ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС УЛЬМЕНСКОГО СИЕНИТ-ПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРНОГО АЛТАЯ

А.И. Гусев, Н.И. Гусев*, А.В. Одинцев

Алтайский государственный гуманитарно-педагогический университет им. В.М. Шукшина, г. Бийск *ФГУП «Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского», г. Санкт-Петербург

ВВЕДЕНИЕ

Сложные плутонические комплексы, включающие в себя габброиды и породы повышенной щёлочности — сиениты, встречаются редко и привлекают к себе внимание исследователей, так как с ними связано оруденение Cu, Au, Mo, REE и других металлов [Хомичёв, Единцев, Кужельная, 2000; Аникина, Краснобаев,2017; Котельников, Макаренко, 2018]. К числу таких комплексов относится ульменский сиенит-пироксенит-габбровый (\mathfrak{C}_2), развитый в бассейнах рек Ульмень, Ушпа, Коура, Ашпанак. Он образует 3 ареала: Ульменский, Ашпанакский и Коуринский. В Легенде по АССО в составе комплекса выделено 2 фазы: 1-ая сложена габбро, габбро-пироксенитами, пироксенитами, габбро-долеритами, 2-ая включает сиениты. Дайковая фация представлена кварцевыми монцонитами, сиенит-порфирами, трахитами и предположительно лампроитами [Шокальский и др., 2000].

Цель исследования – изучить петрогеохимические особенности породных типов современными анализами и выявить их генезис.

Актуальность темы определяется пространственной связью золото-сульфидно-кварцевого, золото-медно-скарнового и других типов оруденения с дериватами ульменского комплекса в бассейнах рек Ульмень, Ушпа, Коура, Ашпанак, Верхний Каракан.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ УЛЬМЕНСКОГО УЧАСТКА И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАРТЕРИСТИКА ПОРОД

В петротипическом Ульменском ареале, по нашим данным, следует выделять 3 фазы: 1 - клинопироксениты, габбропироксениты; 2 - субщелочные габбро; 3 – монцониты, кварцевые щелочные сиениты и сиениты. Клинопироксениты и габбропироксениты представляют собой наиболее раннюю самостоятельную фазу внедрения. В левом борту р. Ульмень на Центральном участке месторождения они образуют тела среди габброидов главной фазы размерами от 50х70 до 90х120 м (рис. 1). Более мелкие тела отмечены среди габброидов и в правом борту реки Ульмень в районе Западного участка месторождения (3х12 м). При этом в плане наблюдается зональное строение массивов: на западной и южной периферии обнажены клинопироксениты, далее к центру преобладающую часть составляют субщелочные габброиды главной 2-ой фазы, в центре массива появляются мелкие тела и дайки монцонитов, щелочных сиенитов и сиенитов 3-ей фазы. В северо-восточной части Ульменского рудного поля отмечаются небольшие массивы сиенитов размерами 0,3-0,25х0,5-0,6 км (Личимский и другие), в которых по периферии отмечаются монцониты и кварцевые монцониты в виде тел размерами от 5х13 до 50х90 м. Таким образом, в строении некоторых массивов ульменского комплекса наблюдается зональность, где более ранние фазы внедрения локализуются на периферии, а наиболее поздние получают развитие в центре. Такой характер зональности обусловлен особенностями эволюции глубинного очага. Известно, что в долгоживущих магматических очагах первичный расплав испытывает дифференциацию кристаллов, смешение различных по составу магм и изменение химизма. В условиях быстро протекающей дифференциации расплава пульсации внедрений отдельных фаз, достигая уровней станов-

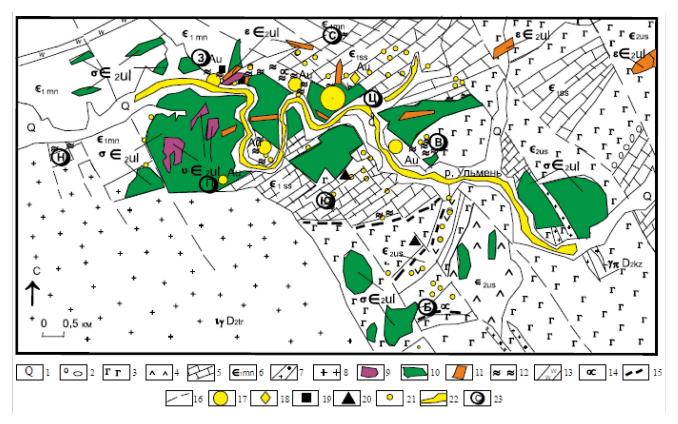


Рис. 1. Схематическая геологическая карта и золотоносность Ульменского рудного поля (составлена А.И. Гусевым с учётом материалов Ю. Тверитинова).

1 - современные аллювиальные образования; усть-семинская свита: 2 - конгломераты; 3 - лавы и туфы базальтов и трахибазальтов; 4 - лавы и туфы андезитов, трахиандезитов; 5 - известняки и мраморы сиинской свиты; 6 - алевролиты, туфы, сланцы, базальты манжерокской свиты; 7 - гранит-порфиры кызылташского комплекса; 8 - граниты, лейкограниты турочаского комплекса; ульменский комплекс: 9 - пироксениты, габбро-пироксениты первой фазы; 10 - габбро второй фазы; 11 - монцониты, кварцевые щелочные сиениты и сиениты третьей фазы; 12 - скарны; 13 - кварциты; 14 - зоны лимонитизации; 15 - зоны рассланцевания; 16 - разломы: 17 - золото-медно-скарновые руды; 18 - золото-сульфидно-кварцевые проявления; 19 - «железные шляпы» и лимонитовые «сухари»; 20 - проявления магнетита; 21 - находки золота в шлихах; 22 - россыпи золота; 23 - золотоносные участки рудного поля: Ц - Центральный; В - Восточный; 3 - Западный; К - Каменный; Ю - Южный; С - Северный; П - Первый; Н - Нижний; Б - Берёзовско-Макарьевский.

