

УДК 552.32

ГЕОХРОНОЛОГИЯ БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНИЗМА ШУФАНСКОГО ПЛАТО (ПРИМОРЬЕ)

© 2008 г. С. О. Максимов, член-корреспондент РАН В. Г. Сахно

Поступило 29.04.2008 г.

Начало проявления и продолжительность активной фазы платобазальтового вулканизма – показателя активизации процессов растяжения, деструкции коры и подъема астеносферного вещества [3–5] – являются ключевыми вопросами геодинамики Тихоокеанской континентальной окраины в средне-позднемиоценовое время. Это магматическое событие для Южного Приморья непосредственно следует за раннемиоценовым раскрытием соседнего Япономорского бассейна и выражено формированием платобазальтовых ареалов, крупнейшим из которых является Шуфанское вулканическое плато. Территориально оно расположено на границе России и Китая и обрамляется на востоке правобережьем р. Раздольной, вплоть до ее впадения в Амурский залив (рис. 1). Подобно небольшим базальтовым покровам Восточного Китая, Вьетнама [5, 6] это не типичная flood-basalt структура и ее генезис определялся условиями локального растяжения, сопровождавшегося подъемом астеносферного вещества.

Оценки временного интервала формирования этого базальтового сооружения основывались до последнего времени в основном на стратиграфических данных [1]. В настоящем сообщении представлены результаты новых К–Аг-датировок толеитовых, известково-щелочных платобазальтов и щелочных лерцолитсодержащих базальтов из эруптивных центров, кратко характеризуется строение базальтового покрова, приводится геохимический состав пород.

Вулканический покров образует слабо вытянутый в широтном направлении овал, большая часть которого располагается на территории России (рис. 1). Его мощность, по различным оценкам, достигает 320–350 м, а общая площадь, с учетом продолжения ареала на территорию Китая, оценивается более чем в 3200 км². Вулканический покров ложится на гетерогенный фундамент, сло-

женный гранитизированными метаморфическими породами Ханкайского массива, палеозойскими и мезозойскими складчатыми образованиями, а также верхнепалеозойскими гранитоидами. Отмечается общее восточное моноклиналиное залегание покрова, обусловленное субмеридиональным блоковым воздыманием его центральной, осевой части и нисходящими движениями в восточной.

Установлено, что формирование Шуфанского базальтового плато началось с площадных излияний существенно ортопироксеновых базальтов, для которых характерны повышенные содержания SiO₂, K₂O, Ba, Rb, преобладание ортопироксена в составе Fe–Mg-силикатов, но относительно невысокие значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.70429. Ортопироксеновые базальты слагают основание разреза, образуя до 10 потоков различной мощности. По мере дальнейшего наращивания лавового покрова происходит смена ортопироксеновых разностей на двупироксеновые, а в завершающую фазу – на оливиновые низкокальциевые (табл. 1) толеиты. Покровами этих кайнотипных базальтов слагаются значительные площади в северной и северо-восточной частях плато, где произошло и самое молодое излияние оливиновых толеитов вулкана Острая Сопка.

В целом платобазальтовый вулканизм носил многоареальный, исключительно трещинный характер, с перекрытием существовавших жерловин молодыми потоками и залечиванием их долеритовыми дайковыми телами. На поздней стадии формирования лавового покрова характер базальтового вулканизма резко нарушается ареальными излияниями высококонтраминированных производных – трахиандезитов, масштабы генерации которых уникальны для подобных базальтовых сооружений. Для базальтового плато типичны: латеральная протяженность и выдержанность лавовых потоков, преобладание афирового типа базальтов, нахождение в подошве потоков стёкол с неформившимися кристаллическими мотивами, отсутствие туфов и крупных эруптивных центров. Установлена латеральная гетерогенность строения плато с ареальным распространением петротипов базальтов. Излияния

