

**ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭФФУЗИВОВ  
КЕМБРИЯ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА  
КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ**

В. Е. НОМОКОНОВ, Л. В. ПЕШЕХОНОВ

(Представлена научным семинаром кафедр общей геологии,  
исторической геологии, горючих ископаемых)

В пределах восточного склона Кузнецкого Алатау в кембрийское время вулканизм проявлялся неоднократно. Геологическими исследованиями последних лет [1, 2, 4, 6, 7] достаточно убедительно доказано наличие нижне- и среднекембрийских эффузивов в правобережье реки Белого Июса (Тюрим-Ефремкинский район), в районе деревни Катюшкино, станции Ербинской, деревни Верхней Ербы (Батеневский кряж), в хребте Азыр-Тал. Причем как нижне-, так и среднекембрийские эффузивы встречаются на нескольких стратиграфических уровнях [2, 5, 6]. При достаточно детальной стратификации, изучении особенностей петрографического состава и условий формирования вулканогенных толщ вопросам их петрохимии до последнего времени уделялось мало внимания. Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал позволяет выявить основные петрохимические особенности разновозрастных вулканогенных продуктов кембрия, формировавшихся в четыре этапа, из которых два раннекембрийские (усинский и ефремкинский) и два среднекембрийские (карасукский и берикульский).

Вулканогенными продуктами усинского этапа вулканизма являются эффузивы колодзульской свиты бассейна реки Белого Июса, распространенной в районе горы Кошкулак и деревни Ефремкино. Они составляют нижнюю часть разреза свиты (до 200 м), представлены преимущественно зеленокаменными, реже диагенетизированными, в различной степени альбитизированными диабазами, пироксен-плаггиоклазовыми и плаггиоклаз-пироксеновыми базальтовыми порфиритами и их туфами, переслаивающимися с темно-серыми битуминозными известняками с богатой фауной трилобитов раннего кембрия. У деревни Ефремкино в ядре Июсской синклинали, где наблюдается сокращенный разрез колодзульской свиты (120 м пачка красноцветов), помимо пироксен-плаггиоклазовых базальтовых порфиритов, слагающих покров 20-метровой мощности, встречаются многочисленные слабо окатанные обломки ортофиоров и фельзит-порфиоров (в гравелитах и конгломератах), возможно являющихся крайними кислыми дифференциатами описываемых базальтоидов. Вулканизм этого этапа проявлялся в подводных и частично в наземных условиях в пределах интрогеантиклинальных поднятий Кузнецко-Алатаусской геосинклинали, заложившейся в начале позднего докембрия. Причем усинский вулканизм был пространственно приурочен к тем геоантиклинальным поднятиям, на месте которых в позднем докембрии проявлялся типичный эвгеосинклинальный вулканизм.

По имеющимся в нашем распоряжении данным химических анализов и данным пересчета их весовых количеств на числовые характеристики по методике А. Н. Заварицкого (табл. 1, 2) на векторной диаграмме устанавливается большой разброс фигуративных точек, отображающих химический состав эффузивов колоджульской свиты. Геометрическая осевая линия начальных точек векторов располагается между вариационной кривой нормального ряда по Дэли и вариационной кривой промежуточного типа, отделяющей известково-щелочные породы от щелочных. Поэтому эффузивы колоджульской свиты в целом подобны базальтоидам щелочноземельного ряда с характерной для них вариацией по кислотности от меланократовых оливиновых базальтов, слабо недосыщенных кремнеземом через лейкократовые насыщенные кремнеземом базальты до андезито-базальтов и лейкократовых слабо пересыщенных кремнеземом андезитов (содержание кремнезема