ления в земной коре, не успевали полностью закристаллизоваться, и тогда последующие фазы их легко взламывали, прорывали и располагались в области подводящего канала, то есть в центре формироващегося массива. Такой тип зональности относится к нормальному [Vigneresse, 2007], который и проявился в массивах исследуемого комплекса.

Клинопироксениты 1 фазы массивные, черной окраски, крупнозернистые, иногда до гигантозернистых. Состав (%): ортопироксен (энстатит) -10-15, клинопирксен (авгит) - 80-90, рудные минералы (хромит, магнетит, пирит, пирротин) — 5-7. Энстатит бесцветен, образует идиоморфные выделения коротко-призматической формы размерами от 0.4-0.5 до 0.8 — 0.9 см. Авгит корродирует энтстатит, слегка окрашен в зеленовато-голубоватые тона и образует гипидиоморфные и ксеноморфные зёрна, иногда близкие к длиннопризматическим выделениям размерами от 0.5х1.3 до 1х4 см.

Субщелочные габбро 2 фазы средне-крупнозернистые, тёмно-серой окраски, имеют типичную офитовую и пойкилоофитовую микроструктуры. Состав (%): роговая обманка - 40-35, плагиоклаз − 50-52, клинопироксен - 2-3, эпидот - 5-10, рудные минералы (магнетит, пирит, пирротин) - 1-2, апатит, циркон, хлорит − единичные зёрна. Плагиоклаз образует крупные призматические выделения, часто содержащие пойкилитовые вростки роговой обманки и клинопироксена. Редко сдвойникован, диагностируется лабрадором № 51-54. Почти

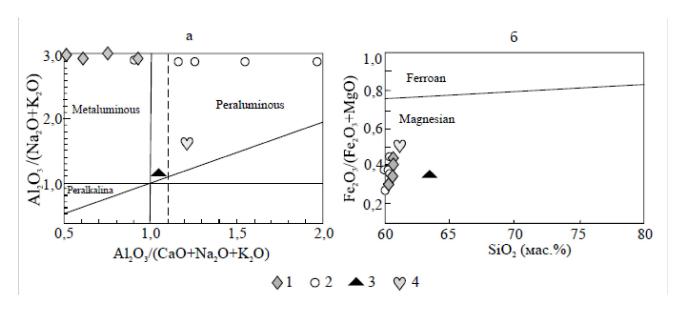


Рис. 2. Диаграммы $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O) - Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ (a) по [Maniar, 1989] и $Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + MgO) - SiO_2$ (б) по [Villaseca, 1998] для интрузивных пород ульменского комплекса.

1 - габбро, 2 - пироксениты, 3 - кварцевые щелочные сиениты, 4 - сиениты.

повсеместно соссюритизирован. Темноцветные минералы обильны и местами их количество позволяет относить некоторые разности к меланогаббро. Клинопироксен редок и диагностируется авгитом. Он часто наблюдается в виде реликтов среди уралитовой роговой обманки. Обыкновенная роговая обманка преобладает среди темноцветных минералов. Она отчётливо плеохроирует от светло-желтовато-зеленоватой до сине-зелёной. Местами замещается эпидотом.

Кварцевые щелочные сиениты 3 фазы имеют красновато-розоватую окраску, средне-кристаллическое сложение. Микроструктуры гипидиоморфнозернистая и микроклин-пертитовая. Состав (%): озаннит - 5, роговая обманка обыкновенная - 5-7, эпидот - 2-3, плагиоклаз -10-15, микроклин - 80-85, циркон, апатит, пренит — единичные зёрна. Озаннит образует идиоморфные коротко-призматические кристаллы, плеохроирующие от стально-серого до тёмно-синего. Замещается амфиболом. Обыкновенная роговая обманка образует скопления мелких зёрен с отчётливым плеохроизмом от желтовато-зеленоватого до зеленовато-синего. Замещается эпидотом. Плагиоклаз определён олигоклазом № 11-14, местами сильно пелитизирован. Микроклин-пертит наблюдается в виде крупных изометричных выделений, нередко имеющих зональное строение. В центре их локализуется плагиоклаз (альбит), на который нарастает микроклин-пертит. Изредка отмечаются миаролитовые пустотки, инкрустированные по краям таблитчатыми кристалликами полевого шпата и пренита.

Сиениты светло-красные породы, мелкозернистые. Микроструктура гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав (%): микроклин-пертит — 75-80, плагиоклаз - 7-10, роговая обманка — 5-9, кварц - 1-2, эпидот — 1-2, апатит, циркон, сфен — единичные зёрна. Преобладающий микроклин-пертит формирует изометричные зёрна, редко - крупные призматические выделения, имеющие зональное строение. В ядре таких кристаллов отмечается более интенсивная пелитизация. Плагиоклаз наблюдается в виде таблитчатых выделений и относится к альбит-олигоклазу с №№ 8-17. Обыкновенная роговая обманка окрашена в зеленоватосиневатые оттенки, ксеноморфна и часто замещается эпидотом.

Химический состав пород комплекса сведен в табл. 1.

