

ISSN 0234-050X

# ГИПЕ АССОЦИИ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

НОВОСИБИРСК 1989

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

# ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ АССОЦИИ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Выпуск 5

ПЕТРОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ,  
ГЕОХИМИЯ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК 1989

Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 5. Петрохимия, минералогия, геохимия: Сб. науч. тр. / АН СССР Сиб. отделение, Институт геологии и геофизики. [Редкол.: В.В.Золотухин (отв. ред.) и др.] - Новосибирск, 1989. 116 с.

Освещаются вопросы вещественного состава гипербазитов и ассоциирующих с ними вулканогенных образований. Акцент сделан на решение задач петрохимии, минералогии и геохимии пород. Впервые для Монголии приводятся результаты изучения благородных металлов, а также других минералов из шпиховых ареолов гипербазитовых массивов. Исследован вещественный состав и газовая составляющая хромититов Наранского массива. Обсуждаются вопросы формирования родингитов Агардагского массива. Материалы пространственно касаются различных районов, в числе которых Монголия, Тува, Кузнецкий Алатау, Салаир, и представляют оригинальные фактические данные, полученные современными методами.

Для широкого круга специалистов в области петрохимии, минералогии и геохимии гипербазитов и базитов.

Р е д к о л л е г и я

д.г.- м.н. В.В.Золотухин (отв. редактор),  
к.г.- м.н. Л.В.Агафонов (секретарь), д.г.- м.н. В.В.Велинский

Рецензенты

д.г.- м.н. В.А.Кутолин (ИГиГ СО АН СССР)  
д.г.- м.н. Н.Н.Амшинский (СНИИПТИМС Мингео СССР)

В.В.Велинский, Б.Н.Лапин, И.Ю.Лоскутов  
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПЕТРОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА  
КЕМБРИЙСКИХ ЭФфуЗИВОВ САЛАИРА

Настоящая статья является продолжением исследований кембрийских офиолитовых комплексов Алтае-Саянской складчатой области / Велинский и др., 1980, 1982, 1986; Лапин, 1987 /, в результате которых были установлены основные закономерности в химизме продуктов кембрийского вулканизма на территории Тувы, Горного Алтая и Кузнецкого Алатау. Показано, что выявленные закономерности обусловлены рядом факторов. Решающими среди них являются: структурное положение зон вулканизма, глубина залегания фундамента в районах проявления вулканической деятельности и  $P - T$  - условия образования магматических очагов.

Салаир в пределах Алтае-Саянской складчатой области занимает особое положение. Располагаясь на ее северо-западной оконечности, Салаирский каледонский массив тектонически отчленен от других нижнепалеозойских элементов этой складчатой структуры. Однако по всем особенностям геологического развития он является неотъемлемой частью системы, составляя с ней единое целое /Пинус и др., 1958; Пинус, Колесник, 1966/. Тектоническая структура Салаира имеет блоковое строение, которое обусловлено глыбовыми перемещениями по разломам в пределах зоны глубинного заложения, представляющей собой северное продолжение Катунской зоны Горного Алтая. Отдельные блоки, расчленяющие Салаирский кряж, ориентированы главным образом в северо-западном направлении и характеризуются специфическими для каждого из них особенностями стратиграфического разреза.

Изложенная тектоническая схема была предложена в 50-х годах В.А.Кузнецовым и до сих пор не претерпела существенных изменений /Кузнецов, 1954/. В целом вулканическая деятельность в пределах Салаирского массива по сравнению с другими регионами Алтае-Саянской складчатой области проявилась ограниченно. Развитие ее происходило на фоне отложения мощных осадочных толщ нижнесреднекембрийского возраста терригенно-карбонатного состава вдоль крупных разломов. Образовавшиеся таким образом осадочно-вулканогенные разрезы характеризуют начальные этапы формирования складчатой структуры региона и отвечают по своему составу типичным офио-

ЛИТОВЫМ КОМПЛЕКСАМ,  
к ним выходов альпинотипных гепербазитов.

Картирование и расчленение вулканогенных толщ на территории Салаира весьма затруднено в связи со слабой обнаженностью пород. Проводимые в настоящий момент работы по крупномасштабному картированию в ближайшее время дадут ответ на интересующие нас вопросы. Сейчас же, используя обширный материал предыдущих исследователей /Радугин, 1928; Зенков, 1934; Цейклин, 1935; Усов, 1936; Шатров, 1937; Пинус и др., 1958; Фомичев, Алексеева, 1961; Белосусов и др., 1969; Лапин, 1988 и др./, схему развития вулканизма в районе можно представить в том виде, в каком она изображена на рис.1. В ней мы отразили лишь главные особенности развития вулканической деятельности в районе в кембрийское время, а именно: ее ограниченный характер и приуроченность к крупным разломам с образованием линейных вулканических зон. Последние, как показывает анализ известного геологического материала, преимущественно локализируются на границе положительных и отрицательных геологических структур и по географическому признаку могут быть выделены в следующие самостоятельные единицы (с запада на восток): Суенгинскую, Аламбайскую, Томь-Чумышскую и Салаирскую зоны (см. рис.1).

В связи с тем, что взаимоотношения между отдельными частями разрезов внутри зон и корреляция между зонами из-за сложного строения региона не всегда устанавливаются однозначно, ниже приведем лишь общее описание вулканогенных пород по отдельным территориям, которое достаточно для установления общих закономерностей в проявлении особенностей петрохимического состава продуктов вулканизма.

Суенгинская вулканическая зона. Она протягивается по северо-западной оконечности Салаирского кряжа, где вулканогенные образования фиксируются по рекам Суенге, Хайрюзовке и другим притокам Берди, входя в состав нижнекембрийских отложений. Основная масса вулканогенных пород здесь приурочена к нижним частям разрезов и представлена кислыми эффузивами и их туфами, залегающими среди метаморфизованных сланцев и карбонатных отложений. Стратиграфически выше прослеживается пачка конгломератов, песчаников и алевролитов, содержащих отдельные потоки зеленых и лилово-бурых миндалекаменных порфиритов базальтового состава, перемежающихся

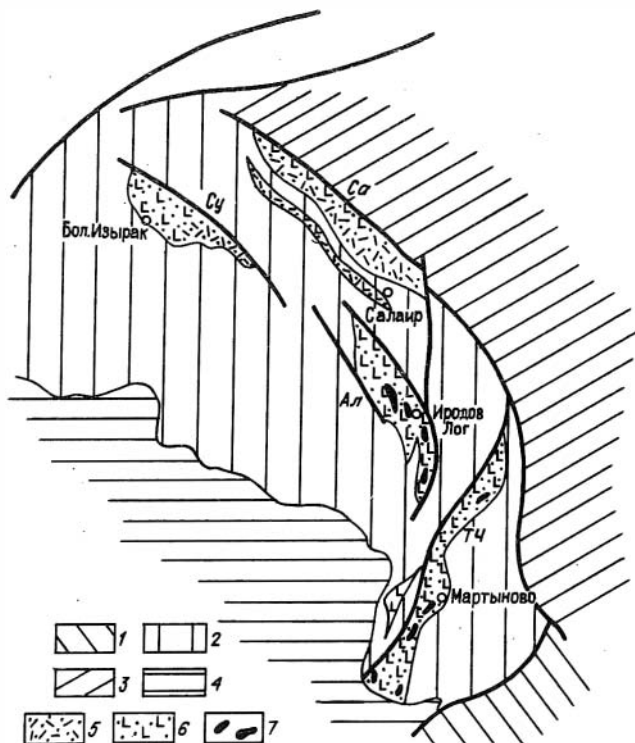


Рис.1. Схематический план размещения кембрийских вулканических зон Салаира.

Складчатые структуры: 1 - Горного Алтая, 2 - Салаира. Наложенные впадины: 3 - Кузбасс, 4 - Бийско-Барнаульская впадина. Вулканические зоны: Су - Суенгинская, Ал - Аламбайская, ТЧ - Томь-Чумышская, Са - Салаирская. Области преимущественного развития вулканогенных пород: 5 - кислого состава, 6 - основного состава, 7 - тела гипербазитов (серпентинитов)

с пирокластическим материалом. Суммарная мощность разреза составляет  $\approx 4$  км, на вулканические образования приходится более 1,5 км, из них на основные породы по оценкам разных авторов - до 500 м. По представлениям ряда исследователей, указанные разрезы

Таблица I

Средний химический состав базальтоидов  
Суэнтинской вулканической зоны ( n = 28)

| Компонент                      | X      | σ     | A     | E     | v     |
|--------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 51,15  | 1,69  | 0,45  | -0,91 | 3,3   |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,20   | 0,29  | 0,59  | 0,71  | 24,17 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,42  | 1,30  | 0,13  | -0,17 | 7,93  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,40   | 1,40  | 0,54  | 0,07  | 31,82 |
| FeO                            | 6,48   | 1,38  | -0,73 | -0,35 | 21,31 |
| MnO                            | 0,15   | 0,07  | -1,09 | 0,38  | 47,69 |
| MgO                            | 4,68   | 0,96  | 0,52  | -0,04 | 20,54 |
| CaO                            | 6,93   | 2,34  | -0,43 | -0,89 | 33,83 |
| Na <sub>2</sub> O              | 4,28   | 1,36  | -0,38 | -1,28 | 31,70 |
| K <sub>2</sub> O               | 0,66   | 0,46  | 1,13  | 1,57  | 70,32 |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,31   | 0,16  | 0,54  | 1,16  | 52,37 |
| П.П.П.                         | 3,06   | 0,66  | 1,24  | 1,21  | 21,50 |
| F                              | 69,91  | 5,28  | -0,61 | -0,42 | 7,56  |
| A                              | 107,75 | 20,71 | 0,80  | 0,03  | 19,22 |
| F <sup>I</sup>                 | 40,34  | 10,96 | 0,03  | 1,05  | 27,17 |

Примечание. Здесь и далее в таблицах:

$$F = \frac{(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}} \cdot 100\%; \quad A = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}} \cdot 100\%;$$

$$F^I = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}} \cdot 100\%.$$

объединяют породы печеркинской свиты, вопрос о возрасте которой, а также о доле участия в ее составе эффузивов нередко трактуется неодинаково.

Химический состав базальтоидов зоны приведен в табл. I, а эффузивов кислого состава - в сводной табл. 2 по этим породам.

Аламбайская вулканическая зона расположена в центральной части Салаирского кряжа и простирается в северо-западном направлении в бассейне рек Суэнга и Аламбай почти на 50 км. Вулканические породы зоны входят в состав рифей-нижнекембрийской алам-

Таблица 2

Средний химический состав кислых эффузивов  
по всем зонам ( n = 51)

| Компонент                      | X      | $\sigma$ | A     | E     | v      |
|--------------------------------|--------|----------|-------|-------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 70,46  | 4,70     | -0,17 | -1,11 | 6,68   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,38   | 0,17     | 0,55  | -0,45 | 45,61  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,23  | 1,74     | 0,65  | 0,11  | 13,17  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,75   | 1,11     | 1,43  | 3,49  | 63,65  |
| FeO                            | 3,22   | 1,36     | 0,05  | -0,29 | 42,08  |
| MnO                            | 0,06   | 0,05     | 0,38  | -0,36 | 78,54  |
| MgO                            | 1,45   | 0,67     | 0,42  | -0,63 | 46,01  |
| CaO                            | 2,13   | 1,33     | 0,42  | -0,85 | 62,55  |
| Na <sub>2</sub> O              | 4,18   | 1,04     | -0,02 | -0,91 | 24,95  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,86   | 0,76     | 0,99  | 0,33  | 86,28  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,09   | 0,14     | 2,21  | 5,42  | 164,49 |
| П.п.п.                         | 2,01   | 0,88     | 0,25  | -0,04 | 43,46  |
| F                              | 77,49  | 7,30     | -0,26 | -0,21 | 9,42   |
| A                              | 228,47 | 87,74    | 1,70  | 2,34  | 38,40  |
| F <sup>I</sup>                 | 35,28  | 18,92    | 0,98  | 1,37  | 53,62  |

байской (кондомской) свиты, сложенной метаморфизованными сланцами, алевролитами, песчаниками с прослоями метаморфизованных известняков и кварцитов. Вулканические образования представлены базальтовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями. В верхних частях разреза отмечаются редкие потоки лав кислого состава. Общая мощность осадочно-вулканогенного комплекса по зоне занимает до 4,5 км, из них на долю основных пород и их туфов приходится около 35 %, а кислых – не более 2 % от общего объема разреза.

В северной части зоны по рекам Аламбай и Ларихе продукты вулканизма устанавливаются среди среднекембрийских отложений ба-чатской свиты. Здесь они в основании толщи представлены базальтовыми порфиритами, а в верхних частях – единичными потоками дацитовых лав. По всему разрезу описываемой части зоны отмечаются туфы и туфобрекчии основного состава, количество которых достигает 45 % от общей мощности отложений свиты, которые оцениваются в 1,5 км. К выходам вулканогенных пород приурочены линзо- и



Таблица 3

Средний химический состав базальтоидов  
Аламбайской вулканической зоны (n = 19)

| Компонент                      | X      | $\sigma$ | A     | E     | v     |
|--------------------------------|--------|----------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 49,16  | 2,78     | 0,37  | -1,58 | 5,65  |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,40   | 0,89     | 2,22  | 4,95  | 63,39 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,49  | 1,55     | -0,33 | -0,74 | 9,42  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,04   | 1,65     | 1,98  | 5,86  | 54,37 |
| FeO                            | 7,31   | 1,85     | 0,28  | -1,37 | 25,25 |
| MnO                            | 0,14   | 0,03     | -0,33 | -1,79 | 21,57 |
| MgO                            | 5,41   | 1,31     | -1,05 | 2,84  | 24,17 |
| CaO                            | 6,50   | 2,24     | 0,13  | -0,36 | 34,55 |
| Na <sub>2</sub> O              | 4,17   | 1,06     | 0,21  | 0,79  | 25,39 |
| K <sub>2</sub> O               | 1,10   | 0,90     | 1,08  | 0,47  | 81,96 |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,26   | 0,21     | 1,54  | 3,01  | 82,05 |
| П.п.п.                         | 4,67   | 1,74     | 1,21  | 0,85  | 37,20 |
| F                              | 65,11  | 8,91     | 0,90  | 1,91  | 13,68 |
| A                              | 107,29 | 21,18    | 0,35  | -0,99 | 19,74 |
| F <sup>I</sup>                 | 28,61  | 10,61    | 1,19  | 1,71  | 37,08 |

пластообразные тела альпинотипных гипербазитов. Химический состав пород зоны представлен в табл. 2 и 3.

Томь-Чумышская вулканическая зона расположена в южной части Салаира в районе дугообразного поворота геологических структур, где они меняют свое направление с северо-западного на меридиональное, а затем на юго-западное. Протяженность зоны 60-70 км при ширине 10-15 км. Продукты вулканической деятельности здесь также приурочены к выходам аламбайской толщи, слагающей ядро крупной антиклинальной структуры. Представлены они преимущественно базальтовыми порфиритами и их туфами, сменяющимися вверх по разрезу через андезито-базальты и андезиты эффузивами кислого состава. Последние в разрезе занимают резко подчиненное положение. Пространственно с вулканогенными породами связаны выходы серпентинитов и серпентинизированных гипербазитов.

Наряду с описанными разрезами вулканогенные образования отмечаются в составе вышележащей гавриловской свиты, сложенной су-

ственно карбонатными отложениями, где они представлены потоками лав базальтового состава. Наконец, эффузивы и их туфы описываются в терригенно-осадочных отложениях бачатской свиты среднего кембрия, среди которых совместно с основными лавами и их туфами появляются породы кислого и среднего состава. Особенности химизма эффузивных пород зоны приведены в табл.2, 4, 5.

Салаирская вулканическая зона приурочена к северо-восточной оконечности Салаирского кряжа, протягиваясь вдоль его фаса по рекам Мал.Толмовая, Ур и Касьма более чем на 60 км при ширине до 20 км. В пределах зоны можно выделить две полосы развития вулканогенно-осадочных пород, западную и восточную, разделенную выходами среднекембрийских терригенных (гравелиты и конгломераты) отложений. Последние относятся почти всеми исследователями к бачатской свите. Восточная полоса проходит через г.Гурьевск, с.Печеркино и с.Харьков Лог, западная – в районе пос.Верх.Аламбай и далее на северо-запад прослеживается в районе сел Осиповка, Кулаевка, Бируля и Золотавинка. Отдельное поле в пределах западной полосы расположено в долине р.Чебура. Ширина каждой полосы выходов осадочно-вулканогенных образований значительно варьирует, изменяясь от 2-3 до 6-10 км.

В западной полосе вулканогенные породы представлены эффузивно-пирокластическим материалом риолит-дацитового состава и фациально замещаются в основном карбонатными отложениями. В продуктах вулканизма здесь в целом преобладают туфы и туфобрекчии, хотя на отдельных участках превалируют потоки лав. Природа части этих образований не совсем ясна и ряд пород порфирирового облика, особенно в районе Салаирского колчеданно-полиметаллического месторождения, имеет по-видимому метасоматическое происхождение /Поспелов, 1955; Лапин, 1988/.

В восточной полосе вулканическая деятельность фиксируется также среди терригенно-осадочных и карбонатных пород, но представлены они здесь потоками лав базальтовых и андезитов-базальтовых порфиритов с шаровой и миндалекаменной текстурой, туфами и туфобрекчиями основного и смешанного состава.

Химический состав эффузивных пород зоны приведен в табл.2,6.

Краткий обзор вулканизма в пределах Салаирского каледонского массива позволяет установить следующие его основные закономерности. Вулканическая деятельность в регионе проявилась глав-

Таблица 4

Средний химический состав базальтоидов  
Томь-Чумшской вулканической зоны (n = 17)

| Компонент                      | X      | $\sigma$ | A     | E     | v      |
|--------------------------------|--------|----------|-------|-------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 49,22  | 2,53     | 2,19  | 6,38  | 5,14   |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,00   | 0,84     | 3,06  | 10,64 | 83,54  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,07  | 1,72     | -0,51 | 0,44  | 10,72  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,71   | 1,37     | 0,48  | -0,16 | 50,35  |
| FeO                            | 7,12   | 1,75     | -0,25 | -0,92 | 24,58  |
| MnO                            | 0,16   | 0,06     | 1,58  | 3,05  | 38,41  |
| MgO                            | 6,17   | 1,77     | 0,33  | -0,42 | 28,65  |
| CaO                            | 7,35   | 2,42     | -0,38 | -0,93 | 32,92  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,70   | 1,22     | -0,27 | -0,96 | 32,98  |
| K <sub>2</sub> O               | 1,03   | 0,99     | 0,78  | -0,98 | 95,51  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,11   | 0,20     | 2,91  | 9,75  | 176,37 |
| П.П.П.                         | 4,97   | 1,88     | 1,29  | 1,35  | 37,91  |
| F                              | 61,55  | 9,53     | -0,50 | -1,27 | 15,48  |
| A                              | 102,16 | 18,08    | 0,58  | -0,65 | 17,70  |
| F <sup>I</sup>                 | 27,27  | 12,94    | 0,69  | -0,9  | 47,44  |

Таблица 5

Средний химический состав андезитов по всем зонам (n = 20)

| Компонент                      | X      | $\sigma$ | A     | E     | v      |
|--------------------------------|--------|----------|-------|-------|--------|
| SiO                            | 58,79  | 4,40     | 0,76  | 0,50  | 7,49   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,78   | 0,32     | 0,69  | -0,81 | 41,09  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,01  | 1,80     | -0,45 | 0,28  | 11,25  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,04   | 1,39     | 0,52  | -0,70 | 45,77  |
| FeO                            | 4,69   | 1,42     | 0,30  | -0,71 | 30,36  |
| MnO                            | 0,11   | 0,06     | -0,16 | 0,49  | 50,67  |
| MgO                            | 3,15   | 0,98     | -0,49 | 0,32  | 31,21  |
| CaO                            | 3,68   | 1,73     | 0,60  | -0,46 | 47,13  |
| Na <sub>2</sub> O              | 5,10   | 1,24     | -0,21 | -1,36 | 24,34  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,73   | 0,63     | 2,14  | 5,86  | 87,03  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,11   | 0,14     | 0,77  | -1,12 | 125,83 |
| П.П.П.                         | 3,23   | 0,89     | 0,26  | -0,66 | 27,48  |
| F                              | 71,09  | 8,02     | 0,96  | 0,82  | 11,29  |
| A                              | 148,81 | 19,19    | 0,38  | -0,58 | 12,90  |
| F <sup>I</sup>                 | 38,99  | 15,78    | 0,35  | -1,15 | 40,46  |

Средний химический состав базальтов  
Салаирской вулканической зоны (n = 24)

| Компонент                      | X      | б     | A     | E     | v     |
|--------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 50,94  | 2,87  | 0,55  | 0,33  | 5,60  |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,16   | 0,48  | 0,76  | -0,33 | 41,50 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,79  | 1,88  | -0,20 | -0,27 | 11,90 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,84   | 1,68  | 0,55  | 0,04  | 43,80 |
| FeO                            | 7,26   | 1,66  | -0,44 | 0,05  | 22,90 |
| MnO                            | 0,17   | 0,09  | 0,31  | -0,48 | 57,30 |
| MgO                            | 4,86   | 0,97  | -0,22 | -0,43 | 20,0  |
| CaO                            | 6,72   | 2,20  | -0,57 | -0,81 | 32,70 |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,88   | 1,06  | 0,12  | -1,19 | 27,20 |
| K <sub>2</sub> O               | 0,53   | 0,43  | 1,03  | 0,29  | 81,60 |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,20   | 0,15  | -0,14 | -1,33 | 72,20 |
| П.п.п.                         | 4,23   | 1,65  | 1,10  | 0,47  | 39,14 |
| F                              | 69,65  | 4,19  | 0,66  | -0,13 | 6,01  |
| A                              | 100,81 | 20,48 | 0,62  | 0,06  | 20,32 |
| F <sup>I</sup>                 | 34,36  | 13,97 | 0,53  | 0,28  | 40,65 |

ным образом в начальные этапы нижнепалеозойского этапа и в целом может датироваться периодом рифей – нижний кембрий. Развитие её происходило в обстановке малых и средних глубин морского бассейна и носило дифференцированный характер. По современным окраинам Салаирского кряжа состав продуктов извержений имел ярко выраженный контрастный характер, начинался с излияний кислых лав и выброса их пирокластов и завершился извержением лав основного состава. Вулканизм на этих участках происходил на фоне накопления существенно терригенно-карбонатных осадков. В центральной же части этот процесс протекал синхронно с накоплением преимущественно терригенно-сланцевых и вулканических отложений, излияния носили более спокойный характер и представлены главным образом потоками базальтоидов. К этим же районам приурочены выходы ультраосновных пород, сложенных в основной своей массе различными серпентинитами. Кислые эффузивы и их туфы здесь встречаются редко и в явно подчиненном количестве.

Таблица 7

Средний химический состав базальтоидов по всем зонам ( $n = 88$ )

| Компонент                      | X      | С     | A     | E     | v     |
|--------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 50,29  | 2,59  | 0,53  | 0,48  | 5,14  |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,19   | 0,63  | 2,75  | 10,27 | 52,71 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,19  | 1,61  | -0,37 | 0,17  | 9,94  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,63   | 1,65  | 0,70  | 0,63  | 45,37 |
| FeO                            | 7,00   | 1,65  | -0,12 | -0,29 | 23,57 |
| MnO                            | 0,15   | 0,07  | 0,30  | 1,61  | 45,83 |
| MgO                            | 5,18   | 1,33  | 0,59  | 1,51  | 25,77 |
| CaO                            | 6,86   | 2,28  | -0,32 | -0,70 | 33,18 |
| Na <sub>2</sub> O              | 4,04   | 1,19  | -0,11 | -0,75 | 29,56 |
| K <sub>2</sub> O               | 0,79   | 0,72  | 1,54  | 2,18  | 91,07 |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,23   | 0,19  | 1,06  | 1,81  | 81,41 |
| П.п.п.                         | 4,09   | 1,65  | 1,53  | 2,23  | 40,20 |
| F                              | 67,19  | 7,59  | -0,62 | 1,38  | 11,30 |
| A                              | 104,68 | 20,17 | 0,62  | -0,10 | 19,27 |
| F <sup>I</sup>                 | 33,65  | 13,08 | 0,40  | -0,25 | 38,85 |

Анализ продуктов вулканизма в разрезах позволяет установить, что извержения относились к центральному типу и происходили из отдельных крупных эруптивных аппаратов, фрагменты которых могут быть восстановлены в ряде мест (район г.Гурьевска, у с.Локоть, в долине р.Мал.Бачат) и фиксируются нагромождением лавовых потоков, замещающихся по латерали пирокластическими и вулканомиктовыми образованиями.

Исходя из рассмотренной схемы развития вулканизма, остановимся на особенностях химического состава вулканогенных пород. При этом сравнительный анализ проведен лишь для базальтоидов, так как по ним имеется наиболее представительный материал по зонам. Данные же по кислым и средним эффузивам будут обобщены для региона в целом.

Петрохимическая характеристика вулканогенных пород. Она дается на материале 159 полных силикатных анализов, из которых 88 приходится на базальты, 20 – на андезиты и 51 – на эффузивы кислого состава. Средние составы пород приведены в соответствующих таблицах 2, 5, 7, а по отдельным зонам для базальтоидов в таблицах 1, 3, 4, 6.

По своим особенностям кислые породы Салаира отвечают липаритам, отличаясь от типичных представителей повышенными количествами  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$  и существенно натровым уклоном в составе щелочей. Для большинства окислов характерна стабильность содержания, что наглядно подтверждается малыми значениями для средних концентраций стандартных отклонений и низкими абсолютными величинами коэффициентов вариаций (см. табл. 2). Исключением является поведение в породах  $\text{MnO}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ , содержания которых распределены весьма неравномерно и имеют широкий предел колебаний. Повышенные значения  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$  связаны с включением в состав выборки дацитов, а высокие концентрации  $\text{FeO}$  — с обилием в них магнетита.

Породы среднего состава являются полными аналогами типичных андезитов (см. табл. 5), и по разрезу вулканогенных образований имеют очень выдержанный петрохимический облик. Наибольшие колебания в них испытывают, как и в предыдущем случае, концентрации  $\text{P}_2\text{O}_5$  и  $\text{MnO}$ , а также содержания  $\text{K}_2\text{O}$ , что отражается в значениях для них величин  $\sigma$  и  $v$ .

Более детально остановимся на анализе химизма базальтоидов. По данным статистической обработки установлено, что они по своим петрохимическим характеристикам относятся к толеитовому типу (табл. 8), хотя и имеют свои специфические черты. Для базальтов Салаира в целом это выражается в том, что они содержат в своем составе меньше кальция и больше железа, магния, а среди щелочей — натрия.

Отмеченные особенности обусловлены составом базальтов по отдельным вулканическим зонам. На приводимых графиках (рис. 2) показаны распределения в них главных породообразующих окислов по средним значениям. При этом зоны на рисунке расположены с запада на восток вкрест простирания общей тектонической структуры региона. Из графиков хорошо видно, что составы пород в зависимости от приуроченности их к разным участкам структуры довольно заметно отличаются содержанием  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и значениями коэффициентов железистости ( $F$ ), окисленности ( $F^I$ ), магниевого модуля ( $M$ ) и идентичны по содержанию других петрогенных окислов. Значимость различий по  $t$  - критерию и  $\chi^2$  между указанными компонентами достоверна при 95-процентном пороге вероятности и отражена в табл. 9.

Анализ этих данных показал, что по своему составу базальто-

Таблица 8

Сравнительный анализ петрохимических особенностей базальтоидов Салаира

| Зона                | Петрохимические коэффициенты по А.Н.Заварицкому |      |      |      |      |      |      |       |      |      |       |      |  |
|---------------------|-------------------------------------------------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|-------|------|--|
|                     | a                                               | c    | b    | S    | f'   | m'   | c'   | n     | L    | t    | Q     | a/c  |  |
| Сунгинская          | 10,8                                            | 6,10 | 24,5 | 61,6 | 48,7 | 38,7 | 12,6 | 90,8  | 18,5 | 1,74 | -4,56 | 1,79 |  |
| Сунгайская          | 11,4                                            | 5,99 | 22,3 | 60,3 | 45,9 | 43,4 | 10,7 | 84,8  | 12,3 | 2,15 | -8,05 | 1,90 |  |
| Томь-Чумыш-<br>ская | 10,2                                            | 6,25 | 23,7 | 59,8 | 40,9 | 45,8 | 13,3 | 84,5  | 10,3 | 1,56 | -7,02 | 1,63 |  |
| Салаирская          | 8,90                                            | 6,50 | 22,0 | 62,6 | 50,2 | 39,6 | 10,2 | 100,0 | 15,8 | 1,62 | 0,90  | 1,36 |  |
| Базальты<br>Салаира | 10,3                                            | 6,25 | 22,1 | 61,3 | 47,1 | 41,6 | 11,4 | 90,3  | 14,9 | 1,76 | -4,37 | 1,65 |  |
| Толейтовый<br>тип   | 8,30                                            | 4,70 | 29,0 | 58,0 | 43,0 | 30,9 | 27,0 | 75,0  | 15,0 | 1,90 | -5,30 | 1,77 |  |
| Оливиновый<br>тип   | 6,40                                            | 7,10 | 31,0 | 54,5 | 41,0 | 45,0 | 14,0 | 90,0  | 9,8  | 2,90 | -12,5 | 0,90 |  |

Примечание. Значение коэффициентов для толейтовых и оливиновых базальтов из работы А.Н.Заварицкого /1960/.

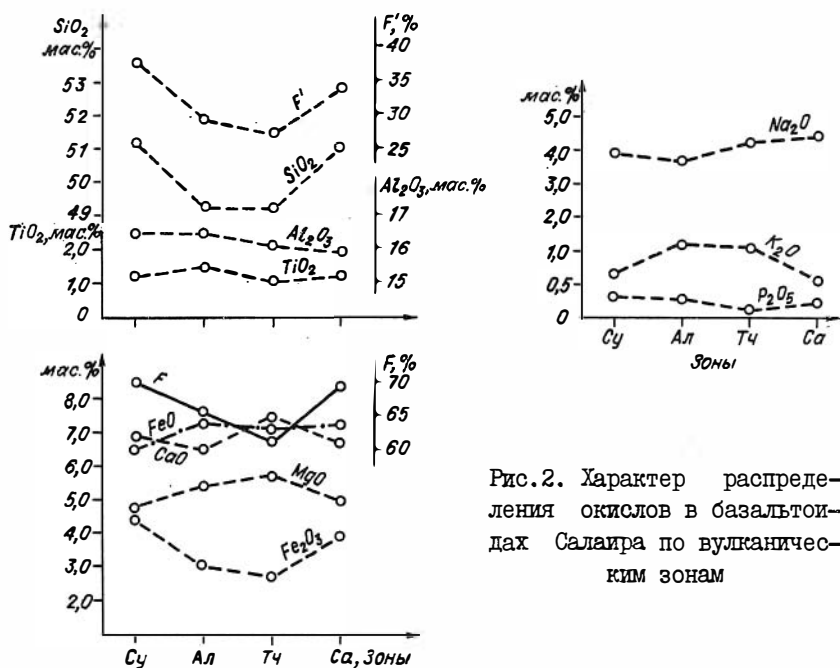


Рис.2. Характер распределения окислов в базальтоидах Салаира по вулканическим зонам

Таблица 9

Значимость различий состава базальтов Салаира  
по вулканическим зонам

| Компо-<br>нент                 | I-II |          | I-III |          | I-IV |          | II-III |          |
|--------------------------------|------|----------|-------|----------|------|----------|--------|----------|
|                                | t    | $\chi^2$ | t     | $\chi^2$ | t    | $\chi^2$ | t      | $\chi^2$ |
| 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                            |      | +        |       | +        |      |          |        |          |
| MgO                            | +    | +        |       | +        |      |          |        |          |
| CaO                            |      |          |       |          |      |          |        |          |
| Na <sub>2</sub> O              |      |          |       |          |      |          |        |          |
| K <sub>2</sub> O               |      | +        |       |          |      |          |        |          |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  |      |          | +     | +        | +    |          | +      |          |
| П.п.п.                         | +    | +        |       | +        |      |          |        |          |
| F                              | +    | +        |       | +        |      |          |        |          |
| A                              |      |          |       |          |      |          |        |          |
| F <sup>1</sup>                 | +    | +        | +     | +        | +    |          |        |          |
| M                              | +    | +        | +     | +        |      |          |        |          |

Примечание. I - Суенгинская, II - Аламбайская, III -Томь - Чумышская, IV - Салаирская;

$$F = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}} \cdot 100\%; \quad A = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}} \cdot 100\%;$$

$$F^1 = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}} \cdot 100\%; \quad M = \frac{\text{MgO}}{\text{SiO}_2} \text{ (вес. \%)}.$$

иды вулканических зон, расположенных по периферии структуры Салаира (Суенгинская и Салаирская зоны), являются практически полными аналогами (см. табл. 9, графы I-IV). Не отличаются между собой по составу и базальтоиды центральной части Салаира (Аламбайская и Томь-Чумышская зоны) (см. табл. 9, графы II-III). Основные же различия устанавливаются в анализе пород окраинных и осевой



Таблица 10

Значение петрохимических параметров  
и Р-Т-условий магмообразования для базальтоидов Салаира

| Зона           | М,<br>мол. % | $\alpha$ | s+d   | p     | h    | Н,<br>км | T, °C | P,<br>кбар. |
|----------------|--------------|----------|-------|-------|------|----------|-------|-------------|
| Суенгинская    | 0,137        | 0,59     | 20,15 | 78,92 | 0,25 | 90       | 1202  | 28          |
| Салаирская     | 0,143        | 0,56     | 19,98 | 76,91 | 0,25 | 90       | 1200  | 28          |
| Аламбайская    | 0,165        | 0,52     | 20,35 | 78,46 | 0,26 | 92       | 1214  | 29          |
| Томь-Чумышская | 0,187        | 0,49     | 20,68 | 78,33 | 0,26 | 94       | 1227  | 29          |
| По всем зонам  |              |          |       |       |      |          |       |             |
| Базальтоиды    | 0,154        | 0,56     | 20,22 | 79,70 | 0,26 | 91       | 1209  | 28          |
| Андезиты       | 0,080        | 1,09     | 15,12 | 83,82 | 0,18 | 61       | 1005  | 18          |
| Кислые породы  | 0,031        | 2,37     | 12,21 | 89    | 0,11 | 31       | 809   | 8           |

Примечание. s, p, d — химические элементы с различным типом молекулярных орбиталей;  $h = \frac{s + d}{p}$ ;  $\alpha = (Na + K + H) / (Ca + Mg)$  /Велинский, 1978, 1981/.

частей Салаирского кряжа. Они выражаются в том, что базальты последних являются более магнезиальными, менее щелочными и железистыми, более недосыщенными кремнеземом и менее окисленными, нежели базальтоиды, развитые на периферии структуры (рис. 2,3).

Выявленные химические особенности базальтов в различных частях Салаирского массива коррелируются, с одной стороны, с особенностями геологического строения окраинных и центральных частей региона (см. выше), а с другой — с мощностями в пределах их земной коры. По геофизическим данным последние в Суенгинской и Салаирской зонах больше, чем в Аламбайской и Томь-Чумышской. /Тектоника ..., 1973/. Это подчеркивается, в частности, приуроченностью к окраинам структуры массивов гранитоидов.

Различия в химизме составов базальтоидов центральной и окраинных частей Салаира хорошо устанавливаются по величинам магниевого модуля (М) и коэффициента щелочности ( $\alpha$ ), что наглядно иллюстрируется графиками на рис.3, построенными по данным табл.10. Причем следует учитывать, что и по этим параметрам породы в пределах центральной части Салаира и между западной и восточной окраинами значимо не различаются (см. табл. 9). В целом же по фор-

мационной принадлежности базальтоиды Томь-Чумышской и Аламбайской вулканических зон по своему составу очень близки базальтоидам современных океанических формаций в пределах поднятий (в частности Восточно-Тихоокеанского поднятия), а Суентгинской и Салаирской зон – базальтам островных дуг, относящимся к основным породам андезитовых формаций /Кутолин, 1969/.

В работах, посвященных анализу химического состава базальтоидов Тувы, Горного Алтая и Кузнецкого Алатау, было показано, что характер изменения величины магниевого модуля может быть эффективно применен для оценки возрастной последовательности развития вулканизма. Используя подобный прием и для Салаира, можно констатировать, что вулканическая деятельность в период венд-кембрия началась сперва по современным окраинам региона, а затем сместилась к его центральным частям. Об этом свидетельствует планомерное увеличение коэффициента  $M$  /Велинский и др., 1982/ для базальтов по вулканическим зонам (рис. 4), которое одновременно указывает на общую тенденцию перемещения активного вулканизма с севера на юг. Наиболее четко она выражена для центральной части Салаира и отражается в значениях  $M$  для базальтов Аламбайской и Томь-Чумышской зон.

В этой связи попытаемся проследить последовательность проявления нижнепалеозойской вулканической деятельности Салаира в общем процессе венд-кембрийского вулканизма Алтае-Саянской области (рис. 5). Как видно из рисунка, она протекала близко одновременно или синхронно с вулканизмом этого периода для Кузнецкого Алатау. В то же время приведенный график еще раз подчеркивает общую направленность развития вулканической деятельности, которая планомерно смещалась с севера на юг. Такая же тенденция была установлена, как отмечено выше, в Салаире, а также в Кузнецком Алатау /Велинский и др., 1986/ и в Горном Алтае /Велинский и др., 1982/.

Таким образом, в Алтае-Саянской складчатой области на начальных этапах её формирования вулканизм проявлялся хотя и в узких временных интервалах, но не одновременно по всей территории. Начавшись на севере области в пределах Салаира и Кузнецкого Алатау, он последовательно смещался на площади Горного Алтая, а затем и Тувы. При этом наиболее интенсивно основные по составу излияния происходили в зонах растяжения, приуроченных к осевым частям

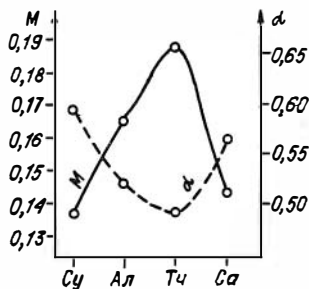


Рис.3.

