



УДК 553.461.061.2:552.3(234.85)

## ГИПЕРБАЗИТЫ – ПИКРОБАЗИТЫ И ХРОМИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

В. Л. Хомичев

Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия

На Урале установлена гетерогенность серпентинитов (ультрабазитов), напрямую определяющая перспективы хромитового оруденения. В узкой Тагильской разломной мегазоне (западная часть региона) широко развиты крупные протяженные тела серпентинитов (ультрабазитов) альпинотипной дунит-гарцбургитовой формации, с которыми связаны месторождения хромитов. А в прилегающей с востока широкой брахиформного строения Восточно-Уральской мегазоне преобладают гранитоидные массивы (выступы Салдинского плутона на глубине) и сопутствующие мелкие тела габбро и серпентинитов. Последние ошибочно относят также к альпинотипному комплексу и прогнозируют в них хромитовое оруденение. Однако это совсем другие ультрабазиты: они представляют собой ранние фазы становления (кристаллизаты) габбро-гранитоидной формации, бесперспективные на хромиты. На огромной территории к востоку от Урала такие пикробазиты необоснованно относят к альпинотипным гипербазитам, что приводит к ошибкам в планировании поисковых работ.

**Ключевые слова:** альпинотипные гипербазиты, габбро-гранитные пикробазиты, хромитовое оруденение.

## HYPERBASITES – PICROBASITES AND CHROMITE MINERALIZATION

V. L. Khomichev

Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia

In the Urals (in particular, on sheet O-41-XIII), the heterogeneity of serpentinites (ultrabasites) that directly determines the prospects for chromite mineralization is established. In the west, in the narrow Tagil faulting megazone, large extended bodies of serpentinites (ultrabasites) of the alpine-type dunite-harzburgite formation, with which the chromite deposits are associated, are widely developed. And in the wide Eastern-Urals megazone of brahiform structure adjacent from the east, granitoid massifs (protrusions of the Salda pluton at depths) and accompanying small bodies of gabbros and serpentinites prevail. The latter are also mistakenly related to the alpine-type complex and predict a chromite mineralization in them. However, these are completely different ultrabasites which represent the early phases of the formation (crystallizates) of a gabbro-granitoid formation, unpromising for chromites. Unfortunately, in the vast territory east of the Urals, such picrobasites are indiscriminately attributed to alpine-type hyperbasites, which has led to errors in prospecting planning.

**Keywords:** alpine-type hyperbasites, gabbro-granite picrobasites, chromite mineralization.

DOI 10.20403/2078-0575-2019-3-94-105

Благодаря разработанной в СНИИГГиМСе программе вычисления плотностных и магнитных характеристик пород на больших глубинах [5], в последние 10–15 лет активно проводились исследования по внутреннему строению рудоносных гранитоидных плутонов. При этом была обнаружена гетерогенность ультрабазитов, до того повсеместно и необоснованно рассматривавшихся как альпинотипная гипербазитовая формация. Отправным ключевым объектом стал Салдинский плутон на Северном Урале, в бассейне рек Салда и Тагил (лист O-41-XIII Госгеолкарты). В тектоническом отношении он размещается внутри брахиформных структур Восточно-Уральской мегазоны, которая на западе по Главному Уральскому глубинному разлому сопрягается с линейной Тагильской мегазоной узких напряженных меридиональных складок (рис. 1) Обе глобальные структуры кардинально различаются по характеру аномалий в полях плотности и намагниченности пород и содержанию магматических формаций [6].

В Тагильской мегазоне господствуют ультраосновные породы, мощные линейные тела которых протягиваются далеко на север и юг, образуя огром-

ные пояса: Серовско-Невьянский, Миасско-Кацбахский, Айдырлинский, Войкаро-Салетинский (на всю протяженность Урала – более 1000 км) (рис. 2). На поверхности тела представлены апогарцбургитовыми серпентинитами, на глубине 1400–4000 м переходящими в первичные дуниты и перидотиты. Гипербазитам сопутствуют редкие мелкие тела габбро, диоритов и плагиогранитов, которые рассматривались как поздние дифференциаты ультраосновной магмы. Однако в легенде к карте в силу необдуманного комплексотворчества Среднеуральская ультрабазитовая серия разделена на три комплекса: серовский дунит-гарцбургитовый  $O_{1-2}$ , устьейский дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый  $O_3$  и левинский плагиогранитовый  $S_1$ . Эта последовательность, по мнению авторов легенды, отражает обычную эволюцию раннепалеозойской островной дуги и как будто усиливает достоверность принятого расчленения, а на наш взгляд, в дополнение к пространственно-временной сопряженности, свидетельствует об их родстве и принадлежности к одному магматическому процессу (к одной формации альпинотипных гипербазитов).



