| Dy | 12 | 3.8 | 3.71 | 4.48 | 3.65 | 4.09 | 2.94 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| Ho | 2.3 | 0.7 | 0.84 | 0.98 | 0.67 | 0.90 | 0.60 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| Er | 7.1 | 2.1 | 2.24 | 2.65 | 2.24 | 2.37 | 1.73 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| Tm | 1.1 | 0.3 | 0.30 | 0.38 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| Yb | 6.7 | 2.2 | 2.09 | 2.41 | 1.90 | 2.23 | 1.70 | 1.9 | 1.9 | 2.2 | 2.6 | 2.4 | 2.2 |
| Lu | 1.0 | 0.3 | 0.31 | 0.39 | 0.32 | 0.37 | 0.26 | 0.32 | 0.29 | 0.30 | 0.40 | 0.35 | 0.42 |
| Hf | 10 | 3.9 | 3.60 | 3.79 | 2.57 | 3.21 | 3.92 | 3.0 | 3.8 | 3.9 | 7.6 | 7.3 | 6.2 |
| Ta | 2.0 | 0.5 | 0.46 | 0.44 | 0.32 | 0.53 | 0.46 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 1.4 | 1.7 | 1.4 |
| Pb | 31 | 10 | 8 | 7 | 4.2 | 4.9 | 13 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| Th | 28 | 4.0 | 4.04 | 3.55 | 2.1 | 3.0 | 4.2 | 2.0 | 5.3 | 7.8 | 3.6 | 4.2 | 2.8 |
| U | 4.6 | 1.2 | 1.30 | 0.75 | 0.59 | 0.79 | 1.32 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| Sc | 2.1 | 28 | Не опр. | Не опр. | 40 | 26 | 7.2 | 27 | 21 | 23 | 13 | 16 | 13 |
| Cs | 4.3 | 1.2 | Не опр. | Не опр. | 1.48 | 1.36 | 2.37 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. |

Примечание. 1 – пепловый туф риодацита из разреза синеутесовской свиты; 2–4 – трахибазальты Синеутесовской впадины; 5–7 – базальты и андезибазальты славянской толщи [21]; 8–10 – базальты и андезибазальты свиты намсок [29]; 11–13 – базальты свиты онсупхен [29]. Измерения микроэлементов в обр. 462/1 и 462/7 выполнены в ИГЕМ РАН. Микроэлементы в обр. 481 и 473/2 измерялись на масс-спектрометре Plasma Quad 2+ Байкальского аналитического центра коллективного пользования с пробоподготовкой в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН (аналитики: М.Е. Маркова и Т.А. Ясныгина). Химический состав пород 1–4 приведен в табл. 1, 5–10 – в табл. 3 работы [21], 8–13 – в таблице работы [29].

во впадине Японского моря и совпадал по времени с формированием вулканической линии Матсумае–Сизукуси–Сиогама. Эта островодужная вулканическая линия была активной 25–22 млн лет назад, когда Северо-Восточная Япония начинала свое вращение против часовой стрелки. Результатом вращения явилось косое соотношение вулканической линии Матсумае–Сизукуси–Сиогама с современным фронтом вулканической дуги Северо-Восточной Японии (рис. 1). Спредингу во впадине Японского моря сопутствовало быстрое вращение Юго-Западной Японии по часовой стрелке около 15 млн лет назад [36]. Индикатором начальной стадии геодинамической перестройки региона могут рассматриваться извержения высокотитанистых натровых базальтоидов. Появление калиевых базальтов и трахибазальтов могло обуславливаться взаимодействием базальтовых расплавов (из различных глубинных источников) с кислым материалом коры с последующей селективной контаминированностью магм. Такой механизм был рассмотрен нами ранее при изучении трахибазальтов Синеутесовской впадины [16]. Наиболее характерным свидетельством подобного процесса является появление трахиандезитобазальтовых лав в дочерней постройке Амбинского вулкана [17] и ареальные излияния трахиандезитов в пределах Шуфанского базальтового плато, по мнению [10] являющиеся “высококонтраминированными производными” низкокалиевых толеитовых базальтов.