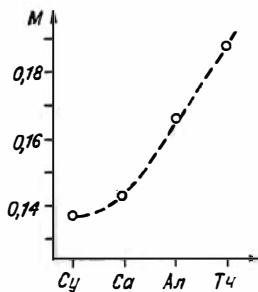


Рис.4.

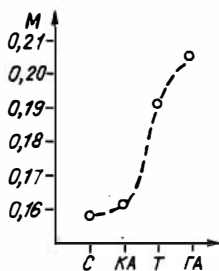


Рис.5.

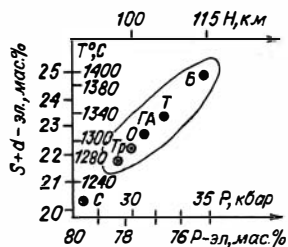


Рис.6.

Рис.3. Направленность изменения величин магниевого модуля (M) и коэффициента щелочности ( $\alpha$ ) базальтоидов по вулканическим зонам вкрест простирания структуры Салаира

Рис.4. Изменение величины магнитного модуля в порядке его возрастания по вулканическим зонам

Рис.5. Изменение величины магнитного модуля (M) по регионам Алтае-Саянской складчатой области:

С - Салаир, КА - Кузнецкий Алатау, Т - Тува, ГА - Горный Алтай

Рис.6. P - T - параметры условий формирования магматических очагов кембрийского вулканизма Салаира.

S, p, d - в примечании к табл. 10. Средние составы базальтов в офиолитах: С - Салаира, Тр - Тродоса, О - Омана, ГА - Горного Алтая, Т - Тувы, Б - Бей-оф-Айленда

крупных региональных разрывных нарушений. Отличия же в химизме однотипных разновидностей пород, по-видимому, связаны с особенностями состава и мощности фундамента, что подтверждается анализом мощностей коры. С последним хорошо коррелируется глубина зарождения магматических очагов, определяемых по соотношению в породах  $s$ - $p$ - $d$ -элементов /Велинский, 1978, 1981/. Для Салаира - глубины колеблются в пределах 90-94 км (см. табл. 10), для Кузнецкого Алатау - 95-100 км /Велинский и др., 1986/, для Горного Алтая - 98-105 км и Тувы - 100-120 км /Велинский и др., 1982/.

Одновременно в обратном направлении (с юга на север) отмечается рост земной коры и её "базальтового" и "гранитного" слоев /Тектоника ..., 1973/. Подобная корреляция состава продуктов со строением земной коры, вероятно, является в свою очередь причиной различия в характере  $P$ - $T$ -условий магмообразования для разных регионов, которая определяется по величине отношения в породах  $P$ -и  $s + d$ -элементов /Велинский, 1981/. И если для Салаира величины  $P$ - $T$ -параметров оцениваются по давлению в рамках 28-29 кбар (см. табл. 10), то для Кузнецкого Алатау - 28-30 кбар, Горного Алтая и Тувы - от 28 до 32 кбар /Велинский и др., 1982, 1986/. Приведенные цифры не являются абсолютными и в целом отражают лишь общую тенденцию в изменении условий образования магматических очагов, питающих последующую вулканическую деятельность. Тем не менее, эти данные, по нашему мнению, в определенной степени проливают свет на особенность металлогении рассматриваемых базальтоидов Салаира.

Как известно, вулканические члены офиолитовых комплексов являются объектами, с которыми пространственно и генетически связан целый ряд полезных ископаемых. Среди них наиболее важными в промышленном отношении являются медно-колчеданные, медно-порфировые, колчеданно-полиметаллические и железорудные месторождения таких регионов, как Урал, Ньюфаундленд в США (ассоциация Бей-оф-Айленд), Кипр (ассоциация Троодос), Оман (ассоциация Оман) и др. /Колман, 1979/. Обсуждая перспективность металлогении эффузивов офиолитовых комплексов Кузнецкого Алатау, Горного Алтая и Тувы, мы отмечали, что по особенностям химизма базальтоиды данных ассоциаций чрезвычайно близки к тем их аналогам, в которых обнаружены рудные месторождения отмеченных выше типов (рис. 6). Это совместно с имеющимися геологическими материалами дало возможность положи-

Таблица II

Особенности химизма базальтов  
Горного Алтая, Кузнецкого Алатау и Салаира

| Компонент      | Горный Алтай | Кузнецкий Алатау | Салаир |
|----------------|--------------|------------------|--------|
| a              | 9,1          | 9,5              | 10,3   |
| c              | 5,7          | 6,4              | 6,3    |
| b              | 27,2         | 23,5             | 22,1   |
| s              | 57,9         | 60,5             | 61,3   |
| f <sup>1</sup> | 42,6         | 45,4             | 47,1   |
| m <sup>1</sup> | 42,3         | 38,9             | 41,6   |
| c <sup>I</sup> | 15,6         | 14,4             | 11,4   |
| n              | 86,1         | 85,0             | 90,3   |
| ψ              | 9,60         | 15,9             | 14,9   |
| t              | 2,2          | 1,9              | 1,8    |
| Q              | 8,1          | -4,3             | -4,4   |
| a:c            | 2,03         | 1,75             | 1,65   |

тельно оценить перспективность площадей развития базальтоидов офиолитов в пределах регионов нахождение в них, в частности, медно-порфировых и железорудных проявлений. Иная картина устанавливается для рассматриваемых базальтов Салаира. Как видно на рис. 6, они занимают совершенно обособленное место в координатах Р-Т и находятся за пределами области составов базальтов, благоприятных для локализации обычных в офиолитах полезных ископаемых. Это связано, по нашему мнению, в первую очередь со значительно меньшими глубинами формирования магматических очагов на Салаире, в результате чего в процесс магмообразования, по-видимому, вовлеклись более высокие горизонты верхней мантии. Именно с этим связано то обстоятельство, что описанные базальты по сравнению со своими аналогами из офиолитов других регионов Алтае-Саянской складчатой области являются наиболее кислыми и щелочными, содержат меньшее количество темноцветных минералов и представлены в основном лейкократовыми альбитизированными разностями (табл. II). В результате специфических геодинамических условий, по-видимому, и не было возможности для локализации в них обычных для эффузивов офиолитов рудных компонентов, которые генерируются в обстановке больших

глубин и на базе более основного субстрата. В рамках затронутой проблемы нами не рассматриваются колчеданно-полиметаллические месторождения, возраст которых многими исследователями считается посткембрийским (Г.Л.Поспелов, Э.Г.Дистанов и др.). Полученные данные по особенностям состава базальтов раннегеосинклинального этапа развития региона в определенной мере являются доказательством такой точки зрения.

Вышесказанные соображения носят предварительный характер, для подтверждения их необходим более представительный фактический материал. Однако и имеющиеся в нашем распоряжении данные дают возможность наметить общие тенденции проявления вулканизма ранних этапов развития Салаира, которые будут полезны для перспективной оценки отдельных частей разреза на определенный комплекс полезных ископаемых.

#### Литература

БЕЛОУСОВ А.Ф., КОЧКИН Ю.Н., ПОЛЯКОВА З.Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. М.: Наука, 1969. 281 с.

ВЕЛИНСКИЙ В.В. Особенности распределения петрогенных химических элементов в магматических горных породах // Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск, 1978. С. 39-67.

ВЕЛИНСКИЙ В.В. Петрохимическая классификация магматических горных пород с позиции теории орбиталей химических элементов // Вопросы генетической петрологии. Новосибирск, 1981. С. 3-21.

ВЕЛИНСКИЙ В.В., ВАРТАНОВА Н.С. Особенности петрохимии офиолитового вулканизма Тувы // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск, 1980. С.131-147.

ВЕЛИНСКИЙ В.В., ВАРТАНОВА Н.С., ЛАПИН Б.Н. Особенности петрохимического состава пород кембрийского вулканизма Горного Алтая // Минералогия и петрохимия интрузивных комплексов Сибири. Новосибирск, 1982. С. 74-102.

ВЕЛИНСКИЙ В.В. ЛАПИН Б.Н. Петрохимический состав кембрийских базальтоидов Кузнецкого Алатау // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Петрография, петрохимия, минералогия. Вып.3. Новосибирск, 1986. С.5-33.

ЗАВАРИЦКИЙ А.Н. Пересчет химических анализов горных пород и определение химических типов их. М.: Гостеолтехиздат, 1960. 155с.

ЗЕНКОВА А.А. Геологическое строение юго-западной части Салаирского края // Материалы по геологии Зап.Сиб. края. Томск, 1934. Вып. 12. С. 3-28.

КОЛМАН Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.

КУЗНЕЦОВ В.А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области // Вопросы геологии Азии. М., 1954. Т. I. С. 202 - 227.

КУТОЛИН В.А. Статистическое изучение химизма базальтов. М.: Наука, 1969. 140 с.

ЛАПИН Б.Н. Особенности петрохимического состава и характер дифференциации венд-кембрийских базальтоидов Алтае-Саянской области // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Минералогия, геохимия. Вып. 4. Новосибирск, 1987. С. 29-47.

ЛАПИН Б.Н. Атлас структур кембрийских вулканогенных пород Салаира. Новосибирск: Наука, 1988. 153 с.

ЛИНУС Г.В., КУЗНЕЦОВ В.А., ВОЛОХОВ И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 294 с.

ЛИНУС Г.В., КОЛЕСНИК Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 210 с.

ПОСПЕЛОВ Г.Л. О явлениях замещения при образовании эффузивовидных пород и об особенностях некоторых рудоносных вулканических комплексов Западной Сибири // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1955. С. 345-371.

РАДУГИН К.В. Геологический очерк Томь-Чумышского района Салаирского края. Изв.Сиб.отд.геол.ком., Томск, 1928. Т. УП, вып.5. С. 1-48.

СПЕРАНСКИЙ Б.Ф. Геология Салаирского края // Тр. ХУП междунар. геол. конгресса. М., 1939. Т. II. С. 670-671.

ТЕКТОНИКА и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. М.: Недра, 1973. 143 с.

УСОВ М.А. Общий очерк геологической истории и полезных ископаемых Салаирского края // Салаир. Новосибирск, 1936. С. 14-21.

ФОМИЧЕВ В.Д., АЛЕКСЕЕВА Л.Э. Геологический очерк Салаира. М.: Гостеолтехиздат, 1961. 218 с.

ЦЕЙКЛИН И.С. Материалы к стратиграфии окрестностей горы Орлиной в северо-восточной части Салаира // Вестн. ЗСГРТ. Томск, 1935. Вып.5. С. 70-78.

ШАТРОВ И.Е. Геологическое строение Салаирского кряжа в верховьях рек Аламбай, Тогул, Бачаты // Вестн. ЗСГРТ. Томск, 1937. Вып. 39. С.1-32.

О.Л.Банников, М.П.Гора, И.Ю.Лоскутов

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРБАЗИ-  
ТОВОГО МАССИВА ГОРЫ БАРХАТНОЙ (Кузнецкий Алатау)

Ультраосновной массив горы Бархатной расположен в северо-восточной части Кузнецкого Алатау на водоразделе рек Кля - Большой Растай и в плане представляет собой сигарообразное тело площадью примерно  $50 \text{ км}^2$ , вытянутое в меридианальном направлении (рис.1).

На востоке, севере и северо-западе гипербазиты массива контактируют с эффузивно-осадочными метаморфизованными отложениями верхнего протерозоя - нижнего кембрия, представленными карбонатными породами, кремнисто-глинистыми сланцами и в меньшей степени различными порфиритами, а на западе - с осадочно-вулканогенными отложениями нижнего - среднего девона. На юго-западе породы массива прорваны среднекембрийским интрузивом габбро-диабазов, а в центральной части - крупным телом щелочных габброидов.

По данным магнитной съемки контакты массива с вмещающими породами и габбро-диабазам, рвущими гипербазиты, везде тектонические, крутые (от  $80$  до  $90^\circ$ ), причем западный контакт более пологий, чем восточный, с падением под габброиды /Коновалова, Прусевиц, 1977/.

Гипербазиты по всей площади массива пронизаны дайками, имеющими преимущественно меридиональное и северо-западное простира-ние. Дайки представлены различными по составу породами от габбро-диабазов до плагитогранитов. Серией разломов северо-западного простираения массив разбивается на блоки, кулисообразно смещенные относительно друг друга.

Более детально структурно-геологическое положение гипер-базитов Кузнецкого Алатау и, в частности, массива горы Бархатной



рассмотрено в публикациях /Пинус и др., 1958; Гончаренко, 1966, 1967, 1985; Коновалова, Прусевич, 1977/. Ниже более подробно остановимся на минералого-петрографической характеристике пород массива, которая базируется на новом фактическом материале, собранном и обработанном авторами.

Породы гипербазитового массива горы Бархатной представлены в различной степени серпентинизированными дунитами, оливинитами, перидотитами, серпентинитами, а также пироксенитами. В пределах массива размещение этих пород подчиняется закономерности, общей для многих ультраосновных массивов. Серпентиниты залегают в приконтактных и тектонически ослабленных участках, а дуниты и перидотиты слагают линзовидные тела в центральных частях блоков, вытягиваясь вдоль хребта. Причем, как ранее отметил А.И.Гончаренко /1967/, гарцбургиты и апогарцбургитовые серпентиниты количественно преобладают над дунитами и аподунитовыми серпентинитами. Кроме того, проведенные нами исследования показали, что основная часть дунитов сконцентрирована на юге массива, тогда как гарцбургиты распространены преимущественно в северной его части. В центральной части массива наиболее широко развиты полосчатые дунит-гарцбургитовые тела, в которых переход между дунитами и гарцбургитами осуществляется постепенно, за счет уменьшения или увеличения количества ромбического пироксена в породах. При этом очень характерно, что полосчатость в основном совпадает с вытянутостью самих тел.

Дуниты и оливиниты. Дуниты в пределах массива распространены повсеместно, хотя, как отмечено выше, основная их часть сосредоточена в южной оконечности массива. Оливиниты же встречаются редко и приурочены главным образом к зонам, где наиболее активно проявились процессы метаморфизма. Дуниты и оливиниты представляют собой плотные породы различной зернистости. Окраска их меняется от желтовато-зеленой до темно-зеленой в зависимости от степени серпентинизации. Встречаются образцы с пятнистой окраской, что обусловлено скоплениями тонкодисперсного магнетита, образующегося в процессе оливинизации пород. Наряду со значительно серпентинизированными разностями встречаются иногда довольно свежие дуниты и оливиниты, состоящие примерно на 90-95 % из оливина. Остальной объем породы представлен серпентином, хромшпинелью и магнетитом. В оливинитах хромшпинель нацело замещена магнетитом. В дунитах

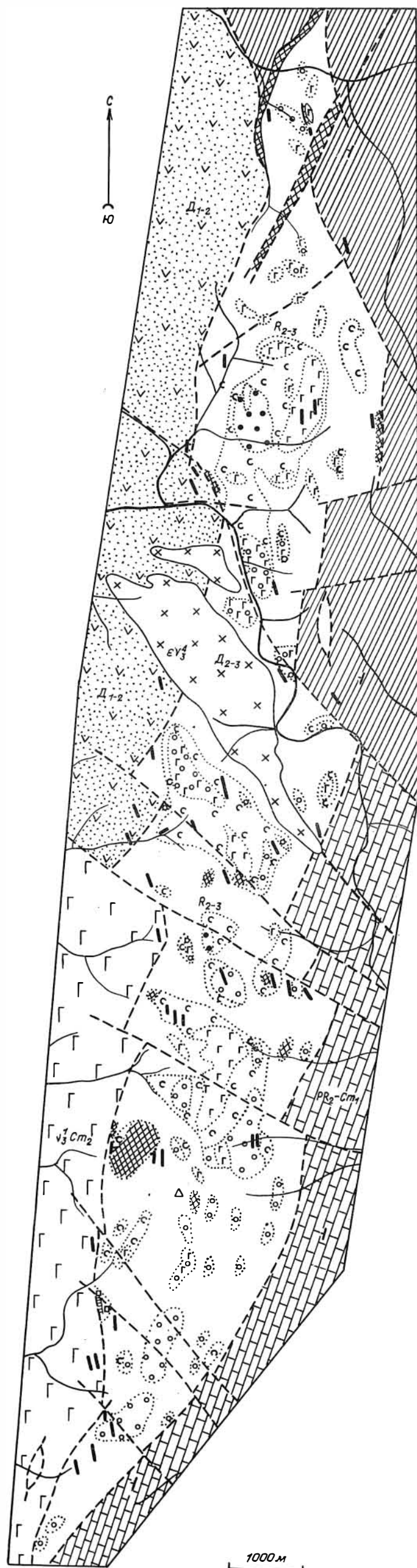


Рис.1. Схематическая петрографическая  
зитового массива г.Бархатной (Кузнецкий Алатау).  
Составил Банников О.Л. (1985) с использованием мате-  
риалов О.Г.Коноваловой, А.М.Прусевича, А.И.Гончаренко,  
М.П.Гора, С.В.Ковязина, М.В.Тайдакова, Е.Ю.Лаптевой  
и др.

1 – метаморфические сланцы по глинистым и вулканогенным породам, аркозовые алевролиты и песчаники с прослоями известняков, кварциты, конгломераты, базальтовые порфириты и их туфы; 2 – битуминозные известняки с археоспонгиями, мраморы с редкими мелкоопными прослоями рассланцованных алевролитов и песчаников, доломиты и кремнистые породы; 3 – андезитобазальтовые порфириты, их туфы и туфобрекчи, оливиновые диабазы, альбитофирны; пестроцветные: конгломераты, песчаники и алевролиты; 4 – диабазы, габбро-диабазы среднекембрийского габброидного комплекса; 5 – щелочные габброиды: тералиты, нефелинсодержащие габбро, эссекситы; габбро-диориты. Ультраосновные породы: 6 – дуниты, 7 – гарцбургиты, 8 – дуниты и гарцбургиты нерасчлененные, 9 – лерцолиты, 10 – диопсидиты; серпентиниты: 11 – существенно лизардитовые, 12 – существенно хризотилитовые, 13 – серпентиниты смешанного состава, 14 – серпентиниты нерасчлененные и существенно антигоритовые, 15 – кварц-брейнеритовые, тальк-брейнеритовые породы (листвениты) и сильно карбонатизированные (более 50 %) серпентиниты; 16 – дайковый комплекс: лампрофирны габбродиабазов (спессартиты, одениты, иситы), мелкозернистые диабазы, микрогаббро, амфиболиты; 17 – геологические границы; 18 – основные границы между петрографическими разновидностями пород; 19 – тектонические разломы и границы; 20 – элементы залегания

- 1  2  3  4  5  6  7  8  9  10  11  12  13  14  15  16  17  18  19  20 

довольно часто встречается ромбический пироксен (до 1-2 %), представленный энстатитом. Он образует ксеноморфные по отношению к оливину зерна размером до 1-3 мм.

Кроме серпентинизации проявляются процессы оталькования, хлоритизации, карбонатизации и амфиболизации.

Гарцбургиты. В различной степени серпентинизированные гарцбургиты широко распространены в пределах массива, локализуясь, как было отмечено выше, в основном в центральной и северной частях. Макроскопически они представляют собой плотные темно-зеленые, до почти черных, мелко- и тонкозернистые породы с псевдопорфировой структурой, обусловленной крупными блестящими зернами ромбического пироксена или образованными по нему пластинками антигортитового бастита. Наиболее свежие разности, которые встречаются среди сильно измененных гарцбургитов, состоят примерно на 75-85 % из оливина, 10-20 % - из ромбического пироксена и 2-5 % из акцессорных хромшпинелидов и магнетита. По данным микрозондового анализа ромбический пироксен в гарцбургитах представлен энстатитом с содержанием ферросилитовой молекулы от 7,3 до 7,9 мол.%. Кроме того, обращает на себя внимание высокое содержание в нем  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaO}$  (соответственно 0,31 - 0,40 и 0,65 - 0,95 вес.%). В гарцбургитах иногда присутствует моноклинный пироксен (1 - 2 %), и часто встречаются такие вторичные минералы, как амфибол, тальк, хлорит и карбонат.

Лерцолиты. Среди ультраосновных пород массива горы Бархатной лерцолиты отмечаются впервые. Они обнаружены только в южной оконечности массива (см. рис.1) на контакте с габброидной интрузией ( $\text{Cm}_2$ ), где образуют линзовидное тело (300-400 на 100 м) среди антигортитовых серпентинитов. Переход между лерцолитами и серпентинитами постепенный и обусловлен увеличением степени серпентинизации перидотитов. На контакте лерцолитов с габбро-диабазами в виде реакционной каймы наблюдается хила диопсидов, мощностью первые десятки сантиметров. Макроскопически лерцолиты представляют собой темно-зеленые похожие на гарцбургиты породы и состоят на 60-70 % из оливина. Ромбический пироксен (10-20 %) несколько преобладает над моноклинным (10-15 %). Акцессорные минералы представлены хромшпинелью и магнетитом (2-3 %). Из вторичных - характерны серпентин, тальк, карбонат и амфибол тремолит-актинолитового ряда. Моноклинный пироксен по составу относится к

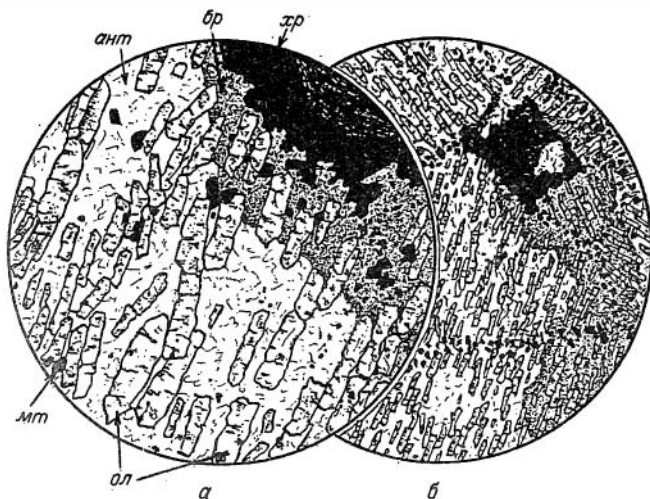


Рис.2. Брейнерит-антигорит - оливиновая порода.

Шл. 33, без анализатора:

а - увел. 300; б - увел. 82 (ант - антигорит,  
бр - брейнерит, ол - оливин, хр - хромшпинель,  
мт - магнетит)

хромовому диопсиду с содержанием геденбергитовой молекулы от 10,7 до 11,2 мол. %.

Вблизи выхода лерцолитов в зоне активной трещиноватости (верховья руч. Мал. Бархатный) в отвалах старого шурфа среди серпентинизированных гарцбургитов, серпентинитов и габбро-диабазов были обнаружены обломки метасоматической серпентин-карбонат-оливиновой породы с кристаллобластовой структурой. Эта порода сложена пятнами карбоната и мелкочешуйчатого антигорита, по которым развивается агрегат призматических кристаллов оливина с субпараллельной ориентировкой (рис.2). Оливин свежий, местами слегка трещиноватый. Примерное соотношение основных породообразующих минералов таково: брейнерит - 20-25 %, антигорит - 25-30 %, оливин - 50 %. Редкие крупные зерна хромшпинели сильно магнетитизированы, с краев разрушены и растащены по породе в виде характерных цепочек, сложенных тонкодисперсными частицами магнетита.

Сильная задернованность участка препятствует установлению взаимоотношений этого метасоматита с вмещающими серпентинитами, но очевидно, что оливинизация связана с внедрением в серпентиниты дайки габбро-диабазов. Причем, количество оливина, по-видимому, будет возрастать по мере приближения к контакту, вплоть до образования мономинеральной породы – оливинита или дунита.

Пироксениты среди ультраосновных пород массива развиты незначительно и встречаются главным образом в его западном эндоконтакте, вблизи интрузии габбро-диабазов в ассоциации с перцолитами и среди серпентинитов.

Макроскопически это темно-зеленые мелко- и среднезернистые породы массивного или плитчатого сложения. Специфической особенностью массива горы Бархатной в данном регионе является то, что представлены пироксениты в основном хромовыми диопсидитами, причем, диопсид часто имеет хорошо выраженную диаалатовую отдельность. По данным микросондового анализа хромовый диопсид содержит 10-11 мол.% геденбергитовой молекулы, хотя А.И. Гончаренко /1967/ отмечает присутствие здесь более железистых разновидностей минерала с содержанием геденбергитовой молекулы до 20 мол.%. По трещинам дробления и по спайности в пироксените развиваются серпентин, хлорит и бесцветный амфибол, представленный тремолитом. Серпентинизация пироксенитов в основном не превышает 15 – 20 %, хотя иногда встречаются сильно серпентинизированные и амфиболлизированные разности.

Серпентиниты являются наиболее распространенной разновидностью ультраосновных пород массива и отличаются большим разнообразием по окраске, структуре и составу. Текстура серпентинитов массивная или сланцеватая, причем последняя наиболее ярко выражена в пределах тектонически ослабленных зон, где, кроме того, часто наблюдается дробление и брекчирование, вплоть до образования серпентинитовых конглобрекций. Нами в пределах массива выделяется четыре основные разновидности серпентинитов: антигоритовые, лизардитовые, хризотилловые и смешанного состава, причем, антигоритовые серпентиниты развиты наиболее широко. Они слагают краевые части массива и преобладают в тектонически ослабленных зонах. Серпентиниты смешанного состава, являющиеся вторыми по распространенности, тяготеют к участкам развития гарцбургитов и дунитов. Хотя лизардитовые и хризотилловые серпентиниты встречаются в под-

чиненных количествах, именно к ним чаще всего приурочены участки асбестовой минерализации.

При микроскопическом исследовании выявляется большое разнообразие микроструктур серпентинитов, обусловленное преобладанием в породе той или иной разновидности серпентина. Для лизардитовых серпентинитов характерны петельчатые, ленточные, конвертообразные микроструктуры, для хризотилитовых – сноповидные и пламевидные, а для антитеридитовых – чешуйчатые, пластинчатые, листоватые с различной крупностью чешуек и пластинок. Микроструктурный рисунок серпентинитов смешанного состава отличается наибольшим разнообразием и сложностью даже в пределах одного шлифа, что определяется количественным соотношением в породе минералогических разновидностей серпентина.

Поздними вторичными изменениями, наложенными на процесс серпентинизации, являются оливинизация, хлоритизация, оталькование, амфиболоизация, графитизация и карбонатизация, причем, оталькование и карбонатизация доходят до образования самостоятельных тел лиственитов.

Листвениты пространственно локализуются в северной части массива в виде двух крупных жиллообразных тел (см. рис. I), кроме того, более мелкие тела обнаружены в верховьях ручья Бандитского (восточный эндоконтакт массива) и в западном эндоконтакте массива с красноцветными отложениями девона. Карбонат в составе лиственитов, по данным рентгена, ИК-спектроскопии и замеров показателей преломления, относится к магнезиально-железистым разностям (магнезит-брейнерит). По минеральному составу выделяются тальк-брейнеритовые (60–70 % брейнерита и 30–40 % талька) и кварц-брейнеритовые листвениты (75–90 % брейнерита и 1–20 % кварца). Кроме того, в породах присутствуют серпентин, фуксит, альбит, магнетит, гидроокислы железа, пирит, хлорит. Крупные кристаллы магнетита иногда сохраняют небольшие бурые "глазки" хромшпинели. По мнению А.И. Гончаренко /1966, 1967/, образование лиственитов происходило автометаморфическим путем в тектонических зонах при повышенной концентрации в растворах  $\text{CO}_2$ . Вместе с тем, учитывая, что листвениты образуются в ослабленных, хорошо проницаемых тектонических зонах, этот процесс представляется нам аллометаморфическим.

Для выяснения особенностей состава ультраосновных пород массива горы Бархатной нами были проанализированы на микрозонде

и детально изучены акцессорные хромшпигелиды и магнетиты и главный породообразующий минерал гипербазитов – оливин.

Оливины. Как показано в ранее опубликованных нами работах /Велинский, Банников, 1981, 1982, 1986; Велинский, Банников, Гора, 1983; Велинский и др., 1985; Банников и др., 1987 и др./, оливин в ультраосновных породах является минералом гетерогенным и несет наиболее полную информацию об образовании гипербазитов.

В породах массива горы Бархатной, как и в породах других массивов Кузнецкого Алатау, оливины отличаются друг от друга по морфологии и составу, причем нередко эти различия можно установить в пределах одного образца. Вместе с тем, по данным А.И. Гончаренко /1966, 1967/ и О.Г. Коноваловой и Н.А. Прусевич /1977/, составы и оптические свойства оливинов горы Бархатной довольно постоянные. Учитывая, что такое несоответствие может быть вызвано недостаточным количеством анализов, нами было выполнено на микрозонде 37 анализов всех морфологических типов оливинов из главных разновидностей ультраосновных пород и 3 анализа оливинов из щелочного таббро-диабазы (табл. I). Кроме того, проведены замеры углов оптических осей и показателей преломления некоторых наиболее характерных и часто встречающихся разновидностей минерала (табл. 2). Результаты этих замеров и данные микрозонда показывают значительные колебания состава оливина от почти чистых форстеритов до маложелезистых хризолитов и подтверждают наше представление о гетерогенности минерала в изучаемых породах. Из табл. I видно, что наибольшие различия по железистости (от 4,7 до 13,9 мол.%) наблюдаются у оливинов из дунитов (ан. I–I4). Напротив, оливины из гарибургитов (ан. I6–22) и апогарцбургитовых серпентинитов (ан. 23–36) характеризуются незначительными колебаниями железистости (соответственно 6,5–8,8 и 6,0–8,7 мол.%). К ним примыкает по составу оливин из лерцолитов (ан. 37). Самая низкая железистость (0,5 мол.%) обнаружена у оливина из брейнерит-антигорит-оливиновой породы (ан. I5), что указывает, по нашему мнению, на более поздний метасоматический генезис минерала в условиях прогресса в окислительной среде. Такая обстановка обуславливает выпадение железа в виде самостоятельной магнетитовой фазы и соответственно обеднение им вновь образующихся оливинов. Породы с подобной структурой и маложелезистым форстеритом отмечались нами ранее в массиве горы Зеленой /Велинский, Банников, Гора, 1983/ на кон-

Таблица I

Состав оливинов из гипербазитового массива горы Бархатной

| Компо-<br>нент                 | 1(29) | 2(523)  | 3(523)  | 4(523) | 5(524)  | 6(524)  | 7(524)  | 8(1050) | 9(1059) | 10(1059) | 11(1059) | 12(1059) | 13(1059) | 14(1059) |
|--------------------------------|-------|---------|---------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|----------|----------|----------|----------|----------|
| SiO <sub>2</sub>               | 40,98 | 40,96   | 41,25   | 40,61  | 41,10   | 40,93   | 39,87   | 42,36   | 41,76   | 41,66    | 41,14    | 41,20    | 41,23    | 41,15    |
| TiO <sub>2</sub>               | -     | He оон. | -       | -      | He оон. | He оон. | -       | He оон. | 0,06    | He оон.  | He оон.  | -        | -        | -        |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,01  | -       | -       | -      | -       | -       | -       | -       | 0,02    | -        | -        | -        | -        | -        |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | -     | 0,02    | -       | -      | 0,01    | 0,01    | -       | 0,07    | 0,12    | -        | 0,02     | -        | -        | -        |
| FeO <sub>оон</sub>             | 7,50  | 11,17   | 6,73    | 10,03  | 7,27    | 11,43   | 13,42   | 4,50    | 5,32    | 6,13     | 6,32     | 7,22     | 7,16     | 7,22     |
| MnO                            | 0,16  | 0,16    | -       | -      | 0,09    | 0,08    | -       | 0,04    | 0,30    | 0,03     | 0,02     | -        | -        | -        |
| MgO                            | 50,31 | 47,23   | 51,60   | 49,15  | 49,98   | 47,75   | 46,63   | 51,70   | 51,68   | 51,05    | 50,45    | 51,04    | 51,05    | 51,17    |
| NiO                            | 0,40  | 0,23    | 0,35    | 0,22   | 0,21    | 0,20    | 0,23    | 0,16    | 0,24    | 0,27     | 0,23     | 0,36     | 0,35     | 0,36     |
| CaO                            | 0,02  | 0,01    | He оон. | 0,01   | 0,01    | He оон. | He оон. | 0,07    | 0,13    | 0,03     | 0,07     | 0,05     | 0,04     | 0,04     |
| Na <sub>2</sub> O              | -     | 0,02    | -       | -      | 0,01    | 0,02    | -       | 0,01    | 0,02    | 0,01     | 0,03     | -        | -        | -        |
| Σ мас. %                       | 99,38 | 99,80   | 99,93   | 100,02 | 98,68   | 100,42  | 100,15  | 98,91   | 99,65   | 99,18    | 98,28    | 99,87    | 99,83    | 99,94    |
| f, мол. %                      | 7,7   | 11,7    | 6,8     | 10,2   | 7,5     | 11,8    | 13,9    | 4,7     | 5,5     | 6,3      | 6,6      | 7,3      | 7,3      | 7,3      |

Количество ионов в пересчете на 4(0)

|                   |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
|-------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Si                | I, 002 | I, 012 | 0, 998 | 0, 997 | I, 008 | I, 005 | 0, 993 | I, 021 | I, 007 | I, 011 | I, 010 | I, 000 | I, 000 | 0, 998 |
| Ti                | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      | 0, 001 | -      | -      | -      | -      | -      |
| Al                | Сл.    | -      | -      | -      | -      | -      | -      | -      | Сл.    | -      | -      | -      | -      | -      |
| Cr                | -      | Сл.    | -      | -      | Сл.    | Сл.    | -      | 0, 003 | 0, 003 | -      | Сл.    | -      | -      | -      |
| Fe <sub>оон</sub> | 0, 153 | 0, 230 | 0, 137 | 0, 205 | 0, 149 | 0, 235 | 0, 278 | 0, 091 | 0, 107 | 0, 124 | 0, 130 | 0, 146 | 0, 146 | 0, 146 |
| Mn                | 0, 003 | 0, 003 | -      | -      | 0, 002 | 0, 002 | -      | 0, 001 | 0, 006 | Сл.    | Сл.    | -      | -      | -      |
| Mg                | 1, 833 | 1, 738 | 1, 860 | 1, 797 | 1, 828 | 1, 749 | 1, 731 | 1, 856 | 1, 857 | 1, 847 | 1, 844 | 1, 846 | 1, 845 | 1, 849 |
| Ni                | 0, 007 | 0, 004 | 0, 007 | 0, 004 | 0, 004 | 0, 004 | 0, 005 | 0, 003 | 0, 004 | 0, 006 | 0, 004 | 0, 007 | 0, 007 | 0, 007 |
| Ca                | 0, 001 | Сл.    | -      | Сл.    | Сл.    | -      | -      | 0, 003 | 0, 004 | 0, 002 | 0, 003 | 0, 002 | 0, 002 | 0, 002 |
| Na                | -      | Сл.    | -      | -      | Сл.    | Сл.    | -      | Сл.    | Сл.    | Сл.    | Сл.    | -      | -      | -      |



| Компонент                      | I5(34)  | I6(40I) | I7(520-I) | I8(530) | I9(536) | 20(II03) | 21(II03) | 22(II03) | 23(35)  | 24(35) | 25(35) | 26(35) | 27(57в) |
|--------------------------------|---------|---------|-----------|---------|---------|----------|----------|----------|---------|--------|--------|--------|---------|
| SiO <sub>2</sub>               | 43,74   | 40,84   | 41,22     | 40,97   | 40,88   | 41,53    | 40,71    | 40,75    | 40,95   | 40,88  | 40,70  | 41,08  | 41,04   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,01    | -       | -         | 0,04    | -       | 0,15     | -        | -        | He обн. | -      | -      | -      | -       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | He обн. | 0,02    | 0,02      | 0,02    | 0,02    | 0,02     | -        | -        | "       | -      | -      | -      | He обн. |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,14    | -       | -         | 0,30    | -       | 0,39     | -        | -        | "       | -      | -      | -      | -       |
| FeOобщ                         | 0,47    | 7,93    | 8,51      | 7,13    | 7,99    | 6,29     | 8,34     | 8,21     | 7,79    | 7,46   | 8,28   | 8,45   | 7,89    |
| MnO                            | 0,23    | 0,17    | 0,15      | 0,28    | 0,16    | 0,38     | -        | -        | 0,10    | -      | -      | -      | 0,13    |
| MgO                            | 53,46   | 49,85   | 49,40     | 49,73   | 50,01   | 51,10    | 50,86    | 50,94    | 49,79   | 51,60  | 50,96  | 49,78  | 50,09   |
| NiO                            | 0,30    | 0,42    | 0,41      | 0,41    | 0,41    | 0,35     | 0,35     | 0,36     | 0,23    | 0,36   | 0,37   | 0,35   | 0,37    |
| CaO                            | 0,04    | 0,02    | 0,02      | 0,10    | 0,02    | 0,03     | 0,03     | 0,02     | 0,01    | 0,01   | 0,02   | 0,02   | 0,03    |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,03    | -       | -         | 0,02    | -       | 0,01     | -        | -        | 0,02    | -      | -      | -      | -       |
| $\Sigma$ , мас. %              | 98,42   | 99,25   | 99,73     | 99,00   | 99,49   | 100,25   | 100,29   | 100,28   | 98,89   | 100,31 | 100,33 | 99,68  | 99,55   |
| $\Gamma$ , мол. %              | 0,5     | 8,2     | 8,8       | 7,4     | 8,2     | 6,5      | 8,4      | 8,6      | 8,1     | 7,5    | 8,4    | 8,7    | 8,1     |