**Рис. 1.** Генерализованная геологическая карта и модельный разрез Салдинского габбро-гранитного плутона (Северный Урал, лист О-41-ХIII) [5]

1 – вмещающая толща; 2 – плагиограниты, диориты серовского комплекса; 3–4 – Салдинский плутон: 3 – гранитоиды, 4 – габбро, диориты; 5 – пикробазиты Салдинского плутона (а) и гипербазиты серовского комплекса (б), 6 – месторождения (а) и рудопроявления (б) хромита

Валидность перечисленных комплексов несостоятельна по ряду причин [8]:

1. Мелкие разобщенные тела габбро, диоритов и плагиогранитов уже по этому внешнему признаку не могут представлять собой самостоятельные региональные единицы. Локального мелкомасштабного магматизма вообще быть не может [7].

2. Они так тесно постоянно сопряжены с крупными телами серпентинитов, что невольно возникает мысль о прямой связи между ними. Применительно к таким случаям Ю. А. Кузнецов считал, что пространственное сонахождение магматических пород не является случайным, а свидетельствует об их сопроисхождении [2].

3. Несомненная прямая генетическая связь тектоники и магматизма предопределяет:

а) приуроченность магматического комплекса к «своей» определенной тектонической структуре; соответственно, серовский, устьейский и левинский комплексы должны иметь каждый свою тектоническую позицию, чего в действительности нет, и одна для всех тектоническая структура свидетель-

ствует об их принадлежности к одному магматическому процессу;

б) протяженная линейная глубинная структура (разломная зона) должна порождать такие же крупные глубоко погружающиеся магматические тела, а не рассеянную мелочь.

Таким образом, выделение трех комплексов в одной структуре Главного Уральского глубинного разлома – это негативное следствие непродуманного формационного анализа, выполненного во ВСЕГЕИ. Эти комплексы следует рассматривать в качестве одного дифференцированного магматического процесса, первичной для которого была ультраосновная магма, близкая по составу местному пикриту по Р. Дэли (табл. 1).

В Восточно-Уральской мегазоне характер структур и магматизма совершенно иные. Во вмещающих толщах преобладают брахиформные и интрузивно-купольные антиклиналы, разделенные узкими синклиналильными складками. В них широко развиты конформные изометричные (порой кольцевые) гранитоидные массивы с подчиненным участием габ-