РЕЗУЛЬТАТЫ К-АР ДАТИРОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВ СИНЕУТЕСОВСКОЙ ВПАДИНЫ: ОБСУЖДЕНИЕ ФИЗИЧЕСКОЙ ПРИРОДЫ ИСКАЖЕНИЯ ДАТИРОВОК

Датированы четыре потока массивных лав из базальтовой толщи. Для образцов из потока основания лавового пакета и его середины (обр. П–462/1 и П–462/3) получены датировки 13.3 ± 0.5 и 12.7 ± 0.4 млн лет. Вышележащий поток (обр. П–462/5) показал датировку 15.4 ± 0.5 млн лет, а поток, венчающий разрез (обр. П–462/7), – датировки 21.2 ± 0.9 и 22.9 ± 1.0 млн лет. Две последние датировки, полученные по разным аликвотам из одного и того же образца, перекрываются между собой в пределах погрешности измерений. Дополнительно сделано еще одно определение возраста для образца П–481, отобранного из лавовой толщи на расстоянии 9 км к северо-востоку от г. Синий Утес. Получена датировка 20.1 ± 0.7 млн лет.

Все датированные образцы не несут признаков вторичных изменений и характеризуются низкими потерями при прокаливании (0.3–0.4 масс % – в обр. П–462/3, 5 и 7; 1.0 – в обр. П–462/1 и 1.25 – в обр. П–481). Содержание воздушного аргона в пробах меняется от 54 до 79 %. Обращает на себя внимание относительное снижение его количества в пробах с наименьшими значениями датировок (табл. 3).

Расширение диапазона датировок единого вулканического комплекса нередко является отражением их искажения по тем или иным причинам. Их несо-

Таблица 3. Результаты К-Аг датирования.

| № п.п. | Образец | Порода | Координаты | | Калий, масс. % | $^{40}\text{Ar}_p \cdot 10^{-5}$, нмм ³ /г | Возд. Аг, % | Возраст, млн лет |
|--------|--------------|--------------|------------|------------|----------------|--|-------------|------------------|
| | | | Широта | Долгота | | | | |
| 1 | П–462/7(1,2) | Трахибазальт | 43°08'25" | 134°13'55" | 1.91 | *165 | *77.4 | 22.0±1.0 |
| 3 | П–462/7(1) | То же | 43°08'25" | 134°13'55" | 1.91 | 171 | 79.0 | 22.9±1.0 |
| 2 | П–462/7(2) | То же | 43°08'25" | 134°13'55" | 1.91 | 158 | 75.7 | 21.2±0.9 |
| 2 | П–462/5 | То же | 43°08'15" | 131°13'55" | 2.56 | **154 | 61.4 | 15.4±0.5 |
| 3 | П–462/3 | То же | 43°08'10" | 131°14'05" | 2.54 | **126 | 54.3 | 12.7±0.4 |
| 4 | П–462/1 | То же | 43°07'55" | 131°14'20" | 2.59 | **134 | 59.8 | 13.3±0.5 |
| 5 | П–481 | То же | 43°11'20" | 131°19'10" | 1.96 | **154 | 72.1 | 20.1±0.7 |

Примечание. 1–4 – потоки лав из верхней (1), средней (2–3) и нижней (4) частей разреза базальтов Синеутесовской впадины; 5 – образец отобран в 9 км к северо-востоку от г. Синий Утес (местоположение образцов 1–4 см. рис. 1). * – среднее измерений радиогенного аргона по двум аликвотам; ** – базальты из нижней и средней частей лавового пакета, потерявшие значительное количество радиогенного аргона в связи с горением прослоев угля в осадочных линзах. В погрешности расчета возраста учитываются инструментальные погрешности конкретных измерений радиогенного аргона и калия. Концентрации радиогенного аргона определялись в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН по методике [19]. Для расчета возраста использованы константы $\lambda_K = 0.5814 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\lambda_b = 4.9624 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $^{40}\text{K} = 0.01167 \text{ ат. \% К}$. Концентрации калия измерялись методом фотометрии пламени М.М. Смагуновой (среднее измерений трех аликвот).