Количество ионов в пересчете на 4(0)

|        | I, 040 | I, 001 | I, 008 | I, 005 | I, 001 | I, 001 | 0,989 | 0,990 | I, 006 | 0,990 | 0,989 | I, 004 | I, 002 |
|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|
| Ti     | Сл.    | -      | -      | Сл.    | -      | 0,003  | -     | -     | -      | -     | -     | -      | -      |
| Al     | -      | Сл.    | Сл.    | Сл.    | Сл.    | Сл.    | -     | -     | -      | -     | -     | -      | -      |
| Cr     | 0,003  | -      | -      | 0,006  | -      | 0,009  | -     | -     | -      | -     | -     | -      | -      |
| Fe общ | 0,010  | 0,162  | 0,173  | 0,146  | 0,163  | 0,127  | 0,170 | 0,166 | 0,161  | 0,151 | 0,169 | 0,173  | 0,161  |
| Mn     | 0,004  | 0,004  | 0,003  | 0,006  | 0,003  | 0,009  | -     | -     | 0,002  | -     | -     | -      | 0,002  |
| Mg     | I,894  | I,822  | I,799  | I,819  | I,823  | I,835  | I,843 | I,844 | I,822  | I,861 | I,845 | I,812  | I,824  |
| Ni     | 0,006  | 0,008  | 0,008  | 0,007  | 0,008  | 0,007  | 0,007 | 0,007 | 0,004  | 0,007 | 0,007 | 0,007  | 0,007  |
| Ca     | 0,001  | 0,001  | 0,001  | 0,003  | 0,001  | 0,001  | 0,002 | 0,001 | Сл.    | Сл.   | Сл.   | Сл.    | 0,001  |
| Na     | 0,003  | -      | -      | Сл.    | -      | Сл.    | -     | -     | Сл.    | -     | -     | -      | -      |

| Компонент                      | 28(57 $\lambda$ ) | 29(94) | 30(600) | 31(600) | 32(600) | 33(600) | 34(600) | 35(600) | 36(600) | 37(39)  | 38(550) | 39(550) | 40(550) |
|--------------------------------|-------------------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO <sub>2</sub>               | 41,08             | 40,69  | 41,59   | 41,95   | 40,83   | 41,44   | 40,53   | 40,69   | 40,84   | 40,86   | 34,95   | 35,11   | 34,77   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,01              | —      | 0,08    | 0,04    | He обн. | He обн. | He обн. | —       | —       | He обн. | 0,04    | 0,02    | —       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | He обн.           | 0,02   | He обн. | He обн. | He обн. | He обн. | He обн. | —       | —       | He обн. | He обн. | He обн. | —       |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | He обн.           | —      | 0,24    | 0,17    | He обн. | He обн. | 0,01    | —       | —       | He обн. | He обн. | He обн. | —       |
| FeO <sub>0,011</sub>           | 7,86              | 8,06   | 5,73    | 6,89    | 8,29    | 8,39    | 8,33    | 8,49    | 8,54    | 6,36    | 40,50   | 40,75   | 41,59   |
| MnO                            | 0,15              | 0,14   | 0,37    | 0,21    | 0,05    | 0,05    | 0,06    | —       | —       | 0,04    | 0,92    | 0,96    | —       |
| MgO                            | 49,74             | 49,57  | 50,24   | 50,95   | 50,00   | 50,89   | 50,39   | 50,73   | 50,29   | 50,91   | 24,74   | 24,05   | 23,35   |
| NiO                            | 0,18              | 0,37   | 0,30    | 0,20    | 0,30    | 0,22    | 0,28    | 0,36    | 0,37    | 0,39    | He обн. | He обн. | 0,01    |
| CaO                            | 0,01              | 0,03   | 0,09    | 0,06    | 0,02    | 0,01    | 0,03    | 0,02    | 0,01    | 0,06    | 0,18    | 0,35    | 0,18    |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,05              | —      | 0,02    | 0,01    | 0,02    | 0,02    | 0,01    | —       | —       | 0,03    | 0,05    | 0,05    | —       |
| $\Sigma$ , мас. %              | 99,08             | 98,88  | 98,66   | 100,48  | 99,51   | 101,02  | 99,74   | 100,29  | 100,05  | 98,65   | 101,38  | 101,30  | 99,90   |
| f, мол. %                      | 8,2               | 8,4    | 6,0     | 7,1     | 8,6     | 8,5     | 8,5     | 8,6     | 8,7     | 6,6     | 48,0    | 49,0    | 52      |

Количество ионов в пересчете на 4(0)

|                   |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
|-------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si                | I,007 | I,002 | I,016 | I,009 | 0,999 | 0,999 | 0,993 | 0,990 | 0,996 | I,001 | 0,986 | 0,993 | 0,998 |
| Ti                | Сл.   | —     | 0,002 | Сл.   | —     | —     | —     | —     | —     | —     | Сл.   | Сл.   | —     |
| Al                | —     | Сл.   | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     |
| Cr                | —     | —     | 0,003 | 0,003 | —     | —     | Сл.   | —     | —     | —     | —     | —     | —     |
| Fe <sub>обн</sub> | 0,162 | 0,166 | 0,116 | 0,139 | 0,171 | 0,169 | 0,170 | 0,173 | 0,174 | 0,131 | 0,956 | 0,964 | 0,998 |
| Mn                | 0,003 | 0,003 | 0,007 | 0,004 | 0,002 | 0,001 | 0,002 | —     | —     | Сл.   | 0,022 | 0,024 | —     |
| Mg                | I,816 | I,819 | I,829 | I,828 | I,824 | I,827 | I,836 | I,840 | I,827 | I,857 | I,041 | I,014 | 0,998 |
| Ni                | 0,004 | 0,007 | 0,006 | 0,004 | 0,006 | 0,004 | 0,006 | 0,007 | 0,007 | 0,007 | —     | Сл.   | Сл.   |
| Ca                | Сл.   | 0,001 | 0,003 | 0,002 | Сл.   | Сл.   | 0,002 | Сл.   | Сл.   | 0,001 | 0,007 | 0,010 | 0,007 |
| Na                | 0,003 | —     | Сл.   | Сл.   | Сл.   | Сл.   | Сл.   | —     | —     | 0,003 | 0,003 | 0,003 | —     |

Примечание к табл. I. В скобках около порядкового номера анализа указан авторский номер. Повторение авторских номеров означает, что в одном образце анализировалось несколько зерен оливина различного габитуса. Не обн. - не обнаружен, прочерк указывает на то, что компонент не определялся.

$$f = \frac{\text{FeO}_{\text{общ}}}{\text{FeO}_{\text{общ}} + \text{MgO}} \cdot 100 \text{ (мол.\%)} - \text{железистость.}$$

Анализы I-I4 - оливины (Ol) из серпентинизированных (от 10-20 до 50 %) дунитов, иногда слабо карбонатизированных и оталькованных. Серпентин представлен в основном антигоритом и лизардитом; I5 - Ol из штубахита (сильно карбонатизированная антигорит-оливиновая порода); I6-22 - Ol из слабо серпентинизированных (на 5-20 %) гарцбургитов, иногда с незначительным оталькованием; 23-36 - Ol из апогарцбургитовых серпентинитов смешанного состава, местами оталькованных и карбонатизированных; 37 - Ol из лерцолита слабо серпентинизированного, оталькованного, амфиболизированного и карбонатизированного; 38-40 - Ol из габбро-диабаз (крупный рвущий шток в центральной части гипербазитового массива).

Анализы выполнены на микрозонде "Camebax" в 1986-1987 годах оператором О.С. Хмельниковой.

также с рвущими гипербазиты плагиогранитами. Обращает на себя внимание также такой факт, что наиболее железистые оливины, представленные хризолитами, обнаружены в дунитах вблизи рвущих гипербазиты щелочных оливиновых габбро-диабазов (P<sub>2-3</sub>), оливины которых относятся к гиалосидеритам и гортонолитам (ан. 38-40). Хотя эти наблюдения недостаточно детализированы, они указывают на возможность вторичного оливинообразования под влиянием внедрившейся в гипербазиты щелочной интрузии.

В большинстве проанализированных оливинов наблюдаются повышенные содержания никеля, что характерно практически для всех ультраосновных массивов Кузнецкого Алатау. Кроме того, во всех петрографических разновидностях гипербазитов встречаются оливины с высоким содержанием MnO (от 0,23 до 0,38 мас.%), а среди оливинов из гарцбургитов и апогарцбургитовых серпентинитов проанализированы три зерна с аномально высокими содержаниями Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,24,

Таблица 2

Оптические свойства и железистость оливинов  
из ультраосновных пород гипербазитового массива горы Бархатной

| №<br>обр. | Интервал коле-<br>баний значений<br>углов 2V° | Од-<br>но-<br>ос-<br>евый<br>или<br>двух-<br>осевый<br>крист. | Интервал коле-<br>баний железис-<br>тости по дан-<br>ным величинам<br>угла 2V | Показатели преломления |                   |                  | Количество<br>замеров | Железистость                                          |                                                      |
|-----------|-----------------------------------------------|---------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------|------------------------|-------------------|------------------|-----------------------|-------------------------------------------------------|------------------------------------------------------|
|           |                                               |                                                               |                                                                               | Np                     | Nm                | Ng               |                       | по результа-<br>там показате-<br>лей прелом-<br>ления | по данным<br>химического<br>анализа на<br>микрозонде |
| 29        | (+)86-(+)87                                   | 3                                                             | 5-7                                                                           | -                      | -                 | -                | -                     | -                                                     | 7,7                                                  |
| 34        | (+)84-(-)88                                   | 6                                                             | 0-15                                                                          | I, 640                 | I, 653-<br>I, 657 | I, 667           | 4                     | 0-4                                                   | 0,5                                                  |
| 35        | (+)88-(-)86                                   | 8                                                             | 8-20                                                                          | I, 650                 | -                 | I, 690           | 3                     | 7-9                                                   | 7,5-8,7                                              |
| 57B       | (+)88*(-)86                                   | 9                                                             | 8-20                                                                          | -                      | -                 | -                | -                     | -                                                     | 8,1-8,2                                              |
| 94        | (+)87-(-)88                                   | 4                                                             | 7-8                                                                           | I, 654                 | -                 | I, 688           | 2                     | 9-12                                                  | 8,4                                                  |
| 40I       | (+)86-(-)88                                   | 5                                                             | 5-15                                                                          | -                      | -                 | -                | -                     | -                                                     | 8,2                                                  |
| 520-I     | (+)86*-90                                     | 7                                                             | 5-12                                                                          | I, 654                 | -                 | I, 688           | 3                     | 8-10                                                  | 8,8                                                  |
| 523       | (+)86-(-)87*                                  | 10                                                            | 5-16                                                                          | I, 642-<br>I, 654      | -                 | I, 670<br>I, 688 | 4                     | 0-12                                                  | 6,8-10,2                                             |
| 524       | (+)88-(-)88                                   | 5                                                             | 8-15                                                                          | I, 677                 | I, 667-<br>I, 677 | I, 692           | 4                     | 11-22                                                 | 7,5-13,9                                             |
| 530       | (+)87-(-)88                                   | 5                                                             | 7-15                                                                          | -                      | -                 | -                | -                     | -                                                     | 7,4                                                  |
| 536       | (+)88                                         | 4                                                             | 8                                                                             | -                      | -                 | -                | -                     | -                                                     | 8,2                                                  |
| 600       | (+)84-(-)88                                   | 4                                                             | 0-8                                                                           | -                      | I, 657-<br>I, 667 | -                | 3                     | 3-8                                                   | 6-8,7                                                |
| IC59      | (+)87*                                        | 2                                                             | 6-7                                                                           | I, 644                 | I, 662            | I, 677           | 3                     | 4-6                                                   | 4,7-7,3                                              |
| IIC3      | (+)84-(-)87                                   | 4                                                             | 0-7                                                                           | -                      | -                 | -                | -                     | -                                                     | 6,5-8,6                                              |

Примечание. Названия пород см. табл. I. Звездочками обозначены замеры углов 2 V° по выходам двух осей. Железистость введена в молекулярных процентах. При сопоставлении углов 2 V° и показателей преломления с железистостью минерала использованы табличные данные /Дир и др., 1965; Трегер, 1968/.

Таблица 3

Средние составы оливинов, вес.% (гора Бархатная)

| Окисел              | О л и в и н ы |          |                    |          |                                            |          | В целом по<br>выборке |          |
|---------------------|---------------|----------|--------------------|----------|--------------------------------------------|----------|-----------------------|----------|
|                     | дунитов       |          | гарцбург-<br>гитов |          | апогарцбург-<br>гитовых сер-<br>пентинитов |          |                       |          |
|                     | $\bar{x}$     | $\sigma$ | $\bar{x}$          | $\sigma$ | $\bar{x}$                                  | $\sigma$ | $\bar{x}$             | $\sigma$ |
| SiO <sub>2</sub>    | 41,16         | 0,57     | 40,99              | 0,29     | 41,03                                      | 0,39     | 41,07                 | 0,45     |
| FeO <sub>общ</sub>  | 7,96          | 2,56     | 7,77               | 0,79     | 7,89                                       | 0,77     | 7,89                  | 1,69     |
| MgO                 | 50,05         | 1,71     | 50,27              | 0,68     | 50,36                                      | 0,59     | 50,22                 | 1,16     |
| NiO                 | 0,27          | 0,08     | 0,39               | 0,03     | 0,30                                       | 0,07     | 0,31                  | 0,08     |
| CaO                 | 0,03          | 0,04     | 0,03               | 0,03     | 0,03                                       | 0,02     | 0,03                  | 0,03     |
| Число ана-<br>лизоз | 14            |          | 7                  |          | 14                                         |          | 35                    |          |

Примечание.  $\bar{x}$  - средние значения,  $\sigma$  - стандартные отклонения.

0,30 и 0,39 мас.%). Практически отсутствуют в оливинах такие окислы, как TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O.

В табл.3 приведены усредненные данные по содержанию в оливинах главных петрогенных окислов для трех групп пород (дунитов, гарцбургитов и апогарцбургитовых серпентинитов) и для всей выборки в целом. Сравнение этих содержаний с использованием критериев  $\chi^2$  Фишера (уровень значимости 99 %) и  $t$  - критерия Стьюдента (уровень значимости 95 %) показало, что оливины гарцбургитов по отношению к оливинам двух других групп содержат больше никеля, а оливины дунитов - железа.

Хромшпинелиды и магнетиты. Количество акцессорных хромшпинелидов и магнетитов в породах массива горы Бархатной обычно не превышает 1-3 мас.%. Хорошо ограненные кристаллы хромшпинели встречаются очень редко. Обычно это сильно магнетитизированные зерна размером от десятых долей до 1-2 мм, причем они часто раздроблены и растащены по породе. По составу хромшпинель относится к хромпикотиту (табл.4). Как видно из таблицы, составы хромшпинелидов из дунитов, гарцбургитов и серпентинитов не имеют значительных различий, хотя в гарцбургитах они обладают наиболее ста-

Таблица 4

Состав хромшпинелидов и магнетитов из гипербазитов горы Бархатной

| Оксиды                         | I(523) | 2(524) | 3(159) | 4(530) | 5(530) | 6(1103) | 7(35) | 8(600) | 9(1526) | 10(34) | 11(42) | 12(42)  | 13(524) | 14(524) |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|-------|--------|---------|--------|--------|---------|---------|---------|
| TiO <sub>2</sub>               | 0,03   | 0,03   | 0,04   | 0,03   | 0,03   | 0,02    | 0,01  | 0,02   | 0,01    | 0,02   | 0,23   | 0,07    | Не обн. | Не обн. |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11,46  | 5,96   | 8,20   | 9,80   | 9,32   | 10,52   | 7,45  | 14,18  | 16,52   | 9,06   | 18,01  | Не обн. | Не обн. | 0,01    |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 56,62  | 62,37  | 60,63  | 58,35  | 59,16  | 59,23   | 61,12 | 55,14  | 53,22   | 60,05  | 42,14  | 0,36    | 2,88    | 0,02    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,59   | 2,54   | 3,12   | 3,06   | 2,75   | 1,80    | 3,01  | 2,11   | 1,90    | 2,54   | 9,19   | 67,94   | 65,78   | 70,64   |
| FeO                            | 20,77  | 21,99  | 17,90  | 19,69  | 19,80  | 18,31   | 19,19 | 17,77  | 16,57   | 18,37  | 21,68  | 31,56   | 30,82   | 25,13   |
| MgO                            | 8,55   | 7,14   | 10,10  | 9,08   | 8,95   | 10,12   | 9,20  | 10,79  | 11,78   | 9,87   | 8,74   | Не обн. | 0,46    | 4,13    |
| Σ, мас. %                      | 100,02 | 100,03 | 99,99  | 100,01 | 100,01 | 100,00  | 99,98 | 100,01 | 100,00  | 100,01 | 99,99  | 99,93   | 99,94   | 99,93   |
| FeO обш                        | 23,10  | 24,27  | 20,71  | 22,44  | 22,28  | 19,93   | 21,90 | 19,67  | 18,28   | 20,75  | 29,95  | 92,71   | 90,02   | 88,71   |

Количество ионов в пересчете на 4(0)

|     | Ti   | Al   | Cr   | Fe <sup>+3</sup> | Fe <sup>+2</sup> | Mg   |
|-----|------|------|------|------------------|------------------|------|
| Сл. | 0,45 | 0,24 | 0,32 | 0,38             | 0,55             | 0,46 |
| Сл. | 1,48 | 1,69 | 1,60 | 1,54             | 0,08             | 0,45 |
| Сл. | 0,06 | 0,07 | 0,08 | 0,03             | 0,07             | 0,50 |
| Сл. | 0,58 | 0,63 | 0,50 | 0,55             | 0,51             | 0,45 |
| Сл. | 0,42 | 0,37 | 0,50 | 0,45             | 0,50             | 0,46 |
| Сл. | 0,30 | 0,54 | 0,30 | 0,54             | 0,46             | 0,52 |
| Сл. | 1,62 | 1,41 | 1,55 | 1,41             | 0,04             | 0,48 |
| Сл. | 0,08 | 0,05 | 0,04 | 0,05             | 0,05             | 0,44 |
| Сл. | 0,51 | 0,48 | 0,51 | 0,54             | 0,51             | 0,52 |
| Сл. | 0,49 | 0,44 | 0,50 | 0,46             | 0,50             | 0,46 |
| Сл. | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01             | 0,01             | 0,01 |
| Сл. | 0,69 | 0,69 | 0,69 | 0,69             | 0,69             | 0,69 |
| Сл. | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01             | 0,01             | 0,01 |
| Сл. | 1,90 | 1,97 | 1,97 | 1,97             | 1,97             | 1,97 |
| Сл. | 0,99 | 0,99 | 0,99 | 0,99             | 0,99             | 0,99 |
| Сл. | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03             | 0,03             | 0,03 |

Примечание. Анализы 1-3 - хромшпинелиды (Xm) из слабо серпентинизированных (5-15 %) дунитов; 4-6 - Xh из свежих гипербуринов (серпентинизация менее 20 %); 7-9 - Xh из алотардуритовых серпентинитов; 10 - Xh из шугахитоподобной сильно карбонатизированной оливин-ангитовитовой породы; 11 - Xh из хромового диоксидита, сильно амфиболизированного; 12,13 - магнетит апохромшпинелиевый; 14 - магнетит дисперсный.

В анализах рядом с порядковыми номерами в скобках указаны авторские номера. FeO обш - данные микрозонда. Окисное и закисное железо рассчитывалось по стехиометрии /Велинский и др., 1980/. Съемка проводилась на микрозонде "Qamesha" (1987) оператором О.С. Хмельниковой.

бильным составом по всем основным окислам. Исключение составляет хромшпинель из хромового диопсидита (см. табл.4, ан. II), которая отличается повышенными содержаниями  $TiO_2$ ,  $FeO$ ,  $Al_2O_3$  и пониженной хромистостью, что несомненно указывает на её генетическую обособленность от аксессуариев собственно ультраосновных пород.

Магнетитизация хромшпинелидов горы Бархатной сопровождается обычными для всех альпинотипных гипербазитов процессами выноса  $Al$ ,  $Cr$ ,  $Mg$  и привноса  $Fe$  со значительным преобладанием последнего в окисной форме (см. табл.4, ан. I2, I3). Дисперсный магнетит, образующийся за счет сброса железа в процессах серпентинизации – десерпентинизации ультраосновных пород, значимо отличается от апохромшпинелевого магнетита практически полным отсутствием хрома (см. табл.4, ан. I4).

Располагая химическими составами сосуществующих пар оливин-хромшпинель, мы провели расчеты температурных равновесий указанного парагенезиса в ультрабазитах горы Бархатной с использованием геотермометра Дж.Фабри (Fabries, 1979), дающего высокую сходимость расчетных и экспериментальных данных с ошибкой в пределах  $\pm 50^\circ C$ . Всего проведено 30 определений в 8 образцах пород, отличающихся наибольшим разнообразием морфологических модификаций оливина (табл.5). Из таблицы видно, что величины температурного равновесия ультраосновных пород горы Бархатной определяются довольно широким интервалом  $679-859^\circ C$ . Подобные же температуры ( $650-930^\circ C$ ) были нами получены для гипербазитов Тувы /Велинский и др., 1980/, где был использован оливин-хромитовый термометр Е.Д.Джексона /1973/. Таким образом очевидно, что в обоих случаях температуры равновесия заведомо недостаточны для образования оливин-хромитовой ассоциации магматическим путем. На наш взгляд, они отражают не последние стадии остывания интрузии, как считает Дж.Фабри /Fabries, 1979/, а характеризует последние этапы эволюции ультраосновных пород в пределах земной коры в процессе их метаморфических преобразований в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях /Дир и др., 1966; Велинский, 1979 и др./. Как показали результаты экспериментальных работ, дегидратация серпентина с образованием вторичного оливина в определенных физико-химических условиях может происходить и при более низких температурах, соответствующих зелено-сланцевой фации метаморфизма /Велинский и др., 1983/. Вероятно в качестве примера, указывающего

Таблица 5

Температуры равновесия в ультрабазитах горы Бархатной по данным оливин-хромитового геотермометра (Fabries, 1979)

| №<br>обр. | Наименование<br>породы                | Оливин<br>(форм.коэф.) |      | Хромшпинель (форм.коэф.) |                  |                  |                  |      | T, °C   |
|-----------|---------------------------------------|------------------------|------|--------------------------|------------------|------------------|------------------|------|---------|
|           |                                       | Fe <sup>2+</sup>       | Mg   | Al <sup>3+</sup>         | Cr <sup>3+</sup> | Fe <sup>3+</sup> | Fe <sup>+2</sup> | Mg   |         |
| 523       | Д<br>у<br>н<br>и<br>т<br>ы            | 0,23                   | I,74 | 0,45                     | I,48             | 0,06             | 0,58             | 0,42 | 816     |
|           |                                       | 0,14                   | I,86 | "                        | "                | "                | "                | "    | 679     |
|           |                                       | 0,21                   | I,80 | "                        | "                | "                | "                | "    | 779     |
| 524       |                                       | 0,15                   | I,83 | 0,24                     | I,69             | 0,06             | 0,64             | 0,37 | 706     |
|           |                                       | 0,24                   | I,75 | "                        | "                | "                | "                | "    | 813     |
|           |                                       | 0,28                   | I,73 | "                        | "                | "                | "                | "    | 859     |
| 1059      |                                       | 0,09                   | I,86 | 0,32                     | I,60             | 0,08             | 0,50             | 0,50 | 697     |
|           |                                       | 0,11                   | I,86 | "                        | "                | "                | "                | "    | 731     |
|           |                                       | 0,12                   | I,85 | "                        | "                | "                | "                | "    | 765     |
|           |                                       | 0,13                   | I,85 | "                        | "                | "                | "                | "    | 775     |
| 1059*     |                                       | 0,15                   | I,85 | "                        | "                | "                | "                | "    | 801-803 |
| 530***    | Гарцбургиты                           | 0,15                   | I,82 | 0,37                     | I,56             | 0,07             | 0,55             | 0,45 | 741-742 |
| 1103      |                                       | 0,13                   | I,84 | 0,41                     | I,54             | 0,05             | 0,50             | 0,50 | 738     |
| 1103**    |                                       | 0,17                   | I,84 | "                        | "                | "                | "                | "    | 802-806 |
| 35        | Апогарцбургитовые<br>серпентиниты     | 0,16                   | I,82 | 0,30                     | I,63             | 0,08             | 0,54             | 0,46 | 793     |
|           |                                       | 0,15                   | I,86 | "                        | "                | "                | "                | "    | 775     |
|           |                                       | 0,17                   | I,85 | "                        | "                | "                | "                | "    | 802     |
| 0,17      |                                       | I,81                   | "    | "                        | "                | "                | "                | 813  |         |
| 600       |                                       | 0,12                   | I,83 | 0,54                     | I,41             | 0,05             | 0,48             | 0,52 | 706     |
|           |                                       | 0,14                   | I,83 | "                        | "                | "                | "                | "    | 745     |
|           |                                       | 0,17                   | I,82 | "                        | "                | "                | "                | "    | 797     |
| 600***    |                                       | 0,17                   | I,83 | "                        | "                | "                | "                | "    | 795-803 |
| 600***    |                                       | 0,17                   | I,84 | "                        | "                | "                | "                | "    | 796-799 |
| 33        | Брейнерит-антигорит-оливиновая порода | 0,01                   | I,90 | 0,36                     | I,58             | 0,06             | 0,51             | 0,49 | 376     |

Примечание. Звездочками указаны анализы оливинов и хромшпинелидов, объединенные в связи со сходством по морфологии и составу: \* - три анализа оливинов; \*\* - два анализа оливинов; \*\*\* - два анализа хромшпинелидов.



на возможность проявления такого процесса в природных условиях, можно привести образование брейнерит-антигорит-оливиновой породы, в которой температура равновесия оливин-хромшпиннелевого парагенезиса достигается уже при 376<sup>0</sup>С (см. табл.5).

Таким образом, все изложенные факты однозначно указывают на то, что изученные нами парагенезисы ультраосновных пород горы Бархатной на современном эрозионном срезе являются образованиями метаморфогенными. Наиболее показателен в этом отношении главный породообразующий минерал гипербазитов - оливин, результаты изучения которого обнаружили его четкую гетерогенность и по составу, и по генезису. Эти выводы хорошо согласуются с ранее проведенными исследованиями /Велинский, Баников, 1986/, позволившими в целом для альпийотипных гипербазитов установить, что состав слагающих их оливинов варьирует в широких пределах. Статистически были выделены три значимо различающиеся группы: 1) собственно форстериты (FeO до 5 мас.%); 2) железистые форстериты (FeO от 5 до 10 мас.%); 3) хризолиты (FeO более 10 мас.%). Как видно из табл.1, аналогичное разделение на группы можно провести и для оливинов горы Бархатной. Вместе с тем, средние составы оливинов из пород любого альпийотипного гипербазитового массива того или иного региона, как правило, укладываются в интервал 7-9 мас.% (для оливинов из ультрабазитов горы Бархатной - 7-9 мас.%, см. табл.3). Следовательно, усреднение нацело затушевывает истинную картину вариации состава оливина в отдельных локальных участках массива. Возникает иллюзия однородности его состава, что зачастую приводит исследователей к ошибочным генетическим выводам.

По нашим данным, каждый морфологический тип оливина является прямым отражением определенного этапа метасоматического или метаморфического процесса, приводящего к преобразованию альпийотипных гипербазитов в период длительного пути становления в условиях земной коры.

В заключение следует отметить интересные результаты, полученные А.И.Гончаренко /1985/ при детальных петроструктурных исследованиях гипербазитов горы Бархатной. Им было установлено, что уплощенность зерен оливина и пироксена в дунитах и гарцбургитах имеет преимущественно северо-западное направление, совпадающее с направлением плоскостей смещения кулисообразных дизъюнктивных блоков и с простираемостью большинства рвущих гипербазиты даек. Та-

кое четкое соответствие в направленности развития макро- и микроструктур массива, на наш взгляд, является дополнительным подтверждением вторичного образования этих минеральных парагенезисов на заключительных этапах тектонической перестройки гипербазитового тела и вмещающих его пород, а также при внедрении в ультрабазиты различных по составу даек.

## Литература

БАНИКОВ О.Л., ВЕЛИНСКИЙ В.В., ГОРА М.П., ЛЕБЕДЕВ Ю.Н. Минералогия гипербазитового массива горы Зеленой (Кузнецкий Ала-тау) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 4. Минералогия, геохимия. Новосибирск, 1987. С. 5-18.

ВЕЛИНСКИЙ В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан-континент. Новосибирск: Наука, 1979. 264 с.

ВЕЛИНСКИЙ В.В., БАНИКОВ О.Л., КОВЯЗИН С.В. Состав минералов гипербазитов Западного Сангилена (Тува) // Петрология гипер-базитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новоси-бирск, 1980. С 54-74.

ВЕЛИНСКИЙ В.В., БАНИКОВ О.Л. О гетерогенной природе пород альпинотипных гипербазитов // Вопросы генетической петрологии. Новосибирск. 1981. С. 40-61.

ВЕЛИНСКИЙ В.В., БАНИКОВ О.Л. О специфическом составе пород Чаган-Узунского гипербазитового массива (Горный Алтай) // Ми-нералогия и петрохимия интрузивных комплексов Сибири. Новосибирск, 1982. С. 40-55.

ВЕЛИНСКИЙ В.В., БАНИКОВ О.Л., ГОРА М.П. Особенности состава оливинов из гипербазитов массива горы Зеленой (Кузнецкий Ала-тау) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 2. Минералогия, метаморфизм. Новосибирск, 1983. С. 19-31.

ВЕЛИНСКИЙ В.В., КОВЯЗИН С.В., БАНИКОВ О.Л. Дегидратация серпентина и роль вторичного минералообразования в гипербази-тах // Геология и геофизика, 1983, № 6. С. 78-85.

ВЕЛИНСКИЙ В.В., НИКОЛАЕВ Д.П., БАНИКОВ О.Л., ИСТОМИН В.Е. Глубинное строение и состав пород Среднетерсинского гипербазито-вого массива // Геология и геофизика, 1985, № 8. С. 31-41.

ВЕЛИНСКИЙ В.В., БАНИКОВ О.Л. Оливины альпинотипных гипер-базитов. Новосибирск: Наука, 1986. 104 с.

ГОНЧАРЕНКО А.И. О парагенезисах минералов, образующихся при серпентинизации ультраосновных пород массива горы Бархатной (Кузнецкий Алатау) // Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. Томск, 1966. С. 31-36.

ГОНЧАРЕНКО А.И. Гипербазиты Бархатного массива (Кузнецкий Алатау) // Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Томск, 1967. С. 92-102.

ГОНЧАРЕНКО А.И. Петрология и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, 1985. 32 с.

ДЖЕКСОН Е.Д. Вариация химического состава сосуществующих хромита и оливина в хромитовых зонах комплекса Стилутер // Магматические рудные месторождения. М., 1973. С. 43-66.

ДИР У.А., ХАЛИ Р.А., ЗУСМАН Дж. Породообразующие минералы. Т.1. М.: Мир, 1965. 372 с.

ДИР У.А., ХАЛИ Р.А., ЗУСМАН Дж. Породообразующие минералы. Т.3. М.: Мир, 1966. 316 с.

КОНОВАЛОВА О.Г., ПРУСЕВИЧ Н.А. Дунит-гарцбургитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира. Новосибирск: Наука, 1977. 166 с.

ПИНУС Г.В., КУЗНЕЦОВ В.А., ВОЛОХОВ И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.

ТРЕГЕР В.Е. Оптическое определение породообразующих минералов. М.: Недра, 1968. 197 с.

FABRIES I. Spinel - Olivine Geothermometry in the Peridotites from Ultramafic Complexes // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. Vol. 69. p. 329-336.

Л.В. Агафонов, С.И. Ступаков. А.Э. Изох, Е.Г. Сидоров,  
Б. Жамбаа, О.С. Хмельникова

#### САМОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ И ДРУГИЕ МИНЕРАЛЫ ИЗ ШЛИХОВЫХ ОРЕОЛОВ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ МОНГОЛИИ

Несмотря на разностороннюю изученность вещественного состава гипербазитов Монголии / Пинус и др., 1984; Агафонов, 1985,

1987/, данные об акцессорных минералах ультраосновных и основных пород ограничены. В сферу исследования акцессориев попадали лишь хромшпинелиды, объем которых в породах составляет иногда первые проценты. Что же касается акцессорных минералов, количество которых весьма незначительно, и которые фиксируются в шлифах и аншлифах лишь в очень редких случаях, то такие данные для этого региона вообще отсутствуют. Кроме непосредственного обнаружения в породах, акцессории можно изучать в шлиховых ореолах вокруг гипербазит-базитовых тел, где возможно их накопление. Тождественность акцессорных минералов, в частности, минералов платиновой группы (МПГ), в ореолах и коренных источниках подтверждается на примере изучения акцессорных минералов альпинотипных гипербазитов Корякского нагорья /Дмитренко и др., 1985/. В Монголии в настоящее время имеется лишь единственная находка МПГ в пределах Наранского массива /Кривенко и др., 1985; Сидоров и др., 1987/. Кроме МПГ с базит-гипербазитовыми комплексами связан целый спектр различных акцессорных минералов: золото, аварунит и другие самородные элементы, сульфиды, арсениды и др. /Дмитренко и др., 1985; Абоян, 1981; Сидоров, 1987/.

Как начальный этап изучения акцессорных минералов гипербазитов нами проведено опробование шлиховых ореолов многих массивов Монголии, но только в четырех крупных, таких как Наранский, Джаргалантуйский, Шинхидский и Эгийнгольский, были сделаны наиболее интересные находки. В пределах Наранского массива обнаружены арсениды: сперрилит и лёллингит, а также железо-никелевый сплав - аварунит. В районе Джаргалантуйского массива встречены золото и сперрилит. В шлиховых ореолах Шинхидского присутствует золото и аварунит, а в шлихах Эгийнгольского - золото. Наряду с перечисленными везде встречаются хромшпинелиды, магнетит, пирит, гранат, рутил, циркон и другие минералы, которые специально не исследовались. Для подтверждения источника аварунита из Шинхидского массива, а также для выяснения генезиса последнего в нем были изучены включения различных минералов.

Охарактеризуем шлиховые минералы опробованных массивов.

Наранский массив к настоящему времени представляет собой наиболее всесторонне исследованный объект /Агафонов и др., 1978; Леснов, 1982; Пинус и др., 1984; Агафонов и др., 1985, 1987; Кривенко и др., 1985; Сидоров и др., 1987/. Он является самым круп-

ным в составе Дзабханского гипербазитового пояса Монголии. Сложен массив в разной степени серпентинизированными дунитами, гарцбургитами, лерцолитами и серпентинитами. Являясь типичным представителем альпинотипных гипербазитов, он прорывается интрузией дифференцированных габброидов вебстерит-габбро-норитовой формации /Поляков и др., 1987/. Среди гипербазитов отмечаются мелкие линзовидные тела хромититов и жилы пироксенитов. В различных частях массива широко представлены продукты метаморфизма и метасоматического преобразования базит-гипербазитов: родингиты разного минерального состава, тремолититы, листвениты и магнезит-доломитовые породы /Агафонов и др., 1987/. Ранее в шлиховых ореолах Наранского массива /Кривенко и др., 1985; Сидоров и др., 1987/ были обнаружены слабоокатанные и неокатанные зерна, представленные сростками таблитчатых кристаллов сплавов Os, Ir и Ru. В меньших количествах встречаются монокристаллы этих металлов и зерна Fe - Pt сплавов. Кроме того, в шлихах ассоциации с платиноидами обнаружено несколько химических разновидностей золота и самородная медь /Сидоров и др., 1987/. В 1985 г. нами было проведено опробование шлиховых ореолов с северной и южной стороны Наранского массива в районах рек Бедерин-Гол, Джон-Гол, Уригал-Гол и Худжарын-Гол. В распределении обнаруженных рудных минералов в шлихах наметилась определенная закономерность. Так, с учетом ранее полученных данных /Сидоров и др., 1987/ по платиноидам оказалось, что минералы платиновой группы концентрируются на севере Наранского массива. Здесь также обнаружены арсениды: лёллингит и сперилит, кроме того, сделаны находки аваруита, причем, только на одном участке, в русле правого притока р. Джон-Гол, в которое идет сброс с дифференцированных тел вебстерит-габбро-норитового состава. Что же касается золота, то оно обнаружено на обеих сторонах массива, однако если на северной отмечен лишь единственный знак, то на южной количество золотин в шлихах несравненно выше. Зерна лёллингита обнаружены только на северной стороне. Пирит встречается на обеих сторонах массива. Все знаки золота южного склона представлены крупными комковатыми зернами желтого цвета. Золотина с северного ореола массива имела таблитчатую форму небольшого размера светло-желтого цвета.

Химический состав золота приведен в табл. I. Зерна номеров I-9 характеризуют золото южного склона массива, а номер IO-

Таблица I

Химический состав золота из шпиховых ореолов Наранского массива, мас. %

| Номер<br>п/п обр. | Fe   | Ni         | S    | As         | Co         | Fe         | Cr   | Sb         | Au    | Ag    | Cu         | Hg   | Сумма  |     |      | Компонентный<br>состав |    |    |
|-------------------|------|------------|------|------------|------------|------------|------|------------|-------|-------|------------|------|--------|-----|------|------------------------|----|----|
|                   |      |            |      |            |            |            |      |            |       |       |            |      |        |     |      | Cu+Hg                  | Au | Ag |
| I 314-I           | 0,08 | 0,03       | 0,04 | 0,03       | 0,01       | 0,03       | I,33 | He<br>оон. | 75,20 | 24,05 | 0,24       | 0,17 | 101,21 | I,9 | 74,3 | 23,8                   |    |    |
| 2 314-2           | н.о. | н.о.       | н.о. | н.о.       | н.о.       | н.о.       | н.о. | н.о.       | 74,91 | 23,01 | 0,25       | 0,22 | 98,39  | 0,5 | 76,1 | 23,4                   |    |    |
| 3 314-3           | -"   | -"         | -"   | -"         | -"         | -"         | -"   | -"         | 73,48 | 24,21 | 0,07       | 0,26 | 98,02  | 0,3 | 75,0 | 24,7                   |    |    |
| 4 314-4           | -"   | -"         | -"   | -"         | -"         | -"         | -"   | -"         | 74,69 | 24,46 | 0,32       | 0,26 | 99,73  | 0,6 | 74,9 | 24,5                   |    |    |
| 5 314-5           | -"   | -"         | -"   | -"         | -"         | -"         | -"   | -"         | 92,54 | 6,48  | 0,05       | 0,19 | 99,26  | 0,3 | 93,2 | 6,5                    |    |    |
| 6 313-4           | -"   | -"         | -"   | -"         | -"         | -"         | -"   | -"         | 79,07 | 20,39 | He<br>оон. | 0,39 | 99,85  | 0,4 | 79,2 | 20,4                   |    |    |
| 7 313-3           | 0,08 | 0,01       | 0,01 | He<br>оон. | 0,03       | He<br>оон. | 0,03 | 0,01       | 77,95 | 20,69 | -"         | 0,20 | 99,06  | 0,4 | 78,7 | 20,9                   |    |    |
| 8 313-I           | 0,14 | He<br>оон. | 0,01 | -"         | He<br>оон. | -"         | 0,14 | 0,04       | 92,16 | 5,99  | -"         | 0,11 | 98,59  | 0,4 | 93,5 | 6,1                    |    |    |
| 9 313-2           | н.о. | н.о.       | н.о. | н.о.       | н.о.       | н.о.       | н.о. | н.о.       | 92,04 | 6,15  | 0,02       | 0,04 | 98,25  | -   | 93,7 | 6,3                    |    |    |
| 10 298-5          | 0,09 | He<br>оон. | 0,02 | 0,03       | 0,03       | 0,02       | 0,02 | He<br>оон. | 54,31 | 44,28 | 0,19       | 0,53 | 99,52  | 0,9 | 54,6 | 44,5                   |    |    |

Примечание. Здесь и далее анализы выполнены на микроанализаторе "Самебах"; н.о. - не определялось.