Породы комплекса характеризуются повышенной общей щёлочностью и калиевостью, высоким уровнем дифференциации редкоземельных элементов (нормированные к хондриту отношения лантана к иттербию варьируют от 3,6 до 18,6). Отношение Eu/Eu* почти во всех

1. Состав интрузивных пород ульменского комплекса (оксиды в %, элементы в г/т, Au в мг/т)

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|---------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|
| SiO ₂ | 47,6 | 49,0 | 49,2 | 49,4 | 48,3 | 39,1 | 39,9 | 44,4 | 40,4 | 62,6 | 60,2 |
| TiO ₂ | 0,82 | 0,78 | 1,18 | 0,93 | 0,94 | 1,09 | 1,48 | 0,95 | 1,05 | 0,07 | 0,38 |
| Al_2O_3 | 18,1 | 17,2 | 14,3 | 20,4 | 19,6 | 12,5 | 15,5 | 8,85 | 11,7 | 18,0 | 17,8 |
| Fe_2O_3 | 6,75 | 6,56 | 8,1 | 6,5 | 6,3 | 11,7 | 10,7 | 6,6 | 8,8 | 0,72 | 2,4 |
| FeO | 4,64 | 4,55 | 6,5 | 5,1 | 5,2 | 6,7 | 6,3 | 5,1 | 6,1 | 0,72 | 1,9 |
| MnO | 0,22 | 0,21 | 0,25 | 0,19 | 0,21 | 0,19 | 0,3 | 0,17 | 0,1 | 0,75 | 0,09 |
| MgO | 11,5 | 4,54 | 6,77 | 4,86 | 5,1 | 8,96 | 7,23 | 9,89 | 7,8 | 0,69 | 1,14 |
| CaO | 4,21 | 9,6 | 12,7 | 12,0 | 8,3 | 17,5 | 15,4 | 23,1 | 15,1 | 1,55 | 2,81 |
| Na ₂ O | 1,65 | 2,84 | 1,39 | 2,09 | 2,7 | 0,62 | 0,71 | 0,32 | 0,5 | 2,92 | 5,7 |
| K ₂ O | 2,55 | 2,42 | 1,95 | 2,14 | 2,1 | 0,02 | 1,02 | 0,32 | 0,7 | 11,6 | 6,03 |
| P_2O_5 | 0,43 | 0,37 | 0,73 | 0,36 | 0,5 | 0,32 | <0,5 | 0,19 | 0,7 | 0,05 | 0,03 |
| Li | 12,7 | 13,0 | 14,9 | 13,5 | 14,1 | 6,56 | 9,75 | 9,01 | 8,1 | 2,56 | 2,7 |
| Be | 2,2 | 2,1 | 2,6 | <1 | 2,4 | <1 | <1 | <1 | <1 | 4,74 | 4,2 |
| Sc | 37,1 | 36,3 | 36,5 | 28,8 | 33,7 | 65,8 | 51,8 | 63,7 | 55,8 | 4,39 | 6,7 |
| V | 647 | 651 | 652 | 538 | 545 | 940 | 837 | 515 | 654 | 53 | 61 |
| Cr | 45,2 | 44,8 | 44,9 | 16,8 | 33,7 | 79,7 | 103 | 111 | 115 | 1,0 | 3,2 |
| Co | 50,1 | 49,5 | 50,5 | 36,2 | 43,2 | 57,5 | 64,7 | 43,4 | 56,9 | 1,83 | 3,0 |
| Ni | 26,0 | 25,8 | 25,7 | 19,0 | 26,4 | 47,1 | 47,9 | 27,4 | 48,1 | 2,41 | 2,6 |
| Cu | 20,0 | 23,8 | 23,7 | 68,8 | 20,4 | 173 | 176 | 58,3 | 179 | 87,8 | 94,6 |
| Zn | 112 | 99,5 | 103 | 85,2 | 104 | 87,3 | 108 | 72 | 98,1 | 26,3 | 31,4 |
| Ag | 0,09 | 0,089 | 0,088 | 0,056 | 0,094 | 0,047 | 0,079 | 0,048 | 0,05 | 0,27 | 0,45 |
| Au | 160 | 179 | 156 | 158 | 204 | 188 | 160 | 184 | 185 | 154 | 230 |
| Sb | 1,68 | 1,56 | 1,78 | 1,16 | 1,5 | 0,2 | 0,57 | 0,62 | 0,55 | 0,36 | 0,54 |
| Ga | 17,3 | 17,0 | 17,7 | 16,3 | 17,3 | 14,6 | 19,1 | 11,5 | 12,1 | 20,7 | 21,6 |
| Rb | 47,8 | 48,2 | 48,1 | 37 | 50,1 | 2,97 | 15,5 | <2 | 2,5 | 138 | 193 |
| Sr | 966 | 765 | 978 | 828 | 964 | 855 | 807 | 407 | 707 | 263 | 302 |
| Y | 27,1 | 25,9 | 26,6 | 17,4 | 26,2 | 13,9 | 15,8 | 13,8 | 14,1 | 36,5 | 40,3 |
| Zr | 88,8 | 90,6 | 92,1 | 28,3 | 91,4 | 20,4 | 43,6 | 53,7 | 36,1 | 351 | 345 |
| Nb | 6,4 | 6,9 | 6,51 | 2,44 | 7,0 | 1,2 | 3,11 | 1,06 | 1,3 | 14,9 | 16,0 |
| Sn | 1,2 | 0,98 | 1,01 | 0,56 | 0,94 | 0,64 | 1,03 | 1,42 | 1,1 | 0,84 | 1,1 |
| Cs | 0,5 | 0,51 | 0,41 | 0,53 | 0,52 | <0,1 | 0,18 | <0,1 | <0,1 | 0,42 | 0,5 |
| Ba | 543 | 487 | 533 | 345 | 445 | 102 | 227 | 14,7 | 112 | 283 | 486 |
| La | 29,1 | 27,8 | 28,3 | 9,32 | 22,7 | 5,72 | 6,51 | 5,75 | 7,1 | 96,7 | 46,0 |
| Ce | 55,2 | 53,7 | 54,1 | 19,0 | 47,5 | 12,4 | 14,8 | 14,2 | 15,0 | 141 | 78,5 |
| Pr | 6,9 | 6,2 | 6,86 | 2,56 | 4,9 | 2,35 | 2,22 | 2,31 | 2,3 | 11,9 | 1,8 |
| Nd | 34,2 | 33,6 | 33,8 | 12,8 | 28,5 | 13,2 | 12,6 | 13,4 | 12,8 | 37,6 | 19,1 |
| Sm | 8,01 | 7,83 | 7,98 | 3,69 | 4,7 | 4,17 | 3,78 | 3,92 | 4,0 | 5,43 | 2,8 |
| Eu | 2,4 | 2,16 | 2,35 | 1,22 | 1,1 | 1,21 | 1,14 | 1,23 | 1,1 | 0,68 | 0,51 |
| Gd | 7,9 | 7,5 | 7,6 | 3,7 | 5,7 | 3,68 | 3,51 | 3,84 | 4,1 | 5,38 | 3,9 |
| Tb | 0,99 | 0,85 | 0,97 | 0,56 | 0,76 | 0,49 | 0,54 | 0,47 | 0,55 | 0,76 | 0,75 |
| Dy | 5,03 | 4,87 | 4,94 | 3,06 | 3,6 | 2,61 | 2,82 | 2,69 | 3,1 | 4,48 | 4,2 |
| Но | 0,91 | 0,83 | 0,87 | 0,64 | 0,8 | 0,57 | 0,61 | 0,54 | 0,6 | 1,02 | 1,1 |
| Er | 2,45 | 2,21 | 2,24 | 1,45 | 2,3 | 1,25 | 1,52 | 1,1 | 1,7 | 3,29 | 4,2 |
| Tm | 0,44 | 0,38 | 0,4 | 0,23 | 0,37 | 0,21 | 0,2 | 0,18 | 0,22 | 0,62 | 0,52 |
| Yb | 2,3 | 2,1 | 2,07 | 1,6 | 2,2 | 1,05 | 1,1 | 0,91 | `1,2 | 4,62 | 4,6 |
| Lu | 0,42 | 0,37 | 0,33 | 0,19 | 0,29 | 0,16 | 0,22 | 0,17 | 0,25 | 0,82 | 0,39 |
| Hf | 2,9 | 2,5 | 2,71 | 1,04 | 2,4 | 0,96 | 1,59 | 2,09 | 1,6 | 8,68 | 6,0 |
| Ta | 0,41 | 0,32 | 0,34 | 0,12 | 0,3 | <0,1 | 0,19 | <0,1 | 0,2 | 0,72 | 0,52 |
| Pb | 7,3 | 6,4 | 6,09 | 5,0 | 5,7 | 2,57 | 4,96 | 3,35 | 4,1 | 7,56 | 7,3 |
| W | 0,6 | 0,6 | 1,06 | <0,5 | 0,7 | 0,6 | 0,82 | <0,5 | 0,6 | <0,5 | 1,3 |
| Th | 2,5 | 1,8 | 2,3 | 0,75 | 1,3 | 0,16 | 1,06 | 0,36 | 0,7 | 45,7 | 35,9 |
| U | 1,54 | 1,1 | 1,47 | 0,46 | 1,0 | <0,1 | 0,86 | 0,59 | 0,5 | 10,1 | 11,3 |
| ΣREE | 156,2 | 150,4 | 152,8 | 60,0 | 125,4 | 49,1 | 51,6 | 50,0 | 54,0 | 350,8 | 208,7 |
| $TE_{1,3}$ | 0,88 | 0,86 | 0,91 | 0,92 | 0,85 | 0,86 | 0,9 | 0,89 | 0,88 | 0,91 | 0,75 |
| Eu/Eu* | 0,92 | 0,86 | 0,92 | 1,01 | 0,66 | 0,93 | 0,95 | 0,96 | 0,83 | 0,38 | 0,48 |
| (LaYb) _N | 8,4 | 8,3 | 8,7 | 9,1 | 3,8 | 6,8 | 3,6 | 3,9 | 4,1 | 18,6 | 6,6 |
| U | -,. | ,- | ~ , . | - ,- | -,- | -,- | -,- | - ,- | .,. | | -,- |