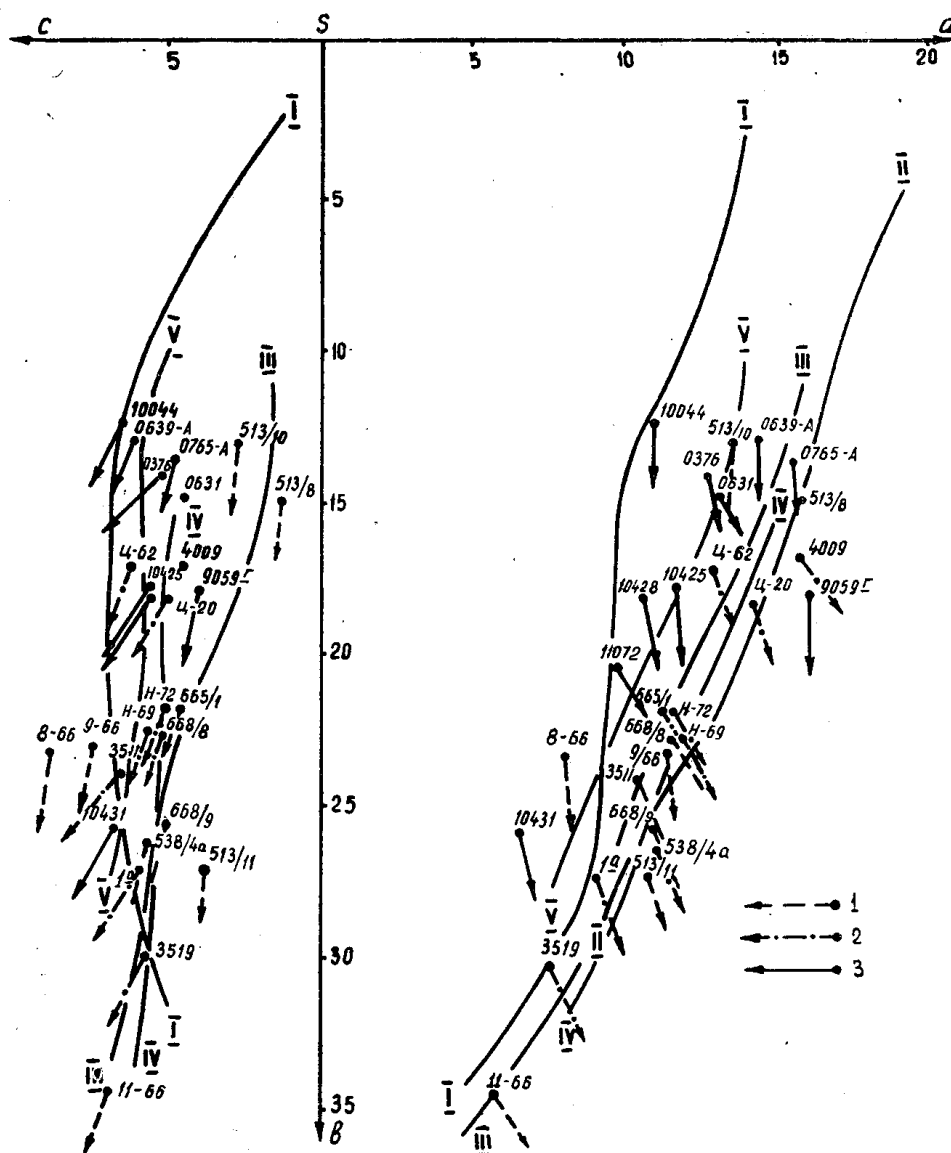


Рис. 1. Сводная векторная диаграмма химических составов эффузивов кембрия восточного склона Кузнецкого Алатау. Векторы химических составов: 1 — Усинского (Колоджульского) комплекса, 2 — Ефреминского комплекса, 3 — Берикульского комплекса. Вариационные линии составов пород: I — нормального ряда пород по Дэли, II — Этны, III — Усинского (Колоджульского) комплекса, IV — Ефреминского комплекса, V — Берикульского комплекса