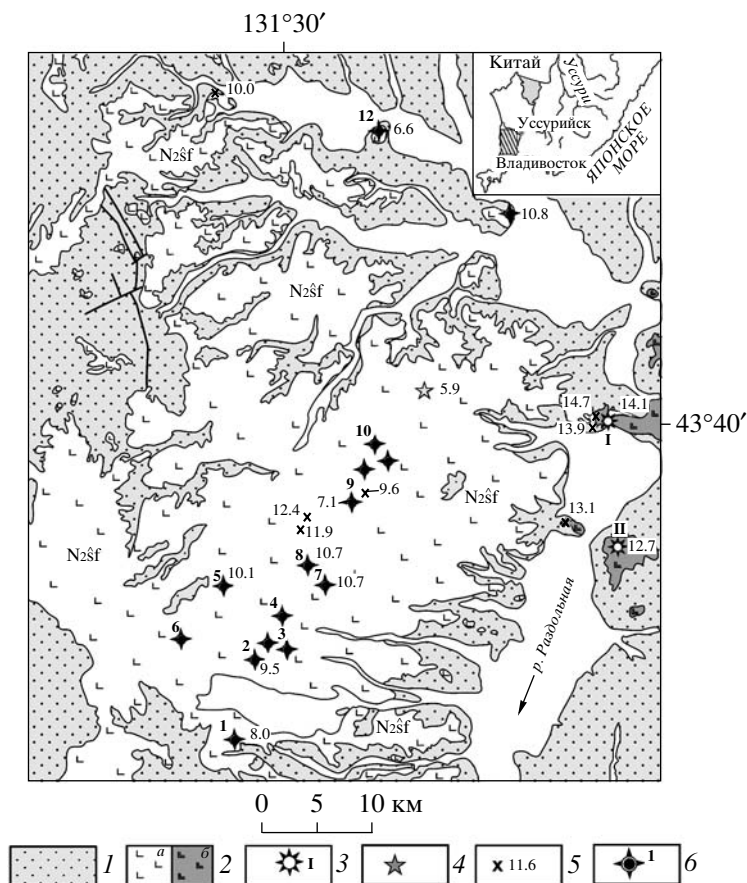


Рис. 1. Геологическая схема Шуфанского базальтового плато. 1 – комплексы фундамента; 2 – базальтоиды основного лавового покрова: *a* – толеитовые платобазальты, *б* – известково-щелочные базальты, андезиты; 3 – центры андезитовых вулканов: I – Барановский, II – Раздольненский; 4 – вулкан Острая Сопка (оливиновые толеиты); 5 – точки датирования базальтов лавового покрова; 6 – щелочные базальты эруптивных вулканических центров, экструзий и их датировки: 1 – Грязный, 2 – Кабаний, 3 – Кабаргинский, 4 – Синьговский, 5 – Корейский, 6 – Нежинский, 7 – Силл, 8 – Тригопункт, 9 – Хабэ, 10 – Сухой, 11 – Борисовский, 12 – Сенькина Шапка.

происходили катастрофически быстро и нивелировали существовавший расчлененный палеорельеф.

Самостоятельный вулканический ареал, несколько обособленный от платобазальтового покрова, образует Барановско-Раздольненская группа вулканических построек (рис. 1). Они сформировались в результате активности нескольких вулканических центров восточнее границ плато. Сохранившиеся от эрозии вулканические поля сложены серией лавовых потоков и отложениями тефроидов общей мощностью до 100 м преимущественно андезитового, трахиандезитового состава, экструзиями трахиандезито-дацитов. Их петрографический состав – исключительное преобладание ортопироксеновых разновидностей, аномальная обогащенность корродированными коровыми реститами, а также повышенная щелочность, калиевость отражают значительную модифицированность базальтов ассимиляцией верхнекорового (гранитоидного) вещества. По ряду петрологических особен-

ностей эти вулканические образования сопоставимы с ортопироксеновыми базальтами основания лавового плато.

Проведенное К–Аг-датирование базальтов, слагающих вулканическое плато, показало, что его основной объем был сформирован за относительно короткий промежуток времени – около 2 млн. лет (табл. 2). К–Аг-датировки андезитовидов Барановско-Раздольненского ареала (12.7–14.7 млн. лет) несколько удревнены по сравнению с возрастом Орх базальтов из основания вулканического плато (11.9 млн. лет), но совпадают с датировкой нижнего лавового пакета платобазальтового покрова (13.3 млн. лет), полученной в [2]. Их образование, хотя и близко началу формирования собственно базальтового плато, несомненно, обособленный очаговый характер, что выразилось в относительной закрытости магматической системы и существенном преобразовании ее ассимиляцией корового вещества. Не исключена вероятность удревнения возраста этих