образцах менее 1 и только в одном субщелочном габброиде близко к хондритовому (1,01). Во всех породных типах, в том числе клинопироксенитах и субщелочных габбро, проявлен тетрадный эффект фракционирования (ТЭФ) РЗЭ W—типа (граничное значение 0,9).

По соотношениям оксидов главных элементов породы ульменского комплекса относятся к метаалюминиевому и пералюминиевому типам и существенно магнезиальным (рис. 2).

На петрохимической диаграмме диагностики горных пород фигуративные точки составов изучаемого комплекса попадают в область умеренно-щелочных пород (рис. 3). При этом субщелочные габброиды локализуются в области состава монцогаббро, а кварцевые щелочные сиениты – в поле сиенитов. А по соотношениям оксидов калия и кремния все породные типы образуют своеобразный тренд в области шошонитовой серии (рис. 4).

Согласно Петрографическому кодексу России, клинопироксениты можно отнести к подотряду нормально-щелочных пород и к семейству пироксенитов-горнблендитов; субщелочные габброиды – к тому же подотряду и семейству габброидов, а кварцевые щелочные сиениты к подотряду щелочных плутонических пород, семейству щелочных (бесфельдшпатоидных), сиениты – к подотряду умеренно-щелочных плутонических пород и семейству сиенитов.

ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИТОВ

На спайдер-диаграмме распределения РЗЭ формы кривых для клинопироксенитов и субщелочных габброидов весьма близки и имеют слабый отрицательный наклон вправо, указывая на обеднение тяжёлыми РЗЭ (рис. 5,а). На этих кривых европий не образует аномалий в распределении, что и подтверждается значениями параметра Eu/Eu*, варьирующего от 0,66 до 1,01 (табл. 1). Такое распределение европия на кривой и численные величины Eu/Eu* свидетельствуют о близких значениях европия к хондритовым. Иная картина распределения РЗЭ на диаграмме наблюдается для кварцевых щелочных сиенитов и сиенитов, показывая резко изрезанную форму кривых (рис. 5,6). В этом случае наблюдается слабо выраженная негативная аномалия по европию и позитивная аномалия по неодиму для сиенитов. Численные значения Eu/Eu* составляют 0,38 и 0,48, значительно отличающиеся от таковых для основных пород комплекса.

По соотношениям La/Nb и Ce/Y составы пород выстраиваются вдоль тренда смешения с корой, свидетельствуя о мантийно-коровом взаимодействии при формировании пород комплекса (рис. 6). Мантийная составляющая выявляется на диаграмме La/Sm — La, где отчётливо видно, что клинопироксениты и субщелочные габбро формировались при низкой степени частичного плавления гранатового лерцолита нормальных N-MORB срединно-океанических хребтов и в меньшей степени обогащённого мантийного компонента E-MORB (Рис. 7). А кварцевые щелочные сиениты и сиениты, как гибридные породы, не попадают ни на одну из трендовых линий плавления. Таким образом, источником субщелочных габброидов и клинопироксенитов была деплетированная истощённая мантия.

Соотношение нормированных содержаний La и Sm на концентрации этих элементов в нижней континентальной коре (La_{UCN} и Sm_{UCN}) указывает, что большая часть пород тяготеет к областям деплетированной и обогащённой мантии (рис. 8). И лишь состав кварцевого щелочного сиенита попадает в поле соотношений La_{UCN}/Sm_{UCN} , свойственных верхней коре.

Примечание к таблице 1. Анализы выполнены (силикатный на главные компоненты - химическим методом, для микроэлементов - методом ICP-MS и ICP-AES) в лабораториях ВСГЕИ (г. Санкт-Петербург) и ИМГРЭ (г. Москва). Прочерки – анализы не проводились. N – элементы нормированы по [Anders, Greevesse, 1989]. $TE_{1.3}$ – тетрадный эффект фракционирования РЗЭ (среднее между первой и третьей тетрадами) по [Irber, 1999]. $Eu^* = (Sm_N + Gd_N)/2$. Породы ульменского комплекса: 1-5 – субщелочные габбро; 6-9 – клинопироксениты; 10 – кварцевый щелочной сиенит; 11 – сиенит.

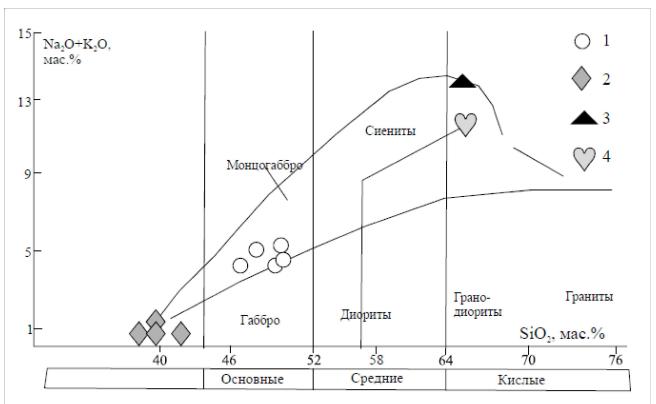


Рис. 3. Петрохимическая диаграмма диагностики горных пород в координатах SiO_2 – (Na_2O+K_2O) для пород ульменского комплекса.

1 - габбро, 2 - пироксениты, 3 - кварцевые щелочные сиениты, 4 - сиениты.

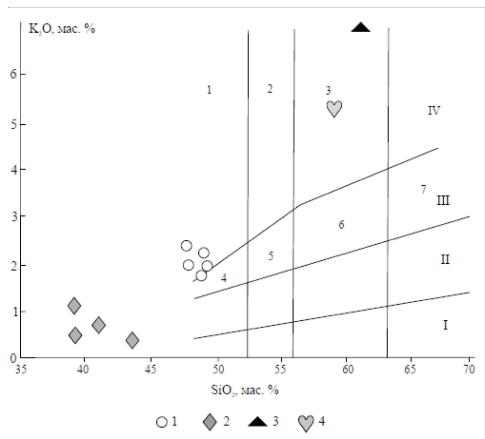


Рис. 4. Диаграмма K₂O – SiO₂ для пород ульменского комплекса.

Поля пород: 1 – абсарокит; 2 – шошонит; 3 – банакит; 4 – высоко-К базальт; 5 – высоко-К андезибазальт; 6 – высоко-калиевый андезит; 7 – высоко-К дацит по [Рессетіво, Тауют, 1976]. Серии пород: І – толеитовая; ІІ – известково-щелочная; ІІ – высоко-К известково-щелочная; IV – шошонитовая. Породы ульменского комплекса: 1 - габбро, 2 - пироксениты, 3 - кварцевые щелочные сиениты, 4 - сиениты.