Таблица I  
Химические анализы эффузивов кембрия восточного склона Кузнецкого Алатау

| № анализа | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | CaO  | MgO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | S    | H <sub>2</sub> O | ппп  | Σ      |
|-----------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|------------------|------|--------|
| 8-66      | 45,40            | 2,79             | 17,76                          | 7,45                           | 3,67 | 0,13 | 7,53 | 5,97 | 3,00              | 0,70             | 0,81                          | 0,01 | 0,13             | 4,51 | 99,96  |
| 9-66      | 45,92            | 2,50             | 17,91                          | 5,44                           | 5,30 | 0,16 | 6,63 | 6,05 | 4,00              | 1,16             | 0,77                          | сл.  | 0,26             | 3,43 | 99,53  |
| 11-66     | 42,92            | 2,40             | 14,53                          | 7,00                           | 5,35 | 0,15 | 9,53 | 7,76 | 2,13              | 0,76             | 0,43                          | 0,01 | 0,39             | 7,07 | 100,43 |
| 513/11    | 50,00            | 1,84             | 13,50                          | 11,56                          | 4,09 | 0,13 | 5,60 | 5,70 | 4,47              | 0,83             | —                             | —    | —                | 3,22 | 100,94 |
| 513/10    | 62,00            | 0,86             | 15,20                          | 2,11                           | 3,41 | 0,10 | 2,20 | 4,00 | 5,60              | 1,03             | —                             | —    | —                | 4,04 | 100,55 |
| 513/8     | 62,00            | 0,86             | 16,90                          | 2,32                           | 2,95 | 0,07 | 0,90 | 3,60 | 6,65              | 1,26             | —                             | —    | —                | 2,88 | 100,39 |
| H-69      | 49,60            | 1,24             | 16,32                          | 3,84                           | 6,05 | 0,14 | 8,25 | 4,96 | 3,78              | 2,06             | 0,62                          | —    | —                | 2,72 | 99,50  |
| H-72      | 52,23            | 1,08             | 15,74                          | 4,06                           | 7,14 | 0,11 | 7,85 | 3,62 | 3,92              | 1,87             | 0,68                          | —    | —                | 1,42 | 99,62  |
| 538/4a    | 47,72            | 1,32             | 16,03                          | 6,52                           | 4,55 | 0,13 | 8,51 | 6,06 | 3,02              | 2,91             | 1,05                          | —    | —                | 1,97 | 99,79  |
| 665/1     | 51,96            | 1,31             | 14,75                          | 3,61                           | 5,82 | 0,11 | 8,17 | 3,89 | 3,44              | 2,40             | 0,35                          | —    | —                | 3,42 | 99,23  |
| 668/9     | 49,30            | 1,50             | 15,34                          | 4,34                           | 6,56 | 0,08 | 8,18 | 5,87 | 3,91              | 1,45             | 0,66                          | —    | —                | 1,65 | 98,84  |
| 668/8     | 50,72            | 1,79             | 16,19                          | 3,84                           | 7,09 | 0,08 | 8,01 | 4,33 | 3,95              | 1,90             | 0,52                          | —    | —                | 1,06 | 99,48  |
| 3511      | 46,35            | 1,26             | 15,85                          | 3,27                           | 5,67 | 0,30 | 7,79 | 5,60 | 2,41              | 2,90             | 0,77                          | —    | —                | 4,54 | 101,13 |