Таблица 1. Химический состав базальтоидов Шуфанского плато

| Состав | М-5671 | М-5754 | М-5305 | М-5306 | М-5381-1 | М-5657 | М-5336 | М-5313 | М-5493 | М-5345 | М-5018 |
|------------------------------------|--------|--------|------------------|--------|----------|--------|--------|--------|------------------|------------------|--------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| SiO ₂ | 48.96 | 59.98 | 53.60 | 55.32 | 52.36 | 44.36 | 57.36 | 47.90 | 49.08 | 48.91 | 47.72 |
| TiO ₂ | 2.40 | 1.50 | 1.97 | 1.51 | 1.30 | 2.30 | 1.24 | 2.15 | 2.11 | 1.99 | 1.96 |
| Al ₂ O ₃ | 13.21 | 14.51 | 15.71 | 14.85 | 15.81 | 14.80 | 16.26 | 15.51 | 15.96 | 15.22 | 16.72 |
| Fe ₂ O ₃ | 16.87 | 4.60 | 6.07 | 2.54 | 3.86 | 5.90 | 2.52 | 4.58 | 4.30 | 4.00 | 0.89 |
| FeO | н/а | 3.93 | 3.51 | 7.20 | 8.18 | 5.96 | 5.89 | 7.12 | 4.91 | 4.26 | 6.03 |
| MnO | 0.19 | 0.06 | 0.11 | 0.12 | 0.15 | 0.15 | 0.10 | 0.14 | 0.17 | 0.18 | 0.13 |
| MgO | 3.94 | 2.46 | 4.40 | 5.38 | 6.64 | 8.56 | 3.31 | 8.03 | 5.32 | 6.00 | 4.66 |
| CaO | 6.64 | 4.10 | 7.56 | 7.49 | 7.58 | 8.93 | 5.89 | 7.80 | 5.95 | 9.62 | 6.16 |
| Na ₂ O | 2.77 | 2.98 | 2.70 | 2.93 | 2.87 | 3.04 | 3.95 | 3.44 | 2.96 | 3.26 | 4.44 |
| K ₂ O | 1.60 | 3.73 | 1.48 | 0.79 | 0.72 | 1.34 | 1.85 | 1.42 | 3.44 | 3.33 | 4.29 |
| P ₂ O ₅ | 0.54 | 0.56 | 0.45 | 0.37 | 0.20 | 0.72 | 0.34 | 0.54 | 1.26 | 0.95 | 1.06 |
| H ₂ O ⁻ | н/а | 0.45 | 0.50 | 0.20 | 0.23 | 1.08 | 0.42 | 0.28 | 1.56 | 0.81 | 0.33 |
| П.п.п. | 3.23 | 0.65 | 1.82 | 0.81 | 0.98 | 2.62 | 0.73 | 0.73 | 2.62 | 1.60 | 5.23 |
| Сумма | 100.49 | 99.51 | 99.88 | 99.51 | 99.60 | 99.76 | 99.86 | 99.64 | 99.64 | 100.13 | 99.62 |
| Sc | 16.3 | 7 | 14.7 | 15.8 | 17.6 | | 13 | 18.5 | 11.6 | 15 | |
| Ni | н/а | 32 | 88 | 131 | 162 | | 84 | 151 | 119 | 138 | |
| Co | 34 | 10 | 24 | 30 | 36 | | 28 | 39 | 25 | 34 | |
| Cr | 125 | 39 | 173 | 261 | 238 | | 130 | 239 | 213 | 180 | |
| V | 161 | 60 | 129 | 136 | 171 | | 108 | 176 | 113 | 142 | |
| Rb | 27 | 55 | 22 | 10.6 | 10.4 | | 73 | 37 | 79 | 87 | |
| Cs | 0.61 | 0.58 | 0.26 | 0.14 | 0.23 | | 0.93 | 0.70 | 1.01 | 0.71 | |