гласованность со стратиграфической последовательностью лавовых потоков иногда считают следствием присутствия избыточного аргона [35]. Могут происходить частичные потери радиогенного аргона вследствие воздействия на более ранние лавы тепла, распространявшегося от поздних лав или магмовыводящих каналов, в том числе не экспонированных на земную поверхность в современном эрозионном срезе. Эффект теплового воздействия нередко наблюдается в шлифах в виде опацификации железо-магнезиальных минералов (оливина, амфибола, слюды). Но могут существовать и иные причины потерь радиогенного аргона, такие как тектонические деформации вулканических пород или их гидротермальная переработка.

Уменьшение значений К-Аг датировок сверху вниз по разрезу базальтовой толщи интерпретируется в свете вероятного прогрева нижних потоков базальтов в результате возгорания угля в подстилающих осадочных отложениях, связанного, возможно, с внедрением молодых (позднемиоценовых) даек базальтов шуфанского комплекса или с процессами самовозгорания углей. Признаки горения угольных пластов с образованием горельников по вмещающим их туфогенным аргиллитам обнаружены в выходах на дневную поверхность угольных пластов синеутесовской свиты в верховьях руч. Дозорного и на юго-восточных склонах г. Синий Утес.

Самовозгорание углей часто происходит за счет их разогрева при окислении. Достигается температура до 1250°C, достаточная для частичного или полного плавления вмещающих осадочных пород. Формируются горельники или паралавы (псевдоизверженные породы). Начальное плавление в горельниках отмечается при температуре около 1000°C с образованием кислых стекол [6, 30, 32].

Диффузионные параметры аргона

Имеется зависимость сохранности радиогенного аргона в базальтах от расстояния до источника тепла. Для расчета диффузионных параметров заданы следующими величинами: базальтовый поток верхней части разреза, отдаленный от источника тепла на 367 м, терял радиогенный аргон и имеет искаженный возраст 20 млн лет (т.е. испытал омоложение на 2 млн лет по сравнению с потоком, венчающим разрез); базальтовый поток середины лавового пакета отдален от источника тепла на 235 м и имеет искаженный возраст 17 млн лет (омоложен на 5 млн лет); базальтовый поток нижней части лавового пакета отдален от источника тепла на 135 м и имеет искаженный возраст 12 млн лет (омоложен на 10 млн лет).

Ближняя проба сохранила лишь $\sim 12/20 = 0.6$ часть аргона, средняя проба $\sim 17/20 = 0.85$ часть аргона, а дальняя – 100 % аргона. Длительность процессов нагрева ограничивалась временным интервалом выгорания угольных пластов в течение десятков и первых сотен лет, в то время как накопление радиогенного аргона происходило миллионы лет, поэтому нагрев можно считать мгновенным процессом.

Для нахождения диффузионных параметров радиогенного аргона, выразим его количество при одновременном накоплении и диффузии зависимостью

$$\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{40}\text{K}} = \frac{8}{\pi^2} \frac{\lambda_k}{\lambda} \sum_{v=0}^{\infty} \frac{1}{(2v+1)^2} \int_0^t e^{-(1-\frac{(2v+1)^2 \pi^2}{h^2} \frac{1}{(t-\tau)} \int_{\tau}^t \frac{D(t)}{\lambda} dt) \lambda (t-\tau)} d\tau, (1)$$

где $\frac{\lambda_k}{\lambda}$ – константы радиоактивного превращения ${}^{40}\text{K}$, D – коэффициент диффузии, t , τ – время и приведенное время, соответственно.

Поскольку в нашем случае нагрев, по меркам геологического времени, происходил мгновенно, в течение этого времени концентрация радиогенного аргона существенно не менялась. Следовательно, можно воспользоваться более простой формулой

$$\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{40}\text{Ar}_0} = \frac{8}{\pi^2} \sum_{v=0}^{\infty} \frac{1}{(2v+1)^2} e^{-\pi^2 Fo}, (2)$$

где Fo – критерий Фурье Dt/h^2 , h – характерный размер зерен.