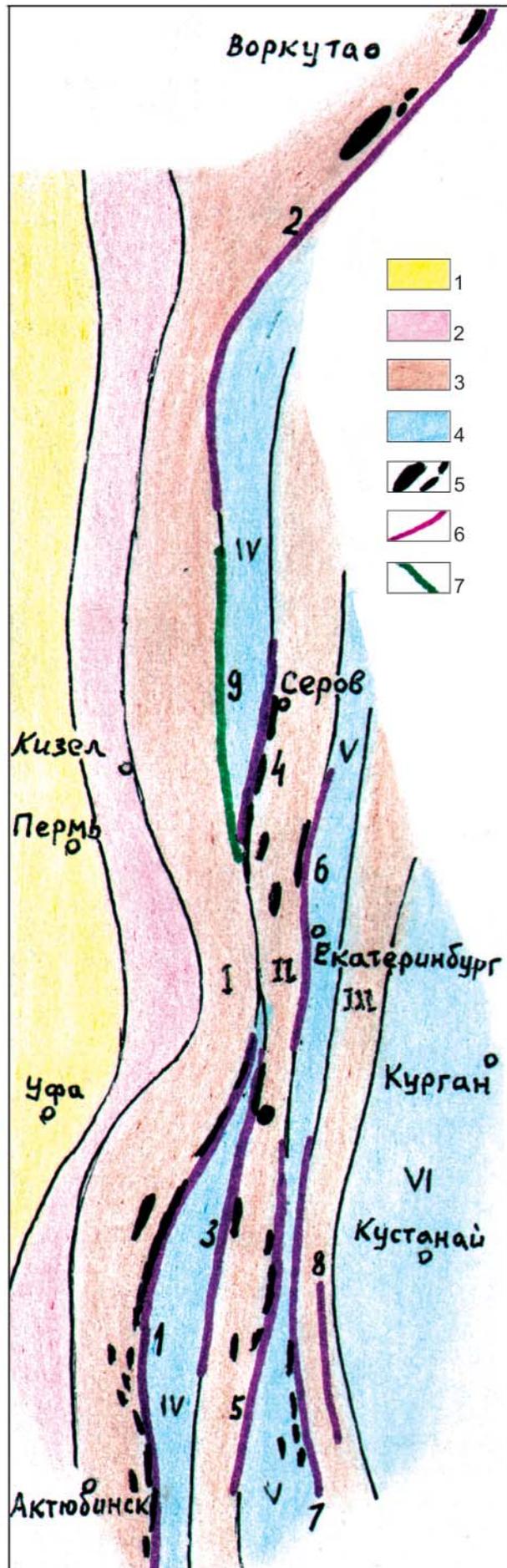


Рис. 2. Размещение альпинотипных гипербазитов Урала (по [3])

1 – краевая часть Русской платформы; 2 – Предуральский прогиб; 3 – поднятия (I – Центрально-Уральское, II – Восточно-Уральское, III – Зауральское); 4 – погружения (IV – Тагил-Магнитогорское, V – Восточно-Уральское, VI – Тургайское); 5 – ультрабазиты дунит-гарцбургитовой формации; 6 – пояса альпинотипных гипербазитов (1 – Уфалейско-Кемпирсайский, 2 – Войкаро-Салатимский, 3 – Миасско-Кацбахский, 4 – Серовско-Невьянский, 5 – Айдырлинско-Татищевский, 6 – Алапаевско-Теченский, 7 – Полтавско-Киембайский, 8 – Джетыгаринско-Аккарчинский); 7 – Платиноносный пояс

броидов, а серпентиниты имеют третьестепенное значение (см. рис. 1). И морфология их тел отнюдь не линейная по разломам, а неправильно-изомеричная в периферии гранитоидных штоков и кольцевых интрузий. Порой узкие тела серпентинитов причудливо изгибаются (равно как гранитные и габброидные), используя складчатую структуру (вплоть до микроскладок) вмещающей толщи. Серпентиниты тесно ассоциируют с преобладающими гранитоидами и особенно габброидами и представляют собой ранние производные последних (раннюю фазу становления одной глубоко дифференцированной габбро-гранитной ассоциации [6]), которую авторы легенды и карты в соответствии с модным в последнее время комплексотворчеством расчленили на девять мелких явно невалидных подразделений. В частности, серпентиниты совершенно необоснованно, только по вещественному составу отнесли к серовскому комплексу принципиально иной Тагильской мегазоны, что даже с формальной стороны неправомерно. Ультрабазиты Восточно-Уральской мегазоны совсем другие, это ранние фазы и фации нормальной базальтовой магмы (табл. 2), с которых начинается кристаллизация (дифференциация) основного расплава. Объем их сравнительно невелик, и, соответственно, невелика их роль в рудообразовании даже на участках широкого развития.

Гетерогенность ультрабазитов Тагильской и Восточно-Уральской мегазон наглядно проявляется в поперечном глубинном разрезе АБ. Первые представлены мощным глубинным телом в пределах Главного Уральского разлома (типичные альпинотипные гипербазиты), а вторые – это небольшие изолированные тела (фации) в огромном горизонтально-расслоенном Салдинском габбро-гранитном плутоне. С них начинается становление (ранние кристаллизаты) плутона, и они быстро сменяются нормальными габброидами и затем гранитоидами, не имея ничего общего с альпинотипными гипербазитами. Этим логично объясняются различия в хромитонности обеих мегазон. С крупнообъемными телами альпинотипных гипербазитов Тагильской мегазоны связано 47 проявлений хромитов, в том числе 10 месторождений. Рудные тела в форме крупных штоков и линз находятся главным образом в дунитах офиолитовой группы формаций