| Sr | 573 | 444 | 338 | 656 | 614 | | 362 | 432 | 725 | 1036 | |
| Ba | 437 | 649 | 362 | 193 | 153 | | 450 | 764 | 1363 | 1232 | |
| Y | 21 | 17 | 20.7 | 19.14 | 17.6 | | 20 | 26 | 24 | 19 | |
| Zr | 160 | 259 | 163. | 114 | 74 | | 217 | 196 | 331 | 300 | |
| Nb | 10.2 | 16 | 9.8 | 6.04 | 8.17 | | 33.5 | 54 | 85 | 75 | |
| Ta | 0.73 | 0.93 | н/а | н/а | н/а | | 2.43 | н/а | н/а | 4.3 | |
| Hf | 5.23 | 5.98 | 3.50 | 2.64 | 1.72 | | 4.98 | 3.88 | 6.49 | 6.42 | |
| La | 21 | 28 | 15.9 | 9.2 | 7.8 | | 27 | 35 | 76 | 65 | |
| Ce | 49 | 61 | 32 | 19.6 | 15.9 | | 56 | 65 | 132 | 124 | |
| Pr | 6.5 | 7.9 | 5.23 | 3.29 | 2.61 | | 2.8 | 8.6 | 17 | 13 | |
| Nd | 30 | 32.50 | 25.13 | 16.33 | 12.8 | | 23.5 | 35 | 63 | 51 | |
| Sm | 7.08 | 6.40 | 6.07 | 4.56 | 3.83 | | 5.3 | 7.8 | 11.7 | 9.0 | |
| Eu | 2.52 | 1.96 | 2.14 | 1.76 | 1.46 | | 0.75 | 2.62 | 3.44 | 2.75 | |
| Gd | 7.61 | 5.56 | 6.06 | 4.88 | 3.92 | | 4.86 | 7.69 | 10.44 | 7.33 | |
| Tb | 1.30 | 0.72 | 0.84 | 0.70 | 0.63 | | н/а | 1.04 | 1.18 | 0.98 | |
| Dy | 4.89 | 3.61 | 3.83 | 3.42 | 2.89 | | 3.88 | 4.82 | 4.96 | 4.29 | |
| Ho | 0.88 | 0.60 | 0.67 | 0.60 | 0.51 | | 0.71 | 0.82 | 0.74 | 0.70 | |
| Er | 2.10 | 1.55 | 1.76 | 1.60 | 1.54 | | 1.93 | 2.25 | 2.03 | 1.95 | |
| Tm | 0.27 | 0.18 | 0.24 | 0.27 | 0.23 | | 0.26 | 0.32 | 0.27 | 0.20 | |
| Yb | 2.05 | 1.20 | 1.25 | 1.28 | 1.20 | | 1.72 | 1.75 | 1.30 | 1.23 | |
| Lu | 0.27 | 0.17 | 0.18 | 0.16 | 0.17 | | 0.23 | 0.24 | 0.18 | 0.17 | |
| Pb | 3.52 | 5.77 | 3.15 | 2.68 | 3.21 | | 5.84 | 4.65 | 6.77 | 5.01 | |
| Th | 1.84 | 2.84 | 1.60 | 1.08 | 1.18 | | 6.32 | н/а | 11.23 | 6.94 | |
| U | 0.40 | 0.57 | 0.34 | 0.24 | 0.28 | | 1.24 | н/а | 1.38 | 1.50 | |
| Ce/Pb | 13.9 | 10.6 | 10.2 | 7.3 | 5.0 | | 9.6 | 14.0 | 19.5 | 24.8 | |
| Zr/Nb | 15.7 | 16.2 | 16.6 | 18.9 | 9.1 | | 6.5 | 3.6 | 3.9 | 4.0 | |
| Ba/Th | 237.5 | 228.5 | 226.3 | 178.7 | 129.7 | | 71.2 | | 121.4 | 177.5 | |
| Nb/Yb | 5.0 | 13.3 | 7.8 | 4.7 | 6.8 | | 19.5 | 30.9 | 65.4 | 61.0 | |
| ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | | | 0.70429 ± ± 6 | | | | | | 0.70473 ± ± 7 | 0.70470 ± ± 7 | |