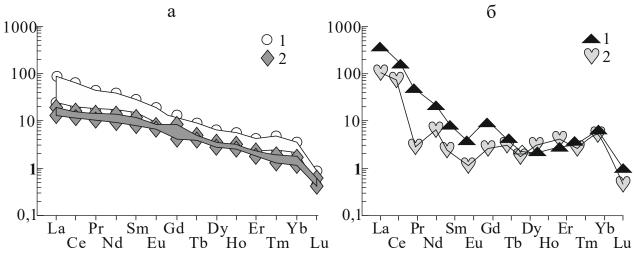


Рис. 5. Спайдер-диаграммы редкоземельных элементов для пород ульменского комп-

а – для клинопироксенитов и субщелочных габброидов; 1 - субщелочные габбро, 2 - клинопироксениты; 6 – для кварцевых щелочных сиенитов и сиенитов: 1 - кварцевые щелочные сиениты 2 - сиениты. Нормализация по хондриту выполнена по [Anders, Greevesse, 1989].

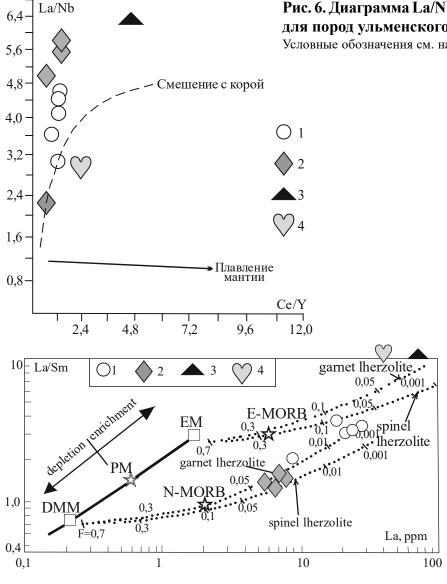


Рис. 6. Диаграмма La/Nb-Ce/Y по [Barbarin, 1999] для пород ульменского комплекса.

Условные обозначения см. на рис. 2.

Рис. 7. Диаграмма La/Sm - La по [Aldamaz et al., 2000] для пород ульменского комплекса.

DMM - деплетированный мантийный источник MORB. PM примитивная мантия; ЕМ – обогащённый мантийный источник; E-MORB и N-MORB – составы обогащённых (Е) и нормальных (N) базальтов срединно-океанических хребтов; точечные линии - тренды плавления источников DMM и EM, засечки с цифрами на точечных линиях степень частичного плавления для соответствующих мантий-100 ных источников. Остальные условные обозначения на рис. 2.

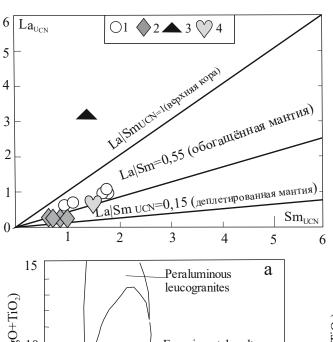


Рис. 8. Диаграмма La_{UCN}-Sm_{UCN} по [Pearce, 1996; Putirca, 2007] для габбро-идов белорецко-маркакольского комплекса.

 ${\rm La_{UCN}}$ и ${\rm Sm_{UCN}}$ - значения концентраций лантана и самария, нормализованные на верхнекоровые значения по [McLennan, 2001]. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

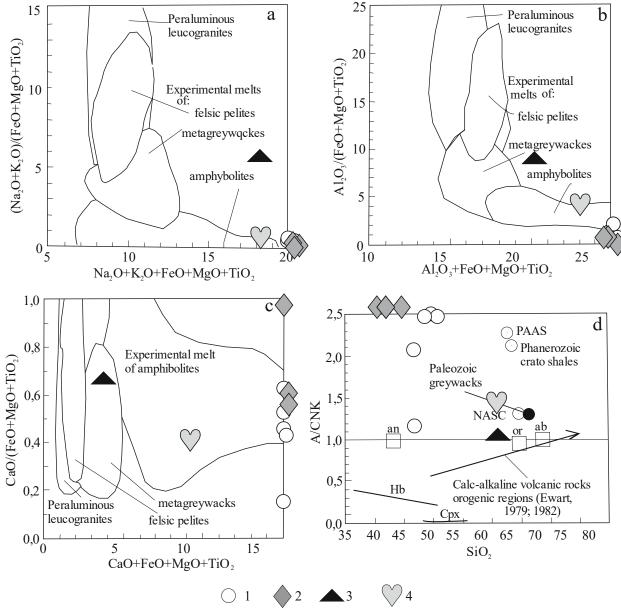


Рис. 9. Экспериментальные диаграммы.

(а), (b), (c) — диаграммы композиционных экспериментальных расплавов из плавления фельзическихпелитов (мусовитовых сланцев), метаграувакк и амфиболитов для пород ульменского комплекса; (d) — диаграмма SiO_2 — A/CNK) для пород ульменского комплекса. Тренд известково-щелочного фракционирования вулканических пород орогенных регионов, по [Ewart, 1979; Ewart, 1982]. A- Al_2O_3 , CNK — Сумма CaO, Na_2O , K_2O . PAAS — постархейская средняя австралийская осадочная порода; NASC — северо-американский континентальный сланец. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

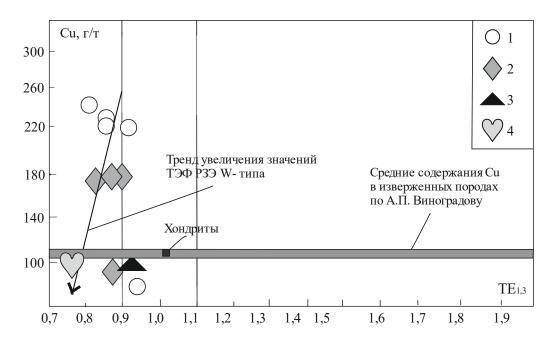


Рис. 10. Диаграмма Сu-TE_{1,3} по [Гусев, 2016] для пород ульменского комплекса. Концентрации меди в хондритах по [Wasson, 1988]. Содержания меди в изверженных породах по [Виноградов, 1962]. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