В нашем случае температура меняется во времени и используется интегральный критерий Фурье

$$Fo = \int_0^n Fo_i(t) dt \approx \sum_0^n \Delta Fo_i, (3)$$

Зависимость (2) запрограммирована. Програм-

ма позволяет найти либо $\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{40}\text{Ar}_0}$ по заданному Fo ,

либо, наоборот, Fo – по заданному $\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{40}\text{Ar}_0}$. Ближняя

проба сохранила 0.6 часть радиогенного аргона. Это соответствует $Fo = 0.0315$. Средняя проба сохранила 0.85 часть аргона, $Fo = 0.0044$. Отношение

$$k = \frac{Fo_{pr}}{Fo_{med}} = \frac{0.0315}{0.0044} = 7.159$$

будет нашим критерием при подборе параметров диффузии аргона (энергии активации диффузии E и частотного фактора D_0) в формуле Аррениуса

$$D = D_0 e^{-E/RT}, \quad (4)$$

где R – газовая постоянная, T – температура Кельвина.

Решаем задачу в электронных таблицах Excel. Сначала создаем “растр” по t . Берем 102 значения каждые $\Delta t = 0.1$ (315 лет). По этому “растру” по формуле (1) находим временные зависимости температуры для трех точек. Далее, находим критерии Фурье, задаваясь различными значениями энергии активации диффузии аргона:

$$\Delta F_0 = \frac{D_0 e^{-E/RT}}{h^2} \Delta t \quad F_0 \approx \sum_1^n \Delta F_0_i$$

Наиболее близко к нашему значению 7.159 подходит коэффициент, получающийся при $E =$

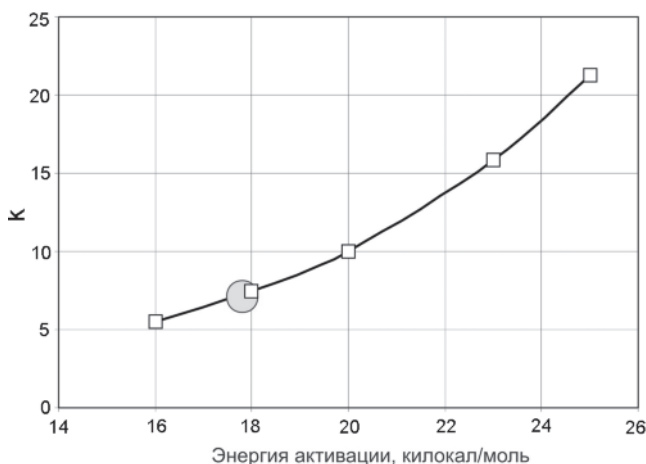


Рис. 6. Подбор энергии активации аргона. Коэффициент k – отношение промежуточного критерия Фурье F_{0pr} к среднему F_{0med} . Кружком показан номинал. К нему наиболее близко значение 18000 кал/моль, которое мы и принимаем.

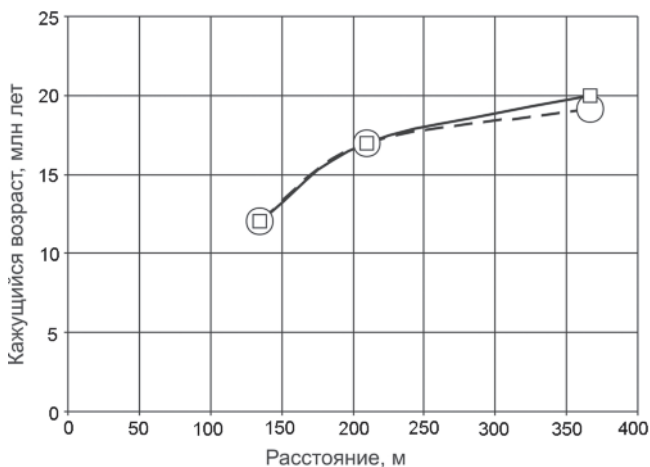


Рис. 7. Расчет кажущегося возраста базальтов синеутесовской свиты в зависимости от расстояния до источника тепла.

18000 кал/моль (рис. 6). Остановимся на нем. Выполним суммирование. При выбранных параметрах рассчитанные значения искаженного возраста ближней и средней проб совпадают, а значение искаженного возраста дальней пробы несколько занижено по сравнению с принятым в расчете возрастом 20 млн лет (рис. 7).