Таблица 1. Окончание

| Состав | М-5467 | М-5138 | М-5160 | М-5220 | М-5200 | М-5163 | Ш-99-16 | М-5648 | М-5299 | М-5384 |
|------------------------------------|------------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------------------|------------------|------------------|--------|
| | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
| SiO ₂ | 47.92 | 49.32 | 46.60 | 48.67 | 46.15 | 46.94 | 47.48 | 46.9 | 48.64 | 47.09 |
| TiO ₂ | 1.96 | 1.72 | 1.97 | 2.01 | 1.93 | 2.00 | 2.18 | 2.29 | 2.08 | 1.89 |
| Al ₂ O ₃ | 16.50 | 16.70 | 14.90 | 14.01 | 14.54 | 13.53 | 13.74 | 14.85 | 15.17 | 14.87 |
| Fe ₂ O ₃ | 5.15 | 1.75 | 2.18 | 3.36 | 4.49 | 2.39 | 4.07 | 3.55 | 3.73 | 4.43 |
| FeO | 5.35 | 6.44 | 8.00 | 9.16 | 8.10 | 7.18 | 7.67 | 8.64 | 8.47 | 7.15 |
| MnO | 0.16 | 0.15 | 0.34 | 0.21 | 0.18 | 0.30 | 0.13 | 0.16 | 0.15 | 0.14 |
| MgO | 4.49 | 5.26 | 8.93 | 8.85 | 10.48 | 11.88 | 10.52 | 5.67 | 5.70 | 8.89 |
| CaO | 5.98 | 6.15 | 8.00 | 7.67 | 8.26 | 8.90 | 7.48 | 7.95 | 5.96 | 8.01 |
| Na ₂ O | 5.00 | 3.55 | 3.40 | 2.78 | 2.95 | 2.72 | 2.80 | 4.26 | 2.73 | 2.85 |
| K ₂ O | 2.17 | 3.94 | 2.57 | 1.79 | 2.31 | 1.82 | 1.91 | 1.35 | 2.82 | 1.63 |
| P ₂ O ₅ | 0.93 | 1.09 | 0.86 | 0.44 | 0.57 | 0.60 | 0.47 | 0.91 | 0.75 | 0.61 |
| H ₂ O ⁻ | 1.25 | 1.16 | 0.55 | 0.46 | 0.00 | 0.10 | 0.00 | 0.69 | 0.87 | 0.18 |
| П.п.п. | 2.65 | 2.31 | 1.70 | 0.86 | 0.35 | 1.16 | 1.38 | 2.29 | 1.53 | 1.77 |
| Сумма | 99.51 | 99.54 | 100.00 | 100.26 | 100.31 | 99.52 | 99.83 | 99.51 | 99.60 | 99.51 |
| Sc | 11 | 10.5 | 19.4 | | 17 | | 24.3 | | | |
| Ni | 76 | 73 | 185 | 260 | 360 | | н/а | | | |
| Co | 36 | 16 | 60 | 60 | 60 | | н/а | | | |
| Cr | 51 | 62 | 25 | 350 | 320 | | н/а | | | |
| V | 147 | 110 | 130 | 170 | 260 | | н/а | | | |
| Rb | 118 | 97 | 33 | 32 | 40 | | 46.9 | | | |
| Cs | 1.28 | 0.77 | 0.22 | 0.29 | 0.18 | | 0.26 | | | |
| Sr | 1275 | 1202 | 611 | 459 | 434 | | 556 | | | |
| Ba | 929 | 1378 | 786 | 699 | 913 | | 813 | | | |
| Y | 22 | 18 | 15 | 10.9 | 12 | | 24 | | | |
| Zr | 409 | 364 | 173 | 124 | 109 | | 137 | | | |
| Nb | 118 | 100 | 42.6 | 30 | 24.4 | | 31.9 | | | |
| Ta | 6.25 | 7.44 | 2.95 | 2.23 | 1.70 | | 1.79 | | | |
| Hf | 7.65 | 7.42 | 4.16 | 2.35 | 2.95 | | 3.21 | | | |
| La | 81 | 108 | 35.1 | 28.2 | 19.9 | | 22.3 | | | |
| Ce | 145 | 187 | 63.9 | 50.4 | 39.3 | | 44.4 | | | |
| Pr | 15 | 15.4 | 7.17 | 5.98 | 4.53 | | 6.1 | | | |
| Nd | 56 | 63.8 | 34.3 | 28.8 | 23.10 | | 26.1 | | | |
| Sm | 9.05 | 10.4 | 7.0 | 5.87 | 5.04 | | 5.6 | | | |
| Eu | 2.85 | 2.99 | 2.18 | 1.95 | 1.73 | | 1.9 | | | |
| Gd | 7.41 | 9.24 | 6.53 | 5.70 | 5.56 | | 5.7 | | | |
| Tb | 1.01 | 1.11 | 0.89 | 0.77 | 0.74 | | 0.80 | | | |
| Dy | 4.68 | 5.52 | 4.73 | 3.95 | 4.27 | | 4.46 | | | |
| Ho | 0.81 | 0.84 | 0.74 | 0.65 | 0.69 | | 0.80 | | | |
| Er | 2.25 | 1.89 | 1.81 | 1.42 | 1.75 | | 2.00 | | | |
| Tm | 0.23 | 0.23 | 0.25 | н/а | н/а | | н/а | | | |
| Yb | 1.38 | 0.83 | 1.15 | 0.89 | 1.15 | | 1.67 | | | |
| Lu | 0.18 | 0.12 | 0.17 | 0.13 | 0.16 | | 0.26 | | | |
| Pb | 6.18 | 4.75 | 1.35 | 1.30 | 0.82 | | 2.02 | | | |
| Th | 10.68 | н/а | н/а | н/а | н/а | | 2.76 | | | |
| U | 2.14 | 2.16 | 0.62 | 0.45 | 0.60 | | 0.61 | | | |
| Ce/Pb | 23.5 | 39.4 | 47.3 | 38.8 | 47.9 | | 22.0 | | | |
| Zr/Nb | 3.5 | 3.6 | 4.1 | 4.1 | 4.5 | | 4.3 | | | |
| Ba/Th | 87.0 | | | | | | 294.6 | | | |
| Nb/Yb | 85.5 | 120.5 | 37.0 | 33.7 | 21.2 | | 19.1 | | | |
| ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | 0.70429 ± ± 8 | | | | | | 0.70450 ± ± 12 | 0.70471 ± ± 5 | 0.70464 ± ± 6 | |