северного склона. Все зерна проанализированы на Au, Ag, Cu, Hg, а некоторые из них анализировались и на другие элементы: Fe, Ni, Cr. Из результатов следует, что золото в редких случаях содержит незначительные количества железа и хрома. Причем, в одном зерне содержание последнего элемента имеет повышенное значение, однако не исключено, что это связано с загрязнением оксидом хрома при полировании. Количество других элементов резко ограничено и находится фактически на уровне фоновых содержаний.

Ранее /Сидоров и др., 1987/ в пределах Наранского массива в ореолах северного склона, было обнаружено крупное зерно золота (диаметр 3,5 мм) в рубашке серпентина, находящегося в сростании с магнетитом. Оно имеет неоднородное строение, обусловленное пятнистым распределением включений красноватой окраски в матрице ярко-желтого цвета. Анализ этого зерна (табл.2) показал, что основная масса сложена золотом с высоким содержанием серебра, приближающимся по составу к электруму, и десятиями долями процента меди. При этом центральные и краевые части зерна практически не различаются по составу. Красноватые включения представлены более высокопробным золотом, содержащим в повышенных количествах медь и в ограниченных – серебро.

Таким образом, золото в шлиховых ореолах Наранского массива представлено пятью различными разновидностями (рис. 1): высокопробное золото (932-937), золото пробностью между (743-792), золото пробности 670 и 550 (электрум) /Благородные металлы, 1984/ и аурикуприд. При этом аурикуприд и золото пробностью 670 генетически связаны с серпентинитами, поскольку находятся в серпентиновой рубашке.

Аваруит обнаружен только на северном склоне Наранского массива, проанализирован на микроанализаторе в 4-х зернах: I-3 – с верховьев р.Джон-Гол под вебстерит-габбро-норитовой интрузией, зерно 4 – примерно в 5 км ниже, в сухом русле этой речки. В обоих случаях аваруит представлен темно-серыми округлыми зернами с очень высокой магнитной восприимчивостью и размерами около 0,5 мм. Химический состав его определяется главным образом тремя элементами: железом, никелем, кобальтом (табл. 3). Содержание последнего компонента достигает 3,18 мол.%. Остальные элементы фиксируются в исчезающе малых количествах. Аваруит является довольно распространенным минералом гипербазитов / Challis, 1975;

Таблица 2

Состав золотины в рубашке серпентина в сравнении с  
магнетитом из шлихов р. Бидерин-Гол, Наранский массив, мас. %

| Cu              | Ag      | Au   | Сумма | Место<br>ана-<br>лиза | Компонентный состав |      |      |
|-----------------|---------|------|-------|-----------------------|---------------------|------|------|
|                 |         |      |       |                       | Cu                  | Ag   | Au   |
| 0,7             | 34,3    | 67,0 | 102,0 | ц                     | 0,7                 | 33,6 | 65,7 |
| 0,7             | 32,6    | 67,5 | 100,8 | ц                     | 0,7                 | 32,3 | 67,0 |
| 0,2             | 33,8    | 67,1 | 101,1 | к                     | 0,2                 | 33,4 | 66,4 |
| 24,4            | 0,1     | 74,4 | 99,0  | в                     | 24,7                | 0,1  | 75,2 |
| 23,9            | Не обн. | 75,6 | 99,5  | в                     | 24,0                | -    | 76,0 |
| 24,3            | Не обн. | 75,2 | 99,5  | в                     | 24,4                | -    | 75,6 |
| 24,4            | 0,2     | 75,1 | 99,7  | в                     | 24,5                | 0,2  | 75,3 |
| 24,4            | 0,2     | 75,8 | 100,4 | в                     | 24,3                | 0,2  | 75,5 |
| 0,1             | 33,6    | 66,5 | 100,2 | к                     | 0,1                 | 33,5 | 66,4 |
| 0,7             | 33,5    | 66,3 | 100,5 | к                     | 0,7                 | 33,3 | 66,0 |
| 0,6             | 33,8    | 66,2 | 100,6 | к                     | 0,6                 | 33,6 | 65,8 |
| -               | 31,1    | 69,1 | 100,2 | к                     | -                   | 31,1 | 68,9 |
| 0,4             | 32,8    | 66,2 | 99,4  | к                     | 0,4                 | 33,0 | 66,6 |
| 24,1            | 0,1     | 76,3 | 100,5 | в                     | 24,0                | 0,1  | 75,9 |
| 27,6            | 0,6     | 71,1 | 99,3  | в                     | 27,8                | 0,6  | 71,6 |
| Средний состав: |         |      |       |                       |                     |      |      |
| центра (ц)      |         |      |       |                       | 0,7                 | 32,9 | 66,4 |
| края (к)        |         |      |       |                       | 0,3                 | 33,0 | 66,7 |
| включения (в)   |         |      |       |                       | 24,8                | 0,2  | 75,0 |

Примечание. Анализ выполнен на микроанализаторе "Самебах"  
В.М. Чубаровым.

Таблица 3

Химический состав аваруита из шлиховых ореолов  
Наранского массива, мас. %

| Номер |       | Fe    | Ni    | S       | As      | Co   | Mg      | Cr   | Sb      | Сумма  |
|-------|-------|-------|-------|---------|---------|------|---------|------|---------|--------|
| п/п   | обр.  |       |       |         |         |      |         |      |         |        |
| 1     | 290-1 | 17,48 | 80,53 | Не обн. | 0,01    | 1,36 | 0,02    | 0,05 | 0,03    | 99,48  |
| 2     | 290-2 | 21,35 | 77,04 | -"      | 0,03    | 1,76 | 0,02    | 0,02 | 0,01    | 100,23 |
| 3     | 290-3 | 21,54 | 77,16 | 0,01    | 0,05    | 1,15 | 0,01    | 0,03 | 0,01    | 99,96  |
| 4     | 298-2 | 25,78 | 70,12 | 0,01    | Не обн. | 3,18 | Не обн. | 0,12 | Не обн. | 99,21  |



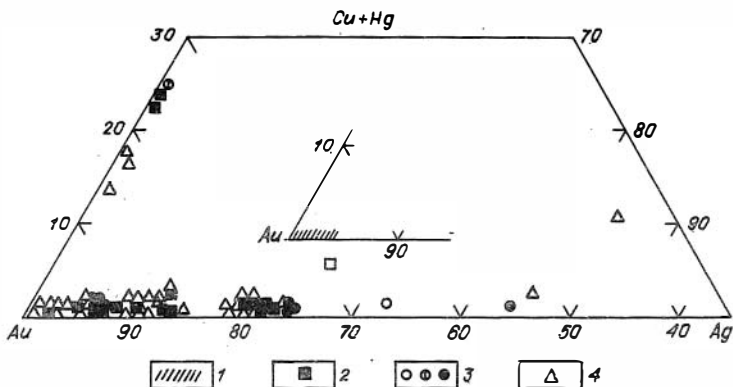


Рис. I. Состав золота из шлиховых ореолов гипербазитовых массивов:

1 - Эйгингольский, 2 - Шишхидский, 3 - Наранский, 4 - Джаргалантуйский

Kanehira et al., 1975; Chamberlain, 1966; Filippidis, 1985; Lanching-Ying, 1987; Сидоров, 1987/, однако в коренных источниках он описывается редко. Вместе с тем генетическая интерпретация этого минерала очень важна, ибо она отражает определенный этап в формировании гипербазитов. По данным Г.Г.Дмитренко и др./1985/ аваруйт относится к минералам, парагенетическим с платиновыми минералами.

Составы лёллингита, пирита и сперрилита из шлиховых ореолов Наранского массива приведены в табл. 4, 5. Зерна лёллингита обычно призматические, крупные, до 1-2 мм, сверху покрыты красноватой корочкой выветривания. В свежем изломе они имеют серебристо-белый цвет. В лёллингите, кроме основных минералообразующих элементов (железа и мышьяка), в небольшом количестве присутствуют сера, магний. В отдельных зернах фиксируются кобальт и никель. Содержание последнего в одном из образцов составило 4,9 мол. %.

Сперрилит кроме платины практически не содержит других элементов этой группы, и лишь количество иридия заметно выше фонового (см. табл. 5).

Таблица 4

Химический состав арсенидов и сульфидов  
их шликерных ореолов Наранского массива, мас.%

| № обр. | Fe    | Ni         | S     | As    | Co         | Mg         | Cr         | Sb         | Сумма  |
|--------|-------|------------|-------|-------|------------|------------|------------|------------|--------|
| 310-3  | 28,36 | He<br>обн. | 0,33  | 72,71 | He<br>обн. | 0,14       | 0,01       | He<br>обн. | 101,55 |
| 310-4  | 28,38 | "          | 1,14  | 71,00 | "          | 0,14       | 0,01       | "          | 100,67 |
| 310-5  | 28,26 | "          | 0,79  | 71,88 | "          | 0,13       | He<br>обн. | "          | 101,06 |
| 303    | 28,30 | "          | 0,54  | 71,27 | "          | 0,14       | "          | "          | 100,25 |
| 302    | 28,36 | "          | 1,78  | 68,30 | 0,46       | 0,13       | 0,01       | "          | 99,04  |
| 307(2) | 28,32 | "          | 0,50  | 72,16 | He<br>обн. | 0,15       | 0,01       | "          | 101,14 |
| 311-1  | 28,57 | "          | 1,05  | 70,90 | "          | 0,14       | 0,01       | "          | 100,66 |
| 311-2  | 28,24 | "          | 0,61  | 71,76 | 0,06       | 0,13       | 0,01       | "          | 100,81 |
| 298-3  | 28,43 | "          | 1,33  | 70,99 | He<br>обн. | 0,13       | 0,01       | "          | 100,89 |
| 298-4  | 28,21 | "          | 0,84  | 71,35 | "          | 0,14       | 0,01       | "          | 100,55 |
| 298-6  | 23,88 | 4,90       | 0,34  | 71,15 | 0,10       | 0,12       | 0,03       | "          | 100,52 |
| 313    | 46,79 | 0,16       | 53,76 | 0,03  | 0,03       | He<br>обн. | 0,03       | 0,01       | 100,81 |
| 313-2a | 46,23 | 0,02       | 52,43 | 0,03  | 0,08       | "          | 0,02       | He<br>обн. | 98,81  |
| 312-1  | 45,94 | 0,20       | 53,28 | 0,01  | 0,68       | "          | 0,02       | 0,01       | 100,14 |

Таблица 5

Химический состав сперрилита, мас.%

| № обр. | S          | Fe         | Ni   | Cu         | Ru         | Rh   | Pd   | Os   | Ir  | Pt   | As   | Сумма  |
|--------|------------|------------|------|------------|------------|------|------|------|-----|------|------|--------|
| 298-1  | He<br>обн. | He<br>обн. | 0,01 | He<br>обн. | He<br>обн. | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,3 | 55,4 | 44,6 | 100,34 |

Примечание. Анализ выполнен на микроанализаторе "Самбах"  
В.В.Ананьевым.

Наличие арсенидов и присутствие в их составах индикаторных элементов указывает на воздействие гидротермальных мыльяксо-державших растворов на гипербазиты, приведшее к развитию в них

арсенидной минерализации и, вероятно, минерализации элементов платиновой группы.

На Джаргалантуйском массиве шпиховое опробование проводилось по р.Хонгилцагийн-Гол и ее левым притокам, а также в урочище Одчивон. Джаргалантуйский массив располагается на северо-западе Монголии в центральной части хребта Хан-Хухэй и приурочен к зоне разлома, разграничивающего метаморфические образования глубокого докембрия от венд-нижнекембрийских вулканогенно-терригенных отложений. Массив вытянут в широтном направлении на расстояние 17 км при переменной ширине от 0,5 до 3 км. В его строении участвуют серпентинизированные дуниты, верлиты, клинопироксениты и габброиды. Породы как ультраосновного, так и основного состава интенсивно изменены постмагматическими процессами. Принадлежит массив к интрузивам дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой формации /Агафонов, Исох, Ступаков, 1987/. В нем широко проявлена полосчатость, обусловленная ритмичным чередованием пород, однако в результате напряженной тектонической обстановки массив расчленен на ряд разновеликих блоков, что завуалировало его первичную внутреннюю структуру. Этому обстоятельству во многом способствуют интенсивные неотектонические движения, наиболее сильные из которых связаны с крупным землетрясением 1905 года. В массиве широко проявились динамометаморфические и в меньшей степени метасоматические преобразования ультраосновных и основных пород.

В шлихах из ореолов Джаргалантуйского массива присутствует золото, представленное желтыми зернами небольшого размера (около 0,5 мм). Большинство золотин имеет изометрическую форму, а некоторые из них – пластинчатые, и характеризуются ярким кремово-желтым цветом. Кроме золота, в шлиховых ореолах по р. Хонгилцагийн-Гол обнаружено 2 зерна сперилита, диагностированного на "Kevex".

Химический состав золота приведен в табл. 6. Здесь также как и в Наранском массиве наметилось несколько разновидностей золота по пробности и химическому составу (см. рис. 1): пробности 997-849, 813-758. Пять золотин имеют другие составы. Две из них отнесены к электруму с содержанием серебра 46,5 и 48,6 мас.%, и имеют повышенные количества ртути. Три проанализированных зерна содержат в значительном объеме медь, приближаясь по составу к аурикуприду. В золотилах ореола Джаргалантуйского массива отсут-

Таблица 6

Химический состав золота из шлиховых ореолов  
Джаргалантуйского массива, мас. %

| Номер |        | Cu      | Au    | Hg      | Ag    | Сумма  | Компонентный состав |      |      |
|-------|--------|---------|-------|---------|-------|--------|---------------------|------|------|
| п/п   | обр.   |         |       |         |       |        | Cu+Hg               | Au   | Ag   |
| I     | I-x    | He обн. | 94,7I | 0,20    | 5,36  | 100,27 | 0,2                 | 94,5 | 5,3  |
| 2     | 2-x    | 0,06    | 95,16 | 0,12    | 2,94  | 98,22  | 0,1                 | 96,9 | 3,0  |
| 3     | 3-x    | 13,88   | 85,06 | He обн. | 0,88  | 99,82  | 13,9                | 85,2 | 0,9  |
| 4     | 4-x    | He обн. | 84,86 | 0,20    | 14,85 | 99,51  | 0,2                 | 84,9 | 14,9 |
| 5     | 5-x    | "-      | 51,02 | 2,55    | 46,51 | 100,08 | 2,5                 | 51,0 | 46,5 |
| 6     | 6-x    | "-      | 85,92 | 0,07    | 12,91 | 98,90  | -                   | 86,9 | 13,1 |
| 7     | 7-x    | "-      | 89,05 | 0,19    | 11,30 | 100,55 | 0,2                 | 88,6 | 11,2 |
| 8     | 8-x    | "-      | 77,89 | 0,24    | 20,59 | 98,72  | 0,2                 | 78,9 | 20,9 |
| 9     | 9-x    | 0,11    | 98,30 | He обн. | 2,50  | 100,91 | 0,1                 | 97,4 | 2,5  |
| 10    | 10-x   | He обн. | 78,03 | 0,09    | 20,92 | 99,04  | 0,1                 | 78,8 | 21,1 |
| 11    | 11-x   | "-      | 91,39 | 0,62    | 6,10  | 98,11  | 0,6                 | 93,2 | 6,2  |
| 12    | 12-x   | 0,06    | 94,78 | 0,09    | 4,47  | 99,41  | 0,2                 | 95,3 | 4,5  |
| 13    | 1-о    | He обн. | 76,16 | 0,06    | 24,20 | 100,42 | 0,1                 | 75,8 | 24,1 |
| 14    | 2-о    | "-      | 39,21 | 10,78   | 48,56 | 98,55  | 10,9                | 39,8 | 49,3 |
| 15    | 3-о    | "-      | 79,76 | He обн. | 21,40 | 101,16 | -                   | 78,8 | 21,2 |
| 16    | 4-о    | 0,84    | 94,66 | He обн. | 5,94  | 101,44 | 0,8                 | 93,3 | 5,9  |
| 17    | 5-о    | He обн. | 80,68 | He обн. | 19,52 | 100,20 | -                   | 80,5 | 19,5 |
| 18    | 6-о    | 17,75   | 81,05 | He обн. | 0,35  | 99,15  | 17,9                | 81,7 | 0,4  |
| 19    | 7-о    | He обн. | 87,73 | 0,09    | 12,16 | 99,99  | 0,1                 | 87,7 | 12,2 |
| 20    | 8-о    | "-      | 96,92 | 0,07    | 3,21  | 100,20 | 0,1                 | 96,7 | 3,2  |
| 21    | 9-о    | 0,01    | 97,32 | 0,12    | 3,13  | 100,59 | 0,2                 | 96,7 | 3,1  |
| 22    | 10-о   | He обн. | 79,07 | He обн. | 21,35 | 100,42 | -                   | 78,7 | 21,3 |
| 23    | 11-о   | "-      | 80,94 | He обн. | 18,64 | 99,59  | -                   | 81,3 | 18,7 |
| 24    | 12-о   | 2,66    | 84,82 | 0,24    | 12,17 | 99,89  | 2,9                 | 84,9 | 12,2 |
| 25    | 13-о   | He обн. | 84,45 | 0,10    | 11,01 | 95,56  | 0,1                 | 88,4 | 11,5 |
| 26    | 14-о   | "-      | 98,92 | 0,03    | 0,26  | 99,21  | -                   | 99,7 | 0,3  |
| 27    | 15-о   | "-      | 89,74 | 0,05    | 9,60  | 99,39  | -                   | 90,3 | 9,7  |
| 28    | 16-о   | "-      | 87,06 | He обн. | 11,31 | 98,38  | -                   | 88,5 | 11,5 |
| 29    | 16/1-о | "-      | 89,23 | He обн. | 10,79 | 100,03 | -                   | 89,2 | 10,8 |
| 30    | 17-о   | "-      | 78,56 | He обн. | 20,83 | 99,39  | -                   | 79,0 | 21,0 |
| 31    | 18-о   | "-      | 87,85 | 0,04    | 11,12 | 99,01  | -                   | 88,7 | 11,3 |
| 32    | 19-о   | 0,61    | 87,28 | 0,04    | 12,92 | 100,86 | 0,7                 | 86,5 | 12,8 |
| 33    | 20-о   | 16,60   | 82,09 | He обн. | 1,06  | 99,75  | 16,6                | 82,3 | 1,1  |

Примечание. Образцы с индексом (x) - р.Хангицагийн-Гол; с индексом (о) - урочище Одчивон.

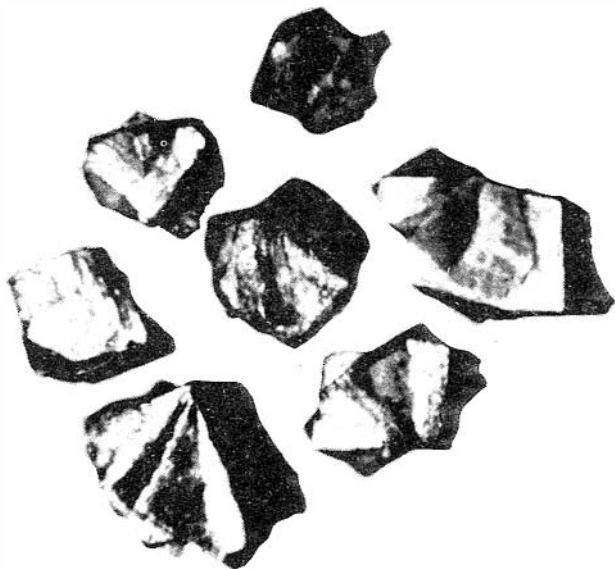


Рис.2. Сrostки кристаллов аваруита из шлихов  
Шлихидского массива. Ув. 20X

отвуют включения минералов, поэтому коренной источник золота можно пока лишь предполагать. Однако можно видеть, что и здесь имеются золотины, состав которых близок к золоту в сrostках с серпентином в районе Наранского массива.

В районе Шлихидского массива проводилось изучение шлиховых ореолов со всех сторон. В шлихах повсеместно установлены знаки золота. Кроме того, на всем протяжении речки Нурту-Бярангийн-Гол, начиная с места ее пересечения с породами массива и далее к югу до слияния с речкой Хар-Бярангийн-Гол, обнаружено большое число зерен аваруита: иногда более 50 знаков на лоток.

Зерна золота обычно комковатые желтого цвета, реже пластинчатые с нежно-кремовой окраской. Размер золотинок, за редким исключением, мелкий, менее 0,5 мм. Зерна аваруита характеризуются различными размерами, достигая 5 мм в большем измерении. Разнообразна также и их форма. Это могут быть как отдельные кристаллы и их сrostки (рис. 2), так и бесформенные обломочные зерна, иногда



Рис.3. Разнообразной формы зерна аваруита из шлихов  
Шихидского массива. Ув. 10<sup>х</sup>

вытянутой формы (рис.3). Характерно почти полное отсутствие окатанности зерен. Аваруиту присуща сильная магнитная восприимчивость, и он легко извлекается из шлихов. Обычно аваруит имеет серебристый цвет с металлическим блеском, иногда с желтоватым оттенком, реже – серый. По окраске и форме он похож на МПГ, однако проверка более 200 зерен не обнаружила среди них минералов платиновой группы. Кроме золота и аваруита в шлихах встречаются хромшпинелиды, различные силикаты и сульфиды, но они специальным исследованиям не подвергались. В аваруите наблюдаются многочисленные включения разных минералов, представленных оливином, серпентином, магнетитом, хромовым магнетитом и реже – пиритом, что мо-

Таблица 7

Химический состав золота из шлиховых ореолов  
Шихидского массива, мас.%

| №<br>обр. | Cu      | Au    | Hg      | Ag    | Сумма  | Компонентный состав |      |      |
|-----------|---------|-------|---------|-------|--------|---------------------|------|------|
|           |         |       |         |       |        | Cu+Hg               | Au   | Ag   |
| 23        | 1,2I    | 84,83 | I,08    | I2,I8 | 99,29  | 2,4                 | 85,4 | I2,2 |
| 74        | 0,0I    | 92,22 | He обн. | 7,46  | 99,69  | —                   | 92,5 | 7,5  |
| 75-I      | 0,8I    | 76,50 | 0,98    | 20,2I | 98,50  | I,8                 | 77,7 | 20,5 |
| 75-2      | 22,37   | 74,52 | He обн. | 0,I5  | 97,04  | 23,I                | 76,8 | 0,I  |
| 75-3      | 0,56    | 76,83 | 0,33    | 2I,68 | 99,40  | 0,9                 | 77,3 | 2I,8 |
| 75A       | 0,88    | 76,96 | 0,80    | I9,40 | 98,04  | I,7                 | 78,5 | I9,8 |
| 88        | 0,03    | 98,86 | He обн. | 2,02  | 100,9I | —                   | 98,0 | 2,0  |
| 89        | 0,96    | 93,93 | He обн. | 4,62  | 99,5I  | I,0                 | 94,4 | 4,6  |
| I54A      | 24,40   | 76,63 | He обн. | 0,09  | 10I,I2 | 24,I                | 75,8 | 0,I  |
| I54B      | 2,72    | 69,6I | 3,04    | 24,29 | 99,66  | 4,8                 | 69,8 | 24,4 |
| I55       | He обн. | 90,68 | 0,II    | 9,03  | 99,82  | 0,2                 | 90,8 | 9,0  |
| I55a      | He обн. | 89,20 | 0,I8    | 10,20 | 99,58  | 0,2                 | 89,6 | 10,2 |
| I62       | He обн. | 85,87 | He обн. | I3,29 | 99,I6  | —                   | 86,6 | I3,4 |
| I62a      | He обн. | 84,85 | He обн. | I3,55 | 98,40  | —                   | 86,2 | I3,8 |
| I63       | 0,02    | 93,44 | He обн. | 6,56  | 100,02 | —                   | 93,4 | 6,6  |
| I63a      | 0,23    | 92,52 | He обн. | 6,90  | 99,65  | 0,3                 | 92,8 | 6,9  |

Таблица 8

Химический состав аваруита из шлиховых  
ореолов Шихидского массива, мас.%

| № обр.  | Fe     | Ni    | Cu      | Сумма  |
|---------|--------|-------|---------|--------|
| C-5-86  | 23,90  | 7,39  | 0,4     | 98,20  |
| C-6-86  | 24,77  | 75,92 | He опр. | 100,69 |
| C-6a-86 | 22,44  | 77,9I | —"      | 100,35 |
| C-7-86  | 23,70  | 77,27 | —"      | 100,97 |
| A-66-86 | 23,10  | 78,4I | —"      | 10I,5I |
| C-76-86 | 22,I7  | 79,70 | —"      | 10I,87 |
| C-7a-86 | 23,I7  | 78,72 | —"      | 10I,89 |
| A-77-86 | 23,37  | 79,22 | —"      | 102,59 |
| A-67-86 | 2I,67  | 78,5I | —"      | 100,I8 |
| C-I7-86 | 100,I2 | 0,23  | —"      | 100,35 |
| железо  |        |       |         |        |
| C - 4   | 25,34  | 76,53 | —"      | 10I,88 |
| C - 10  | 25,I4  | 76,43 | —"      | 10I,57 |

Таблица 9

Химический состав включений из аваруита шлиховых ореолов  
шлихидского массива, мас. %

| ОКСИДЫ                         | 1       | 2     | 3       | 4       | 5       | 6       | 7       | 8       | 9       | 10      |
|--------------------------------|---------|-------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO <sub>2</sub>               | 0,13    | 42,58 | 42,00   | 0,18    | 37,38   | 0,04    | 43,79   | 0,01    | 40,50   | 0,06    |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,02    | 0,01  | He обн. | He обн. | He обн. | He обн. | He обн. | He обн. | He обн. | 0,18    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | He обн. | 0,72  | 0,50    | 0,14    | 4,54    | -       | 1,03    | -       | -       | 0,72    |
| MgO                            | 0,54    | 41,42 | 39,48   | 0,21    | 40,88   | 0,29    | 36,72   | 0,28    | 49,97   | 2,18    |
| CaO                            | He обн. | 0,01  | 0,07    | He обн. | 0,02    | He обн. | He обн. | He обн. | 0,01    | He обн. |
| FeO                            | 98,32   | 1,98  | 2,52    | 95,49   | 2,95    | 98,12   | 2,84    | 98,11   | 9,14    | 69,53   |
| MnO                            | 0,02    | 0,05  | 0,06    | 0,02    | 0,03    | He обн. | 0,05    | He обн. | 0,14    | 1,06    |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,36    | 0,14  | 0,08    | 0,34    | 0,58    | -       | 0,58    | -       | He обн. | 26,06   |
| H <sub>2</sub> O               | -       | 12,86 | 12,51   | -       | 12,56   | -       | 12,43   | -       | -       | -       |
| Сумма                          | 100,39  | 99,77 | 97,22   | 96,38   | 98,94   | 98,46   | 97,44   | 98,40   | 99,76   | 99,79   |



Окончание табл. 9

| Оксиды                         | I1      | I2      | I3      | I4      | I5      | I6      | I7      | I8      | I9      |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO <sub>2</sub>               | 40,76   | 42,31   | 0,01    | 39,63   | 40,76   | 0,09    | 39,49   | 100,44  | 41,35   |
| TiO <sub>2</sub>               | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | "       | I,39    | "       | "       | "       | "       | "       | "       | "       |
| MgO                            | 52,08   | 38,73   | 0,51    | 50,09   | 47,64   | 0,46    | 49,40   | 0,01    | 51,33   |
| CaO                            | 0,01    | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 0,01    | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. |
| FeO                            | 7,83    | 3,11    | 97,55   | 10,29   | 9,56    | 97,24   | 8,18    | -       | 7,55    |
| MnO                            | 0,15    | 0,05    | 0,01    | 0,20    | 0,21    | 0,01    | 0,18    | 0,05    | 0,26    |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Не обн. | 0,17    | 0,01    | 0,02    | 0,01    | 0,58    | 0,03    | 0,03    | 0,02    |
| H <sub>2</sub> O               | -       | 12,65   | -       | -       | -       | -       | -       | -       | -       |
| Сумма                          | 100,83  | 98,41   | 98,09   | 100,23  | 98,29   | 98,38   | 97,28   | 100,53  | 100,51  |

Примечание. Шлих С-10-86: I - магнетит, 2,3 - серпентин; 4 - шлих С-4-86, магнетит; 5 - шлих С-6-86, серпентин. Шлих С-7-86: 6 - магнетит, 7 - серпентин. Шлих А-66-86: 8 - магнетит, 9 - оливин, 10 - хромовый магнетит. Шлих С-7а-86: 11 - оливин, 12 - серпентин, 19 - оливин. Шлих А-77-86: 13 - магнетит, 14,15 - оливин. Шлих А-67-86: 16 - магнетит, 17 - оливин; 18 - шлих С-17-86, включение кварца в железе.

Таблица 2

Формульные коэффициенты и железистость оливинов и серпентинитов  
из включений в аваруитах

| Оксиды  | 9     | II    | IV    | IS    | IV    | IS    | 2     | 3     | 5     | 7     | 12   |
|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|
| Si      | 0,992 | 0,983 | 0,974 | 1,014 | 0,989 | 0,998 | 1,987 | 2,013 | 1,781 | 2,084 | 2,00 |
| Al IV   | -     | -     | -     | -     | -     | -     | 0,013 | -     | 0,219 | -     | -    |
| Al VI   | -     | -     | -     | -     | -     | -     | 0,026 | 0,029 | 0,040 | 0,057 | 0,06 |
| Mg      | 1,824 | 1,872 | 1,835 | 1,767 | 1,844 | 1,846 | 2,879 | 2,821 | 2,905 | 2,601 | 2,73 |
| Fe      | 0,187 | 0,158 | 0,211 | 0,199 | 0,171 | 0,152 | 0,078 | 0,100 | 0,117 | 0,111 | 0,12 |
| Mn      | 0,003 | 0,003 | 0,004 | 0,005 | 0,004 | 0,005 | 0,002 | 0,002 | 0,001 | 0,002 | 0,00 |
| Cr      | -     | -     | -     | -     | -     | -     | 0,006 | 0,006 | 0,023 | 0,023 | 0,00 |
| OH      | -     | -     | -     | -     | -     | -     | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,00 |
| Fe+100% | 9,30  | 7,80  | 10,30 | 10,10 | 8,50  | 7,60  | 2,60  | 3,40  | 2,90  | 4,10  | 4,30 |
| Fe + Mg |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |      |

жет указывать на первоисточник этого минерала. К сожалению, в золоте такие включения отсутствуют. Часть золотин и зерен аваруита, отобранных произвольным образом, а также включения в аваруите и минералы из образцов пород массива проанализированы на микроанализаторе (табл. 7, 8, 9, 10, 11). Согласно аналитическим данным золото из ореолов Шихидского массива (см. табл. 7, рис. 1), как и в пределах ранее описанных массивов, по составу разделилось на несколько групп: пробностью 854–980 и 758–785, с высоким содержанием меди и повышенным количеством ртути. Выборочный анализ зерен аваруита показал довольно однообразный его состав при незначительных колебаниях никеля и железа (см. табл. 8). Совместно с аваруитом попало одно зерно, которое оказалось самородным железом, что подтверждено вростком в нем кварца (см. табл. 9).

Кроме описанных массивов, в шлиховых ореолах которых обнаружены самородные элементы, следует отметить также Эттингольский массив. Здесь обнаружено одно зерно высокопробного золота, которое характеризуется неоднородным составом (см. табл. 12), причем изменения состава зерна в центре и по периферии не закономерны что и показано на рис. 1.

После краткой характеристики распространения различных минералов в шлиховых ореолах вокруг гипербазитовых массивов остановимся на составе шлихового золота и его генетической связи с коренными источниками. Все изученные массивы имеют примерно близ

Таблица II  
Химический состав оливинов и серпентинов из коренных пород Шхидского массива, мас. %

| Компо-<br>ненты                | 9          | 9     | 9а         | 9а    | 8          | 14         | 20         | 62         | 72         | 78         | 67         | 70         | 65         |
|--------------------------------|------------|-------|------------|-------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|
|                                | Ол         | Серп  | Ол         | Серп  | Ол         | Ол         | Ол         | Ол         | Ол         | Ол         | Ол         | Ол         | Ол         |
| SiO <sub>2</sub>               | 40,68      | 43,23 | 40,72      | 43,10 | 40,46      | 40,10      | 39,32      | 40,83      | 40,40      | 41,49      | 42,26      | 40,97      | 40,17      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | He<br>оон. | 0,56  | He<br>оон. | 0,66  | He<br>оон. | He<br>оон. | He<br>оон. | He<br>оон. | He<br>оон. | He<br>оон. | He<br>оон. | He<br>оон. | He<br>оон. |
| MgO                            | 49,03      | 39,64 | 50,71      | 39,70 | 47,18      | 44,17      | 44,13      | 48,53      | 47,82      | 51,67      | 51,53      | 48,82      | 46,29      |
| CaO                            | 0,02       | 0,01  | 0,01       | 0,01  | 0,01       | 0,01       | 0,01       | 0,01       | 0,07       | 0,01       | 0,03       | 0,08       | 0,01       |
| MnO                            | 0,13       | 0,03  | 0,13       | 0,04  | 0,20       | 0,21       | 0,21       | 0,12       | 0,14       | 0,09       | 0,17       | 0,15       | 0,26       |
| FeO                            | 9,08       | 2,71  | 8,90       | 2,22  | 11,56      | 15,88      | 15,96      | 8,92       | 9,57       | 5,83       | 6,13       | 9,35       | 12,76      |
| NiO                            | 0,43       | 0,24  | 0,37       | 0,19  | 0,24       | 0,23       | 0,24       | 0,40       | 0,40       | 0,40       | 0,14       | 0,35       | 0,25       |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,05       | 0,01  | He<br>оон. | 0,01  | He<br>оон. | He<br>оон. | He<br>оон. | He<br>оон. | 0,01       | He<br>оон. | He<br>оон. | 0,02       | He<br>оон. |
| Сумма                          | 99,42      | 86,11 | 100,84     | 85,93 | 99,65      | 100,60     | 99,87      | 98,81      | 98,41      | 99,49      | 100,30     | 99,74      | 99,74      |
| Fe+100%<br>Fe + Mg             | 9,5        | 3,7   | 9,0        | 3,1   | 12,10      | 16,8       | 16,9       | 9,3        | 10,1       | 6,0        | 6,2        | 9,7        | 13,4       |

Примечание. Ол - оливин; серп - серпентин; обр. 9, 9а, 72, 70 - дуниты; обр. 8, 14, 20 - вер-  
литы; обр. 62, 65 - оливиновый клинопироксенит; обр. 78, 67 - хромитит, включение в хромите.

Таблица 12

Состав золота из шлихов района Эттингольского массива, мас. %

| Cu      | Ag      | Au   | Сумма | Место<br>ана-<br>лиза | Компонентный состав |     |       |
|---------|---------|------|-------|-----------------------|---------------------|-----|-------|
|         |         |      |       |                       | Cu                  | Ag  | Au    |
| 0,1     | 3,8     | 95,5 | 99,4  | ц                     | 0,1                 | 3,9 | 96,0  |
| Не обн. | 4,1     | 96,7 | 100,8 | к                     | —                   | 4,1 | 95,9  |
| Не обн. | Не обн. | 99,6 | 99,6  | ц                     | —                   | —   | 100,0 |

кий вещественный состав: дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, пироксениты, листвениты. Все породы в разной степени карбонатизированы и серпентинизированы. В них присутствуют в разных объемах серпентиниты антигоритового, лизардитового и смешанного составов. Могут встречаться вердиты и породы апогаббрового и апогипербазитового метасоматического преобразования. Для всех массивов характерно одинаковое геологическое положение. Они расположены среди каледонских складчатых структур, локализуясь в зонах глубинных разломов, разделяющих либо разновозрастные, либо разнофациальные образования. Во всех случаях в больших или меньших количествах в раме присутствуют древние докембрийские метаморфические образования, в том числе и черные сланцы. Возникают вопросы: "Имеется ли в шлихах золото, генетически связанное с гипербазитами, каков его состав и каковы источники золота разного состава?" К сожалению, в настоящее время практически отсутствуют данные о составе золота, обнаруженного непосредственно в слабоизмененных ультраосновных породах или хромититах альпинотипных гипербазитов, чтобы однозначно сказать о парагенетической связи золота с этими типами пород. Имеющиеся анализы, как правило, характеризуют золото лиственитов, родингитов или кварц-карбонатных или в серпентинитах, т.е. золота, связанного с наложенными на гипербазиты гидротермальными растворами /Слипченко и др., 1987; Мурзин и др., 1987/. Исходя из приведенных данных, нельзя также сделать вывод о парагенетической связи первичного золота с вмещающей породой. В нашем случае имеется всего один пример золота в рубашке серпентина в сростке с магнетитом. Это дает право предполагать лишь парагенезис данного золота с серпентинитами и связь его с серпентинизирующими растворами. Что же касается

остальных золотин, то их первоисточник проблематичен.