Вероятные физические процессы искажения возраста

В первом приближении рассмотрим, могут ли потери аргона произойти по тепловой кондуктивной модели. Исходные физические параметры оцениваются следующим образом. Температура нагрева слоя – 1000°C. Теплосодержание 1 м³ каменного угля – 2 Мдж/кг. Плотность угля – 2.9 т/м³. Теплотворная способность – 2.9·10³ кг угля 2·2.9·10³ = 5.8·10³ Мдж. Температуропроводность базальта $a = 10^{-6}$ м²/с. Плотность базальта – 2.9 кг/дм³. Вес 1 м³ базальта – 2.9 т. Удельная теплоемкость базальта $c = 700$ дж/кг·К. Теплоемкость 2.9·10³ кг базальта $C = 2.9 \cdot 10^3 \cdot 700 = 2.03 \cdot 10^6$ дж/К = 2.03 Мдж/К. При температуре 1300 К теплосодержание 2.03·1300 = 2.639·10³ Мдж. Добавим 10³ Мдж на скрытую теплоту кристаллизации = 3.639·10³ Мдж. Как видим, теплосодержание 1 м³ угля и 1 м³ базальтового расплава соизмеримы между собой.

Воспользуемся выведенным соотношением для температуры в экзоконтакте магматического тела [22, 33].

$$T_r = \frac{T_2 - T_2^*}{T_1^* - T_2^*} = \frac{1}{\sqrt{4 \cdot \pi \left(\tau + \frac{1}{4 \cdot \pi} \right)}} e^{-\frac{l^2}{\tau + \frac{1}{4 \cdot \pi}}}, \quad (5)$$

где $T_{рез}$ – результирующая температура (Кельвина), T_1^* – начальная температура магмы, T_2^* – начальная температура вмещающей среды. Здесь используются приведенные безразмерные параметры

$$\tau = \frac{a}{d^2} t \quad (6)$$

и

$$l = \frac{x}{2d} \quad (7)$$

a – коэффициент температуропроводности (м²/сек), d – мощность нагревающего слоя (м), t – время (сек), τ – приведенное время (сек), x – расстояние до нагревающего слоя (м), l – приведенное расстояние (м). Формула (5) выведена для случая, когда во вмещающую базальтовую толщу внедряется базальтовый расплав, заполняя дайку мощностью d . Расплав пере-

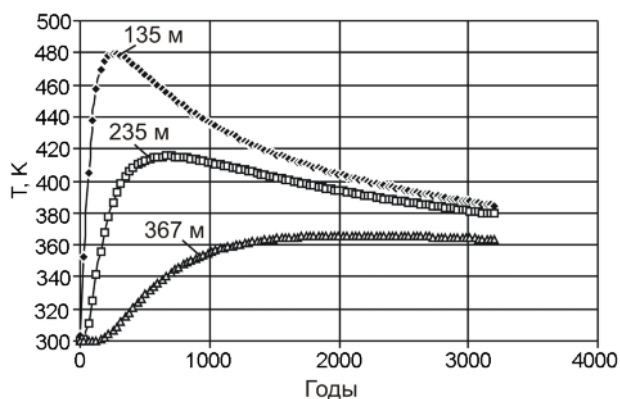


Рис. 8. Рассчитанный вариант температурной зависимости нагрева по кондуктивной модели.

дает тепло вмещающей среде. Скрытая теплота кристаллизации не учитывается.

В формуле (5) имеются два сомножителя:

$$\frac{1}{\sqrt{4 \cdot \pi \left(\tau + \frac{1}{4 \cdot \pi} \right)}} \quad (8)$$

и

$$e^{-\frac{l^2}{\tau + \frac{1}{4\pi}}} \quad (9)$$

Выражение (8) уменьшается с ростом τ , а выражение (9), наоборот, увеличивается с ростом t . При некотором значении τ имеет место максимум. Величина максимума целиком определяется приведенной длиной l . Чем меньше l , тем больше максимум (рис. 8).

Вычисления показывают, что заданная величина l для среднего образца приводит к весьма низким температурам прогрева ($<100^\circ\text{C}$), а следовательно, к неправдоподобно низким значениям энергии активации диффузии аргона (<5000 кал/моль). Нагрев толщи базальтов осуществлялся на большее расстояние, чем по механизму теплопроводности. Следовательно, при горении угля в синеутесовской свите теплоперенос должен был осуществляться не только теплопроводностью, но и выделявшимися из угля газами в процессе их горения с проникновением по трещинам. Массоперенос при градиенте давления назван Д.С. Коржинским инфильтрацией.