| II-62     | 50,40            | 1,24             | 17,20                          | 4,54                           | 3,65 | 0,17 | 6,40 | 3,55 | 3,76              | 2,38             | 0,80                          | 0,02 | 4,40             | 2,14 | 99,61  |
| II-20     | 51,02            | 1,61             | 17,17                          | 1,30                           | 7,65 | 0,30 | 5,56 | 3,85 | 3,75              | 3,59             | 0,68                          | 0,01 | 3,26             | 0,44 | 100,18 |
| 4009      | 50,54            | 1,10             | 17,01                          | 3,97                           | 3,94 | 0,18 | 6,12 | 2,80 | 4,35              | 3,41             | 0,77                          | сл.  | 2,32             | 3,74 | 100,25 |
| Ia        | 47,84            | 1,74             | 14,73                          | 5,79                           | 4,94 | 0,12 | 7,75 | 7,31 | 2,75              | 1,86             | 0,55                          | —    | —                | 3,85 | 99,69  |
| 3519      | 48,13            | 1,44             | 14,01                          | 3,40                           | 7,16 | 0,14 | 9,55 | 8,47 | 2,22              | 1,75             | 0,44                          | —    | 0,34             | 3,06 | 100,11 |
| 0765-A    | 55,23            | 1,20             | 17,76                          | 5,54                           | 2,96 | 0,11 | 4,03 | 3,00 | 5,30              | 2,32             | 0,50                          | 0,02 | 0,16             | 2,36 | 100,49 |
| 9059г     | 53,82            | 1,43             | 17,81                          | 7,62                           | 2,12 | 0,11 | 3,22 | 5,45 | 6,09              | 1,89             | 0,49                          | 0,04 | 0,17             | 1,24 | 101,45 |
| 0376      | 57,18            | 1,19             | 16,94                          | 5,70                           | 2,06 | 0,07 | 5,23 | 3,21 | 2,79              | 4,34             | 0,40                          | 0,01 | 0,32             | 1,68 | 101,12 |
| 10044     | 58,72            | 0,79             | 18,37                          | 4,90                           | 2,51 | 0,15 | 5,38 | 3,11 | 3,24              | 2,45             | 0,18                          | 0,02 | 0,24             | 0,39 | 100,45 |
| 10428     | 55,44            | 0,79             | 15,92                          | 4,49                           | 3,16 | сл.  | 6,00 | 5,19 | 2,90              | 2,68             | 0,20                          | 0,01 | 0,19             | 3,37 | 100,34 |
| 10225     | 53,50            | 1,05             | 16,30                          | 3,58                           | 3,44 | 0,06 | 6,60 | 5,72 | 3,24              | 2,80             | 0,49                          | 0,01 | 0,55             | 2,50 | 99,84  |
| 0639-A    | 55,04            | 1,38             | 19,08                          | 5,59                           | 2,15 | 0,15 | 4,93 | 2,99 | 4,30              | 3,00             | 0,50                          | 0,02 | 0,08             | 1,90 | 101,12 |
| 0631      | 58,00            | 1,31             | 16,31                          | 7,42                           | 1,76 | 0,11 | 5,56 | 2,44 | 4,38              | 2,42             | 0,25                          | 0,04 | 0,27             | 1,33 | 101,60 |
| 10431     | 49,65            | 1,40             | 16,19                          | 7,28                           | 3,10 | 0,17 | 8,12 | 7,38 | 2,49              | 2,24             | 0,39                          | сл.  | 0,25             | 1,81 | 98,47  |
| 11072     | 49,86            | 1,13             | 16,25                          | 5,74                           | 3,06 | 0,08 | 8,37 | 3,98 | 2,82              | 2,04             | 0,44                          | 0,02 | 0,30             | 6,09 | 100,18 |