Таблица 1

Химический состав пород (%) дунит-гарцбургитовой формации Урала [3] и исходный состав магмы серовского комплекса

Порода	Объем, %	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Коэф. Хесса
Дунит	20	40,46	0,01	0,77	8,62	48,49	0,20	0,03	0,01	5,4
Гарцбургит	40	45,35	0,01	2,34	8,50	32,61	0,38	0,06	0,01	3,7
Верлит	15	48,60	0,16	3,01	8,30	29,30	10,40	0,23	0,03	3,6
Габброиды	10	47,90	0,69	13,11	10,00	11,30	11,03	1,93	0,40	1,1
Диориты	5	56,77	0,84	16,67	7,00	4,17	6,74	3,39	2,12	0,6
Плагииграниты	5	69,07	0,61	13,29	4,50	1,71	1,24	6,39	0,48	0,4
Средний состав										
магмы серовского комплекса		43,63	0,18	4,41	9,97	29,30	3,18	0,77	0,10	2,9
формации		43,47	0,02	1,75	8,19	44,76	0,96	0,06	0,01	5,6
Пикритовый порфирит		39,70	1,63	6,40	7,10	23,00	5,00	0,70	0,25	3,3
Пикрит по Р. Дэли		41,30	0,81	9,43	14,00	19,94	8,01	1,20	0,39	1,4

Таблица 2

Химический состав (%) пород Салдинского габбро-гранитоидного плутона и исходный состав его первичной магмы

Порода	Объем, %	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Коэф. Хесса
Серпентинит	10	39,12	0,05	1,41	7,20	36,81	1,40	0,12	0,04	5,3
Габбро	60	49,05	1,30	17,55	8,50	7,00	9,00	3,60	0,85	0,9
Монцодиорит	10	59,10	1,65	16,90	6,00	3,60	5,45	4,60	1,10	0,7
Гранодиорит	10	66,85	0,38	16,00	3,25	1,36	3,00	4,36	2,15	0,5
Гранит	10	72,19	0,19	14,75	2,00	0,65	1,73	4,14	3,09	0,3
Исходная магма		49,14	1,00	15,44	6,99	8,44	6,55	3,48	1,64	1,1
Габбро по Р. Дэли		49,50	0,84	18,00	8,50	6,62	10,64	2,82	0,98	0,9
Базальт по Р. Дэли		48,78	1,39	15,85	11,20	6,03	8,91	3,18	1,61	0,5

(дунит-гарцбургитовой, дунит-верлит-габбровой, дунит-клинопироксенит-габбровой). В центре тел руды массивные с содержанием Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 35–40 до 55–58 %, к периферии сменяются густовкрапленными с 12–35 % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Масштабы хромитонности, как известно, зависят от размеров ультрабазитовых массивов. В Тагильской зоне крупные тела при расслоении (в том числе ликвационным путем) способны отсадить значительные массы хромита, а из мелких тел ультраосновных пород Восточно-Уральской зоны при любых условиях существенное количества хромита накопиться не может. Этот критерий формационной принадлежности ультрабазитов является ведущим в оценке перспектив хромитонности. Только пояса альпинотипных гипербазитов (производных первичной ультраосновной мантийной магмы) обладают необходимым для промышленного оруденения потенциалом. Мелкие тела ультраосновных пород, с которых начинается кристаллизационная дифференциация нормальной базальтовой магмы, таким потенциалом не обладают. В телах этого габбро-гранитного формационного типа эволюция протекает с накоплением летучих и рудных компонентов в остаточном лейкогранитовом расплаве, благодаря чему он естественным путем становится источником рудно-магматических систем месторождений цвет-

ных, редких и благородных металлов [5], но в отношении хромитового оруденения бесперспективен.

При решении актуальной проблемы дефицита хромитового сырья исходят исключительно из размеров тел ультрабазитов, а о формационной их принадлежности вопрос не ставится, так как все тела ультраосновного состава (серпентинитов) в любой геологической ситуации априори относят к автономным альпинотипным гипербазитам, даже если они небольшие и изолированные, а отнюдь не пояса глубокого заложения и протяженности.