По составу исследованные зерна золота можно условно разделить на четыре группы. Первая – высокопробное золото 849–1000, вторая – низкопробное 743–813. Вполне вероятно, что при большем числе наблюдений перерыв между этими группами заполнится и образуется один непрерывный ряд. Для этих групп характерно колебание содержания только золота и серебра при незначительных количествах других компонентов. В две другие группы попали фигуративные точки составов (см. рис. I), в которых повышено содержание меди, ртути или серебра. В эти группы попали золото из матрицы в зернах с красноватыми включениями и золото в рубашке серпентина из Наранского массива.

На основании данных о находках в измененных гипербазитах и породах генетически и пространственно с ними связанных (серпентинитах, листовниках, родингитах), а также в шлиховых ореолах вокруг массивов ультраосновных пород, электрума, медистого золота или золота, содержащего ртуть, можно предполагать связь золота последних двух групп с серпентинитами и породами апогипербазитового и апогаббрового происхождения. Источником золота первых двух групп, возможно, являются древние метаморфические породы или гидротермальные жильные образования в них, как это имеет место в других регионах /Молчанов и др., 1983/. Косвенным подтверждением этого предположения может служить отсутствие находок знаков золота в шлиховых ореолах вокруг многих гипербазитовых массивов гердинской складчатой области, которые вмещаются слабо-метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями нижне-го-среднего палеозоя.

Выше отмечалось, что минерализация элементов платиновой группы в Монголии установлена в настоящее время только в шлиховых ореолах Наранского массива /Кривенко и др., 1985; Сидоров и др., 1987/. К известному добавилась сделанная нами в 1985 г. находка в шлихах этого же массива сперрилита. Хотя в коренном залегании МПГ в данном массиве не обнаружены, однако состав платиноидов и ассоциация с породообразующими и акцессорными минералами гипербазитов аналогичны таковым из других регионов и не вызывают сомнения в генетической связи их с гипербазитами /Рудашевский и др., 1983, 1984; Дмитренко и др., 1985; Сидоров и др., 1987/. При этом, если минералы, отвечающие по составу рутенири-

досмину и содержащие различные включения других платиновых минералов, могут быть отнесены к парагенезисам, характеризующим более ранние этапы формирования гипербазитов, то наличие сперритита, по-видимому, указывает на более позднее преобразование гипербазитов. Этому, очевидно, способствовали гидротермальные растворы (флюиды), содержащие мышьяк и другие элементы. Об этом, в частности, свидетельствует значительное развитие гидротермально-метасоматических пород в Наранском массиве /Агафонов и др., 1987/, снос с которых формирует шпиховый ореол, где обнаружены все минералы платиновой группы. Здесь широко представлен также арсенид железа - лёллингит.

Остановимся более подробно на характеристике аваруита и минералов в сростании с ним. Этот минерал обнаружен в шпихах двух массивов: Наранском и Шпихидском. Особенно он обилен в пределах последнего. Наблюдаются некоторые незначительные различия в составе аваруита этих массивов. Так, аваруит Наранского массива изменяет свой состав по железу от 17 до 26 %, тогда как в Шпихидском пределы вариаций железа меньше - от 22 до 25 %. Кроме того, в составе аваруита из первого массива присутствует значительная примесь кобальта и вростков других минералов не было встречено. Напротив, в аваруите Шпихидского массива включения встречаются в изобилии. Они представлены магнетитом, хромистым магнетитом, оливином, серпентином и пиритом. Кроме последнего минерала, в котором количественно определялась только сера, все другие минералы были проанализированы на основные минералообразующие компоненты. Размеры включений колеблются от десятых долей до 1 мм. Согласно микросондовым анализам (см. табл. 9, 10) магнетит из включений содержит в переменных количествах хром, от полного отсутствия до 26,06 мас.%. Некоторые включения обогащены алюминием и магнием. В одном случае магнетит содержит высокое количество марганца. В проанализированных включениях оливина полностью отсутствуют алюминий и титан, а другие элементы содержатся на уровне фоновых количеств или обычных характерных для оливина гипербазитов /Пинус и др., 1984/. Железистость оливина из включений изменяется от 7,60 до 10,30 %. Серпентины из включений наряду с главными компонентами содержат в переменных количествах алюминий и хром. Железистость серпентинов колеблется от 2,6 до 4,3 %. Анализы оливинов и серпентинов, выполненные для сравнения

с минералами включений в аваруите, приведены в табл. II. Минералы для анализов выбирались из пород в коренных обнажениях по долине р. Нурту-Бярантийн-Гол, т.е. в местах возможного источника сноса аваруита. Как видно, железистость серпентина из дунитов составила 3,1 – 3,7 % и попала в интервал колебаний железистости серпентинов из включений. Близки составы серпентинов из включений и пород по другим параметрам. Это же самое относится и к оливинам. Колебание железистости оливина в целом составляют 6,0 – 16,9 %, а по породам: дуниты – 9,0–10,1 %, верлиты – 12,1–16,9 %; клинопироксены – 9,3–13,4 %, хромиты – 6,0–6,2 %. Сравнение приведенных цифр свидетельствует о близости железистости оливина дунитов и включений. Таким образом, с определенной долей вероятности можно предполагать в качестве первоисточника аваруита – дуниты.

Все исследователи, изучавшие аваруит и другие самородные сплавы никеля и железа в связи с гипербазитами, единодушны в том, что образование этого минерала связано с серпентинизацией ульт – раосновных пород. Источником никеля являются породы, подвергавшиеся серпентинизации. По некоторым данным /Chamberlain, 1966/ одновременно с аваруитом, только в разных зонах внутри гипербазитовых тел, формируется хизлевудит. Это, в частности, подтверждается отсутствием находок совместного присутствия аваруита с хизлевудитом. Позднее за счет сульфидов может сформироваться самородный сплав металлов, в том числе и самородный никель. Последний может образоваться в гипергенных условиях из аваруита в результате выщелачивания железа. Поэтому, чем дальше от источника сноса найден сплав никеля с железом, тем он будет богаче никелем /Challis, 1975/. Возможно с этим связано колебание железа и никеля в аваруите из шпиховых ореолов. Эксперименты показывают, что при серпентинизации оливина посредством раствора NaOH при низкой концентрации серы и в ее отсутствие при температуре  $350 \pm 50^\circ\text{C}$  и давлении  $2000 \pm 50$  бар. аваруит легко кристаллизуется /Filippidis, 1985/. Составы образованных минералов (серпентина, магнетита, аваруита) зависят от состава исходного оливина, а также фугитивности кислорода и серы. Источником никеля служит оливин. Данные, полученные нами по составу аваруита и включений в нем, полностью согласуются с генетическими построениями вышеназванных авторов. Наличие во включениях оливина и серпентина свидетельствуют о том,

что температура формирования аваруита контролируется равновесием оливина с серпентином. Какова величина температуры формирования — конкретно сказать не представляется возможным. Несомненно только, что она ниже температуры устойчивости оливина в гидротермальной системе. Состав сосуществующих оливина и серпентина (см. табл. II) свидетельствует о перераспределении никеля в процессе серпентинизации. Так, его содержание в серпентине падает, по сравнению с оливином, почти в два раза. Концентратором никеля в серпентинитах становятся магнетит и сульфид никеля, а в условиях низкого парциального давления кислорода и серы — аваруит. Факт находки этого минерала в Наранском и Шихидском массивах, прорываемых дифференцированными габброидами /Поляков и др., 1987; Агафонов и др., 1987/, позволяет предполагать связь формирования аваруита с серпентинизацией под воздействием более поздних по сравнению с гипербазитами габброидов. Показательно, что в обоих массивах аваруит обнаружен только в шлиховых ореолах, в формировании которых принимает участие снос с контактовых участков габброиды-гипербазиты.

В заключении отметим некоторые особенности шлиховой минерализации в пределах изученных гипербазитовых массивов. В шлиховых ореолах кроме всегда присутствующих породообразующих и акцессорных минералов гипербазитов повсеместно встречается также гранат независимо от состава вмещающих толщ как в каледонских, так и в герцинских складчатых структурах. Золото обнаружено только в шлихах вокруг гипербазитовых массивов, локализованных в древних складчатых сооружениях среди высокометаморфизованных образований. МПГ обнаружены в пределах Джаргалантуйского и Наранского массивов. В шлиховых ореолах Наранского, а также Шихидского, присутствует аваруит. Особенно много этого минерала в шлихах последнего массива по р. Нурту-Бярангийн-Гол. Формирование аваруита связано с серпентинизацией ультраосновных пород в резковосстановительных условиях при дефиците серы.

#### Литература

АБОВЯН С.Б. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы офиитовых поясов Армянской ССР. Ереван: Из-во АН АрмССР, 1981. 306 с.



АГАФОНОВ Л.В., БАЯРХУУ Ж., ПИНУС Г.В., СТУПАКОВ С.И. Металлогения Монгольской Народной Республики (полезные ископаемые, связанные с альпинотипными гипербазитами). Новосибирск, 1985. 37 с. (Препр. /ИГиГ СО АН СССР; № 16).

АГАФОНОВ Л.В., ИЗОХ А.Э., СТУПАКОВ С.И. Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая формация Монголии. Новосибирск, 1987. 47 с. (Препр. /ИГиГ СО АН СССР; № 7).

АГАФОНОВ Л.В., ПОСПЕЛОВА Л.Н., БАЯРХУУ Ж. Вторичные дуниты Наранского массива и их минералого-петрографические особенности // Материалы по петрологии, минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск, 1978. С. 4-15.

АГАФОНОВ Л.В., СТУПАКОВ С.И., ДОИЛЬНИЦЫН Е.Ф., АРЖЕНКОВА П.Н. Апогипербазитовые карбонатсодержащие породы Монголии, компонентный состав, изотопы углерода и кислорода карбонатов // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 4. Минералогия, геохимия. Новосибирск, 1987. С. III-124.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ. Справочник. М.: Металлургия, 1984. 592 с.

ДМИТРЕНКО Г.Г., МОЧАЛОВ А.Г., ПАЛАНДЖЯН С.А., ГОРЯЧЕВА Е.М. Химические составы породообразующих и акцессорных минералов альпинотипных ультрамафитов Корякского нагорья. Магадан, 1985. 60 с. (Препр./СВКНИИ ДВНЦ АН СССР; ч. II.).

КРИВЕНКО А.П., СИДОРОВ Е.Г., ИЗОХ А.Э. Первая находка платиноидов в Монголии // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов: Тез. докл. Свердловск, 1985. С. 37-38.

ЛЕСНОВ Ф.П. Наранский полигенный базит-гипербазитовый плутон (Западная Монголия) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск, 1982. С. 58-95.

МОЧАЛОВ А.Г., ПРЕЙС В.К., ИВАНОВА С.И. Платиновые минералы и самородное золото в четвертичных отложениях Корякско-Камчатской складчатой области // Тихоокеан. геология. 1983. № 5. С. 101-107.

МУРЗИН В.В., КУДРЯВЦЕВ В.И., БЕРЗОН Р.О., СУСТАВОВ С.Г. Медистое золото в зонах родингитизации // Геология руд. месторождений. 1987. Т. 29, № 5. С. 96-99.

ПИНУС Г.В., АГАФОНОВ Л.В., ЛЕСНОВ Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 200 с.

ПОЛЯКОВ Г.В., ИЗОХ А.Э., КРИВЕНКО А.П. и др. Систематика

габброидных формаций Западной Монголии // Систематика магматических формаций. Новосибирск, 1987. С.4-59.

РУДАШЕВСКИЙ Н.С., МОЧАЛОВ А.Г., ЖДАНОВ В.В. Минеральные парагенезисы платиноидов ультрамафитов // Зап.ВМО. 1983. Т. II2, № I. С. 3-13.

РУДАШЕВСКИЙ Н.С., СТАРКИ В.В. Природа Fe-P твердых растворов в ультрамафитах // Докл. АН СССР. 1984. Т.279, №2. С.467-471.

СЛИПЧЕНКО В.В., ДЕМЬЯНЕНКО В.В., АНДРЕЕВ А.В., ЧЕБУРКИН А.К., Самородное золото в серпентинизированных перидотитах разлома Оуэн (Индийский океан) // Изв. АН СССР. Сер.геол., 1987. № I2. С. I24-I28.

СИДОРОВ Е.Г., ИЗОХ А.Э., КРИВЕНКО А.П., ЧУБАРОВ В.М. О минералах платиноидов Монголии // Геология и геофизика, 1987. №I2. С. I08-II2.

СИДОРОВ Е.Г. Самородные никелевые минералы в гипербазитах // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295, № 6. С. I456-I459.

CHALLIS G.A. Native mickel from the Jerry River, South Westland, New Zealand: an example of natural refining // Miner. Mag. 1975. Vol. 40, N. 311. P. 247-251.

CHAMBERLAIN J.A. Heazlewoodite and awaruite in serpentinites of the eastern townships, Quebec // Can. Miner., 1966.Vol.8, Part 4. P. 519-522.

FILIPPIDIS ANESTIS. Formation of Awaruite in the System Ni-Fe-Mg-Si-O-H-S and Olivine Hydration with NaOH Solution, the Experimental Study // Econ. Geol., 1985. Vol. 80, N. 7. P. 1974 - 1988.

KANEHIRA K., BANNO S, YUI S. Awaruite, heazlewooditen and native copper in serpentinitized peridotite from the Mineoka district, Boso Peninsula // Гансэки кобуцу косё гаккайси. J. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol. 1975. Vol.70, N. 11. P. 388-394.

LAN CHING-YING. Nickeliferous opaque minerals associated with the east Taiwan ophiolite // Mem. Geol. Soc. China. 1987. N.8. P. 113-122.

ХРОМИТИТЫ НАРАНСКОГО БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА В  
ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ (химический состав и газовые компоненты)

В пределах многих сложных базит-гипербазитовых массивов Монголии, как и других регионов Центрально-Азиатского складчатого пояса, известны многочисленные, обычно мелкие проявления хромитовых руд - хромититов /Пинус и др., 1979/. Наиболее часто они встречаются в Солонкерском, Шишхидгольском, Хутульском, Иххаджумском, Улахидском и Наранском массивах, будучи представлены единичными коренными выходами и многочисленными делювиально-элювиальными развалами. Судя по имеющимся единичным анализам массивных и густо вкрапленных хромититов, количество хрома в них варьирует в диапазоне 30-63 мас.%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  /Пинус и др., 1984а,б/.

Одним из наиболее типичных по своему строению, вещественному составу и рудоносности является Наранский базит-гипербазитовый массив, входящий в состав Дзабханского базит-гипербазитового пояса и расположенный в хребте Хан-Тайширин вблизи города Гоби Алтай /Леснов, 1982; Пинус и др., 1984 а/. Массив состоит из трех главных структурно-вещественных элементов: 1) крупное протрузивное гипербазитовое тело, сложенное серпентинизированными гарцбургитами, дунитами, лерцолитами и серпентинитами; 2) прорывающий породы гипербазитовой протрузии и ее рамы относительно небольшой габброидный интрузив, сложенный габбро-норитами и габбро и 3) маломощная контактовая переходная зона, расположенная на границе гипербазитовой протрузии и габброидного интрузива и сложенная преобладающими пироксенитами и подчиненными им серпентинитами, верлитами и габброидами. Массив рассматривается как полигенное плутоническое тело, сформировавшееся в результате ряда последовательных, разорванных во времени магматических, метасоматических и тектонических процессов /Леснов, 1982/. В пределах массива, в особенности в районе руч.Бидэрин-Гол, ранее было обнаружено несколько проявлений хромитовых руд массивной и густо вкрапленной текстуры, представленных в виде делювиально-элювиальных развалов. По данным химических анализов хромитовые руды содержат около 42 мас.%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (табл. I).

С целью более углубленного изучения петрологии, геохимии и рудоносности этого массива в 1987 г. авторами были проведены до-

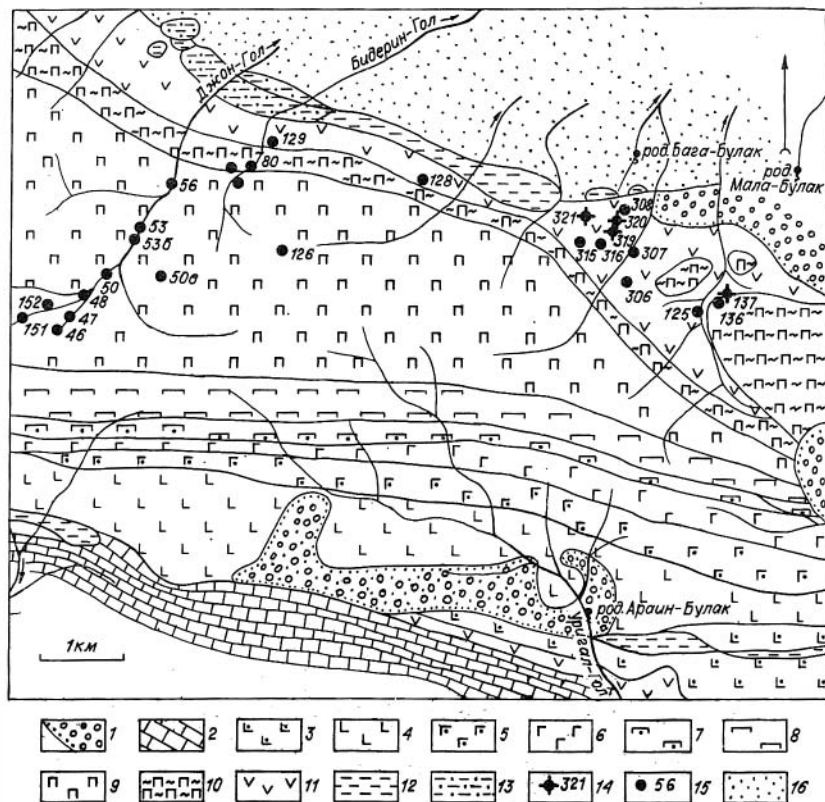


Рис. I. Схема строения восточного фланга Наранского базит-гипербазитового массива и распространение массивных хромитовых руд в его пределах (составлена авторами):

1 - конгломераты, гравелиты, песчаники (девон?); 2 - известняки (венд-кембрий?); 3 - андезитов-базальты (венд-кембрий?), секущиеся дайками диабазов; 4 - поле широкого распространения оближенных даек диабазов с включениями (скринами) габбро; 5 - габбро, секущиеся многочисленными дайками диабазов; 6 - габбронориты, габбро; 7 - габбронориты и габбро с редкими линзовидными телами пироксенитов; 8 - пироксениты с отдельными линзовидными телами габброноритов и габбро; 9 - гарцбургиты, дуниты, лерцолиты средне- и слабо серпентинизированные и не-

значительно динамометаморфизованные; I0 – то же, сильно серпентинизированные и динамометаморфизованные; II – серпентиниты апогарцбургитовые и аподунитовые значительно динамометаморфизованные и дезинтегрированные; I2 – листвениты; I3 – магнезиты; I4 – места отбора проб массивных хромитов из коренных выходов и их номера; I5 – то же, из делювиально-элювиальных развалов; I6 – современные рыхлые отложения

полнительные полевые работы, в результате которых удалось обнаружить ряд новых проявлений хромитов, в том числе в небольших коренных выходах. Все выявленные в восточной части массива рудопроявления хромитов локализованы в виде двух обособленных ареалов – западного, приуроченного к бассейнам ручьев Бидэрин-Гол и Джон-Гол, и восточного, который приурочен к бассейну безымянного ручья южнее родника Бага-булак (рис. I). Именно к последнему ареалу относятся четыре впервые выявленных коренных выхода залежей хромитов. Как эти рудопроявления, так и делювиально-элювиальные развалы хромитов находятся в поле развития серпентинизированных гарцбургитов и дунитов, а также образовавшихся по ним серпентинитов.

Хромититы обычно имеют среднезернистую структуру и массивную текстуру, реже встречаются крупнозернистые их разновидности. Помимо главной фазы – хромшпинелида – хромитовые руды содержат в виде примеси некоторое количество силикатных фаз, представленных серпентинизированным оливином, серпентином и хромистым хлоритом. Иногда в них наблюдаются прожилки и гнезда карбонатов. Судя по имеющимся определениям атомно-абсорбционным методом, в хромититах Наранского и других массивов Монголии содержится примесь

Таблица I

Химический состав массивных хромитовых руд Наранского массива  
/по Линусу и др., 1979/

| Номер<br>обр. | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | CaO  | MgO   | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | NiO  | CoO  | V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | П.п.п. | Сумма |
|---------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|--------------------------------|------------------|------|------|-------------------------------|--------|-------|
| М-608         | 7,70             | 5,05                           | 0,14                           | 28,20 | 0,12 | 12,65 | 41,10                          | 0,25             | 0,12 | 0,09 | 0,26                          | 3,83   | 99,51 |
| М-608а        | 9,00             | 10,96                          | 3,19                           | 13,88 | 0,12 | 18,28 | 41,88                          | 0,12             | 0,14 | 0,05 | 0,16                          | 2,10   | 99,88 |

Примечание. Анализ выполнен Э.С.Гулецкой.

Таблица 2

Химический состав массивных хромитовых руд Наранского массива, мас. %

| Компо-<br>нент                     | 1<br>(H-46) | 2<br>(H-46б) | 3<br>(H-46г) | 4<br>(H-50) | 5<br>(H-50в) | 6<br>(H-53а) | 7<br>(H-53б) | 8<br>(H-56д) | 9<br>(H-80) | 10<br>(H-125) | 11<br>(H-126) | 12<br>(H-128) | 13<br>(H-129) |
|------------------------------------|-------------|--------------|--------------|-------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| SiO <sub>2</sub>                   | 3,90        | 3,04         | 5,31         | 6,58        | 2,89         | 2,63         | 4,90         | 8,17         | 6,40        | 3,89          | 5,66          | 2,47          | 8,20          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 13,46       | 9,12         | 7,09         | 6,51        | 8,83         | 7,53         | 7,67         | 5,79         | 8,20        | 13,81         | 8,40          | 15,06         | 7,19          |
| TiO <sub>2</sub>                   | 0,16        | 0,16         | 0,14         | 0,16        | 0,18         | 0,24         | 0,16         | 0,16         | 0,14        | 0,14          | 0,16          | 0,20          | 0,10          |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 0,02        | 0,02         | 0,02         | 0,02        | 0,02         | 0,04         | 0,04         | 0,02         | He обн.     | He обн.       | 0,02          | 0,02          | He обн.       |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> обн | 12,91       | 13,74        | 13,55        | 13,92       | 14,25        | 13,65        | 13,39        | 12,84        | 13,56       | 13,83         | 13,49         | 12,73         | 12,37         |
| CaO                                | 0,23        | 0,40         | 0,28         | He обн.     | 0,11         | 0,06         | He обн.      | 0,06         | 0,95        | 0,76          | He обн.       | 0,17          | 0,40          |
| MgO                                | 16,84       | 16,12        | 15,69        | 17,26       | 15,83        | 16,40        | 16,64        | 18,31        | 17,54       | 16,41         | 16,40         | 16,40         | 18,11         |
| Na <sub>2</sub> O                  | 0,01        | He обн.      | 0,02         | 0,02        | 0,01         | 0,01         | 0,03         | 0,01         | 0,01        | 0,01          | He обн.       | 0,01          | He обн.       |
| K <sub>2</sub> O                   | 0,02        | 0,01         | 0,02         | 0,02        | 0,02         | 0,01         | 0,04         | 0,04         | 0,02        | 0,07          | 0,02          | 0,02          | 0,02          |
| MnO                                | 0,03        | 0,07         | 0,03         | 0,03        | 0,02         | 0,01         | 0,02         | 0,06         | 0,17        | 0,10          | 0,04          | 0,03          | 0,12          |
| H <sub>2</sub> O-                  | 0,12        | He обн.      | 0,08         | 0,08        | 0,06         | He обн.      | 0,02         | 0,06         | 0,08        | He обн.       | He обн.       | He обн.       | He обн.       |
| П.п.                               | 0,46        | He обн.      | 1,14         | 1,30        | +0,24        | 0,36         | 0,64         | 2,20         | 4,00        | 2,66          | 0,78          | 0,16          | 2,66          |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 50,26       | 55,52        | 56,11        | 53,80       | 56,48        | 58,20        | 55,56        | 50,95        | 47,59       | 46,56         | 53,27         | 53,07         | 48,93         |
| Сумма                              | 98,42       | 98,20        | 99,48        | 99,70       | 98,46        | 98,42        | 98,41        | 98,67        | 98,66       | 98,24         | 98,24         | 100,34        | 98,10         |
| CO <sub>2</sub>                    | He обн.     | He обн.      | 0,33         | He обн.     | 0,11         | He обн.      | He обн.      | He обн.      | 2,53        | 2,31          | He обн.       | He обн.       | 0,66          |
| C/A                                | 0,79        | 0,86         | 0,89         | 0,89        | 0,86         | 0,89         | 0,88         | 0,90         | 0,85        | 0,77          | 0,86          | 0,78          | 0,87          |
| F/M                                | 0,43        | 0,46         | 0,46         | 0,45        | 0,47         | 0,45         | 0,45         | 0,47         | 0,44        | 0,46          | 0,45          | 0,44          | 0,41          |
| Co                                 | 26          | 37           | 29           | 34          | 19           | 15           | 16           | 120          | 50          | 46            | 25            | 13            | 57            |
| N1                                 | <2          | <2           | <2           | <2          | <2           | <2           | <2           | <2           | <2          | <2            | <2            | <2            | <2            |
| V                                  | <50         | <50          | <50          | <50         | <50          | <50          | <50          | 300          | <50         | <50           | <50           | <50           | <50           |
| Cu                                 | 14          | 7            | 7            | 11          | 11           | 11           | 11           | 210          | 7           | 7             | 7             | 9             | 9             |
| Zn                                 | 49          | 110          | 68           | 44          | 23           | 17           | 19           | 270          | 230         | 150           | 74            | 32            | 280           |
| Rb                                 | <1          | <1           | <1           | <1          | <1           | <1           | <1           | 11           | <1          | <1            | <1            | <1            | <1            |

| Компо-<br>нент                     | 14<br>(Н-136) | 15<br>(Н-137) | 16<br>(Н-151) | 17<br>(Н-152) | 18<br>(Н-306) | 19<br>(Н-307) | 20<br>(Н-308) | 21<br>(Н-315) | 22<br>(Н-316) | 23<br>(Н-319) | 24<br>(Н-320) | 25<br>(Н-321) | $\bar{x}$ | $\sigma$ |
|------------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|-----------|----------|
| SiO <sub>2</sub>                   | 4,39          | 1,98          | 3,70          | 4,03          | 4,87          | 1,62          | 2,69          | 2,57          | 4,63          | 6,23          | 5,51          | 2,97          | 4,32      | 1,88     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 7,53          | 7,67          | 7,82          | 12,16         | 9,37          | 10,42         | 7,82          | 11,20         | 6,80          | 11,15         | 7,59          | 8,25          | 8,76      | 2,39     |
| TiO <sub>2</sub>                   | 0,18          | 0,18          | 0,12          | 0,18          | 0,18          | 0,18          | 0,16          | 0,16          | 0,14          | 0,14          | 0,14          | 0,16          | 0,16      | 0,03     |
| FeO <sub>5</sub>                   | 0,04          | 0,04          | 0,02          | 0,02          | 0,03          | 0,02          | 0,04          | He обн.       | He обн.       | 0,02          | He обн.       | 0,02          | 0,02      | 0,01     |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ | 15,39         | 13,77         | 13,36         | 15,48         | 16,97         | 14,47         | 14,76         | 15,97         | 13,84         | 14,57         | 15,03         | 16,03         | 13,98     | 0,97     |
| CaO                                | 0,23          | 0,23          | 0,28          | He обн.       | 0,52          | 0,28          | 0,17          | 0,65          | He обн.       | 0,11          | 0,06          | 0,23          | 0,16      | 0,13     |
| MgO                                | 15,97         | 15,40         | 15,54         | 15,69         | 15,97         | 14,97         | 15,40         | 14,65         | 16,12         | 17,26         | 16,89         | 15,83         | 16,34     | 0,87     |
| Na <sub>2</sub> O                  | 0,01          | He обн.       | 0,01          | He обн.       | He обн.       | He обн.       | He обн.       | He обн.       | He обн.       | 0,01          | He обн.       | 0,01          | 0,01      | 0,01     |
| K <sub>2</sub> O                   | 0,02          | 0,01          | 0,01          | 0,01          | 0,01          | He обн.       | He обн.       | 0,01          | He обн.       | 0,02          | 0,01          | 0,01          | 0,02      | 0,01     |
| MnO                                | 0,15          | 0,02          | 0,04          | 0,05          | 0,31          | 0,02          | 0,04          | 0,25          | 0,11          | 0,17          | 0,14          | 0,26          | 0,07      | 0,06     |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>      | 0,24          | 0,12          | 0,18          | 0,14          | 0,14          | He обн.       | 0,10          | 0,06          | He обн.       | 0,06          | 0,03          | 0,04          | 0,07      | 0,07     |
| П.п.п.                             | 0,80          | +0,18         | 0,24          | 1,62          | 1,96          | 0,50          | 0,20          | 1,36          | 0,89          | 1,76          | 1,00          | 0,20          | 0,83      | 0,73     |
| Σг <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 54,80         | 60,65         | 57,51         | 52,10         | 48,88         | 58,79         | 57,49         | 51,54         | 55,74         | 47,33         | 51,85         | 54,56         | 54,43     | 3,38     |
| Сумма                              | 99,75         | 99,89         | 98,83         | 98,24         | 99,21         | 100,27        | 98,87         | 98,42         | 98,27         | 98,83         | 98,30         | 98,57         | 98,87     | 0,72     |
| CO <sub>2</sub>                    | 0,22          | 0,11          | 0,11          | He обн.       | 1,21          | He обн.       | 0,11          | 1,32          | 0,11          | 0,22          | 0,11          | 0,22          | -         | -        |
| С/А                                | 0,88          | 0,89          | 0,87          | 0,81          | 0,84          | 0,85          | 0,88          | 0,82          | 0,89          | 0,81          | 0,87          | 0,87          | 0,86      | 0,03     |
| Р/М                                | 0,49          | 0,47          | 0,46          | 0,50          | 0,52          | 0,49          | 0,49          | 0,52          | 0,46          | 0,46          | 0,47          | 0,50          | 0,46      | 0,03     |
| Co                                 | 35            | 17            | 25            | 30            | 100           | 15            | 23            | 30            | 35            | 28            | 46            | 80            | 35        | 25       |
| Ni                                 | <2            | <2            | <2            | <2            | <2            | <2            | <2            | <2            | <2            | <2            | <2            | <2            | -         | -        |
| V                                  | <50           | <50           | <50           | <50           | <50           | <50           | <50           | <50           | <50           | <50           | <50           | <50           | -         | -        |
| Cu                                 | 9             | 9             | 5             | 12            | 7             | 7             | 8             | 10            | 10            | 17            | 11            | 10            | 19        | 43       |
| Zn                                 | 190           | 35            | 49            | 83            | 530           | 21            | 56            | 130           | 140           | 180           | 120           | 400           | 108       | 103      |
| Rb                                 | <1            | <1            | <1            | <1            | <1            | <1            | <1            | <1            | <1            | <1            | <1            | <1            | -         | -        |

Примечание. Химический анализ выполнен Н.В. Чертенковой. Определения содержания кобальта, никеля, ванадия, меди, цинка и рубидия (в г/т) выполнены И.Ю. Иванченко с помощью атомно-абсорбционного метода. Анализ: I-13, I6, I7 - по пробам из центральной части шлупона, остальные - из его восточной части; I5,23-25 - из коренных выходов хромитовых тел. С/А =  $\sigma/\bar{x}$  ( $\sigma/\bar{x}$  =  $\sigma/\bar{x}$ ), Р/М =  $\sigma/\bar{x}$  ( $\sigma/\bar{x}$  =  $\sigma/\bar{x}$ ),  $\sigma/\bar{x}$  =  $\sigma/\bar{x}$  ( $\sigma/\bar{x}$  =  $\sigma/\bar{x}$ ). Среднее содержание ( $\bar{x}$ ) и стандартное отклонение ( $\sigma$ ) рассчитаны по 21 анализу (без анализов 9, 10, 18, 21).

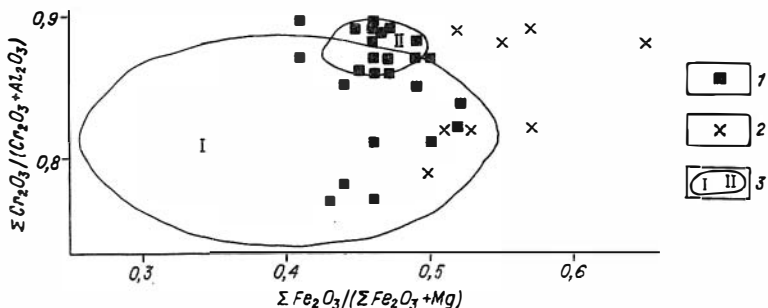


Рис.2. Соотношение хромистости и железности рудных хромититов и слагающих их хромшпинелидов:

I – хромититы Наранского массива (химические анализы, см. табл. 2); 2 – хромшпинелиды из хромититов Наранского массива (микронзондовые анализы, см. табл. 3); 3 – Кемпирсайский массив: I – поле составов хромититов из дунитов (химические анализы /по Павлову и др., 1968/); II – поле составов хромшпинелидов из хромититов месторождения Алмаз-Жемчужина (микронзондовые анализы /по Симонову и др., 1988/)

элементов группы платины /Леснов, Цимбалист, 1983/. Очевидно, существенную роль среди последних играют тугоплавкие платиноиды, в частности, иридий. Обнаруженные в шлихах из пролувия руч. Бидэрин-Гол зерна рутениридосмина /Сидоров и др., 1987/, вероятно, связаны с дезинтеграцией хромититов, распространенных в этом районе массива в виде многочисленных глыб.

Для изучения состава хромититов Наранского массива из всех известных проявлений обоих ареалов было отобрано 25 проб весом от 5 до 100 кг. Они подверглись общему химическому, атомно – абсорбционному на примесные компоненты, а также хроматографическому на газовые компоненты анализам.

Судя по полученным данным, содержание хрома в хромититах массива заметно выше (47–61 мас.%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ), чем это представлялось ранее (см. табл. I), а среднее содержание компонента составляет 54 мас.% (табл. 2). Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в них колеблется в пределах 5,8–15,0 мас.%, а  $\text{MgO}$  – 15–18 мас.%. Коэффициент хромистости –  $\text{Cr}_2\text{O}_3 / (\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3)$  – хромититов массива изменяет-



Таблица 3

Химический состав хромшпинелидов  
из хромитовых руд Наранского массива, мас.%

| Компо-<br>нент                 | 809 <sub>з</sub> | 724 <sub>е</sub> | 701 <sub>е</sub> | 724 <sub>в</sub> | 713 <sub>а</sub> | 704 <sub>в</sub> | 723 <sub>а</sub> | 809 <sub>д</sub> |
|--------------------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
| TiO <sub>2</sub>               | 0,14             | 0,10             | 0,11             | 0,12             | 0,11             | 0,11             | 0,11             | 0,10             |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11,97            | 12,25            | 13,95            | 7,78             | 8,26             | 7,95             | 12,50            | 8,13             |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 55,48            | 56,29            | 53,25            | 58,32            | 62,05            | 63,78            | 56,95            | 63,09            |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5,12             | 3,86             | 4,70             | 5,28             | 3,28             | 2,80             | 3,28             | 2,75             |
| FeO                            | 9,72             | 11,12            | 9,68             | 14,93            | 11,83            | 11,44            | 13,13            | 12,75            |
| MnO                            | 0,43             | 0,41             | 0,35             | 0,59             | 0,64             | 0,50             | 0,49             | 0,52             |
| MgO                            | 15,17            | 14,33            | 15,20            | 11,32            | 13,60            | 14,15            | 13,30            | 13,21            |
| NiO                            | 0,14             | 0,11             | 0,15             | 0,08             | 0,10             | 0,11             | 0,09             | 0,05             |
| Сумма                          | 98,17            | 98,47            | 97,39            | 98,42            | 99,87            | 100,84           | 99,85            | 100,60           |
| C/A                            | 0,82             | 0,82             | 0,79             | 0,88             | 0,88             | 0,89             | 0,82             | 0,89             |
| F/M                            | 0,51             | 0,53             | 0,50             | 0,66             | 0,55             | 0,52             | 0,57             | 0,57             |

Примечание. Анализы выполнены рентгеноспектральным методом на микрозонде /Пинус и др., 1984/.

ся в пределах 0,77–0,90 при преобладающих значениях 0,85–0,89. В свою очередь коэффициент их железистости –  $\sum \text{Fe}_2\text{O}_3 / (\sum \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$  – варьирует в интервале 0,41–0,52. На диаграмме, отражающей соотношение хромистости и железистости, можно видеть, что многие фигуративные точки составов хромититов массива сосредоточены в пределах поля составов хромититов из месторождения Алмаз-Жемчужина в Кемпирсайском массиве (рис. 2). Однако точки почти половины проанализированных нами проб, характеризующихся меньшей хромистостью, оказались в более обширном поле составов хромититов из дунитов того же массива. Отметим, что хромититы Наранского массива по анализам валовых проб отличаются от собственно хромшпинелидов, слагающих их, более высокой магнезиальностью (табл.3), что связано с присутствием в рудах примеси магнийсодержащих силикатов – серпентина, оливина и др.; этим же объясняется присутствие в пробах некоторого количества кремния. При анализе на микрозонде индивидуальных зерен хромшпинелидов из рудных хроми-

титов установлены более высокие концентрации марганца, чем это определено химическим анализом по валовым пробам хромититов.

Изучение примесных элементов в хромититах, проведенное методом атомной абсорбции, показало заметные колебания содержания кобальта, меди, цинка. Оценить содержания никеля, ванадия и рубидия этим методом оказалось невозможно из-за его низкой чувствительности. Таковы важнейшие особенности химического состава хромититов Наранского массива. Рассмотрим далее результаты изучения их в отношении распределения летучих компонентов, полученные для этого массива впервые.