Примечание. 1, 2 – базальты, трахиандезиты Барановско-Раздольненского ареала; 3–5 – базальты основного лавового покрова: 3 – ортопироксеновые, 4 – двупироксеновые, 5 – оливковые; 6 – оливковые базальты вулкана Острая Сопка; 7 – контаминированные базальты (трахиандезиты) Ананьевского ареала; 8–22 – щелочные ферролитсодержащие базальты вулканических центров (ВЦ): 8 – Грязный, 9 – Кабаний, 10, 11 – Кабаргинский, 12 – Синьговский, 13 – Силл, 14 – Тригопункт, 15 – Корейский, 16–18 – Хабэ, анализ № 18 из [2], 19 – Сухой, 20 – Борисовский, 21 – Сенькина Шапка. Петрогенные элементы определялись классическим методом “мокрой химии” в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН, аналитик Л.И. Алексева. Аналитические исследования концентраций микроэлементов – методом ICP-MS (аналитик Г.П. Сандмирова) и изотопные измерения стронция на “Finnigan MAT 262” – проводились в Иркутском центре коллективного пользования. Погрешности в стронциевых изотопных отношениях даны по последним цифрам.

Таблица 2. Результаты К–Аг-датирования вулканических пород Шуфанского плато

| № п.п. | № обр. | Порода | Калий, % ± σ | ⁴⁰ Аг _{рад} , нг/г ± σ | Возраст, млн. лет ± 2σ |
|--|----------|---------------------|-----------------|---|---------------------------|
| Барановско-Раздольненский вулканический ареал | | | | | |
| 1 | М-5193 | Трахиандезито-дацит | 3.04 ± 0.04 | 3.114 ± 0.013 | 14.7 ± 0.4 |
| 2 | М-5180 | Трахиандезит | 2.80 ± 0.03 | 2.755 ± 0.014 | 14.1 ± 0.03 |
| 3 | М-5740 | То же | 2.88 ± 0.03 | 2.796 ± 0.011 | 13.9 ± 0.3 |
| 4 | М-5755 | Андезито-базальт | 1.56 ± 0.02 | 1.43 ± 0.03 | 13.1 ± 0.6 |
| 5 | М-5811 | Трахиандезит | 3.02 ± 0.04 | 2.66 ± 0.01 | 12.7 ± 0.04 |
| Основной вулканический покров Шуфанского плато | | | | | |
| 6 | М-5305 | Базальт (Орх) | 1.23 ± 0.015 | 1.02 ± 0.04 | 11.9 ± 1.0 |
| 7 | М-5306 | Базальт (Срх-Орх) | 0.53 ± 0.015 | 0.461 ± 0.009 | 12.4 ± 0.8 |
| 8 | М-5381-1 | Базальт (ОI) | 0.51 ± 0.015 | 0.353 ± 0.010 | 10.0 ± 0.8 |
| 9 | М-5308 | То же | 0.69 ± 0.015 | 0.463 ± 0.004 | 9.6 ± 0.4 |
| 10 | М-5659 | » | 0.79 ± 0.015 | 0.292 ± 0.013 | 5.9 ± 0.6 |
| Эруптивные щелочно-базальтовые центры | | | | | |
| 11 | М-5138 | Щелочной базальт | 3.08 ± 0.03 | 2.290 ± 0.017 | 10.7 ± 0.25 |
| 12 | М-5211 | То же | 0.97 ± 0.015 | 0.716 ± 0.005 | 10.7 ± 0.3 |
| 13 | М-5398 | » | 2.08 ± 0.03 | 1.567 ± 0.010 | 10.8 ± 0.3 |
| 14 | М-5221 | » | 1.57 ± 0.015 | 1.11 ± 0.02 | 10.1 ± 0.5 |
| 15 | М-5493 | » | 2.84 ± 0.03 | 1.868 ± 0.016 | 9.5 ± 0.25 |
| 16 | М-5313 | » | 1.11 ± 0.015 | 0.618 ± 0.11 | 8.0 ± 0.4 |
| 17 | М-5384 | » | 1.49 ± 0.015 | 0.69 ± 0.03 | 6.6 ± 0.6 |