К примеру, на Кузнецком Алатау испокон веков выделяют Саланский гипербазитовый пояс, хотя здесь небольшие единичные массивы и группы мелких тел ультраосновных пород размещаются в нескольких разобщенных узлах, а непрерывного пояса, как на Урале, в Тагильской мегазоне, фактически нет (рис. 3). Во многих местах региона мелкие линзы серпентинитов вписываются в более крупные тела габброидов как их фации вне связи с разломами, однако по привычке, не задумываясь, их выделяют в самостоятельный саланский комплекс альпинотипных гипербазитов, как, например, в Кундустульском габбро-диорит-плагиигранитовом штоке [8].

Магматизм в Кузнецком Алатау гранитоидный, поскольку является производным огромного (на всю



Рис. 3. Размещение пикробазитов в Кузнецком Алатау, по [4]

1 – вмещающая толща; 2 – габбро-сиенитовые массивы (D); 3–6 – тигертышский комплекс (S–D): 3 – гранитоиды, 4 – монцодиориты, 5 – габбро, 6 – пикробазиты (серпентиниты)

площадь региона) Тигертышского батолита. С гранитоидами ассоциируют (преимущественно по периферии) меланократовые породы (монцодиориты, габбро) и серпентиниты (мартайгинский комплекс). Показательна в этом отношении юго-западная часть Тигертышского плутона со Среднетерсинским мас-

сивом ультрабазитов (рис. 4). В геологическом строении района следует отметить такие особенности.

Во-первых, здесь развита блоковая тектоника, а единого мощного глубинного разлома, который бы контролировал ультрабазиты, нет. В их размещении главную роль играют складчатые структуры, с которыми ультрабазиты имеют преимущественно конформные отношения.

Во-вторых, Среднетерсинский массив состоит из нескольких относительно небольших и мелких тел, образующих в сумме открытую на северо-восток дугу, продольная ось которой диагонально ориентирована к субмеридиональной вытянутости структур региона.

В-третьих, внутреннее строение Среднетерсинского массива, по О. Г. Коноваловой и Н. А. Прусевичу, имеет зонально-кольцевую морфологию, очень напоминающую конические интрузии по Е. В. Свешниковой [4]. Внешняя и подошвенная его зоны сложены дунитами и перидотитами, причем дуниты образуют лишь маломощную дугу в юго-западном контакте, а за ними следует полосчатый верлит-дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс. Обширная внутренняя область состоит из гранитоидов. По всему массиву, но особенно в полосчатом комплексе и гранитоидах внутренней области, много мелких тел и даек основного (диабазы, габбро- и диорит-порфириды) и кислого (граниты, сиениты) состава, а также лампрофиров, весьма характерных для габбро-гранитных плутонов [6, 7].