Известно, что проблема происхождения хромитовых руд в базит-гипербазитовых ассоциациях продолжает активно дискутироваться. Значительное число исследователей по-прежнему считает, что хромитовые руды образуются непосредственно из магматических ультраосновных расплавов /Условия образования ..., 1979/. В последнее время опубликованы данные о связи хромитовых руд с метасоматическими и гидротермальными процессами /Пинус и др., 1973; Велинский, 1979/. Предполагается также, что в процессах образования хромититов принимали активное участие высокотемпературные флюиды, обогащенные восстановленными газами /Симонов и др., 1988/. В последней из названных работ исследован состав газовых компонентов в хромитовых рудах месторождения Алмаз-Жемчужна в Кемпирсайском массиве (Южный Урал). При этом обнаружилась тесная связь восстановленных газов ( $\text{CH}_4$  и др.) непосредственно с залежью хромититов при почти полном отсутствии этих газов в окружающих рудную залежь ультраосновных породах. Указанная зависимость может рассматриваться как важный поисковый признак. В связи с этим аналогичные исследования были проведены на материале из Наранского массива.

В соответствии с методикой газового анализа хромититов, разработанной при изучении Кемпирсайского массива, все пробы, отобранные в Наранском массиве, дробились до фракции +0,25–0,5 мм, из которой затем под биноклем отбирались две навески по 100 мг, содержащие визуально чистые, неизмененные зерна хромшпинеллидов или их сростки. Первая из этих навесок каждой пробы вначале изучалась на декрепитометре ВД-3 с целью определения кинетики газовыделения при нагревании в диапазоне температур 20 – 1000°C. По полученным кривым декрепитации устанавливались глав-

ные максимумы газовыделения (температурные пики). После указанной пробоподготовки вторая навеска хроматографическим методом анализировалась с целью определения компонентного состава газов, выделяющихся при соответствующих температурных пиках.

Схема хроматографического анализа хромититов, разработанная в ИГиГ СО АН СССР Н.Ю. Осоргиным, включает следующие основные операции. Вначале навеска пробы помещается в петлеобразную кварцевую ампулу и в течении 15 мин продувается гелием. Затем ампула отсекается от системы продувки и помещается в печь, в которой устанавливается температурный режим одного из предварительно выявленных пиков газовыделения. В этом режиме ампула с пробой выдерживается 10 мин., после чего она извлекается из печи и с помощью специального крана подключается к системе двух соединенных последовательно хроматографов типа ЛХМ-80. На первом из них определяются содержания  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ , на втором —  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2$  и  $\text{N}_2$ . Аналогичные процедуры нагрева и анализа газов проводились с той же навеской пробы для всех остальных температурных режимов максимального газовыделения.

Первичные результаты хроматографических анализов хромититов приведены в табл. 4 и 5. В первой из них помещены пробы, в которых основная часть газовых компонентов выделилась при температуре  $1000^\circ\text{C}$  и лишь небольшое их количество — при  $500^\circ\text{C}$ . Важно отметить, что все эти пробы хромититов отобраны в пределах западного ареала изучавшегося участка Наранского массива, в основном в бассейне руч. Джон-Гол (см. рис. 1). В отличие от них пробы, вошедшие в табл. 5 (восточный ареал рудопоявлений), выделили наибольшие количества газов при режиме  $750^\circ\text{C}$  и заметно меньшие количества — при  $1000^\circ\text{C}$ . Из приведенных таблиц следует, что хромититы Наранского массива содержат газовые компоненты в разных количествах, причем выделяются они при разных температурных режимах. Среди газовых компонентов были определены вода,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$  и  $\text{H}_2$ . Присутствующий во многих пробах хромититов из Кемпирсайского массива азот ни в одном из образцов Наранского массива не обнаружен. Можно также видеть, что в некоторых пробах произошло выделение аномальных количеств  $\text{CO}_2$  при режимах 750 и  $1000^\circ\text{C}$ , что, очевидно, связано с разложением карбоната.

При рассмотрении результатов газового анализа хромититов все те компоненты, которые выделялись при режимах нагрева до

Таблица 4

Результаты хроматографического анализа  
хромититов из западного ареала рудопоявлений

| Номер<br>пробы | H <sub>2</sub> O,<br>мас. % | Содержание, см <sup>3</sup> /кг |     |                 |                |                | Температура пи-<br>ков газовыделе-<br>ния (Т, °С) |
|----------------|-----------------------------|---------------------------------|-----|-----------------|----------------|----------------|---------------------------------------------------|
|                |                             | CO <sub>2</sub>                 | CO  | CH <sub>4</sub> | H <sub>2</sub> | N <sub>2</sub> |                                                   |
| I              | 2                           | 3                               | 4   | 5               | 6              | 7              | 8                                                 |
| Н-50в          | 0,001                       | 53                              | 6   | 3               | 0,0            | 0,0            | 400                                               |
|                | 0,155                       | 96                              | 5   | Сл.             | 0,0            | 0,0            | <u>1000</u>                                       |
| Н-46           | 0,008                       | 85                              | 6   | 2               | 0,0            | 0,0            | 400                                               |
|                | 0,218                       | 126                             | 13  | 3               | 0,0            | 0,0            | <u>1000</u>                                       |
| Н-129          | 0,044                       | 89                              | 3   | 3               | 0,0            | 0,0            | 400                                               |
|                | 0,774                       | 595                             | 0,0 | 0,0             | 0,0            | 0,0            | <u>1000</u>                                       |
| Н-53б          | 0,013                       | 105                             | 9   | 1               | 0,0            | 0,0            | 400                                               |
|                | 0,133                       | 183                             | 41  | Сл.             | 0,0            | 0,0            | <u>1000</u>                                       |
| Н-46б          | Сл.                         | 19                              | 5   | 1               | 0,0            | 0,0            | 300                                               |
|                | 0,002                       | 94                              | 5   | 2               | 0,0            | 0,0            | <u>500</u>                                        |
|                | 0,189                       | 120                             | 22  | 3               | Сл.            | 0,0            | <u>1000</u>                                       |
| Н-48г          | Сл.                         | 17                              | 0,0 | 0,0             | 0,0            | 0,0            | 250                                               |
|                | 0,048                       | 267                             | 0,0 | 4               | 0,0            | 0,0            | <u>500</u>                                        |
|                | 0,448                       | 90                              | 0,0 | 0,0             | 0,0            | 0,0            | <u>1000</u>                                       |
| Н-53а          | Сл.                         | 5                               | 0,0 | 0,0             | 0,0            | 0,0            | 250                                               |
|                | Сл.                         | 41                              | 3   | 7               | Сл.            | 0,0            | <u>500</u>                                        |
|                | 0,150                       | 57                              | Сл. | 1               | 207            | 0,0            | <u>1000</u>                                       |
| Н-128          | Сл.                         | Сл.                             | 0,0 | Сл.             | 0,0            | 0,0            | 250                                               |
|                | Сл.                         | 78                              | 2   | 11              | Сл.            | 0,0            | <u>500</u>                                        |
|                | 0,120                       | 159                             | 12  | 3               | 137            | 0,0            | <u>1000</u>                                       |
| Н-56д          | 0,006                       | 37                              | 0,0 | 0,0             | 0,0            | 0,0            | 250                                               |
|                | 0,058                       | 156                             | 1   | 14              | Сл.            | 0,0            | <u>500</u>                                        |
|                | 1,321                       | 191                             | 0,0 | 0,0             | Сл.            | 0,0            | <u>1000</u>                                       |
| Н-50           | 0,012                       | 25                              | 0,0 | 0,0             | 0,0            | 0,0            | 250                                               |
|                | 0,026                       | 141                             | 7   | 6               | Сл.            | 0,0            | <u>500</u>                                        |
|                | 0,592                       | 230                             | 6   | Сл.             | Сл.            | 0,0            | <u>1000</u>                                       |

| I     | 2            | 3   | 4   | 5   | 6   | 7   | 8           |
|-------|--------------|-----|-----|-----|-----|-----|-------------|
| H-80  | 0,037        | 53  | 6   | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 250         |
|       | 0,069        | 294 | 0,0 | II  | Сл. | 0,0 | <u>500</u>  |
|       | 1,025 (5587) | 2   | Сл. | Сл. | 0,0 |     | <u>1000</u> |
| H-152 | 0,011        | 12  | 4   | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 250         |
|       | 0,020        | 47  | 6   | 4   | Сл. | 0,0 | <u>500</u>  |
|       | 0,353        | 86  | 12  | II  | 9I  | 0,0 | <u>1000</u> |
| H-151 | Сл.          | 16  | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 250         |
|       | Сл.          | 70  | 6   | 7   | Сл. | 0,0 | <u>500</u>  |
|       | 0,221        | 79  | 4   | Сл. | 185 | 0,0 | <u>1000</u> |
| H-126 | Сл.          | 9   | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 250         |
|       | Сл.          | 39  | II  | 3   | Сл. | 0,0 | <u>500</u>  |
|       | 0,442        | 76  | 2   | 2   | 146 | 0,0 | <u>1000</u> |

Примечание. В скобках указаны содержания  $\text{CO}_2$ , выделившегося при разложении карбонатов. Подчеркнутые интервалы - температуры выделения высокотемпературных газов (см. табл. 5,6).

Таблица 5

Результаты хроматографического анализа  
хромититов из восточного ареала рудопроявлений

| Номер<br>проб | $\text{H}_2\text{O}$ ,<br>мас. % | Содержание, $\text{см}^3/\text{кг}$ |     |               |              |              | Температуры пи-<br>ков газовой выделе-<br>ния ( $T, ^\circ\text{C}$ ) |
|---------------|----------------------------------|-------------------------------------|-----|---------------|--------------|--------------|-----------------------------------------------------------------------|
|               |                                  | $\text{CO}_2$                       | CO  | $\text{CH}_4$ | $\text{H}_2$ | $\text{N}_2$ |                                                                       |
| I             | 2                                | 3                                   | 4   | 5             | 6            | 7            | 8                                                                     |
| H-315         | 0,012                            | 57                                  | 8   | 0,0           | 0,0          | 0,0          | 350                                                                   |
|               | 0,506 (2025)                     | 8                                   | 3   | 0,0           | 0,0          | 0,0          | <u>750</u>                                                            |
|               | 0,156 (1687)                     | 0,0                                 | 0,0 | 0,0           | 0,0          | 0,0          | <u>1000</u>                                                           |
| H-316         | 0,061                            | 94                                  | 5   | 0,0           | 0,0          | 0,0          | 350                                                                   |
|               | 1,104                            | 227                                 | 6   | 5             | 0,0          | 0,0          | <u>750</u>                                                            |
|               | 0,282                            | 28                                  | 0,0 | 0,0           | 0,0          | 0,0          | <u>1000</u>                                                           |
| H-320         | 0,035                            | 83                                  | 12  | 0,0           | 0,0          | 0,0          | 350                                                                   |
|               | 0,563                            | 288                                 | 5   | 18            | 0,0          | 0,0          | <u>750</u>                                                            |
|               | 0,215                            | 46                                  | 0,0 | 0,0           | 0,0          | 0,0          | <u>1000</u>                                                           |

| I                                     | 2            | 3   | 4   | 5   | 6   | 7   | 8           |
|---------------------------------------|--------------|-----|-----|-----|-----|-----|-------------|
| H-I25                                 | 0,0II        | 44  | 9   | II  | 0,0 | 0,0 | 350         |
|                                       | 0,4I7 (I444) | 3I  | 22  | Сл. | 0,0 | 0,0 | 750         |
|                                       | 0,178 (2355) | 87  | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 1000        |
| H-I37                                 | 0,199        | 20I | Сл. | 9   | 0,0 | 0,0 | 350         |
|                                       | 0,203        | 205 | 4   | 0,0 | 0,0 | 0,0 | <u>750</u>  |
|                                       | 0,104        | 27  | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | <u>1000</u> |
| H-307                                 | 0,007        | 24  | 4   | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 350         |
|                                       | 0,III        | 3I6 | 4   | 8   | 0,0 | 0,0 | <u>750</u>  |
|                                       | 0,08I        | 27  | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | <u>1000</u> |
| H-32I                                 | 0,024        | 96  | 18  | 3   | 0,0 | 0,0 | 350         |
|                                       | 0,408        | 609 | 7   | 16  | 0,0 | 0,0 | <u>750</u>  |
|                                       | 0,137        | 73  | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 1000        |
| H-319                                 | 0,037        | 60  | 8   | I7  | 0,0 | 0,0 | 350         |
|                                       | 0,554        | 348 | 38  | 89  | 265 | 0,0 | <u>750</u>  |
|                                       | 0,33I        | 83  | 19  | 0,0 | 155 | 0,0 | <u>1000</u> |
| H-308                                 | 0,042        | 59  | 3   | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 350         |
|                                       | 0,359        | 339 | 6   | 6   | 0,0 | 0,0 | <u>750</u>  |
|                                       | 0,148        | 25  | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 1000        |
| H-I36                                 | 0,038        | 88  | 19  | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 350         |
|                                       | 0,588        | 564 | 3   | 7   | 0,0 | 0,0 | <u>750</u>  |
|                                       | 0,207        | 44  | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | <u>1000</u> |
| H-306                                 | 0,053        | 104 | 15  | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 350         |
|                                       | 0,550 (2109) | 14  | 14  | 0,0 | 0,0 | 0,0 | <u>750</u>  |
|                                       | 0,139 (1608) | 10  | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 1000        |
| Примечание. См. примечание к табл. 4. |              |     |     |     |     |     |             |

400°C, рассматриваются как низкотемпературные. Они связаны с эпигенетическими гидротермальными процессами, и поэтому при дальнейшем обсуждении не принимались во внимание. Также не учитывались в дальнейшем данные по тем четырем пробам, при нагреве которых наблюдалось аномально высокое выделение углекислоты, образовав-

шейся при термическом разложении карбонатов, присутствующих в виде примеси. Все остальные газовые компоненты, выделившиеся из хромититов в интервале температур 500–1000°C, рассматриваются как высокотемпературные, имеющие отношение к "первичному" флюиду, сингенетичному с хромитовым оруденением. Данные по указанным высокотемпературным газам обобщены в табл. 6. В отличие от табл. 4 и 5 в нее не включены четыре пробы (Н-80, Н-125, Н-306, Н-315), в которых установлено засорение карбонатным материалом, вызвавшим аномально высокий выход углекислого газа.

Особенности распределения газовых компонентов в хромититах Наранского массива и их сравнение по этим критериям с хромититам эталонного Кемпирсайского массива целесообразно обсудить по следующим основным характеристикам: 1 – общая насыщенность хромититов высокотемпературными газами, определяемая как сумма количеств всех газов (исключая  $H_2O$ ). Этот параметр в табл. 5 обозначен как  $\Sigma$  общ; 2 – суммарное количество восстановленных газов, обнаруженных в пробах хромититов, включающее содержания  $CO$ ,  $CH_4$  и  $H_2$  ( $\Sigma$  восст.); 3 – степень окисленности флюида хромититов, определяемая как отношение  $CO_2/(CO_2 + \Sigma \text{ восст.})$ ; 4 – отношение содержаний воды и углекислоты, выраженных в мас. % ( $H_2O/CO_2$ ).

При рассмотрении особенностей состава высокотемпературных газов в изучавшихся хромититах прежде всего обращает на себя внимание полное отсутствие в них азота, который был обнаружен во многих пробах хромититов из Кемпирсайского массива /Симонов и др., 1988/. Вместе с тем, по суммарному содержанию газовой составляющей хромититы обоих массивов не обнаруживают значительных отличий: в Наранском массиве абсолютные количества газов колеблются в интервале 100 – 1000  $см^3/кг$ , а в Кемпирсайском – 53–1056  $см^3/кг$ ; наиболее часто в хромититах Наранского массива газы содержатся в количестве от 200 до 400  $см^3/кг$ .

По содержанию отдельных газов хромититы из разных рудопроявлений заметно отличаются. В большинстве из них преобладает углекислота, составляющая 90 объем.% и более от общего количества флюидной фазы. Лишь в нескольких пробах количество этого газа не превышает 55 объем.%. По среднему содержанию углекислоты изученные хромититы (298  $см^3/кг$ ) более чем в 2 раза превосходят хромититы Кемпирсайского массива (115  $см^3/кг$ ), что также является важ-

Таблица 6

Содержание высокотемпературных газов в хромитах  
из Наранского базит-гипербазитового массива

| Компонент                                    | I<br>(Н-46)        | 2<br>(Н-46а)       | 3<br>(Н-48г)       | 4<br>(Н-50)        | 5<br>(Н-50а)      | 6<br>(Н-53а)       | 7<br>(Н-53с)       | 8<br>(Н-56г)       | II<br>(Н-126)       | 12<br>(Н-128)        | 13<br>(Н-129)      |
|----------------------------------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|-------------------|--------------------|--------------------|--------------------|---------------------|----------------------|--------------------|
| H <sub>2</sub> O, мас. %                     | 0,22               | 0,19               | 0,50               | 0,62               | 0,16              | 0,15               | 0,13               | 1,38               | 0,44                | 0,12                 | 0,77               |
| CO <sub>2</sub>                              | $\frac{126}{87,7}$ | $\frac{215}{86,7}$ | $\frac{356}{98,0}$ | $\frac{371}{95,3}$ | $\frac{96}{92,5}$ | $\frac{98}{31,0}$  | $\frac{183}{81,3}$ | $\frac{346}{95,8}$ | $\frac{114}{38,6}$  | $\frac{237}{58,9}$   | $\frac{595}{99,5}$ |
| CO                                           | $\frac{13}{8,9}$   | $\frac{27}{10,8}$  | Не обн.            | $\frac{13}{3,3}$   | $\frac{5}{4,8}$   | $\frac{2,7}{0,9}$  | $\frac{41}{18,1}$  | $\frac{1,0}{0,3}$  | $\frac{31,4}{10,6}$ | $\frac{14,6}{3,6}$   | Не обн.            |
| CH <sub>4</sub>                              | $\frac{4,9}{3,4}$  | $\frac{6,2}{2,5}$  | $\frac{4,2}{1,2}$  | $\frac{5}{1,4}$    | $\frac{2,8}{2,7}$ | $\frac{8,4}{2,7}$  | $\frac{1,4}{0,62}$ | $\frac{14,1}{3,9}$ | $\frac{4,8}{1,6}$   | $\frac{14,1}{3,5}$   | $\frac{2,8}{0,57}$ |
| H <sub>2</sub>                               | Не обн.            | Сл.                | Не обн.            | Сл.                | Не обн.           | $\frac{207}{65,5}$ | Не обн.            | Сл.                | $\frac{146}{49,4}$  | $\frac{136,6}{34,0}$ | Не обн.            |
| $\Sigma$ общ                                 | 143,9              | 247,7              | 360,7              | 389,7              | 103,6             | 316,0              | 225,5              | 361,7              | 295,4               | 402,2                | 597,5              |
| $\Sigma$ восп.                               | 17,7               | 32,9               | 4,2                | 18,4               | 7,8               | 218,3              | 42,2               | 15,2               | 181,7               | 165,4                | 2,8                |
| $\frac{CO_2}{(CO_2 + \Sigma \text{ восп.})}$ | 0,88               | 0,87               | 0,99               | 0,95               | 0,93              | 0,31               | 0,81               | 0,96               | 0,39                | 0,59                 | 1,0                |
| H <sub>2</sub> O/CO <sub>2</sub> мас. %      | 8,89               | 4,51               | 7,15               | 8,52               | 8,51              | 7,80               | 3,62               | 20,31              | 19,72               | 2,59                 | 6,60               |



Окончание табл. 6

| Компонент                                     | I4<br>(H-I36)      | I5<br>(H-I37)      | I6<br>(H-I5I)        | I7<br>(H-I52)       | I9<br>(H-307)      | 20<br>(H-308)      | 22<br>(H-3I6)      | 23<br>(H-3I9)        | 24<br>(H-320)      | 25<br>(H-32I)      |
|-----------------------------------------------|--------------------|--------------------|----------------------|---------------------|--------------------|--------------------|--------------------|----------------------|--------------------|--------------------|
| H <sub>2</sub> O, мас. %                      | 0,80               | 0,3I               | 0,22                 | 0,37                | 0,19               | 0,5I               | I,39               | 0,89                 | 0,78               | 0,55               |
| CO <sub>2</sub>                               | <u>608</u><br>98,4 | <u>232</u><br>94,7 | <u>I50</u><br>42,5   | <u>I34</u><br>5I,8  | <u>343</u><br>96,6 | <u>364</u><br>96,8 | <u>250</u><br>95,6 | <u>430</u><br>42,5   | <u>335</u><br>93,5 | <u>683</u><br>96,3 |
| CO                                            | <u>3,1</u><br>0,5  | <u>4,2</u><br>I,7  | <u>I0,4</u><br>2,9   | <u>I7,9</u><br>6,9  | <u>4,2</u><br>I,2  | <u>5,8</u><br>I,6  | <u>6,4</u><br>2,4  | <u>56,6</u><br>5,6   | <u>4,7</u><br>I,3  | <u>7,4</u><br>I,1  |
| CH <sub>4</sub>                               | <u>7,0</u><br>I,1  | <u>8,5</u><br>3,5  | <u>7</u><br>2,0      | <u>I5,9</u><br>6,2  | <u>8,0</u><br>2,3  | <u>6,2</u><br>I,6  | <u>5,0</u><br>I,9  | <u>I06,0</u><br>I0,5 | <u>I8,5</u><br>5,2 | <u>I9,0</u><br>2,7 |
| H <sub>2</sub>                                | Не обн.            | Не обн.            | <u>I84,8</u><br>52,5 | <u>90,7</u><br>35,1 | Не обн.            | Не обн.            | Не обн.            | <u>420,0</u><br>4I,5 | Не обн.            | Не обн.            |
| Σ общ                                         | 6I8,4              | 244,9              | 35I,7                | 258,4               | 355,1              | 375,8              | 26I,9              | IOI3,3               | 357,7              | 709,4              |
| Σ воспт.                                      | IO,I               | I2,8               | 202,2                | I24,6               | I2,2               | I2,0               | II,4               | 582,6                | 23,2               | 26,5               |
| $\frac{CO_2}{(CO_2 + \Sigma \text{ воспт.})}$ | 0,98               | 0,95               | 0,43                 | 0,52                | 0,97               | 0,97               | 0,96               | 0,43                 | 0,94               | 0,96               |
| H <sub>2</sub> O/CO <sub>2</sub> мас. %       | 6,7I               | 6,8I               | 7,50                 | I4,II               | 2,83               | 7,15               | 28,3I              | IO,54                | II,89              | 4,II               |

Примечание. Составлена по данным табл. 3 и 4.  $\Sigma$  общ = CO<sub>2</sub> + CO + CH<sub>4</sub> + H<sub>2</sub>.  $\Sigma$  воспт = CO + CH<sub>4</sub> + H<sub>2</sub>. Для CO<sub>2</sub>, CO, H<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub> над чертой указаны содержания в см<sup>3</sup>/кг, под чертой - в объем. %.

ной их отличительной чертой. В гораздо меньших, чем  $\text{CO}_2$ , количествах хромититы Наранского массива содержат  $\text{CO}$ . Его среднее содержание в пробах составило  $13 \text{ см}^3/\text{кг}$ , что более чем в 3 раза меньше, чем в среднем для хромитовых руд Кемпирсай (46  $\text{см}^3/\text{кг}$ ), причем некоторые пробы полностью лишены этого газа. Весьма незначительная доля в общем составе флюида изучавшихся хромититов принадлежит  $\text{CH}_4$ , величина которой варьирует от 0,62 до 10,5 объем. % (среднее — 2,9 объем. %). Абсолютные содержания этого восстановленного газа колеблются в широких пределах (3 — 106  $\text{см}^3/\text{кг}$ ) и в среднем составили 12,8  $\text{см}^3/\text{кг}$ . Характерно, что высокие содержания метана зафиксированы именно в тех образцах хромититов (см. табл. 6, ан. 23, 24, 25), которые отобраны из коренных выходов рудных залежей. Это важно отметить в связи с тем, что в Кемпирсайском массиве положительная аномалия метана отчетливо приурочена к рудной залежи хромититов, особенно к ее периферическим зонам, хотя в целом его содержание здесь более низкое (4–49 объем. %), а в ряде проб он вовсе не был обнаружен.

Что касается водорода, то из 25 проанализированных проб хромититов в существенных количествах он присутствует только в шести, а еще в трех пробах обнаружены его следовые количества. В общей сумме газов указанных шести проб доля водорода достаточно высока (34–65 объем. %), и поэтому он является преобладающим среди восстановленных газов. Максимальное абсолютное количество водорода (420  $\text{см}^3/\text{кг}$ ) установлено именно в той пробе (Н-319), в которой в повышенных количествах присутствуют и другие восстановленные газы. Как уже указывалось, эта проба отобрана из коренного выхода рудной залежи в пределах восточного ареала хромитопроявлений. Остальные пять из водородсодержащих проб взяты в пределах западного ареала хромитопроявлений из делювиально-элювиальных развалов. Содержания других восстановленных газов в этих пробах также несколько повышены.

Отметим, что в хромититах Кемпирсайского массива водород присутствует в более значительных количествах (67–598  $\text{см}^3/\text{кг}$ ), хотя и не во всех пробах. Еще более высокие его содержания установлены в обособлениях ультраосновных пород, локализованных в самой рудной залежи. За пределами последней ультраосновные породы немного беднее этим газом.

Наконец, последний из определявшихся в хромититах летучих

компонентов – вода. Суммарное ее количество, выделившееся в интервале температур 250–1000°C, относительно невелико и составило от 0,12 до 1,4 мас.%. Причем основная часть воды удалялась из проб при режимах 500, 750 и 1000°C. Очевидно, с первым из этих максимумов связана вода, выделяющаяся при дегидратации серпентина и хлорита, находящихся в виде механической примеси в составе хромитита. Что же касается воды, которая удаляется из структуры хромшпинелидов при двух остальных температурных максимумах, то она, по-видимому, находилась в них в виде включений. Следует подчеркнуть, что в пробах хромититов из западного ареала рудопроявлений выделение воды происходит главным образом при нагреве до 1000°C (см. табл. 4), в то время как в пробах из восточного ареала рудопроявлений подавляющее количество воды выделилось уже при температуре 750°C (см. табл. 5). Указанные различия обусловлены неодинаковым режимом консервации высокотемпературных включений минералообразующей среды при формировании хромититов различных участков Наранского массива.

Показательным для характеристики состава эндогенного флюида хромитовых руд является суммарное количество представленных в нем восстановленных газов –  $\text{CH}_4$ , CO и  $\text{H}_2$ . Полученные данные показывают, что изученные хромититы заметно отличаются друг от друга по этому признаку. Условно они могут быть разделены на две группы. Первая из них, более многочисленная, состоит из образцов хромититов, относительно бедных всеми восстановленными газами. Среднее суммарное количество последних здесь составляет около  $17 \text{ см}^3/\text{кг}$  при размахе колебаний 2,8–42,2  $\text{см}^3/\text{кг}$ . Такого типа хромититы в восточном ареале рудопроявлений встречались несколько чаще, чем в западном.

Всего лишь 25 % проанализированных проб хромитов относится ко второй группе. В них суммарное количество восстановленных газов во флюиде гораздо выше и изменяется в интервале 124–420  $\text{см}^3/\text{кг}$  (среднее – 218  $\text{см}^3/\text{кг}$ ). Почти все образцы из этой группы отобраны в пределах западного ареала рудопроявлений. Следует отметить, что основной объем восстановленных газов в этих хромититах составляет водород, а два других газа играют подчиненную роль. Близкая картина наблюдалась в хромититах Кемпирсайского массива, однако богаче восстановленными газами образцы (176–863  $\text{см}^3/\text{кг}$ ) здесь встречаются чаще, чем бедные ими (2,5 – 89  $\text{см}^3/\text{кг}$ ).

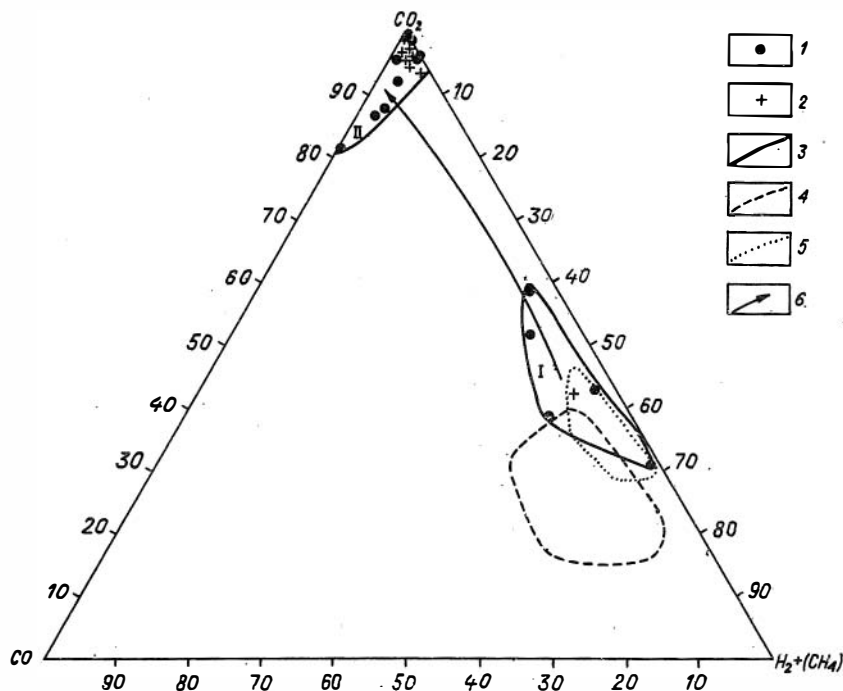


Рис.3. Соотношение содержаний  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$  и  $(\text{CH}_4 + \text{H}_2)$  в хромититах Наранского и Кемпирсайского массивов:

1 – хромититы западного ареала рудопроявлений Наранского массива;  
 2 – то же из восточного ареала рудопроявлений того же массива;  
 3 – поля составов флюида в хромититах Наранского массива, обогащенных (I) и резко обедненных (II) восстановленными газами. Поля составов флюида в богатых (4) и бедных (5) хромитовых рудах Кемпирсайского массива /Симонов и др., 1988/; 6 – тренд повышения степени окисленности флюида в хромититах Наранского массива

Отношение содержаний углекислоты и восстановленных газов позволяет оценить степень окисленности флюида в хромититах. По этому параметру образцы из Наранского массива разделились на две группы (рис. 3). В первой из них флюид в подавляющей своей части состоит из  $\text{CO}_2$ , в то время как всем восстановленным газам принадлежит резко подчиненная роль. Фигуративные точки состава

газов хромититов этой группы сосредоточены в верхнем углу диаграммы; степень окисленности флюида в них оценивается величинами 0,8–1,0. Только в шести образцах, флюид которых оказался обогащенным водородом, степень окисленности его не превышает 0,6. Тигуративные точки состава флюида образцов хромититов этой группы образуют несколько удлинненный ореол на диаграмме, располагаясь примерно на равных расстояниях от вершин  $\text{CO}_2$  и  $(\text{H}_2 + \text{CH}_4)$ . В отличие от флюида из хромититов Кемпирсайского массива, более богатых третьим восстановленным газом (CO), ореол точек Наранского массива сильнее приближен к стороне  $\text{CO}_2 - (\text{H}_2 + \text{CH}_4)$  треугольной диаграммы. Вместе с тем, удлинненная в сторону вершины  $\text{CO}_2$  форма этого ореола, очевидно, отражает тенденцию постепенного повышения степени окисленности эндогенного флюида хромититов, изначально существенно обогащенного эндогенными восстановленными газами.

Показательным является соотношение воды и углекислоты в составе флюидной фазы хромититов. Во всех образцах Наранского массива количество воды значительно превышает количество углекислоты, а величина их отношения может различаться на порядок (2,6–28,3). Еще более широкий диапазон колебаний этой величины (4–72) свойствен хромититам Кемпирсайского массива, хотя в обоих случаях эта величина в среднем близка к 10.

Заканчивая характеристику летучих компонентов, выявленных в хромититах Наранского массива, отметим, что при расчетах корреляционных зависимостей содержаний отдельных газов и содержаний главных компонентов в рудах была выявлена тенденция снижения количества метана во флюиде при возрастании количества хрома в них. Одновременно происходит рост содержаний примеси марганца и цинка в хромититах по мере увеличения количества углекислоты в их флюиде. Причины указанных зависимостей пока неясны.

Таким образом, полученные данные о химизме и составе летучих компонентов хромититов Наранского массива свидетельствует о следующем.

1. По содержанию  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и хромистости хромититы изученного массива в целом достаточно однородны и приближаются к массивным хромитовым рудам Кемпирсайского массива.

2. Методом декрепитации установлено, что высокотемпературная составляющая флюидной фазы хромититов Наранского массива выделяется главным образом при трех температурных максимумах (500,

750 и 1000°C), причем для проб из западного ареала рудопоявлений характерны режимы 500 и 1000°C, а из восточного ареала - 750 - 1000°C.

3. Помимо воды высокотемпературные флюиды изученных хромитов содержат  $\text{CO}_2$ , CO,  $\text{H}_2$ ,  $\text{CH}_4$ . В отличие от хромитов Кемпирсайского массива в них не обнаружен азот. Причина этого отличия остается неясной.

4. Во всех изученных образцах хромитов Наранского массива флюид состоит преимущественно из углекислоты. Остальные газы играют подчиненную роль. Водород обнаружен лишь в небольшой части проб. По содержанию углекислоты и соотношению ее с восстановленными газами хромиты распадаются на две группы: со слабо- и сильноокисленным флюидом. Слабоокисленный флюид, очевидно, характеризует состав первичной газовой фазы, сингенетичной с формированием хромитов. В процессе последующей эволюции этот богатый восстановленными газами флюид подвергся окислению. Отмечено также в целом более низкое содержание CO в изученных хромитах по сравнению с хромитами Кемпирсайского массива.

#### Литература

ВЕЛИНСКИЙ В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан-континент. Новосибирск: Наука, 1979. 264 с.

ЛЕСНОВ Ф.П. Наранский полигенный базит-гипербазитовый плутон (Западная Монголия) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. I. (Геология, петрохимия, геохимия). Новосибирск, 1982. С. 58-95.

ЛЕСНОВ Ф.П., ЦИМБАЛИСТ В.Г. Распределение элементов платиновой группы и золота в базит-гипербазитовых ассоциациях Монголии // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 2: (Минералогия, метаморфизм). Новосибирск, 1983. С. 66-71.

ПАВЛОВ Н.В., КРАВЧЕНКО Г.Г., ЧУПРЫНИНА И.П. Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 178 с.

ПИЛУС Г.В., АГАФОНОВ Л.В., ЛЕСНОВ Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984а. 200 с.

ПИЛУС Г.В., ЛЕСНОВ Ф.П., АГАФОНОВ Л.В., БАЯРХУУ Ж. Альпинотипные гипербазиты Монголии и их металлогения // Гео-

логия и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979. С.145-155.

ПИЛУС Г.В., АГАФОНОВ Л.В., ЛЕСНОВ Ф.П., БАЯРХУУ Ж. Металлогения альпинотипных гипербазитов Монголии // Эндегенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984б. С. 152-162.

ПИЛУС Г.В., ВЕЛИНСКИЙ В.В., ЛЕСНОВ Ф.П. и др. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1973. 320 с.

СИДОРОВ Е.Г., ИЗОХ А.Э., КРИВЕНКО А.П., ЧУБАРОВ В.М. О минералах платиноидов Монголии // Геология и геофизика, 1987. №12. С. 108-112.

СИМОНОВ В.А., ЧАШУХИН И.С., КОВЯЗИН С.В. Закономерности распределения газов в хромитах и ультрабазитах Кемпирсайского месторождения // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Свердловск, 1988. С. 88-100.

УСЛОВИЯ образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979. 324 с.

### С.И.Ступаков

#### ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ОФИОЛИТОВ ХРЕБТА ХАН-ХУХЭЙ (северо-восточная окраина Озерной складчатой зоны, МНР)

Хребет Хан-Хухэй представляет собой субширотную горную грядку, которая находится на северо-западе Монголии и частично входит в состав Озерной складчатой зоны, территориально приуроченной к Котловине Больших озер. В строении Озерной зоны главное место занимают эвгеосинклинальные образования верхнего рифея и нижнего, а местами и среднего кембрия /Геология МНР, Т.2. 1973/. Это преимущественно толщи зеленокаменноизмененных эффузивов основного состава с линзами и прослоями туфогенно-кремнистых пород и известняков. Во многих местах среди этих отложений встречаются гипербазитовые тела, которые, располагаясь в виде линейно-вытянутых цепочек, контролируют глубинные разломы. Последние практически со всех сторон ограничивают Озерную зону, отделяя ее от складчатых комплексов поздних каледонид на западе и ранних герцинид на

юге. На востоке эвгеосинклинальные образования Озерной зоны отделяются Дзабхано-Агардагским глубинным разломом от Дзабханского и Тувино-Монгольского жестких блоков некогда единого докембрийского кристаллического фундамента, представляющего собой кору континентального типа /Агафонов и др., 1985/.

Гипербазиты совместно с ассоциирующими с ними породами образуют офиолитовые пояса, среди которых вулканогенные образования составляют большую часть их объемов. Имеются данные по составам вулканитов северо-западной и южной частей офиолитов Озерной зоны. На северо-западе они представлены базальтоидами толеитовой, высокоглиноземистой и щелочной оливин-базальтовой серий /Дергунов, Хераскова, 1981/, а на юге (хребет Хан-Тайшир) распространены породы преимущественно известково-щелочного ряда /Пинус и др., 1984; Кепежинская и др., 1987/. Что же касается составов вулканогенных пород офиолитов восточной окраины Озерной зоны, то данных по ним практически нет. Краткие сведения приводились нами при описании Ичитуингольской зоны меланжа, расположенной на южном склоне хребта Хан-Хухэй /Ступаков и др., 1987/.