Примечание. 1–3 – Барановский вулкан; 4, 5 – Раздольненский вулкан; 6 – ортопироксеновый базальт из основания плато; 7 – двупироксеновый базальт средней части разреза, 8, 9 – кварцевые толеиты – верхняя часть платобазальтового покрова; 10 – оливинный толеит вулкана Острая Сопка. Щелочные базальты из ВЦ: 11 – Силл, 12 – Борисовский, 13 – Корейский, 14 – Кабаний, 15 – Грязный, 16 – Сенькина Шапка. К–Аг-абсолютный возраст щелочного базальта ВЦ Хабэ 7.1 ± 0.3 млн. лет из [2]. Определения абсолютного возраста вулканических пород проводились в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН, аналитик В.А. Лебедев. Содержание радиогенного аргона определялось на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трасера ³⁸Аг; определения калия – методом пламенной спектрофотометрии. При расчете возраста использовались константы: $\lambda_K = 0.581 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹, $\lambda_B = 4.962 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹, $^{40}K = 0.01167$ (ат. %).

высококонтраминированных производных при ассимиляции базальтами значительных объемов РZ-гранитоидов.

Завершающим актом платобазальтового вулканизма явилось автономное очаговое излияние оливиновых толеитов (5.9 млн. лет) вулкана Острая Сопка в северо-восточной части плато (рис. 1).

При проведении геологических исследований на Шуфанском плато были обнаружены многочисленные мелкие вулканические центры (ВЦ), представленные экструзиями, шлаковыми конусами, силлами лерцолитсодержащих щелочных базальтов. Как установлено, все они группируются в полосу северо-восточного простирания, согласную с региональной ориентировкой Амуро-Уссурийской цепочки грабенообразных впадин, но практически не выходящую за контур ареала платобазальтового вулканизма (рис. 1).

Наряду с относительно крупными вулканическими центрами, сопровождавшимися отложением вулканической тefры: вулканы Хабэ, Борисовский (рис. 1), в состав этой полосы входят и мелкие эруптивные тела, силлы, некки.

Щелочные, субщелочные базальты даже соседних вулканических центров отличаются вариациями химического состава, характером распределения REE, LILE, K, P, составом выносимых ими включений и мегакристов. Следует отметить наиболее обогащенный, калиевый тип базальтов экструзий Силл, Кабаргинский, Кабаний. Они содержат крупные (до первых сантиметров) пакеты биотита, обогащены глиноземистым магнетитом и мегакристами анортклаза (включающими до 30 об. % апатита!), отличаются высокими концентрациями K, Ba, Sr, LREE (табл. 1), образующих максимумы на графиках распределения (рис. 2). В то же время щелочные базальты ВЦ Синьгов-