Заметим, что такой теплоперенос в трещиноватых средах едва ли можно назвать конвекцией или турбулентностью. В толще могли существовать трещины, каналы, по которым перенос горячих газов в дальние слои осуществлялся беспрепятственно. Эти обстоятельства, о существовании которых у нас име-

ются лишь косвенные данные, точно учесть в простой модели невозможно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Синеутесовская впадина выполнена осадочно-вулканогенной угленосной синеутесовской свитой и перекрывающей ее лавово-пирокластической толщей калиевых базальтов и трахиандезитобазальтов, сформированных на рубеже олигоцена–раннего миоцена.

Базальты характеризуются сравнительно высоким отношением $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0,8–1,0) и в верхней части разреза резко выраженным обеднением высокозарядными элементами (Nb, Ta). Подобные по возрасту и составу базальты слагают славянскую толщу в Пойменной впадине Южного Приморья и свиту намсок в Кильчу-Менчхонском грабене Северной Кореи.

Индикатором зарождающегося глубинного спрединга Япономорской котловины рассматриваются недифференцированные субщелочные базальты внутриплитного геохимического типа – аналоги базальтов Амбинской впадины, а также внутриплитные щелочные базальты грабена Пхохан Корейского п-ова. Калиевый базальтовый вулканизм континентальной окраины проявился локально в пределах рифтогенных впадин и щитовых вулканов, а в отдельных структурах завершился извержениями лав среднего и кислого состава. Их развитие определяется масштабностью проявления процессов избирательной контаминации недифференцированных базальтовых расплавов кислым материалом коры, что могло приводить к формированию автономных трахиандезит-трахириолитовых серий.

Выполненное калий-аргоновое датирование базальтов показало максимальную датировку 22.0 ± 1.0 млн лет лавового потока самой верхней части разреза. При датировании средней и нижней частей лавового пакета базальтов г. Синий Утес выявлено искажение возраста до значений 12.7 ± 0.4 млн лет, что объясняется, вероятно, воздействием на базальты тепла от горения бурых углей из залегающей под ними вулканогенно-осадочной толщи. Потери радиогенного аргона в лавовых потоках в общем уменьшаются с удалением от источника тепла вверх по разрезу. Выполненные расчеты свидетельствуют, что кондуктивный теплоперенос в данном случае мог обеспечить только часть потерь аргона, а сильные искажения К-Аг датировок обусловлены инфильтрацией горячих газов в неоднородной трещиноватой среде.

Авторы признательны Н.И. Филатовой и С.О. Максимова за конструктивные критические замечания, позволившие улучшить текст рукописи статьи. Работа выполнена по интеграционным проектам