В предлагаемой работе приводятся материалы по вулканогенным породам офиолитов разных участков хребта Хан-Хухэй, полученные в основном при изучении гипербазитовых массивов и вмещающих их отложений. Гипербазитовые массивы хребта вмещаются образованиями вулканогенно-осадочной и карбонатно-терригенной толщ, отвечающих соответственно ханхухэйской и ичитуинской свитам по В.А.Амантову /1963а,б/. Вулканогенно-осадочные образования ханхухэйской свиты широко распространены не только в пределах хребта, но и в других районах Озерной зоны. В строении свиты участвуют зелено-каменноизмененные базальты и андезит-базальты с маломощными прослоями микрокварцитов и терригенных пород. Часто встречаются линзы рифогенных известняков, количество которых вверх по разрезу возрастает. В нижних частях свиты породы иногда интенсивно динамометаморфизованы с образованием хлорит-кварц-серицитовых, хлорит-актинолитовых и эпидот-актинолитовых сланцев. В терригенно-осадочной части нами обнаружены продукты дезинтеграции гипербазитов, в известняках – обломки алогипербазитовых лиственитов, а в песчаниках и гравелитах – сохранившиеся зерна хромшпинелидов. Наряду с последними в терригенных породах встречаются зерна розового граната, характерного для кристаллических пород докембрия.



Эти факты указывают на то, что в период формирования ханхухэйской толщи уже существовала кора континентального типа, а гипербазиты были выведены на поверхность и подвергались размыву.

Породы ичитуинской свиты распространены только по южному обрамлению хребта Хан-Хухэй и представлены мраморизованными известняками и кварцитами с прослоями кварц - хлорит - серицитовых сланцев. По данным В.А.Амантова /1963а,б/ они согласно залегают на образованиях ханхухэйской свиты. Граница между ними проводится условно, так как никаких маркирующих горизонтов нет. Вулканогенные образования ичитуинской свиты наблюдались нами только в виде маломощных (3-5 м) диабазовых даек среди гипербазитов и вмещающих их мраморизованных известняков (Моритугол)\*.

В районе горы Борца-Ула среди отложений ичитуинской свиты распространены красновато-коричневые терригенно-осадочные породы, в которых отмечаются плотные, миндалекаменные плагиоклазовые и пироксеновые порфириды темно-зеленой и вишневой окраски, практически не несущие следов динамометаморфизма. Лучшая сохранность и иной облик этих пород очевидно и позволили В.А.Амантову /1963а,б/ выделить их в самостоятельную байцатуинскую свиту, возраст формирования которой, по его мнению, является нижнекембрийским (?).

Изученные нами вулканогенные породы хребта представлены зеленокаменноизмененными базальтами и андезито-базальтами с мелкими интрузиями (дайками) диабазов. Среди эффузивов по структурно-текстурным особенностям выделяются хорошо раскристаллизованные мелкозернистые разности с офитовой и субофитовой структурой, иногда содержащие реликты девитрифицированного стекла. Встречаются миндалекаменные разновидности, в которых миндалины выполнены карбонатом, эпидотом, кварцем и хлоритом, присутствующими в различных соотношениях вплоть до мономинеральных образований. Широко распространены порфириды, вкрапленники в которых чаще представлены соскритизированным плагиоклазом, реже амфиболизированным пироксеном. Эффузивы южного обрамления хребта характеризуются наличием шаровой отдельности (Ичитуингол), указывающей на излияние этих лав в подводных условиях. Диабазовые дайки обычно представлены одиночными телами (Джаргалант), реже дают серии даек

---

\* Здесь и далее указаны участки отбора проб, составы которых приведены в табл.1.

Таблица I

Химический состав вулканогенных пород хр. Хан-Хухэй, мас. %

| Компо-<br>нент                 | Д у м б о в р з л |         |         |                |              | У л а н - Б у л а г |        |        |        |        |        |        |        |        |  |
|--------------------------------|-------------------|---------|---------|----------------|--------------|---------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--|
|                                | 1070-82           | 1062-82 | 1085-82 | 1019/2-<br>82* | 1032-<br>82* | 1040-<br>82*        | 3303   | 3304   | 3305   | 3306   | 3308   | 3309   | 3310   | 3307*  |  |
| SiO <sub>2</sub>               | 52,00             | 53,00   | 47,00   | 48,90          | 45,70        | 49,20               | 48,00  | 45,00  | 50,00  | 48,00  | 51,00  | 48,00  | 51,00  | 40,00  |  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,42              | 0,18    | 0,54    | 0,71           | 0,77         | 0,94                | 0,62   | 0,82   | 0,56   | 0,84   | 0,84   | 0,74   | 0,80   | 2,42   |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,15             | 14,60   | 13,50   | 19,00          | 12,70        | 17,40               | 15,30  | 22,40  | 14,10  | 15,68  | 15,80  | 16,20  | 15,40  | 16,20  |  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,07              | 2,74    | 5,43    | 1,88           | 5,79         | 1,78                | 5,06   | 2,63   | 1,92   | 4,28   | 5,22   | 6,24   | 6,16   | 4,44   |  |
| FeO                            | 8,95              | 8,16    | 6,99    | 8,12           | 2,98         | 6,68                | 5,53   | 8,03   | 6,56   | 9,21   | 6,47   | 5,46   | 4,45   | 8,16   |  |
| MnO                            | 0,14              | 0,11    | 0,21    | 0,20           | 0,16         | 0,09                | 0,25   | 0,15   | 0,19   | 0,18   | 0,23   | 0,16   | 0,20   | 0,22   |  |
| MgO                            | 7,40              | 7,35    | 7,06    | 4,96           | 8,14         | 7,18                | 5,80   | 4,00   | 7,60   | 5,90   | 4,70   | 4,15   | 2,80   | 7,70   |  |
| CaO                            | 9,35              | 9,40    | 10,02   | 10,32          | 10,55        | 11,90               | 12,80  | 6,10   | 10,50  | 6,90   | 7,30   | 11,20  | 12,50  | 10,50  |  |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,75              | 1,95    | 1,67    | 3,42           | 1,44         | 2,91                | 3,68   | 5,00   | 4,15   | 4,67   | 4,67   | 4,00   | 4,22   | 3,40   |  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,25              | 0,29    | 0,27    | 0,50           | 0,54         | 0,31                | 0,05   | 0,71   | 0,10   | 0,40   | 0,08   | 0,08   | 0,18   | 0,77   |  |
| H <sub>2</sub> O               | н.о.              | н.о.    | 0,16    | 0,20           | 0,62         | 0,16                | н.о.   | н.о.   | н.о.   | н.о.   | н.о.   | н.о.   | н.о.   | н.о.   |  |
| П.п.п.                         | 1,00              | 2,06    | 7,36    | 2,26           | 10,79        | 1,66                | 4,00   | 4,22   | 3,61   | 3,13   | 3,21   | 3,57   | 2,72   | 5,53   |  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | н.о.              | н.о.    | 0,06    | 0,23           | 0,32         | 0,17                | н.о.   | н.о.   | н.о.   | н.о.   | н.о.   | н.о.   | н.о.   | н.о.   |  |
| NiO                            | 0,0043            | 0,0043  | 0,0043  | 0,0013         | 0,0017       | 0,012               | 0,0013 | 0,0013 | 0,0033 | 0,0013 | 0,0017 | 0,0013 | 0,0013 | 0,0010 |  |
| CoO                            | 0,005             | 0,0055  | 0,0037  | 0,0025         | 0,0046       | 0,0037              | 0,0037 | 0,0039 | 0,0039 | 0,0047 | 0,0025 | 0,0039 | 0,0024 | 0,005  |  |
| CuO                            | 0,002             | 0,0073  | 0,013   | 0,0046         | 0,0068       | 0,0080              | 0,011  | 0,014  | 0,011  | 0,0096 | 0,0093 | 0,012  | 0,0090 | 0,0096 |  |
| V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,07              | 0,057   | 0,061   | 0,052          | 0,0034       | 0,036               | 0,061  | 0,064  | 0,057  | 0,098  | 0,055  | 0,11   | 0,077  | 0,055  |  |
| ZnO                            | 0,014             | 0,012   | 0,014   | 0,006          | 0,014        | 0,005               | 0,010  | 0,014  | 0,010  | 0,014  | 0,016  | 0,010  | 0,010  | 0,012  |  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,01              | 0,013   | 0,018   | 0,0029         | 0,047        | 0,038               | 0,003  | 0,003  | 0,022  | 0,003  | 0,003  | 0,003  | 0,003  | 0,020  |  |
| Сумма                          | 99,59             | 99,94   | 100,38  | 100,77         | 100,58       | 100,48              | 99,18  | 99,61  | 99,40  | 99,29  | 99,61  | 99,94  | 100,53 | 99,45  |  |
| Fe+100%                        | 47                | 45      | 49      | 53             | 36           | 39                  | 49     | 59     | 38     | 56     | 57     | 62     | 67     | 47     |  |
| Fe+Hg                          |                   |         |         |                |              |                     |        |        |        |        |        |        |        |        |  |

Окончание табл. I

| Компа-<br>нент                 | Джар-<br>галант<br>3274* | И ч и т у и н г о л |               |               |               |               |               |        |        |             |              | Т э м э н д э р |              |        |        | Мори-<br>тугол<br>А-150-<br>85* | г. Борца-<br>Ула<br>С-55-3-<br>85 |
|--------------------------------|--------------------------|---------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|--------|--------|-------------|--------------|-----------------|--------------|--------|--------|---------------------------------|-----------------------------------|
|                                |                          | 2043-<br>I-82       | 2043-<br>2-82 | 2050-<br>I-82 | 2050-<br>3-82 | 2050-<br>4-82 | 2050-<br>5-82 | 5096   | 5096-I | 5096-<br>4* | С-74-<br>85* | С-79-<br>85*    | С-61-<br>85* |        |        |                                 |                                   |
| SiO <sub>2</sub>               | 44,00                    | 49,00               | 44,00         | 51,00         | 43,00         | 36,00         | 46,00         | 45,00  | 50,00  | 50,00       | 50,70        | 47,80           | 51,40        | 48,60  | 50,70  |                                 |                                   |
| TiO <sub>2</sub>               | 2,56                     | 2,28                | 3,25          | 0,94          | 1,13          | 1,46          | 0,94          | 1,03   | 1,09   | 0,32        | 1,72         | 0,96            | 1,59         | 2,23   | 0,61   |                                 |                                   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,10                    | 15,80               | 18,50         | 11,40         | 20,60         | 24,30         | 17,40         | 19,50  | 15,70  | 19,80       | 13,50        | 14,80           | 14,20        | 14,00  | 10,80  |                                 |                                   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,53                     | 5,78                | 11,33         | 9,17          | 7,12          | 6,57          | 4,62          | 4,57   | 4,66   | 0,90        | 9,80         | 1,41            | 8,16         | 1,48   | 7,16   |                                 |                                   |
| FeO                            | 7,36                     | 5,60                | 2,59          | 3,27          | 4,04          | 5,12          | 5,57          | 5,25   | 5,17   | 5,68        | 4,41         | 9,62            | 5,35         | 13,25  | 0,53   |                                 |                                   |
| MnO                            | 0,20                     | 0,09                | 0,16          | 0,20          | 0,15          | 0,26          | 0,18          | 0,14   | 0,16   | 0,20        | 0,16         | 0,22            | 0,20         | 0,27   | 0,27   |                                 |                                   |
| MgO                            | 5,80                     | 6,40                | 5,20          | 4,30          | 4,60          | 5,75          | 6,10          | 5,10   | 6,10   | 7,65        | 2,70         | 5,76            | 5,29         | 5,91   | -      |                                 |                                   |
| CaO                            | 11,30                    | 4,10                | 4,70          | 10,40         | 12,50         | 14,10         | 11,80         | 12,60  | 10,10  | 9,00        | 13,66        | 11,91           | 8,44         | 8,23   | 13,20  |                                 |                                   |
| Na <sub>2</sub> O              | 4,00                     | 4,67                | 5,64          | 2,60          | 3,30          | 3,00          | 3,30          | 3,30   | 4,00   | 2,40        | 0,28         | 3,00            | 1,14         | 3,00   | 5,00   |                                 |                                   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,92                     | 0,54                | 0,12          | 0,19          | 0,17          | 0,17          | 0,48          | 0,17   | 0,50   | 1,92        | 0,05         | 0,28            | 0,05         | 0,62   | 0,60   |                                 |                                   |
| H <sub>2</sub> O               | н.о.                     | н.о.                | н.о.          | н.о.          | н.о.          | н.о.          | н.о.          | н.о.   | н.о.   | н.о.        | 0,36         | 0,18            | 0,42         | 0,36   | 0,16   |                                 |                                   |
| II-П.П.                        | 2,93                     | 5,50                | 4,50          | 6,52          | 3,68          | 3,33          | 3,35          | 3,48   | 2,86   | 2,84        | 3,31         | 3,67            | 4,06         | 2,57   | 11,02  |                                 |                                   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | н.о.                     | н.о.                | н.о.          | н.о.          | н.о.          | н.о.          | н.о.          | н.о.   | н.о.   | н.о.        | 0,14         | 0,07            | 0,14         | 0,27   | 0,07   |                                 |                                   |
| FeO                            | 0,0087                   | 0,0039              | 0,0017        | 0,0076        | 0,0083        | 0,0083        | 0,012         | 0,0099 | 0,0093 | 0,023       | 0,0025       | 0,0038          | 0,0025       | 0,0025 | 0,0013 |                                 |                                   |
| CaO                            | 0,0039                   | 0,0034              | 0,0024        | 0,0019        | 0,0041        | 0,0033        | 0,0037        | 0,0034 | 0,0034 | 0,0043      | 0,0038       | 0,0038          | 0,0038       | 0,0051 | 0,0013 |                                 |                                   |
| CaO                            | 0,012                    | 0,014               | 0,0018        | 0,012         | 0,008         | 0,008         | 0,012         | 0,0095 | 0,0076 | 0,012       | 0,0038       | 0,0025          | 0,005        | 0,011  | 0,020  |                                 |                                   |
| V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,052                    | 0,039               | 0,018         | 0,043         | 0,054         | 0,052         | 0,052         | 0,05   | 0,043  | 0,025       | 0,082        | 0,071           | 0,73         | 0,091  | 0,016  |                                 |                                   |
| ZnO                            | 0,015                    | 0,041               | 0,027         | 0,015         | 0,012         | 0,012         | 0,012         | 0,011  | 0,011  | 0,011       | 0,0087       | 0,012           | 0,015        | 0,016  | 0,006  |                                 |                                   |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,020                    | 0,0029              | 0,0029        | 0,038         | 0,044         | 0,056         | 0,034         | 0,056  | 0,057  | 0,056       | 0,0073       | 0,012           | 0,0073       | 0,007  | 0,0013 |                                 |                                   |
| Сумма                          | 99,81                    | 99,86               | 100,04        | 100,11        | 100,44        | 100,20        | 99,87         | 100,33 | 100,47 | 100,84      | 100,90       | 99,77           | 100,55       | 100,92 | 100,17 |                                 |                                   |
| Fe*100% 53                     | 49                       | 58                  | 60            | 56            | 52            | 47            | 51            | 46     | 32     | 73          | 53           | 58              | 58           | 100    |        |                                 |                                   |
| Fe+Mg                          |                          |                     |               |               |               |               |               |        |        |             |              |                 |              |        |        |                                 |                                   |

Примечание. \* - дайки, остальные - эффузивы; н.о. - не определено.

Примечание. \* - дайки, остальные - эффузивы; н.о. - не определено.

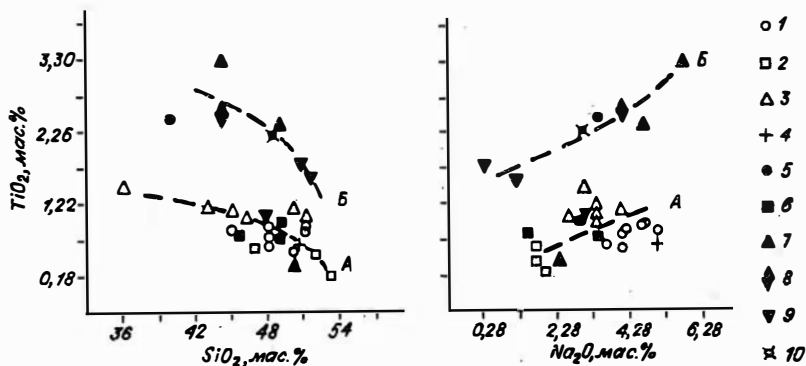


Рис. I. Диаграммы содержаний  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  в зависимости от количества  $\text{TiO}_2$  в вулканогенных породах хребта Хан-Хухэй. Эффузивы: 1 – Улан-Булака, 2 – Думбэрэла, 3 – Ичитуингола, 4 – горы Борца-Ула. Дайки: 5 – Улан-Булака, 6 – Думбэрэла, 7 – Ичитуингола, 8 – Джаргаланта, 9 – Тэмэндэра, 10 – Моритугола

(Думбэрэл) и только в районе южных тел Тэмэндэрского гипербазитового массива образуют дайковый комплекс, в котором они имеют зоны закалки либо с двух сторон, либо с одной, свидетельствуя, возможно, о внедрении расплава по принципу "дайка в дайку". Среди них наблюдаются блоки гипербазитов, что в совокупности с наблюдениями о прорывании гипербазитов одиночными дайками такого же состава указывает на формирование этого комплекса после образования гипербазитов.

Вещественная характеристика перечисленных пород основывается на 29 оригинальных химических анализах, к которым выполнены атомно-абсорбционные определения  $\text{NiO}$ ,  $\text{CoO}$ ,  $\text{CuO}$ ,  $\text{V}_2\text{O}_5$ ,  $\text{ZnO}$  и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (табл. I). К сожалению, определения  $\text{P}_2\text{O}_5$  сделаны не для всех образцов пород и не могут учитываться при их сравнении. При беглом просмотре анализов бросается в глаза высокая титанистость ( $> 2$  вес.%) некоторых даек. На двумерных диаграммах зависимости содержаний титана от количества кремния и натрия (рис. I) фигуративные точки составов всех пород разбились на две группы, которые дают тренды, характеризующиеся общими свойствами: с уве-

личением титанистости пород количество кремния уменьшается, а натрия — увеличивается. Выделенные группы пород различаются по количеству титана. В группу с высоким содержанием этого компонента (Б) вошли породы из даек родника Улан-Булак и Ичитуингольского, Джаргалантуйского и Моритугольского гипербазитовых массивов, а также два образца из дайкового комплекса в районе южных тел Тэмэндэрского гипербазитового массива. Помимо повышенной титанистости эти породы характеризуются высокими значениями суммарного железа, суммы щелочей и цинка, но низкими — хрома и никеля. Перечисленные признаки позволяют отнести эту группу пород из дайковых тел к интрузивному комплексу позднепалеозойской (Р<sub>2</sub>) габбро-диабазовой формации /Поляков и др., 1987/, которая никакого отношения к вендижнекембрийским офиолитам не имеет, что подтверждается и геологическими наблюдениями.

В группе меньшей титанистости пород (А) обращают на себя внимание единичные анализы эффузивов горы Борца-Ула и дайки из рамы Ичитуингольского гипербазитового массива. Первые характеризуются низкими значениями титана, алюминия и железа, но высокими — марганца, кальция и натрия, при полном отсутствии магния. Кроме того, они содержат в очень малых количествах редкие элементы, за исключением меди, количество которой для всех приведенных анализов пород является максимальным (200 г/т). Состав дайки отличается наибольшим количеством калия, а также максимумами значений никеля (230 г/т) и хрома (560 г/т), при низких содержаниях титана и железа. Одиночные анализы не позволяют сопоставить эти породы с каким-либо из известных магматических комплексов, однако то, что эффузивы горы Борца-Ула находятся среди терригенных пород, распространенных в поле развития образований ичитуинской свиты, а дайка в районе Ичитуингола интродуцирует шаровые лавы ханхухэйской толщи, дает возможность рассматривать их в качестве более поздних образований.

В результате предварительной обработки выборка вулканогенных пород хребта Хан-Хухэй сведена до 20 анализов, из которых — четыре дайки, а остальные — эффузивы. Эти анализы характеризуют вендижнекембрийские вулканогенные породы ханхухэйской толщи, распространенные как к северу (Думбэрэл, Улан-Булак), так и к югу (Ичитуингол, Тэмэндэр) от субширотного Ханхухэйского (Хангайского) глубинного разлома, проходящего в осевой части хребта.

Северный блок хребта по субвертикальной плоскости глубинного разлома надвинут на южный /Беззубцев и др., 1963/, в результате эрозии здесь вскрываются базальтоиды более глубоких горизонтов ханхухэйской свиты. Петрохимические данные свидетельствуют о сходстве пород этих блоков. Гистограммы распределений главных породообразующих окислов показывают единый характер вариаций составов пород по всем компонентам и лишь по титану в шаровых лавах южного фаса хребта отмечается слабая тенденция к увеличению его содержаний (рис. 2). Нормативные минеральные составы пород (табл. 2) свидетельствуют о том, что большинство из них содержат оливин, и только в базальтоидах Думбэрэльского массива устанавливается избыток кремнезема. На диаграмме содержаний нормативных минералов положение фигуративных точек составов пород определяется количеством оливина (от 0 до 20 мас.%) при вариации содержаний плагиоклаза в узких пределах. Кварцсодержащие базальтоиды Думбэрэльского массива образуют отдельное поле составов, отличающееся помимо присутствия кварца меньшим количеством плагиоклаза (рис. 3). К ним примыкает одна дайка (обр. 1092-82) этого же массива и один образец шаровых лав Ичитуингола (обр. 2050-I-82). Отличия этих образцов могут быть связаны с процессами зеленокаменных преобразований, что отчасти подтверждается высокими значениями потерь при прокаливании.

Наибольший интерес представляют различия по распределению хрома и особенно никеля. Шаровые лавы р.Ичитуин-Гол содержат этих элементов значительно больше, чем эффузивы других, в частности, северных участков хребта. Характерно, что дайки в районе массива Думбэрэл, интродуцирующие гипербазиты, габброиды, прорывающие гипербазиты, и карбонатные породы верхних частей ханхухэйской свиты имеют по хрому точно такое же распределение (рис.4). Это позволяет рассматривать их в качестве подводящих каналов этих лав, которые, с одной стороны, могут представлять конечный продукт вулканизма, сформировавшего ханхухэйскую толщу пород, а с другой – продукт новой стадии вулканизма, предшествующей формированию карбонатно-терригенных образований ичитуинской толщи. В первом случае высокие содержания никеля и хрома объясняются накоплением этих элементов в остаточном расплаве в процессе кристаллизационной дифференциации магматического очага, а во втором – новым подплавлением вещества верхней мантии. В любом случае шаровые лавы

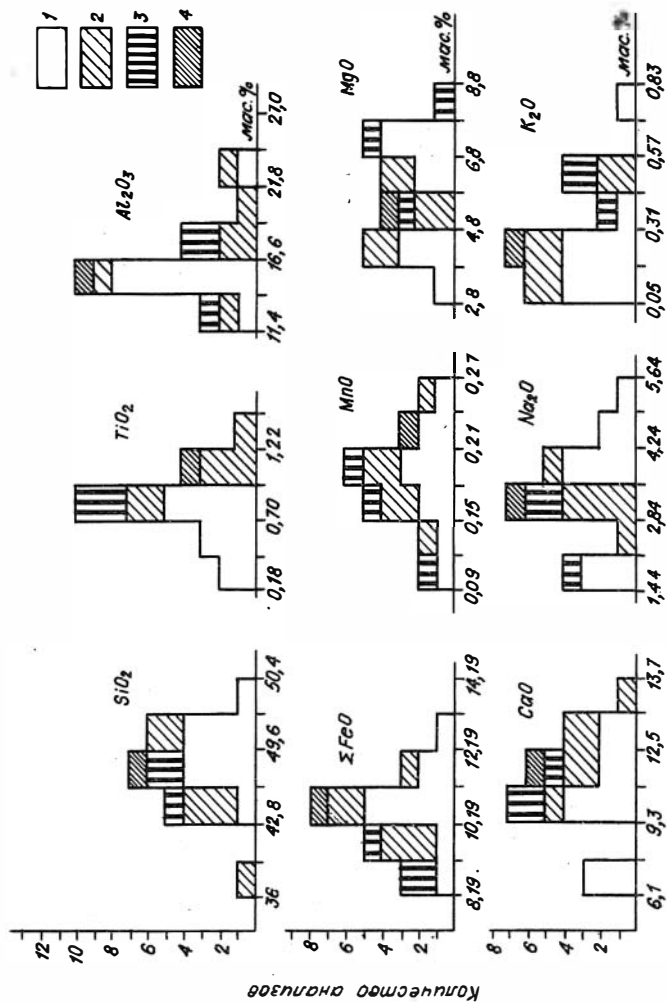


Рис.2. Гистограммы распределений главных породообразующих окислов в вулканогенных породах офиолитов хр. Хан-Хухэй.  
Эффузивы: 1 – северного блока, 2 – южного блока. Дайки: 3 – северного блока, 4 – южного блока

Таблица 2

Нормативные минеральные составы (мас.%) вулканогенных пород офиолитов хр. Хан-Хухэй, рассчитанные по методу CIPW

| Минерал        | Д у м б э р э л |         |         |            |          |          | Улан-Булак |       |       |       |
|----------------|-----------------|---------|---------|------------|----------|----------|------------|-------|-------|-------|
|                | 1070-82         | 1062-82 | 1085-82 | 1019-2-82* | 1032-82* | 1040-82* | 3303       | 3304  | 3305  | 3306  |
| Апатит         | -               | -       | 0,15    | 0,54       | 0,83     | 0,40     | -          | -     | -     | -     |
| Ильменит       | 0,64            | 0,35    | 1,11    | 1,37       | 1,64     | 1,81     | 1,24       | 1,63  | 1,11  | 1,66  |
| Рутил          | -               | -       | -       | -          | -        | -        | -          | -     | -     | -     |
| Полевой шпат   | -               | 1,75    | 1,72    | 3,01       | 3,58     | 1,86     | 0,31       | 4,40  | 0,62  | 2,46  |
| Плаггиоклаз    | 46,60           | 47,78   | 46,01   | 65,10      | 43,53    | 58,97    | 57,16      | 63,58 | 53,88 | 59,86 |
| Нефелин        | -               | -       | -       | -          | -        | -        | 1,07       | 6,81  | 1,76  | 1,50  |
| Корунд         | -               | -       | -       | -          | -        | -        | -          | 2,85  | -     | -     |
| Магнетит       | 2,55            | 4,06    | 8,49    | 2,77       | 8,86     | 2,62     | 7,72       | 4,00  | 2,91  | 6,46  |
| Гематит        | -               | -       | -       | -          | 0,39     | -        | -          | -     | -     | -     |
| Клинопироксен  | 12,73           | 13,71   | 18,08   | 12,37      | 20,67    | 20,09    | 32,52      | -     | 27,57 | 11,64 |
| Ортопироксен   | 30,55           | 24,93   | 18,70   | 2,54       | 13,18    | 4,47     | -          | -     | -     | -     |
| Оливин         | -               | -       | -       | 12,29      | -        | 9,78     | -          | 16,72 | 12,15 | 16,43 |
| Кварц          | 6,93            | 7,40    | 5,76    | -          | 7,33     | -        | -          | -     | -     | -     |
| * плаггиоклаза | 65              | 63      | 66      | 53         | 67       | 56       | 45         | 48    | 37    | 35    |

Окончание табл. 2

| Минерал        | Улан-Булак |       |       | Ичитуингол |           |           |           |       |        | Тэмэндэр |
|----------------|------------|-------|-------|------------|-----------|-----------|-----------|-------|--------|----------|
|                | 3308       | 3309  | 3310  | 2050-1-82  | 2050-3-82 | 2050-4-82 | 2050-5-82 | 5096  | 5096-I | C-79-85* |
| Апатит         | -          | -     | -     | -          | -         | -         | -         | -     | -      | 0,17     |
| Ильменит       | 1,66       | 1,46  | 1,55  | 1,91       | 2,22      | 2,87      | 1,85      | 2,12  | 2,12   | 1,90     |
| Рутил          | -          | -     | -     | -          | -         | -         | -         | -     | -      | -        |
| Полевой шпат   | 0,49       | 0,49  | 1,09  | 1,20       | 1,16      | 0,81      | 2,94      | 1,04  | 3,03   | 1,73     |
| Плаггиоклаз    | 63,78      | 61,36 | 59,62 | 43,73      | 60,21     | 54,11     | 54,37     | 59,08 | 58,73  | 52,99    |
| Нефелин        | -          | 0,46  | -     | -          | 5,93      | 14,22     | 3,80      | 4,86  | -      | 0,39     |
| Корунд         | -          | -     | -     | -          | -         | -         | -         | -     | -      | -        |
| Магнетит       | 7,86       | 9,40  | 9,14  | 9,06       | 10,59     | 9,85      | 6,95      | 6,85  | 6,93   | 2,13     |
| Гематит        | -          | -     | -     | 3,56       | 0,06      | -         | -         | -     | -      | -        |
| Клинопироксен  | 12,07      | 24,69 | 26,18 | 26,08      | 17,06     | 6,76      | 22,70     | 20,41 | 21,85  | 28,16    |
| Ортопироксен   | 13,15      | -     | -     | -          | -         | -         | -         | -     | 2,06   | -        |
| Оливин         | -          | 2,15  | -     | -          | 2,77      | 11,39     | 7,38      | 5,64  | 5,27   | 12,53    |
| Кварц          | 1,00       | -     | 2,41  | 14,47      | -         | -         | -         | -     | -      | -        |
| * плаггиоклаза | 34         | 43    | 37    | 45         | 69        | 100       | 58        | 65    | 39     | 50       |

Примечание. \* - дайки, остальные - эффузивы.



Рис.3. Нормативное содержание минералов для вулканогенных пород офиолитов хр. Хан-Хухэй.  
Усл. обозн. см. на рис. I

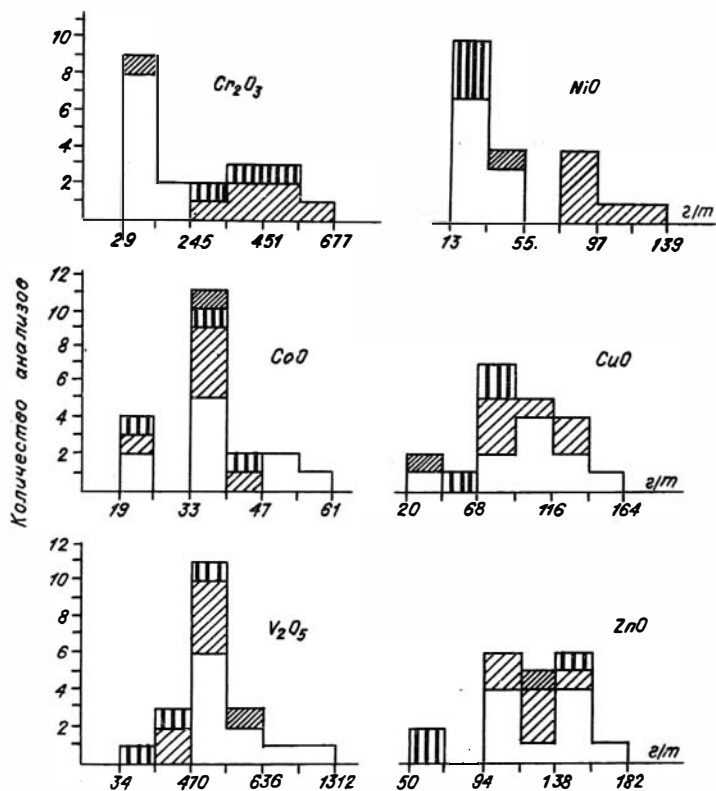
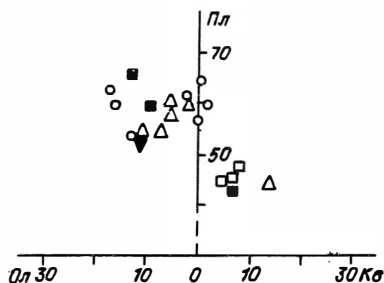


Рис.4. Гистограммы распределений редких элементов в вулканогенных породах офиолитов хр. Хан-Хухэй. Усл. обозн. см. на рис. 2

южного обрамления хребта тяготеют к участку вендичнекембрийского разреза, разделяющего отложения ханхухэйской и ичитуйинской свит. По другим элементам вулканогенные породы описываемых участков хребта не различаются.

Используя разные признаки, мы попытались определить формационный тип проанализированных пород. На диаграмме соотношения содержания в них кремнезема и суммы щелочей (рис. 5, а) фигуративные точки составов распределяются с широким разбросом по обе стороны линии, разграничивающей толеитовые и известково-щелочные базальты. По геохимическим признакам большая часть этих пород принадлежит к островодужным базальтам, при этом все образцы шаровых лав южного фаса хребта попали в поле океанических пород (см. рис. 5, б). На диаграмме АФМ (см. рис. 5, в) фигуративные точки составов в беспорядке размещаются по обе стороны линии, разделяющей базальтоиды на толеитовые и известково-щелочные, а точка среднего их состава прямо легла на эту линию. Здесь же для сравнения приведен средний состав базальтов Срединно-Атлантического хребта. В отличие от него, большая часть пород хребта Хан-Хухэй смещена в область составов, характерных для островных дуг. На диаграмме соотношения  $K_2O$  и  $SiO_2$  напротив, большинство точек проанализированных пород попало в поле толеитовых базальтов (см. рис. 5, г).

Приведенные примеры показывают, что попытка разделить породы на толеитовые и известково-щелочные однозначного результата не дала, все зависит от выбранного признака. Нами за основу принято уравнение дискриминантной функции попарного разделения базальтоидов на формационные типы /Кутолин, 1969/, согласно которому все проанализированные породы хребта Хан-Хухэй принадлежат к известково-щелочной серии, характерной для островодужных систем, и лишь один образец (2050-4-82) попал в группу толеитовых базальтов. Состав этого образца характеризуется самым низким, резко отличным от других, содержанием кремнезема, что, по-видимому, связано с его зеленокаменным изменением. Сильное искажение первичного состава данного образца не позволяет использовать его для статистической обработки.

Средний состав вулканогенных пород хребта Хан-Хухэй (табл. 3) рассчитан по данным 19 анализов образцов, которые, как видно из описания, характеризуют разные уровни среза эффузивов ханхухэйской свиты (снизу - вверх): Думбэрэл → Улан-Булак → Ичиту-

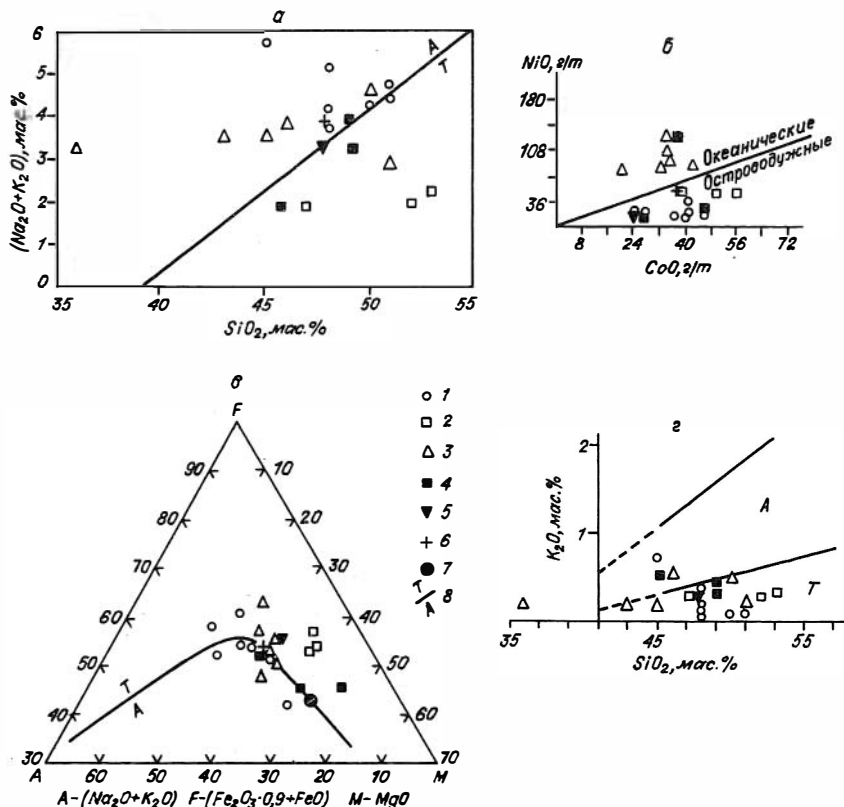


Рис.5. Диаграммы разделения базальтоидов хр.Хан-Хухэй на толеитовые (Т) и известково-щелочные (А) или океанические и островодужные (а - Macdonald, Katsuro, 1964; б - Лутц, 1984; в - Irvine Baragar, 1971; г - MacKenzie, Chappel, 1972).

Базальты: 1 - Улан-Булака, 2 - Думбэрала, 3 - Ичитунгола. Диабазы: 4 - Думбэрала, 5 - Тэмэндэра. Средний состав: 6 - базальтоидов хр.Хан-Хухэй, 7 - базальтоидов Срединно-Атлантического хребта /Колман, 1979/; 8 - линия раздела базальтоидов на толеитовые (Т) и известково-щелочные (А) по данным разных авторов; пунктиром показаны экстраполированные нами линии

Таблица 3

Средний состав вулканогенных пород хребта Хан-Хухэй.

(n = 19)

| Главные окислы, мас. %         |                      |                               |                      | Редкие элементы, г/т           |                   |
|--------------------------------|----------------------|-------------------------------|----------------------|--------------------------------|-------------------|
| SiO <sub>2</sub>               | <u>48,40</u><br>2,67 | MgO                           | <u>5,63</u><br>1,53  | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | <u>216</u><br>197 |
| TiO <sub>2</sub>               | <u>0,79</u><br>0,24  | CaO                           | <u>10,43</u><br>1,96 | NiO                            | <u>48</u><br>38   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | <u>16,16</u><br>2,78 | Na <sub>2</sub> O             | <u>3,32</u><br>1,07  | CoO                            | <u>37</u><br>9    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | <u>4,41</u><br>2,07  | K <sub>2</sub> O              | <u>0,29</u><br>0,18  | CuO                            | <u>89</u><br>33   |
| FeO                            | <u>6,35</u><br>1,97  | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | <u>0,04</u><br>0,09  | Y <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | <u>587</u><br>225 |
| MnO                            | <u>0,17</u><br>0,04  | П.п.п.                        | <u>3,85</u><br>2,24  | ZnO                            | <u>117</u><br>28  |

Примечание. Над чертой – среднее статистическое, под чертой – стандартное отклонение.