Примечание: 1-6 — колоджульская свита: 8-66 — альбитизированный пироксен — плагиоклазовый порфирит, д. Ефремино, 9-66, 11-66 — альбитизированные диабазы, д. Ефремино и р. Тюрим, 513/11, 513/10 : 513/8 — порфириты, р. Тюрим (по А. Ф. Белоусову); 7-18 — ефреминская и азыртальская свиты: H-69 — диабаз, H-72 — пироксен-плагиоклазовый порфирит, хр. Ефреминский, 538/4 а — оливковый авигит-плагиоклазовый порфирит, 665/1, 668/9, 668/8 — авигит-плагиоклазовые порфириты, р-он ст. Ербинской (анализы 9-12 по В. М. Ярошевичу, 1962), 3511, II-62, II-20, 4009, Ia — пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые порфириты, д. Катюшкина (по Д. И. Цареву, 1969); 19-28 — беркульская (кошкул-ская) свита: 0765-A — амфибол-пироксеновой андезитовой порфирит, 9059 г, 0376, 10044, 10428, 10225, 0639-A, 0631, 10431, 11072 — пироксеновые андезитовые порфириты, г. Кошкул.

Таблица 2

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

| №<br>п.п. | №<br>анализа      | a     | b     | c   | s    | a'   | c'   | m'   | t'   | n    | a/c  | Q     |
|-----------|-------------------|-------|-------|-----|------|------|------|------|------|------|------|-------|
| 1         | 8-66              | 8,2   | 23,2  | 8,9 | 59,7 | —    | 4,5  | 48,3 | 47,2 | 87,6 | 0,9  | — 5,9 |
| 2         | 9-66              | 11,5  | 23,0  | 7,4 | 58,1 | —    | 6,4  | 47,9 | 45,7 | 83,4 | 1,55 | —14,2 |
| 3         | 11-66             | 5,9   | 34,3  | 7,0 | 52,8 | —    | 26,1 | 40,0 | 33,9 | 91,0 | 0,84 | —13,2 |
| 4         | 513/11            | 10,9  | 27,0  | 3,6 | 58,5 | —    | 12,2 | 35,8 | 52,0 | 90,0 | 3,00 | — 8,4 |
| 5         | 513/10            | 13,6  | 12,9  | 2,6 | 70,9 | 9,4  | —    | 51,9 | 38,7 | 89,6 | 5,25 | +12,0 |
| 6         | 513/8             | 15,8  | 14,8  | 1,1 | 68,3 | 25,6 | —    | 39,4 | 35,0 | 88,2 | 1,44 | + 3,9 |
| 7         | H-69              | 11,9  | 22,4  | 5,6 | 60,1 | —    | 22,3 | 39,5 | 38,2 | 73,4 | 2,1  | — 8,2 |
| 8         | H-72              | 11,6  | 21,7  | 5,0 | 61,7 | —    | 22,1 | 48,9 | 29,0 | 76,0 | 2,3  | — 4,8 |
| 9         | 538/4a            | 11,2  | 26,2  | 5,5 | 57,1 | —    | 20,0 | 40,4 | 39,6 | 61,0 | 2,0  | —13,7 |
| 10        | 665/1             | 11,4  | 21,7  | 4,5 | 62,4 | —    | 26,5 | 31,7 | 41,8 | 68,9 | 2,5  | — 2,5 |
| 11        | 668/9             | 11,0  | 25,5  | 5,0 | 58,5 | —    | 20,2 | 39,6 | 40,2 | 80,3 | 2,2  | —10,0 |
| 12        | 668/8             | 11,7  | 22,6  | 5,2 | 60,5 | —    | 21,0 | 33,3 | 45,7 | 76,2 | 2,3  | — 7,6 |
| 13        | 3511              | 10,50 | 23,8  | 6,6 | 59,1 | —    | 16,6 | 43,9 | 39,5 | 55,7 | 1,59 | — 9,4 |
| 14        | Ц-69              | 12,87 | 17,03 | 6,2 | 63,9 | —    | 13,6 | 38,6 | 47,8 | 71,0 | 2,08 | — 4,1 |
| 15        | Ц-20              | 14,25 | 18,12 | 5,0 | 62,6 | —    | 11,5 | 38,0 | 50,5 | 61,6 | 2,84 | — 8,3 |
| 16        | 4009              | 15,68 | 16,6  | 4,5 | 63,2 | —    | 21,3 | 30,6 | 48,1 | 66,0 | 3,48 | — 9,5 |
| 17        | 1a                | 9,2   | 27,0  | 5,8 | 58,0 | —    | 15,1 | 47,7 | 37,2 | 69,2 | 3,04 | — 8,2 |
| 18        | 3519              | 7,6   | 30,2  | 5,6 | 56,4 | —    | 20,0 | 47,7 | 32,3 | 64,8 | 1,36 | — 7,8 |
| 19        | 0765-A            | 15,5  | 13,5  | 4,7 | 66,3 | —    | 3,2  | 38,9 | 57,9 | 78,0 | 3,3  | — 3,1 |
| 20        | 9059 <sup>г</sup> | 16,1  | 17,8  | 3,9 | 62,2 | —    | 0    | 51,7 | 48,3 | 83,0 | 4,1  | —11,7 |
| 21        | 0376              | 12,8  | 14,0  | 5,2 | 68,0 | —    | 9,0  | 40,0 | 51,0 | 49,5 | 2,5  | + 5,2 |
| 22        | 10044             | 11,0  | 12,3  | 6,8 | 68,8 | —    | 0    | 44,0 | 56,0 | 66,6 | 1,6  | +10,9 |
| 23        | 10428             | 10,7  | 18,0  | 5,6 | 65,7 | —    | 10,6 | 50,4 | 39,0 | 61,8 | 1,9  | + 4,4 |
| 24        | 10225             | 11,8  | 17,6  | 5,5 | 65,1 | —    | 4,0  | 58,0 | 38,0 | 63,0 | 2,1  | + 1,1 |
| 25        | 0639-A            | 14,4  | 12,8  | 6,0 | 66,8 | —    | 1,1  | 41,6 | 57,3 | 63,7 | 2,4  | — 1,2 |
| 26        | 0631              | 13,2  | 14,7  | 4,4 | 67,7 | —    | 16,8 | 28,0 | 55,2 | 74,0 | 3,0  | + 4,6 |
| 27        | 10431             | 8,8   | 25,7  | 6,7 | 58,8 | —    | 13,0 | 49,6 | 37,4 | 63,5 | 1,3  | — 6,7 |
| 28        | 11072             | 9,8   | 20,2  | 6,9 | 63,1 | —    | 21,0 | 36,5 | 42,5 | 68,2 | 1,4  | — 0,3 |