СО РАН 7.10.3/2006, ДВО РАН 06–1–П16–065, проектом РФФИ 08–05–90300–Вьет_а, региональным проектам РФФИ 05–05–97254–р–Байкал и РФФИ–ДВО РАН “Дальний Восток” 06–05–96159.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Берсенева И.И., Денисов Е.П. Неогеновые базальтоиды Приморья и Сихотэ-Алиня // Петрология неоген-четвертичных базальтоидов северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1971. С. 48–61. (Тр. ВСЕГЕИ Нов. серия. 1.174).
- Гапеева Г.М. Щелочная магматическая провинция Приморья // Докл. АН СССР. 1954. Т.94, № 3. С. 535–536.
- Говоров И.Н. Малые интрузии щелочных пород и боросиликатные скарны Дальнегорского рудного района Приморья // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230, № 1. С. 186–189.
- Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 251 с.
- Емельянова Т.А. Петрогеохимические особенности олигоцен-раннемиоценовых вулканокластических пород Японского моря // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 4. С. 63–71.
- Калугин И.А., Третьяков Г.А., Бобров В.А. Железородные базальты в горелых породах Восточного Казахстана. Новосибирск: Наука, СО РАН, 1991. 80 с.
- Климова Р.С. Флора и фитостратиграфия миоцена Приморья: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1981. 27 с.
- Климова Р.С. Миоценовая флора и фитостратиграфические горизонты Приморского края // Палеоботаника и фитостратиграфия Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 65–76.
- Леликов Е.П., Терехов Е.П. Щелочные вулканы дна Японского моря // Тихоокеан. геология. 1982. № 2. С. 71–77.
- Максимов С.О., Сахно В.Г. Геохронология базальтового вулканизма Шуфанского плато (Приморье) // Докл. АН. 2008. Т. 422, № 3. С. 359–364.
- Малеев Е.Ф. Вулканы Амуро-Уссурийской низменности // Геологические и геофизические исследования в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 3–39.
- Мартынов Ю.А., Ли Д.У. Позднемеловой–кайнозойский базальтовый вулканизм Кореи // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 6. С. 37–49.
- Мартынов Ю.А., Ли Д.У., Голозубов В.В., Рассказов С.В. Позднемеловой–кайнозойский базальтовый вулканизм Кореи // Геохимия. 2006. № 6. С. 597–609.
- Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Плюмовый вулканизм и минерализация Амурской мегаструктуры. Благовещенск: Изд-во АмурКНИИ, 2000. 160 с.
- Павлюткин Б.И. Геология и условия формирования кайнозойских отложений континентального юга Дальнего Востока: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. 2008. 46 с.
- Попов В.К., Рассказов С.В., Чекрыжов И.Ю. и др. Калий-аргоновые датировки и геохимические характеристики кайнозойских трахибазальтов и трахиандезитов Приморья // Геохимия магматических пород / Труды Всерос. семинара с участием стран СНГ. Щелочной магматизм Земли. М.: ГЕОХИ РАН, 2005. С. 133–135.
- Попов В.К., Максимов С.О., Вржосек А.А., Чубаров В.М. Базальтоиды и карбонатитовые туфы Амбинского вулкана (юго-западное Приморье): геология и генезис // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 4. С. 75–93.
- Поповиченко В.В. Взаимодействие магматизма и оруденения в Кавалеровском рудном районе // Генетические модели месторождений и прогнозирование в оловорудных районах. Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1989. С. 45–58.
- Приходько В.С., Чеснер К.Е., Элингер У.Д. и др. Лейцитовые базальты Болонского вулкана (Приамурье) // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 3. С. 140–143.
- Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: ВО Наука СО РАН, 2000. 288 с.
- Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В. и др. Средне-позднекайнозойский магматизм континентальной окраины Япономорского бассейна: импульсное плавление мантии и коры Юго-Западного Приморья // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 6. С. 3–31.
- Рассказов С.В., Брандт С.Б., Брандт И.С. и др. Радиоизотопная геология в задачах и примерах. Новосибирск: Изд-во СО РАН, фил. “Гео”, 2005. 288 с.
- Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2002. 333 с.
- Сахно В.Г., Максимов С.О., Попов В.К., Сандимирова Г.П. Лейцитовые базаниты и калиевые шонкиниты Угловской впадины // Докл. РАН. 2004. Т. 399, № 6. С. 818–824.
- Федоров П.И., Колосков А.В. Базальты Болонского вулкана (Приморье) // Петрография на рубеже XXI века: Материалы второго Всерос. петрограф. совещ. Сыктывкар, 27–30 июня 2000 г. Сыктывкар, 2000. С. 209–211.
- Федоров П.И., Филатова Н.И. Кайнозойский вулканизм Корейского региона // Геохимия. 2002. № 1. С. 3–29.
- Федоров П.И. Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. М.: ГЕОС, 2006. 316 с.
- Федорчук А.В., Филатова Н.И. Кайнозойский магматизм Северной Кореи и геодинамические обстановки его формирования // Петрология. 1993. Т. 1, № 6. С. 645–656.
- Филатова Н.И., Федоров П.И. Кайнозойский магматизм зон растяжения континентальных окраин (на примере Корейско-Япономорского региона) // Петрология. 2001. Т. 9, № 5. С. 519–546.
- Шарыгин В.В., Сокол Э.В., Нигматулина Е.Н. и др. Минералогия и петрография техногенных парабазальтов Челябинского бурогоугольного бассейна // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 6. С. 896–915.
- Чашин А.А., Мартынов Ю.А., Рассказов С.В. и др. Изотопные и геохимические характеристики позднемиоценовых субщелочных и щелочных базальтов юга Дальнего Востока России как показатель роли континентальной литосферы в их происхождении // Петрология. 2007. Т. 15, № 6. С. 620–644.
- Bentor Y.K., Kastner M., Perelman I., Yellin Y. Combustion metamorphism of bituminous sediments and the formation of melts of granite and sedimentary composition // Geochim. Cosmochim. Acta. 1981. V. 45. P. 2229–2255.