ингол. Все они имеют близкие содержания породообразующих компонентов и представляют собой умереннотитанистые, низкощелочные породы. В то же время вверх по разрезу устанавливается уменьшение кремнезема и увеличение титана и натрия (см. рис. I, группа А), а в верхних базальтоидах (Ичитуингол) возрастает содержание никеля и хрома. Можно отметить увеличение кальция, но эта зависимость проявляется очень слабо. Сравнивая составы изученных пород с эффузивами других районов Озерной зоны, можно отметить, что они наиболее близки базальтам западной окраины этой структуры (нагорье Хар-Хира и хребет Сырь) /Дергунов, Хераскова, 1981/.

АГАФОНОВ Л.В., БАЯРХУУ Ж., ПИНУС Г.В., СТУПАКОВ С.И. Металлогения Монгольской Народной Республики (полезные ископаемые, связанные с альпинотипными гипербазитами). Новосибирск, 1985. 38 с. (Препр./ИГиГ СО АН СССР; № 16).

АМАНТОВ В.А. Основные черты стратиграфии и условия образования кембрийских отложений Северо-Западной Монголии // Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М.: Гостоптехиздат, 1963а. С. 15-28.

АМАНТОВ В.А. Геология и проблемы геолого-структурного районирования каледонид территории Северо-Западной Монголии (Котловина Больших Озер и Западный Хангай). Автореф. дис. ... канд. геол.- мин. наук. Л., 1963б. 21 с.

БЕЗЗУБЦЕВ В.В., ЛУВСАН-ДАНЗАН Б., ФЕДОРОВСКИЙ В.А. Структурное тектоническое районирование и основные этапы развития тектонических структур Западной Монголии // Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., 1963. С. 93-108.

ГЕОЛОГИЯ Монгольской Народной Республики. Т. 2. М.: Недра, 1973. 751 с.

ДЕРГУНОВ А.Б., ХЕРАСКОВА Т.Н. О составе вулканитов ранней стадии развития каленоид Центральной Азии (Центральный Казахстан, Алтае-Саянская область, Западная Монголия) // Бюл. МОИП. 1981. Т. 56, Вып. 5. С. 35-53.

КЕПЕЖИНСКАС К.Б., КЕПЕЖИНСКАС В.В., ЗАЙЦЕВ Н.С. Эволюция земной коры Монголии в докембрии-кембрии. М.: Наука, 1987. 166с.

КОЛМАН Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.

КУТОЛИН В.А. Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций. М.: Наука, 1969. 141 с.

ЛУТЦ Б.Г. Химические критерии различий океанических и островодужных базальтов // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан-континент. Новосибирск, 1984. С. 102-108.

ПИНУС Г.В., АГАФОНОВ Л.В., ЛЕСНОВ Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 199 с.

ПОЛЯКОВ Г.В., ИЗОХ А.Э., КРИВЕНКО А.П. и др. Систематика габброидных формаций Западной Монголии // Систематика магматических формаций. Новосибирск, 1987. С. 4-59.

СТУПАКОВ С.И., АГАФОНОВ Л.В., ШЕРЕМЕТ О.Г. Ичитуингольская

зона меланжа (МНР) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 4. Минералогия, геохимия. Новосибирск, 1987. С. 76-95.

IRVINE T.N., BARAGAR W.R.A. A Guide to the Chemical classification of the Common Volcanic Rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. Vol. 8, N 5. P. 523-548.

MACDONALD G.A., KATSURO T. Chemical composition of Hawaiian lavas // J. Petrol., 1964. Vol. 5, N 1. P. 82-133.

MACKENZIE D.E., CHAPPEL S.W. Shoshonitic and calcalkaline lavas from the Highlands Papua New Guinea // Contribs. Mineral. and Petrol. 1972, N 35. P. 50-62.

Ч.К. Ойдуп, К.С. Кужугет

О ГЕНЕЗИСЕ РОДИНИТОВ  
АГАРДАТСКОГО ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА (Тува)

Среди метасоматических пород, встречающихся в гипербазитовых массивах, широко распространены родингиты – петрогенетическая группа кальций-силикатных преимущественно жильных образований. Считается, что они сформировались в результате метасоматического замещения плагиоклаз-пироксенсодержащих пород основного состава в гипербазитовых интрузиях. Исходные породы при этом могут быть или продуктами более молодого, чем гипербазиты, основного магматизма, или тектоническими включениями существенно полевошпатовых пород рамы. Все исследователи считают, что родингитизация основных пород и серпентинизация вмещающих их гипербазитов сопряжены во времени и связаны с воздействием инфильтрационных гидротермальных растворов /Агафонов, Пинус, 1981; Колесник, 1961; Колман, 1979; Секерин, 1982/.

Изучение родингитов, как и других алогипербазитовых метасоматитов, имеет не только теоретическое, но и практическое значение, поскольку с ними бываю́т связаны промышленные скопления золота, меди, ртути, никеля, кобальта и неметаллического рудного сырья. В Туве родингиты, несмотря на их достаточно широкое рас-

роостранение в пределах офиолитовых поясов, мало изучены, и специальных работ по ним нет. Мы изучали эти интересные образования на площади Агардагского гипербазитового массива. Именно здесь наиболее развиты различные генетические типы родингитов.

Агардагский массив представляет собой довольно крупное (с площадью выхода на поверхность около 40 км<sup>2</sup>) тело, залегает конкордантно со структурами вмещающей рамы, сложенной нижнекембрийскими отложениями. В составе его преобладают антигоритовые серпентиниты, в меньшей мере развиты лизардит-хризотилитовые серпентиниты, гарцбургиты, верлиты, лерцолиты, дуниты и пироксениты.

Вдоль южного эндоконтакта массива в его центральной части проходит зона наиболее активной тектонической проработки. Здесь гипербазиты представлены рассланцованными антигоритовыми серпентинитами, прорываются многочисленными дайко- и линзообразными телами габбро, габбро-диабазов и плагиогранитов. Указанная тектоническая зона в целом имеет ширину до 500 м, простирается в северо-восточном направлении на 4 км.

Большинство родингитовых тел сосредоточено в пределах этой зоны среди интенсивно рассланцованных антигоритовых серпентинитов. По нашим данным родингиты здесь представлены тремя генетическими группами: апогабброидными, апопироксенитовыми и апогипербазитовыми. Пространственно они разобщены, различаются по минеральному составу, форме тел и характеру вмещающей среды. Первые две группы отличаются от апогипербазитовых значительным содержанием в них гранатов.

Апогабброидные родингиты сложены гроссуляр-клинопироксен-клиноцоизит-хлоритовыми, везувиан-гроссуляр-альбит-хлоритовыми минеральными ассоциациями. Образует жилло-, линзообразные тела в эндоконтакте основных пород с рассланцованными серпентинитами или обособленные бескорневые будиноподобные тела. Последние, как правило, приурочены к интенсивно передробленным серпентинитам в тектонических зонах. Размеры их не превышают 0,5-1,5 м в отличие от родингитовых тел, расположенных в эндоконтакте габбро, которые по простиранию прослеживаются до 10 м при мощности 1,5-2 м.

Гранатсодержащие апопироксенитовые родингиты встречаются только в пределах крайней восточной части массива, имеют клинопироксен-гидрогроссуляр-хлоритовый минеральный состав. Формы и размеры тел, а также вмещающая среда идентичны будинам апогаб-

броидных родингитов. Отличаются они своеобразным пироксен-хлорит-серпентинитовым составом "рубашки" - окаймляющего родингиты слоя лейкократных пород - и более крупнозернистым внутренним строением.

Различные аспекты происхождения родингитов за счет метасоматического замещения габброидных пород и пироксенитов достаточно убедительно показаны многими исследователями на примере материалов из других районов. Гранатосодержащие родингиты Агардагского массива по минеральному составу, форме залегания и другим геологическим параметрам близки к описанным в литературе аналогам, что позволяет нам не останавливаться на их детальной характеристике.

Слабым местом теории апогабброидного происхождения родингитов является, на наш взгляд, то, что она не может убедительно объяснить, каким образом в результате последующего тектонического будинирования протяженных жилоподобных тел габбро или пироксенитов могли образоваться мелкие (размером до миллиметров) изометричные тела родингитов среди плотных, слабо рассланцованных серпентинитов. Отсутствие во многих случаях каких-либо следов тектонического перемещения таких родингитов требует поиска других альтернативных объяснений этому явлению.

Возможность будинажа родингитовых тел связана с увеличением объема породы при серпентинизации, отмечает А.П.Секерин /1982, с. 176/. Однако, такое предположение противоречит, на наш взгляд, выводу этого же автора о том, что гранатосодержащие родингиты возникли именно при массовой серпентинизации.

Исследователи давно обратили внимание на то, что родингитовые тела среди серпентинитов часто имеют очень маленькие размеры и при этом изолированы друг от друга на значительные расстояния. Однако четких данных об их минимальных размерах в опубликованной литературе нет. На наличие родингитовых тел размером свыше 1 см по диаметру в гипербазитовых массивах о. Хоккайдо указывают Т. Katoh и К. Niida /1983/. Эти исследователи также считают, что все родингиты образовались за счет метасоматического замещения пород основного состава.

Существует мнение, что мелкие размеры родингитовых тел обусловлены замещением слагающих родингиты первичных и вторичных минералов хлоритом. Отмечают случаи, когда маломощные жилки родин-



гитов хлоритизируются полностью /Агафонов, Пинус, 1981/. Вместе с тем, наши наблюдения на Агардагском массиве показали, что мощность хлоритовых оторочек вокруг родингитов довольно постоянна, обычно не превышает 2-3 см, и они нигде не образуют мономинеральных тел, которые бы повторили "первичную" форму родингитов. Упомянутые хлоритовые оторочки содержат обильную вкрапленность хромита и магнетита, что свидетельствует об их апогипербазитовой природе.

В центральной части массива среди рассланцованных серпентинитов со шширами лерцолитов и верлитов наблюдаются многочисленные мелкие, размером от нескольких миллиметров до 25-30 см, тела родингитов, не содержащие в своем составе минералы группы граната. В непосредственной близости от них нет даек габбро или жил пироксенитов. По своей форме тела родингитов идентичны карбонатным включениям в серпентинитах, повторяют и их пространственное положение, размещаясь в виде "гирлянд" вдоль крупных трещин. Можно предположить, что эпидот, тремолит, хлорит и другие минералы, слагающие эти родингиты, образовались при метаморфических процессах за счет карбонатов /Годовиков, 1975/, которые отлагались в ультраосновных породах при их аутометаморфической серпентинизации, когда происходил интенсивный вынос кальция. А это значит, что указанные родингиты, хотя и косвенно, но имеют апогипербазитовую природу. Своеобразие их заключается в том, что они, во-первых, образуют очень мелкие тела размером до нескольких миллиметров, во-вторых, встречаются вне зон тектонических нарушений и не несут следов тектонического будинирования.

Эти родингиты представляют собой плотные, светлые розовато-белые, розовато-зеленые породы, сложенные двумя парагенетическими группами минералов: а) тулит-пумпеллиит-карбонат-хлорит-серпентин-кварц-магнетит; б) тремолит-карбонат-хлорит-серпентин-кварц. Вторая группа преимущественно развита в родингитах в зоне эндоконтакта серпентинитов с гранитной интрузией девонского возраста. В составе апогипербазитовых родингитов, с одной стороны, отсутствуют гранат, клинопироксен, волластонит, лейкоксен, с другой - постоянно присутствуют пумпеллиит, тулит, карбонат (иногда в значительных количествах), серпентин, хлорит, кварц.

Под микроскопом устанавливается лепидогранобластовая структура породы. Отчетливо просматриваются в отдельных шлифах кон-

Таблица I

## Химический состав минералов

| Название<br>минералов | О к и с л ы |                  |                                |                                |      |      |      |
|-----------------------|-------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|
|                       | SiO         | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MnO  | FeO  | MgO  |
| Тулит                 | 37,9I       | 0,0I             | 33,46                          | 0,09                           | 0,16 | 0,48 | —    |
| Пумпеллит             | 35,90       | 0,00             | 28,3I                          | 0,07                           | 0,39 | I,99 | 2,88 |

Окончание табл. I

| Название<br>минералов | О к и с л ы |                   |                  |                  |       |
|-----------------------|-------------|-------------------|------------------|------------------|-------|
|                       | CaO         | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O | Σ     |
| Тулит                 | 24,56       | 0,03              | 0,02             | —                | 96,64 |
| Пумпеллит             | 22,9I       | 0,04              | 0,00             | 2,0              | 94,50 |

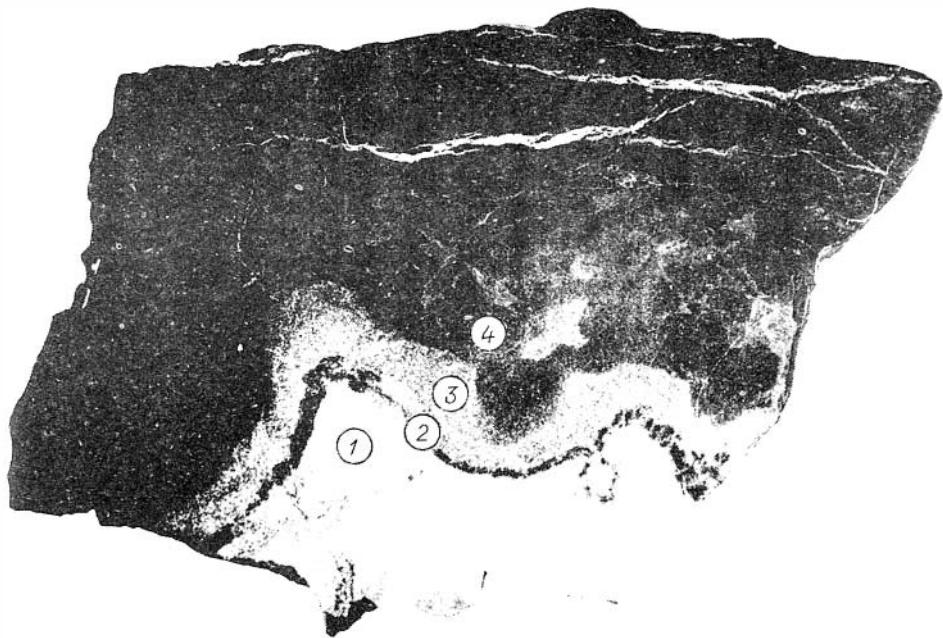
туры крупных зерен карбонатов, полностью замещенного мелкопластинчатыми, игольчатыми зернами тулита, пумпеллита, тремолита, хлорита. Вдоль линий спайности, которые пересекаются под углом 40–45°, образуются скопления тулита, а в ячейках среди зерен пумпеллита иногда сохраняются реликты карбоната. Последний, по данным рентгеноспектрального анализа, определяется как кальцит: CaO – 55, 88±56, 09 %, MgO – 0,03 %.

Тулит – один из основных минералов апотитеробазитовых родинитов. В породе он наблюдается в виде мелкоагрегатных скоплений, редко образует кристаллы вытянутой формы.

В зависимости от содержания марганца (от 0,16 до 0,20 %), цвет его меняется от бледно-розового до ярко-розового, под микроскопом – от тусклого до бурого. Тулит резко выделяется своим рельефом на фоне других минералов благодаря высокому показателю преломления.

Пумпеллит имеет зеленый, ярко-зеленый цвет, образует как и тулит, мелкозернистые агрегаты. Для него характерны синевато-коричневые интерференционные окраски, по сравнению с тулитом пумпеллит имеет более низкое двупреломление. По химическому составу он отличается от тулита несколько повышенным содержанием железа, магния, хрома, марганца (табл. I).

Кальцит занимает до 30–40 % объема породы, иногда образует



Апогипербазитовый родингит в серпентините:

1 - родингит; 2 - зеленый крупнозернистый хлорит; 3 - светло-зеленый мелкозернистый хлорит; 4 - хлорит-серпентиновая зона.

Величина натуральная

самостоятельные обособления, близкие по форме и размерам описываемым родингитам. Реликтовые таблички антигорита в родингитах имеют размеры от 0,1 до 0,25 мм, по оптическим свойствам не отличаются от антигоритов вмещающих серпентинитов.

Хлорит присутствует как в составе самих родингитов, так и в виде каймы вокруг них. Причем последняя имеет четкое зональное строение по интенсивности окраски и характеру зерен (см. рисунок). Ближе к родингитам развиты хлориты зеленые, крупнозернистые (мощностью до 0,3 см), далее (мощность 0,5-1 см) светло-зеленые мелкозернистые хлориты, хлорит - серпентиновая порода (0,5-1,5 см). По данным рентгенографического анализа

Таблица 2

Результаты рентгенографического анализа хлоритов  
по зонам

| Образец 39 (2) |    | Образец 39-4 (3) |     | Образец 39-5 (4) |    | Эталон |    |
|----------------|----|------------------|-----|------------------|----|--------|----|
| d              | I  | d                | I   | d                | I  | d      | I  |
| I4,I           | 7  | I4,4             | 30  | I4,45            | 40 | I4,3   | 6  |
| 7,07           | 9  | 7,2              | 100 | 7,0              | 10 | 7,18   | 10 |
| 4,72           | 8  | 4,7              | 25  | 4,6              | 15 | 4,7    | 10 |
|                |    | 4,6              | 10  | 4,6              | 2  | 4,6    | 2  |
| 3,54           | 10 | 3,58             | 50  | 3,49             | 40 | 3,59   | 10 |
| 2,84           | 5  | 2,85             | 10  | 2,89             | 6  | 2,87   | 6  |
|                |    | 2,59             | 5   | 2,60             | 6  | 2,59   | 3  |
| 2,53           | 6  | 2,55             | 10  | 2,60             | 10 | 2,54   | 4  |
|                |    | 2,51             | Сл. |                  |    |        |    |
| 2,43           | 5  | 2,45             | 10  | 2,50             | 6  | 2,44   | 4  |
|                |    | 2,39             | 5   | 2,40             | 3  | 2,39   | 3  |
|                |    | 2,26             | 5   | 2,30             | 3  | 2,26   | 2  |
|                |    | 2,01             | 10  | 2,00             | 4  | 2,01   | 4  |
|                |    | I,89I            | Сл. | -                |    | I,896  |    |
|                |    | I,74I            | Сл. | I,740            |    |        |    |
|                |    | I,574            | Сл. | I,564            |    |        |    |
| I,534          | 7  | I,54I            | 10  | I,500            |    | I,539  |    |
|                |    | I,507            | Сл. | -                |    | I,505  |    |

Примечание. Условие съемки: прибор ДРОН - 3,0; режим 40 кв. 26 мА. Анализы выполнены в лаборатории рентгенографии и молекулярной спектроскопии ИГиГ СО АН СССР.

во всех трех зонах развит клинохлор (табл. 2).

По химическому составу апогипербазитовые родингиты мало чем отличаются от родингитов, образованных по габбро и пироксенитам кроме того, что в них отсутствует  $\text{TiO}_2$  (табл. 3). А по сравнению с "материнскими" ультраосновными породами в их составе меньше кремнезема, значительно больше глинезема и окиси кальция.

Расчеты привноса-выноса компонентов на стандартный геометрический объем показали, что при родингитизации гипербазитов

Таблица 3

## Химический состав апогипербазитовых родингитов

| Окислы                         | I     | 2      | 3      | 4     |
|--------------------------------|-------|--------|--------|-------|
|                                | n=3   | n=2    | n=2    | n=8   |
| SiO <sub>2</sub>               | 37,09 | 38,9   | 34,55  | 43,09 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,12  | —      | 0,0047 | 0,03  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 19,63 | 27,38  | 12,13  | 1,65  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,96  | 0,49   | 1,26   | 5,51  |
| FeO                            | 4,76  | 1,11   | 5,27   | 2,84  |
| MnO                            | 0,44  | 0,26   | 0,21   | 0,11  |
| MgO                            | 11,74 | 2,15   | 32,75  | 34,3  |
| CaO                            | 18,63 | 23,3   | 0,49   | 0,40  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,05  | 0,41   | 0,35   | 0,05  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,05  | 0,29   | —      | 0,54  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,12  | —      | —      | —     |
| H <sub>2</sub> O               | —     | —      | 0,20   | 0,27  |
| П.п.п.                         | 1,35  | 5,95   | 12,83  | 10,64 |
| Σ                              | 98,94 | 100,25 | 100,05 | 99,43 |

Примечание. I — апогабброидные родингиты; 2 — апогипербазитовые родингиты; 3 — хлоритовая зона вокруг апогипербазитовых родингитов; 4 — вмещающие серпентиниты. Анализы выполнены в хим. лаборатории ИГиГ СО АН СССР, аналитик Л.Зоркина.

(апоперидотитовых и аподунитовых серпентинитов) происходил привнос кремнезема, а при образовании родингитов по габбро и пироксенитам — вынос. В целом же для всех случаев характерна дегидратация, привнос кальция, алюминия, повсеместный вынос окисного и закисного железа (табл. 4).

Кальций и возможно алюминий, участвовавшие в образовании апогипербазитовых родингитов, могли быть заимствованы из самих ультраосновных пород — главным образом вермитов и лерцолитов, содержащих CaO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в которых на Агардагском массиве колеблются соответственно от 3 до 7 и от 4 до 6 мас. %.

Процесс серпентинизации и родингитизации этих пород можно представить в виде следующих реакций:

Таблица 4

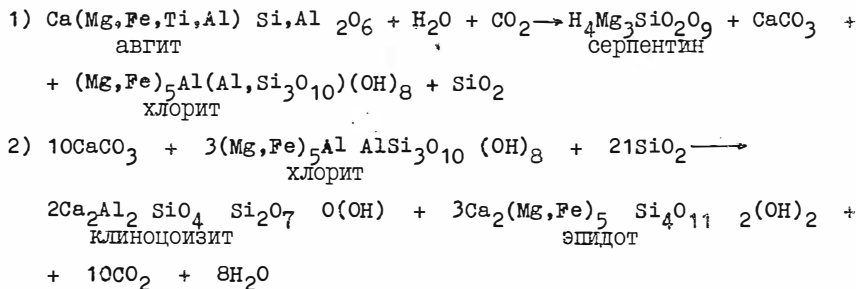
Расчет баланса вещества при образовании родингитов различных генетических разностей

| Окислы                         | М а с с о в ы е    % |        |        |       |       |        | Количество атомов в 10.000 |         |        |        |         |        |
|--------------------------------|----------------------|--------|--------|-------|-------|--------|----------------------------|---------|--------|--------|---------|--------|
|                                | 1                    | 2      | 3      | 4     | 5     | 6      | 1.                         | 2       | 3      | 4      | 5       | 6      |
| SiO <sub>2</sub>               | 43,08                | 38,90  | 50,49  | 37,09 | 48,15 | 40,75  | 104,94                     | 120,58  | 137,84 | 116,37 | 141,96  | 126,55 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,03                 | —      | 1,40   | 0,12  | 0,10  | 0,06   | 0,05                       | —       | 2,86   | 0,28   | 0,22    | 0,51   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,82                 | 27,38  | 15,30  | 19,63 | 2,30  | 17,4   | 5,22                       | 100,03  | 49,22  | 72,74  | 7,98    | 63,70  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5,25                 | 0,49   | 4,92   | 4,96  | 2,18  | 1,9    | 9,53                       | 1,145   | 10,10  | 11,76  | 4,83    | 4,44   |
| FeO                            | 2,97                 | 1,11   | 7,88   | 4,76  | 3,81  | 1,79   | 5,04                       | 2,88    | 17,97  | 12,42  | 9,38    | 4,65   |
| MnO                            | 0,21                 | 0,26   | 0,20   | 0,44  | 0,13  | 0,09   | 0,43                       | 0,63    | 0,47   | 1,18   | 0,32    | 0,24   |
| MgO                            | 33,96                | 2,15   | 5,79   | 11,74 | 20,4  | 8,61   | 123,28                     | 9,911   | 23,62  | 54,06  | 89,64   | 39,83  |
| CaO                            | 0,52                 | 23,3   | 8,93   | 18,63 | 18,06 | 26,75  | 1,36                       | 77,38   | 26,10  | 62,60  | 57,07   | 88,94  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,05                 | 0,41   | 3,06   | 0,05  | 0,14  | 0,05   | 0,23                       | 2,47    | 16,24  | 0,3    | 0,785   | 0,30   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,43                 | 0,29   | 0,96   | 0,05  | —     | —      | 1,34                       | 0,82    | 3,38   | 0,19   | —       | —      |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,03                 | —      | 0,24   | 0,12  | —     | 0,17   | 0,06                       | —       | 0,56   | 0,31   | —       | 0,45   |
| H <sub>2</sub> O               | 10,92                | 5,96   | 1,79   | 1,35  | 3,24  | 2,56   | 177,46                     | 122,87  | 32,55  | 28,19  | 63,80   | 52,28  |
| Σ                              | 99,24                | 100,25 | 100,96 | 98,94 | 98,60 | 100,13 | 428,94                     | 438,856 | 320,91 | 360,40 | 375,989 |        |

Окончание табл. 4

| ОКСИДЫ                         | Абсолютная разность |         |         |  | Привнос-вынос, в % |         |       |  |
|--------------------------------|---------------------|---------|---------|--|--------------------|---------|-------|--|
|                                | I - 2               | 3 - 4   | 5 - 6   |  | I - 2              | 3 - 4   | 5 - 6 |  |
| SiO <sub>2</sub>               | + 16,18             | - 21,47 | - 15,41 |  | + 15               | - 16    | - 11  |  |
| TiO <sub>2</sub>               | - 0,05              | - 2,58  | + 0,29  |  | - 100              | - 90    | + 132 |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | + 4,81              | + 23,52 | + 55,72 |  | + 92               | + 47,78 | + 698 |  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | - 8,385             | + 1,66  | - 0,39  |  | - 88               | + 16    | - 8   |  |
| FeO                            | - 2,16              | - 5,55  | - 4,73  |  | - 43               | - 31    | - 50  |  |
| MnO                            | + 0,20              | + 0,71  | - 0,08  |  | + 46               | + 151   | - 25  |  |
| MgO                            | - 113,37            | + 30,44 | - 49,81 |  | - 11               | + 129   | - 56  |  |
| CaO                            | + 76,02             | + 36,50 | + 31,87 |  | + 5590             | + 140   | + 56  |  |
| Na <sub>2</sub> O              | + 2,24              | - 15,94 | - 0,489 |  | + 974              | - 98    | - 62. |  |
| K <sub>2</sub> O               | - 0,52              | - 3,19  | -       |  | - 39               | - 94    | -     |  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | - 0,06              | - 0,25  | + 0,45  |  | - 100              | - 45    | -     |  |
| H <sub>2</sub> O               | - 54,59             | - 4,36  | - 11,50 |  | - 31               | - 13    | - 18  |  |
| Σ <sup>+</sup>                 | + 189,45            | + 92,83 | + 88,33 |  | + 44               | + 29    | + 23  |  |
| Σ <sup>-</sup>                 | - 179,13            | - 53,34 | - 82,41 |  | - 42               | - 17    | - 22  |  |
| Σ                              | + 10,31             | + 39,49 | + 5,92  |  | - 2                | + 12    | - 1   |  |

Примечание. I - оерлентиниты; 2 - алогипербазитовые родингиты; 3 - габбро; 4 - алогабброидные ролдингиты; 5 - пироксениты; 6 - алопироксенитовые родингиты.



Вторая реакция показывает возможность возникновения характерной для родингитов эпидот-тремолит-актинолитовой ассоциации под действием насыщенных хлоритоидных растворов на карбонаты.

Таким образом, можно допустить, что при метаморфических процессах часть родингитов могла образоваться за счет карбонатов, отложившихся в серпентинитах, т.е. по сути имеет апогипербазитовую природу. Об этом свидетельствует и то, что как в родингитах, так и в карбонатах содержатся аналогичные по форме и составу реликтовые зерна антигорита, хромита и магнетита. Эти родингиты пространственно не сопряжены с телами габбро и пироксенитов, очертания и размеры их также не соответствуют последним. Очевидно, что они образовались вне зависимости от пород основного состава.

Указанные обстоятельства дают возможность предположить образование части родингитов Агардагского массива не по габброидам, как это обычно принято считать, а по гипербазитам. Последовательность формирования апогипербазитовых родингитов представляется в следующем виде:

1. При серпентинизации ультраосновных пород высвобождается кальций, который в условиях восстановительной среды откладывается в виде карбоната в мелких пустотах неправильной формы.

2. На прогрессивной стадии метаморфизма гипербазитов за счет карбонатов возникает клиноцоизит-пумпелллит-тремолит-хлоритовая ассоциация, характерная для пород родингитового типа. При этом вновь образованные родингитовые породы повторяют первичные формы карбонатных включений в серпентинитах.

3. Развитие хлорита по серпентинитам вокруг родингитовых тел происходило одновременно с процессом родингитизации, пос-



тепленно ослабевало в сторону серпентинитов.

Процессы серпентинизации и родингитизации нельзя считать всегда тесно связанными по времени. Описываемые апогипербазитовые родингиты образовались после серпентинитов. Об этом свидетельствует и то, что в составе родингитов присутствует кварц, который мог образоваться при разложении талька, развивающегося по серпентину.

Выявленные закономерности родингитизации в гипербазитах могут быть полезными при дальнейшей разработке вопросов генезиса родингитов. Они могут быть учтены и при планировании поисковых работ на нефриты, так как физико-химические условия поздней родингитизации благоприятны для нефритовой минерализации.

### Литература

АГАФОНОВ Л.В., ПИЛУС Г.В. Родингиты офиолитовых зон Восточной части Центрально-Азиатской складчатой области // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М., 1981. С. 105-113.

ГОДОВИКОВ А.А. Минералогия. М.: Недра, 1975. 519 с.

КАЗИЦЫН Ю.В., РУДНИК В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М.: Недра, 1968. 364 с.

КОЛЕСНИК Ю.Н. Нефриты Сибири. Новосибирск: Наука, 1966. 150 с.

КОЛМАН Р.Г. Офиолиты М.: Мир, 1979. 261 с.

СЕКЕРИН А.П. Петрология родингитов Саяно-Байкальской горной области // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262, № 1. С. 175-181.

КАТОН Т., NIIDA K. Rodinquitoes from the Komuikotan Tectonic Belt, Hokkaido // J. Fac. Sci., Hokkaido Univ. Ser. IV, 1983. Vol. 20, N 2-3. P. 151-169.

УДК 552.051

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПЕТРОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА КЕМБРИЙСКИХ ЭФУЗИВОВ САЛАИРА. В.В.Велинский, Б.Н.Лапин, И.Ю.Лоскутов // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 5. Петрохимия, минералогия, геохимия. Новосибирск: Изд.ИГиГ СО АН СССР, 1989. С.3-23.

Приводятся данные петрохимического состава кембрийских базальтоидов Салаира в сравнении с другими регионами Алтае-Саянской складчатой области. Показаны различия в химизме составов базальтоидов центральной и окраинных частей Салаира по величинам магниевого модуля ( $M$ ) и коэффициента щелочности ( $\alpha$ ). Устанавливается, что вулканическая деятельность в венд-кембрийское время началась по окраинам региона и затем сместилась к его центральной части. Даются оценки металлогенической специализации вулканических членов офиолитовых комплексов Салаира.

Ил.6, табл.II, библи.23 назв.

УДК 552.321.6(517.17)

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА ГОРЫ БАРХАТНОЙ (Кузнецкий Алатау). О.Л.Банников, М.П.Гора, И.Ю.Лоскутов // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып.5. Петрохимия, минералогия, геохимия. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1989. С.23-41.

Излагаются результаты минералого-петрографических исследований одного из крупнейших альпинотипных ультраосновных массивов, расположенного в пределах Кузнецкого Алатау. Приводятся новые химические анализы оливинов, хромшпинелидов и магнетитов, выполненные на микрозонде. Рассмотрены оливин-хромитовые температурные равновесия для различных типов ультраосновных пород массива. Анализируя приведенный материал, авторы приходят к выводу, что ультрабазиты данного массива в большинстве своем являются образованиями метаморфогенными.

Ил.2, табл.5, библи.19 назв.

САМОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ И ДРУГИЕ МИНЕРАЛЫ ИЗ ШЛИХОВЫХ ОРЕОЛОВ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ МОНГОЛИИ. Л.В.Агафонов, С.И.Ступаков, А.Э.Изох, Е.Г.Сидоров, Б.Жамбаа, О.С.Хмельникова // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып.5. Петрохимия, минералогия, геохимия. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1989. С. 41-64.

Изучены минералы самородных металлов, их сплавы и другие минералы из шлиховых ореолов вокруг некоторых гипербазитовых массивов Монголии. Несмотря на то, что шлиховому опробованию было подвергнуто большое количество массивов, только в шлихах четырех из них, локализованных среди древних вмещающих метаморфических толщ, были обнаружены благородные металлы и их сплавы, а также сплавы железа и никеля. В шлиховых ореолах массивов из герцинских складчатых сооружений такие находки отсутствуют. Приведены многочисленные рентгено-спектральные анализы различных минералов.

Ил.3, табл.12, библи.23 назв.

УДК 553.461:552.112:519.3

ХРОМИТИТЫ НАРАНСКОГО БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА В ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ (химический состав и газовые компоненты). Ф.П.Леснов, В.А.Симонов // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып.5. Петрохимия, минералогия, геохимия. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1989. С. 65-85.

На основании химических, атомно-абсорбционных, микрозондовых и хроматографических анализов 25 проб массивных хромититов, отобранных в пределах двух ареалов рудопоявлений восточной части полигенного базит-гипербазитового массива, установлен общий состав хромититов, распределение в них некоторых примесных элементов (кобальт, никель, ванадий, медь, цинк) и газовых компонентов ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ). В высокотемпературной фракции летучей фазы, выделившейся из хромититов при 750 и 1000°C, преобладает

углекислота, остальные газы играют подчиненную роль. По отношению углекислоты и суммы восстановленных газов хромититы массива разделились на две группы: с окисленным и с относительно восстановленным флюидом. Выявлены черты сходства и различия хромититов Наранского и Кемпирсайского (Юж.Урал) массивов по составу высокотемпературного сингенетического флюида.

Ил.3, табл.6, библ.II назв.

УДК 552.55I

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ОФИОЛИТОВ ХРЕБТА ХАН-ХУХЭЙ (северо-восточная окраина Озерной складчатой зоны, МНР). С.И.Ступаков // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 5. Петрохимия, минералогия, геохимия. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1989. С. 85-100.

Изучены вулканогенные породы хребта Хан-Хухэй. Среди них выделяются излившиеся и гипабисальные дайковые разности. Приведены химические составы эффузивных пород и показаны их геохимические особенности. По разным признакам проведено определение формационного типа вулканогенных образований. Изменение химического состава вулканитов снизу-вверх по разрезу фиксируется в уменьшении кремнезема и увеличении титана и натрия.

Ил.5, табл.3, библ.I6 назв.

УДК 552.32I (57I.52)

О ГЕНЕЗИСЕ РОДИНГИТОВ АГАРДАГСКОГО ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА (Тува). Ч.К.Ойдуп, К.С.Кужутет // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып.5. Петрохимия, минералогия, геохимия. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1989. С. 100-111.

Рассматривается генезис различных типов родингитов, распространенных среди ультраосновных пород Агардагского массива. Выделяются апогабброидные, алопироксенитовые и алогипербазитовые родингиты. На основании того, что значительные количества

родингитовых тел имеют очень мелкие (до нескольких миллиметров) размеры, пространственно не тяготеют к дайкам основных пород, не несут следов тектонического перемещения, предполагается их апотипербазитовая природа. При автометаморфической серпентинизации за счет освобождающегося кальция образуются карбонаты, которые позже под влиянием инфильтрационных хлоридных растворов замещаются типичной для родингитов тулит-пумшеллит-серпентин-хлоритовой ассоциацией.

Ил. I, табл. 4, библ. 7 назв.

# СОДЕРЖАНИЕ

|                                                                                                                                                                                    |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| ВЕЛИНСКИЙ В.В., ЛАПИН Б.Н., ЛОСКУТОВ И.Ю. Основные черты петрохимического состава кембрийских эффузивов Салаира .....                                                              | 3   |
| БАНИКОВ О.Л., ГОРА М.П., ЛОСКУТОВ И.Ю. Минералогическо-петрографические особенности гипербазитового массива г.Бархатной (Кузнецкий Алатау) .....                                   | 23  |
| АГАФОНОВ Л.В., СТУПАКОВ С.И., ИЗОХ А.Э., СИДОРОВ Е.Г., ЖАМБАА Б., ХМЕЛЬНИКОВА О.С. Самородные металлы и другие минералы из шликовых ореолов гипербазитовых массивов Монголии ..... | 41  |
| ЛЕСНОВ Ф.П., СИМОНОВ В.А. Хромититы Наранского базит-гипербазитового массива в Западной Монголии (химический состав и газовые компоненты) .....                                    | 65  |
| СТУПАКОВ С.И. Вулканогенные образования офиолитов хребта Хан-Хухэй (северо-восточная окраина Озерной складчатой зоны, МНР) .....                                                   | 85  |
| ОЙДУП Ч.К., КУЖУГЕТ К.С. О генезисе родингитов Агардагского гипербазитового массива (Тува) .....                                                                                   | 100 |
| РЕФЕРАТЫ .....                                                                                                                                                                     | 112 |

Утверждено к печати  
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор Р.Н. Ильина

Технический редактор Н.Н.Александрова

Подписано к печати 16.08.89. МН 12110.

Бумага 60x84/16. Печ.л. 7,25+1 вкл. Уч.-изд. л. 6,8.

Тираж 400. Заказ 284. Цена 50 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР  
Новосибирск, 90. Ротапринт.