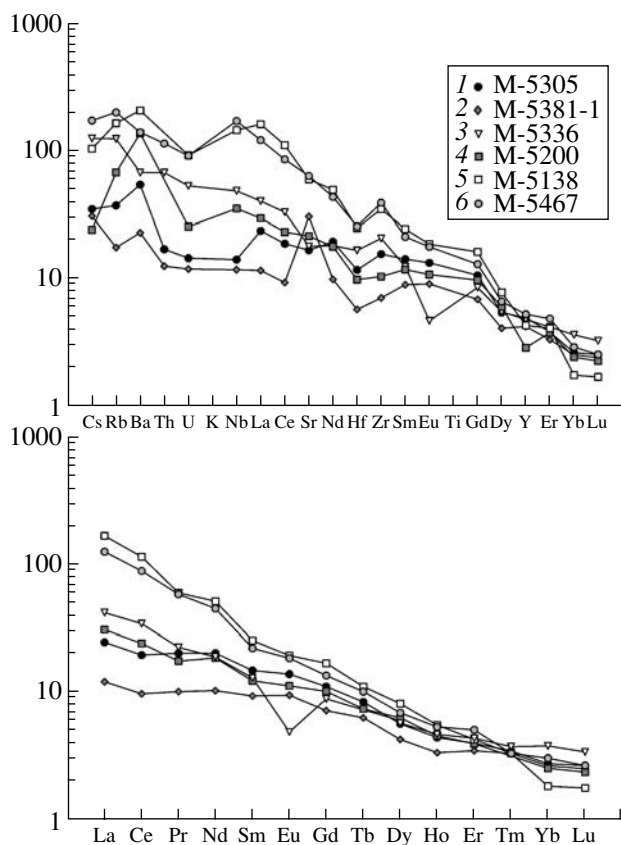


Рис. 2. Графики распределения редких и редкоземельных элементов в базальтах Шуфанского плато, нормированных к примитивной мантии. 1 – ортопироксеновый базальт – основание плато; 2 – кварцевый толеит верхнего потока; 3 – ортопироксеновый трахиандезит (контаминированный базальт); 4 – субщелочной базальт ВЦ Хабэ; 5 – высококалийный щелочной базальт ВЦ Силл; 6 – натровый щелочной базальт ВЦ Синьговский.

ский обладают ликвационно-глобулярными структурами, содержат натровый анортоклаз и отличаются повышенной натровостью с соответствующим геохимическим спектром: обогащенностью Cs, Nb, Zr, при пониженных Ba, Eu (табл. 1, рис. 2). Щелочные базальты шлакового конуса Хабэ, а также нека Корейский отвечают наиболее геохимически обедненному, магнезиальному типу (табл. 1), что согласуется с обогащенностью их оливином, шпинелью и отсутствием слюд и мегакристов анортоклаза, типичных для высокощелочных разновидностей. Следует отметить относительно нерадиоогенные стронциевые отношения даже в высокощелочных, калиевых базальтах (табл. 1).

Установленная петрогеохимическая и минералогическая индивидуальность щелочных базальтов из локальных эруптивных центров характеризует не региональные различия сравнимых вулканических зон, а проявления, разделенные в пространстве первыми километрами.

Максимум значений К–Аг-датировок щелочных базальтов из основных вулканических центров приходится на временной интервал 9.5–10.7 млн. лет (табл. 2) и перекрывает, таким образом, время формирования платобазальтового вулканизма. Высокообогащенные малообъемные выплавки (ВЦ Силл) сменяются более объемными, но относительно примитивными (Хабэ, Сенькина Шапка). Удревнение возраста щелочных базальтов ВЦ Борисовский (10.8 млн. лет) по сравнению с совершенно идентичными им базальтами соседнего ВЦ Сенькина Шапка (6.6 млн. лет) (табл. 2) может объясняться аномальной контаминированностью их коровым веществом фундамента.

Подчеркнем установленные главные временные этапы проявления базальтового вулканизма Шуфанского плато: 1) базальтовый покров сформировался в период 12.4–10.0 млн. лет; 2) несколько предшествуя излиянию платобазальтов действовали известково-щелочные вулканы центрального типа (Барановско-Раздольненская группа) 14.7–12.7 млн. лет; 3) временной интервал формирования базальтового покрова перекрывается проявлением глубинного щелочнобазальтового вулканизма, контролирующегося северо-восточной рифтогенной структурой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берсеньев И.И., Денисов Е.П. В кн.: Петрология неоген-четвертичных базальтов северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1971. С. 48–61.
2. Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А. и др. // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22. № 1. С. 92–109.
3. Филатова Н.И., Федоров П.И. // Петрология. 2001. Т. 9. № 5. С. 519–546.
4. Фролова Т.П., Бурикова И.А. В кн.: Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Материалы II Всеросс. петрограф. совещ. Сыктывкар, 2000. Т. 1. С. 218–220.
5. Fan Q., Hooper P.R. // J. Petrol. 1991. V. 32. Pt 4. P. 765–810.
6. Hoang N., Flower M. // J. Petrol. 1998. V. 39. № 3. P. 369–395.