33. Brandt I.S., Rasskazov S.V., Brandt S.B., Ivanov A.V. Thermal-field propagation in an exocontact zone of a magmatic body and its impact on radiogenic isotope concentrations in minerals // *Isotopes Environ. Health Stud.* 2002. V. 38, N 1. P. 47–58.
34. Fan, Q.C., Hopper, P.R. The Cenozoic basaltic rocks of eastern China: petrology and chemical composition. // *J. Petrol.* 1991. V. 32. P. 765–810.
35. McDougal I., Verwoerd W., Chevallier L. K-Ar geochronology of Morion island, Southern Ocean // *Geol. Mag.* 2001. V. 138, N 1. P. 1–17.
36. Ohki J., Watanabe N., Shuto K., Itaya T. Shifting of the volcanic fronts during Early to Late Miocene in the Northeast Japan arc // *The Island Arc.* 1993. V. 2. P. 87–93.
37. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Magmatism in the ocean basins* // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989, N 42. P. 313–345.
38. Tatsumi Y., Koyaguchi T. An absorokite from a phlogopite lherzolite source // *Contrib. Miner. Petrol.* 1989. V. 102, N 1. P. 34–40.
39. Zhang M., Suddaby P., Thompson R.N. et al. Potassic rocks in NE China: geochemical constraints on mantle source and magma genesis // *J. Petrology.* 1995. V. 36, N 5. P. 1275–1303.
40. Zhang M., Suddaby P., O'Reilly S.Y. et al. Nature of the lithospheric mantle beneath the eastern part of the Central Asian fold belt: mantle xenolith evidence // *Tectonophysics.* 2000. V. 328. P. 131–156.

Рекомендована к печати В.Г. Сахно

I.S. Brandt, S.V. Rasskazov, V.K. Popov, S.B. Brandt

**Potassic specificity of basalts of the Sineutesovskaya depression:
Geochemical correlations and problems of K-Ar dating (Southern Primorye)**

New data are offered on the structure of the sections, chemical composition and age of volcanogenic-sedimentary and effusive assemblages of the Sineutesovskaya depression (Southern Primorye). The rocks filling the Sineutesovskaya depression are represented by two packets: the lower one made up of sedimentary-volcanogenic coal-bearing rocks – a stratotype of the Sineutesovskaya Formation, and the upper packet composed of tephroidal deposits and overlying basalt flows. The R-Ar dating 22.0 ± 1.0 Ma was obtained for the very tops of basalt flow. The middle and the lower part of the lava packet shows dating rejuvenation. The distortion of the datings is attributed to basalt heating as a result of Sineutesovskaya brown coals (underlying the volcanic cover) inflammation. Calculations show that argon could only partially be removed from the basalts at the expense of conductive heat transfer and was lost mainly due to hot gases infiltration in an inhomogeneous fractured medium. Basalt volcanism in the continental margin of Southern Primorye and adjacent territories of Korea and China which was evident at the Oligocene-Miocene boundary and preceded Early-Middle Miocene spreading and formation of the Sea of Japan depression. The origin of spreading of the Sea of Japan depression is indicated by non-differentiated moderately alkaline basalts of the intraplate geochemical type which became apparent within the Ambinskaya depression and a number of other structures of Southern Primorye, and also by intraplate alkaline basalts of the P'ohang graben, Korean Peninsula. Potassium-trachybasalt volcanism was locally evident within riftogenic depressions and shield volcanoes. In some structures it terminated in intermediate and acid volcanism. Such evolution of volcanism is related to selective contamination of basalt melts in their interaction with crustal acid material, and to generation of acid anatectic meltings.

Key words: Cenozoic, volcanic rocks, microelements, K-Ar dating, Primorye.