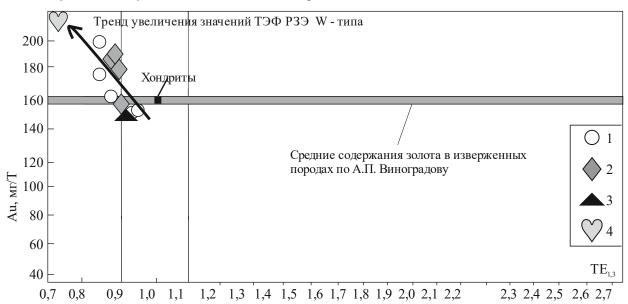


Рис. 11. Диаграмма $Au - TE_{1,3}$ для пород Мурзинского массива. Концентрации золота в хондритах по [Wasson, 1988]. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

За счёт каких коровых материалов образовались гибридные породы — кварцевые щелочные сиениты и сиениты, - можно воспользоваться экспериментальными диаграммами по плавлению осадочных, некоторых изверженных пород и метаморфических образований континентальной коры. На этих диаграммах субщелочные габброиды и клинопироксениты не попадают ни в одно из полей; в тоже время кварцевые щелочные сиениты попадают в поле граувакк, а сиениты близки к полю плавления амфиболитов (рис. 9, a, b, c). Примечательно, что на диаграмме $A/CNK - SiO_2$ фигуративные точки составов пород ульменского комплекса не попадают на тренд известково-щелочных вулканических пород орогенических регионов (рис. 9, d), а образуют своеобразный тренд, перпендикулярный ему.

Проявление тетрадного эффекта фракционирования (ТЭФ) РЗЭ W-типа свидетельствует о значительной роли воды и углекислоты в магматогенных флюидах. Интересно, как такой

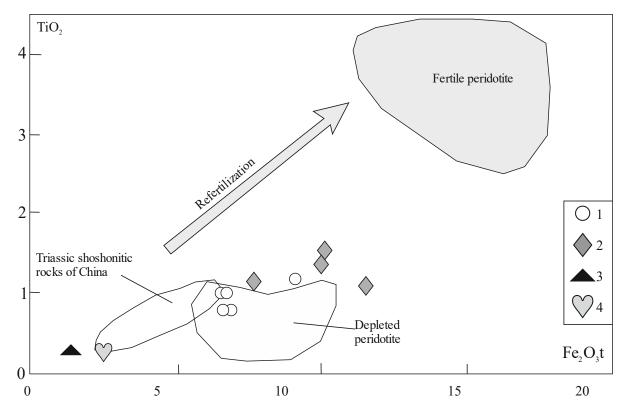


Рис. 12. Диаграмма $TiO_2 - Fe_2O_3$ по [Gan et al., 2018] для пород ульменского комплекса. Поля перидотитов по [Falloon, 1988]: Depleted peridotite - деплетированный перидотит, Fertile peridotite – неистощённый перидотит, Refertilization - истощение, Triassic shoshonitic rocks of China [Wang, 2005; Mao, 2013] – триасовые шошонитовые породы Китая. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

флюидный режим влиял на поведение главных элементов руд — меди и золота Ульменского месторождения? На диаграмме соотношений меди и $TE_{1,3}$ в породах ульменского комплекса видно, что тренд увеличения ТЭФ РЗЭ W-типа связан с уменьшением концентраций меди (рис. 10).

Другая зависимость наблюдается для соотношений Au и $TE_{1,3}$. Тренд увеличения значений ТЭФ РЗЭ W-типа начинается вблизи хондритовых значений золота в породах и его максимальные значения отвечают высоким концентрациям золота в породах (рис. 11).

Следовательно, в отношении золота магматогенные флюиды должны были предпочтительно иметь оптимально высокие клонцентрации воды и углекислоты. Ранее нами установлено, что магматогенные флюиды сиенитов ульменского комплекса рассматривались как сильно восстановленные с чертами абиссальной фации глубинности, с высокими парциальными давлениями воды ($pH_2O=3,1$ Pa), углекислоты ($pCO_2=1,6$ Pa) и низкой фугитивностью кислорода ($lgfO_2=12,1$) [Гусев, Табакаева, 2014]. Данные показатели флюидного режима весьма благоприятные для формирования золотого оруденения.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

По данным Ю.А. Туркина, породы ульменского комплекса отнесены к позднеостроводужной стадиии, по химизму варьируют от низкощелочных толеитовых до умереннощелочных с содержанием $\rm K_2O$ от 0,2 до 2,9% и $\rm P_2O_5$ до 0,6%, в целом, характеризуясь повышенной глиноземистостью, пониженной титанистостью и магнезиальностью [Туркин, Федак, 2007].

Выше приведенные наши данные значительно уточняют химизм пород комплекса, отнесённых к умеренноглинозёмистым и пералюминиевому типам и высокомагнезиальным. Они рассматриваются нами как продукты шошонитовой серии. Такой же вывод нами сделан и ранее [Гусев и др., 2014].

Соотношения изотопов стронция (87 Sr/ 86 Sr) в габбро и сиенитах комплекса варьируют от 0,70522 до 0,70413, характерные для неконтаминированных мантийных магм [Гусев и др., 2014]. На мантийную природу габброидов и пироксенитов указывают и высокие концентрации в них таких элементов, как Sc, V, Cr, Ni, Co.

Соотношение титана и общего железа в породах ульменского комплекса указывает на то, что их мантийный источник был метасоматически обогащён (рис. 12). Сиениты комплекса близки к триасовым шошонитам Китая.