изменяется от 42, 92 до 62%). Большие вариации наблюдаются в содержании глинозема, что подтверждается появлением в группе эффузивов среднего состава разностей пересыщенных глиноземом. В области андезито-базальтов геометрическая осевая линия начальных точек векторов по сравнению с нормальным рядом на правой плоскости диаграммы заметно отклонена вправо, что отражает увеличение щелочности в более кислых эффузивах базальтоидного состава колоджульской свиты. Об этом свидетельствуют и значения индекса щелочности  $a/c$ , достигающие значения 5,25. Соотношение щелочей, выраженное показателем  $n$ , варьирующим от 81,0 до 90,0, показывает резкое преобладание натрия над калием. Это отражено на левой части диаграммы почти вертикальным наклоном векторов. На известковой плоскости диаграммы начальные точки векторов в области андезито-базальтов заметно отклонены вправо. Это связано с резко уменьшающимся содержанием полевошпатовой извести в более кислых дифференциатах базальтоидов колоджульской свиты (значения параметра  $s$  снижается до 1,1). По содержанию титана и магнезии эффузивы колоджульской свиты следует считать нормальными.

Вулканиды, сформировавшиеся в ефремкинское время, составляют основание ефремкинской и азыртальской свит [2], переслаиваясь с терригенными красноцветными, сероцветными и рифогенными карбонатными породами, содержащими богатую трилобитовую и археоциатовую фауну обручевского горизонта нижнего кембрия [4, 7]. Эффузивы этого этапа вулканизма составляют маломощные потоки, линзовидной формы пачки туфов (туфоконгломератобрекций) и продуктов их переотложения. Пространственно они приурочены к зонам разрывных нарушений и описаны в районе д. Ефремкино [4], у ст. Ербинской [7], в районе Ка-

Катюшкино [6], в хр. Азыр-Тал [2]. Описываемые эффузивы представлены в различной степени диагенетизированными, реже слабо альбитизированными диабазами, пироксен-плагиоклазовыми, плагиоклаз-пироксеновыми базальтовыми порфиритами (иногда с оливином) и плагиоклазовыми порфиритами. Ефремкинский вулканизм по-прежнему проявлялся в пределах интродуэактиальных поднятий, представлявших собой в то время островные гряды. В этих структурных условиях вулканизм, естественно, проявлялся как в наземных, так и в подводных фациях. Состав эффузивов ефремкинской свиты соответствует преимущественно лейко- и мезократовым базальтам, в меньшей степени развиты андезитобазальты (значения параметра  $b$  колеблется в пределах 16,6—30,2) [1]. На вариационной диаграмме химический состав выражен роом векторов, располагающихся между вариационной линией средних составов пород нормального ряда и вариационной кривой промежуточного типа, отделяющей известково-щелочные породы от щелочных. Вместе с тем геометрическая осевая линия начальных точек векторов значительно приближена к последней. В поле андезитобазальтов вектора значительно уклоняются вправо от вариационной кривой нормального ряда, что указывает на повышенную щелочность, подобную отмеченной при характеристике соответствующих пород колоджульской свиты. Как колоджульские, так и ефремкинские эффузивы маложелезистые ( $FeO < 11\%$ ). При общем сходстве химизма эффузивов колоджульской и ефремкинской свит следует отметить, что последние по содержанию глинозема постоянно нормальные. В эффузивах ефремкинской свиты содержание титана занижено почти в 2 раза ( $t$  средняя равна 1,5) по сравнению с его содержанием в эффузивах колоджульской свиты ( $t$  средняя равна 3,0). В ефремкинских эффузивах натрия преобладает над калием, но менее резко, чем в колоджульских эффузивах. Это выражено значением показателя  $n$ , который изменяется в пределах 55,7—73,4 и лишь единичные значения достигают 80,3. Таким образом, повышенное содержание окиси калия очень характерно для описываемых пород. Малая титанистость и железистость базальтоидов ефремкинской свиты, а также повышенное содержание щелочей, особенно калия, сближает их с базальтоидами орогенной формации [3], для которой характерна дифференциация в трахитовом направлении. Крайние кислые дифференцианты описываемой формации получили сравнительно широкое развитие в районе д. Катюшкино и достаточно подробно описаны Д. И. Царевым [6]. Химический состав последних заключен в пределах от трахиандезитов до трахитов и ортофиров. Эта тенденция уже наметилась в колоджульское время, но наиболее четко проявилась в ефремкинское.

Среднекембрийский вулканизм, как уже было отмечено выше, также проявился в два этапа: ранне-среднекембрийский-карасукский и поздне-среднекембрийский-берикульский. Продукты ранне-среднекембрийского вулканизма пользуются сравнительно широким распространением и участвуют в сложении мощных терригенно-вулканогенных толщ (безыманная, толчеинская, карасукская свиты), для которых характерен граувакковый состав пород и повышенная марганценосность [5]. Вулканиды этого этапа (плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые базальтовые порфиры, фельзит-порфиры и соответствующие им пирокласты) резко подчинены туфогенно-обломочным и нормальным осадочным породам и в большинстве случаев являются акцессорными членами вышеуказанных толщ. Мы не располагаем данными химических анализов эффузивов раннего среднего кембрия и поэтому можем только сказать, что дифференциация базальтоидов этого времени (судя по петрографическому составу пород) достигла уровня риолитов.