ВЫВОДЫ

- 1. Породы ульменского комплекса по петрогеохимическим данным относятся к шошонитовой серии. Их происхождение связывается с частичным плавлением метасоматизированной мантии.
- 2. Основные породы комплекса образовались за счёт плавления мантийного субстрата в переходной зоне от гранатового к лерцолитовому компонентам.
- 3. Сиенитовые разности пород обнаруживают признаки гибридных пород, для которых реставрируется присутствие корового компонента (за счёт плавление граувакк и амфиболитов).
- 4. Высокая насыщенность расплавов такими летучими компонентами как вода и углекислота обусловили проявление тетрадного эффекта фракционирования РЗЭ W-типа.

Водно-углекислотный характер магматогенных флюидов обеспечивал благоприятные условия для генерации жильного золото-сульфидно-кварцевого и золото-медно-скарнового оруденения.

Литература

Аникина Е.В., Краснобаев А.А., Пушкарев Е.В., Русин И.А. Природа циркона в габбро Волковского массива (Средний Урал): проблема возраста и геохронологические следствия // Литосфера, 2017, т. 17, вып. 4, с.16-29.

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в горных породах $/\!/$ Геохимия, 1962, № 7, с. 555–571.

Гусев А.И., Гусев Н.И., Коробейников А.Ф. Мантийный магматизм и типизация золоторудных узлов Горного Алтая и Горной Шории: петрологический и геофизический аспекты // Успехи современного естествознания, 2014, №7, с. 59-64.

Гусев А.И., Табакаева Е.М. Флюидный режим золотогенерирующих гранитоидов Горного Алтая как критерий их рудоносности // Вестник Алтайской науки, 2014, № 1, с. 247-252.

Гусев А.И. Кузнецовская магмо-рудно-метасоматическая система Западного Алтая // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2016, №1, с. 104-114.

Котельников А.Д., Макаренко Н.А. О критериях расчленения нижнепалеозойской габбро-монцодиоритовой формации Кузнецкого Алатау на когтахский и кашпарский интрузивные комплексы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2018, №2, с.49-60.

 Π етрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. — СПб: Издательство ВСЕГЕИ, 2009. — 200 с.

Туркин Ю.А., Федак С.И. Геология и структурно-вещественные комплексы Горного Алтая. – Томск: STT, 2008. – 460 с.

Хомичёв В.Л., Единцев Е.С., Кужельная Е.В. Эталон Хемчикского габбро-монцодиорит-сиенит-гранитового комплекса (Западный Саян). — Новосибирск: изд-во СНИИГГиМС, 2000.-244 с.

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. — Новосибирск: изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2000.-187 с.

Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F., Mitchell J.G. Petrogenetic evolution of late Cenozoic,

postcollision volcanism in western Anatolia, Turkey // Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2000, vol. 102, p. 67-95.

Anders E., Greevesse N. Abundences of the elements: meteoric and solar // Geochim. Cosmochim. Acta., 1989, vol. 53, p. 197-214.

Barbarin B. A Review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // Lithos, 1999, vol. 46, p. 605–626.

Ewart A. A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary – Recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic rocks // Trondjemites, Dacites and Related Rocks. – Amsterdam, 1979. – P. 13-121.

Ewart A. The mineralogy and petrology of Tertiary – Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range // Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks. – Chichester, 1982. – P. 25-95.

Falloon T.J., *Green D.H.*, *Hatton C.J.*, *Harris K.L.* Anhydrous partial melting of a fertile and depleted peridotite from 2 to 30 kb and application to basalt petrogenesis // J. Petrol., 1988, vol. 29, p. 1257–1288.

Gan C., Zhang Y., Barry T.L. et al. Jurassic metasomatised lithospheric mantle beneath South China and its implications: Geochemical and Sr-Nd isotope evidence from the Late Jurassic shoshonitic rocks // Lithos, 2018, vol. 320–321, p. 236–249.

Irber W. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // Geochim. Cosmochim. Acta, 1999, vol. 63, № 3/4, p. 489-508.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geological Soc. America Bulletin, 1989, vol. 101, p. 635–643.

Mao J.R., Ye H.M., Liu, K. et al. The Indosinian collision-extension event between the South China Block and the Palaeo-Pacific plate: evidence from Indosinian alkaline granitic rocks in Dashuang, eastern Zhejiang, South China // Lithos, 2013, vol. 172, p. 81–97.

McLennan S.M. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2001, vol. 2. Paper 2000GC000109. - 24 p.

Pearce J.F. A users guid to basalt discrimination diagrams // Geological Ass. Of Canada Short Course Notes, 1996, vol. 12, p. 79-113.

Peccerillo A., Taylor S. Rare earth elements in East Carpathian volcanic rocks // Earth Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 32, p. 121–126.

Putirka K., Busby C.J. The tectonic significance of high-K₂O volcanism in the Sierra Nevada, California // Geology, 2007, vol. 35, p. 923-926.

Vigneresse J.L. The role of discontinuous magma inputs in felsic magma and ore generation // Ore geology Reviews, 2007, vol. 30, p. 181-216.

Villaseca C., Barbero L., Herreros V. A reexamination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts // Trans. of Royal Soc. of Edinburg Earth Science, 1998, vol. 89, p. 113–119.

Wang Q., Li, J.W., Jian P. et al. Alkaline syenites in eastern Cathaysia (South China): link to Permian-Triassic transtension // Earth Planet. Sci. Lett., 2005, vol. 230, № 3–4, p. 339–354.

Wasson J.T., Kallemeyn G.W. Composition of chondrites // Phil. Trans. R. Soc. Lond., 1988, vol. 78, p. 535-544.