Поздне-среднекембрийский (берикульский) вулканизм привел к об-

разованию мощной (1,5—2 км) эффузивно-обломочной кошкулакской свиты, распространенной в районе горы Кошкулак [4]. Кошкулакская свита представлена вишнево-серыми диагенетизированными пироксен-плагноклазовыми андезитовыми порфиритами, которые слагают верхние две трети разреза толщи. В меньшей степени развиты плагноклазовые и андезито-базальтовые порфириты. В нижней части разреза свиты имеются базальтовые порфириты, однако особенно широко распространены лавобрекчии и туфоконгломераты андезитовых порфиритов и продукты их перемыва. Вулканиды кошкулакской свиты являются производными стратовулканов наземного типа. Состав их в основном соответствует андезитам ( $b$  изменяется в пределах 12,3—14,7), в меньшей степени андезито-базальтам ( $b$  равно 17,6—17,8) и лейкократовым базальтам ( $b$  равно 20,2—25,7). При большом разбросе фигуративных точек на плоскости ASB вариационной диаграммы базальтовый ряд эффузивов свиты располагается вблизи вариационной кривой нормального ряда. В ряду андезито-базальтов и особенно андезитов намечается тенденция смещения фигуративных точек вправо к вариационной кривой промежуточного типа, отделяющих известково-щелочные породы от щелочных, что свидетельствует о повышенной щелочности более кислых дифференциатов базальтовых пород. В связи с этим значения параметра  $a$  для этих пород повышаются от 13,2 до 15,5 (одно значение достигает 16,1). Индекс щелочности  $a/c$  имеет небольшие значения (от 1,6 до 4,1) и в среднем равен 2,6. Соотношение щелочей, выраженное параметром  $n$ , значение которого изменяется от 49,5 до 83, показывает преобладание натрия над калием, но в еще меньшей пропорции, чем в эффузивах ефремкинской свиты. По содержанию полевошпатовой извести эффузивы кошкулакской свиты мало чем отличаются от базальтоидов нормального ряда. Поэтому на известковой плоскости начальные точки векторов в основном располагаются вблизи вариационной кривой состава пород нормального ряда. По содержанию кремнекислоты описываемые вулканиды относятся к классу насыщенных кремнеземом пород, в меньшей степени развиты слабо недосыщенные и слабо пересыщенные кремнеземом породы. Величина  $Q$  в них изменяется в пределах —6,7 до +10,9. По содержанию двуокси титана (0,79—1,43%) эффузивы кошкулакской свиты относятся к базальтоидам, бедным титаном, по содержанию железа (в пересчете на закисное) — к маложелезистым (менее 11%). Наряду с этим заметно выражена пониженная магниальность. Многие из этих петрохимических особенностей подобны отмеченным при характеристике ефремкинских эффузивов. Петрохимические черты эффузивов кошкулакской (берикульской) свиты свидетельствуют о принадлежности и к типичной андезитовой формации орогенной стадии развития региона. Специфические черты химизма для подобного типа формаций уже начали намечаться в эффузивах колодзульского времени, более заметно они проявились в ефремкинское время и окончательное полное выражение получают в берикульское время.

Таким образом, кембрийский вулканизм восточного склона Кузнецкого Алатау представлен несколькими вулканогенными комплексами, являющимися производными базальтовой магмы толеитового типа, дифференциация которой с течением времени приобретала все более четкие черты базальт-трахитового направления.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. А. Ф. Белоусов. Крупноплощадная зональность состава вулканических серий докембрия и нижнего палеозоя в западной части Алтае-Саянской области. Доклады АН СССР, т. 174, № 5, 1967.
2. Г. Н. Бровков, Д. К. Балицкий, Г. С. Бучарская, В. М. Ярошевич. Литология и сингенетичная металлогения вулканогенно-осадочного комплекса верхне-

го докембрия и нижнего палеозоя Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау. Тр. СНИИГГИМСа, вып. 101, Красноярск, 1970.

3 Г. С. Горшков. Явления вулканизма и верхняя мантия. Тр. геохим. конференции «Химия земной коры». Т. 2, посвящ. 100-летию со дня рождения В. И. Вернадского. «Наука», 1964.

4 Г. А. Иванкин, И. И. Коптев, В. Е. Номоконов, В. А. Шипицын. К стратиграфии древних толщ восточного склона Кузнецкого Алатау. Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Изд. ТГУ, вып. 3, 1965.

5 В. Е. Номоконов, Б. Д. Васильев, Г. А. Иванкин, И. И. Коптев, Д. И. Царев, В. А. Шипицын. О докембрийских и кембрийских вулканогенных толщах Кузнецкого Алатау. Сб. «Проблемы палеовулканизма Средней Сибири», Красноярск, 1970.

6 Д. И. Царев. Некоторые петрохимические черты вулканических пород района высоты 808,5 (Батеневский кряж). Изв. ТПИ, т. 196, 1969.

7 В. М. Ярошевич. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений Батеневского кряжа, хребта Азыр-Тал и бассейна реки Белый Июс. Изд. СО АН СССР, вып. 17, Новосибирск, 1970.

---