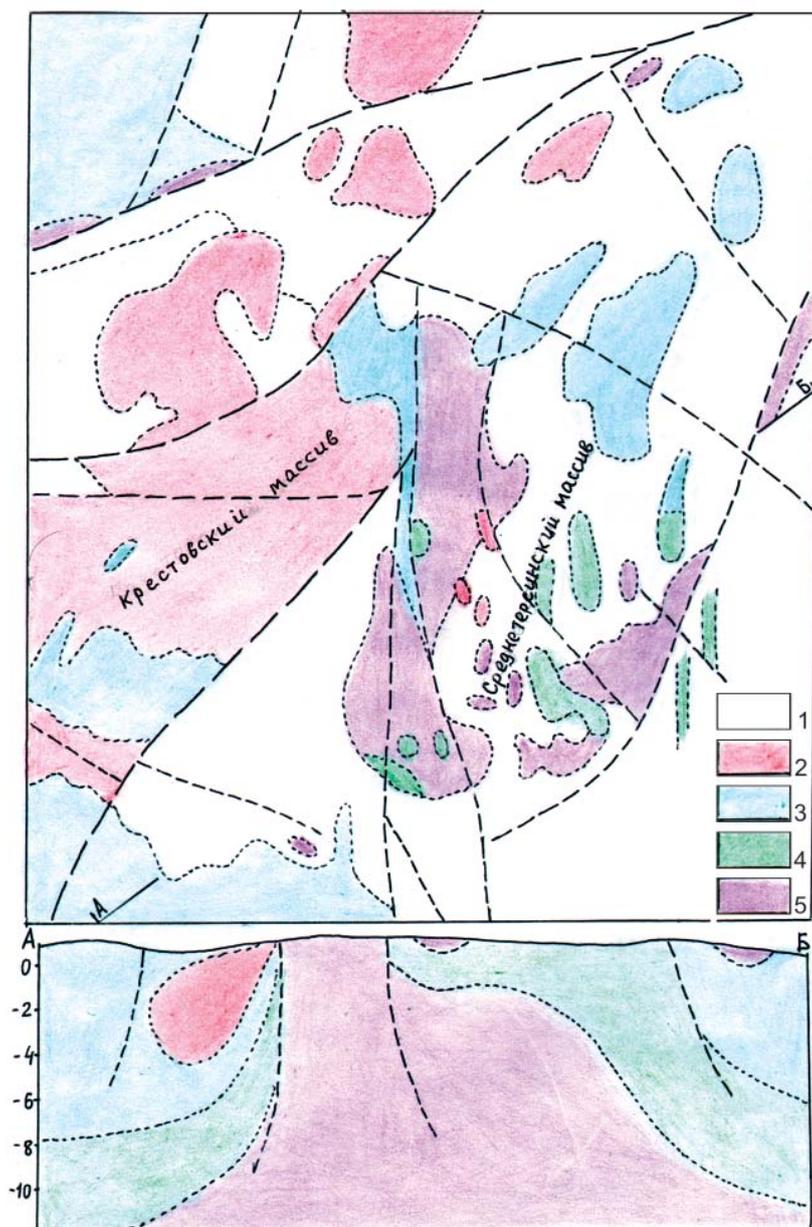
По геофизическим материалам 1970-х гг. Среднетерсинский массив рассматривался как лополит с крутыми падающими внутрь бортами и субгоризонтальным основанием. Зона ультраосновных пород не представляет собой единого тела, а состоит из разобренных линзообразных блоков, суммарным объемом около 25 % всего массива. Значительная доля приходится на полосчатый комплекс и гранитоиды. Иными словами, Среднетерсинский массив нельзя относить к альпинотипным ультрабазитам. Он аналогичен Салдинскому габбро-гранитному плутону.

Химический состав пород довольно устойчивый [4], что позволяет, исходя из экспертной оценки объемных соотношений пород, даже по ограниченному числу анализов примерно подсчитать состав исходной магмы (табл. 3).

Таблица 3

Примерный состав (%) исходной магмы Среднетерсинского базит-гипербазитового массива по [1]

Порода	Объем, %	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Козф. Хесса
Дунит	10	38,53	0,05	1,17	4,00	44,10	0,28	0,12	0,01	11,0
Серпентинит, гарцбургит	15	40,02	0,07	1,23	4,50	40,85	0,30	0,23	0,05	10,0
Габбро	50	48,05	1,36	17,08	10,50	5,73	9,53	3,54	1,45	0,6
Монцодиорит	15	56,10	0,85	17,85	6,80	3,00	6,00	4,80	2,80	0,5
Гранит	10	71,72	0,21	14,88	2,75	0,48	1,34	4,47	3,78	0,2
Исходный состав магмы		49,45	0,87	12,99	7,59	13,83	5,87	2,99	1,58	2,0



**Рис. 4.** Геологическая карта Среднетерсинского массива гипербазитов [5] и модельный глубинный разрез

1 – вмещающая толща (Е); 2–5 – тигертышский комплекс: 2 – гранитоиды, 3 – монцодиориты, 4 – габбро, 5 – серпентиниты (пикробазиты)

Несмотря на явно недостаточную точность расчетного состава, можно принять, что исходная магма отвечает статистическому габбро-базальту по Р. Дэли с отклонениями в сторону ультрабазитов (повышенное содержание FeO и CaO). По сравнению с Салдинским плутоном в исходной магме Среднетерсинского массива больше MgO ( $\approx 5\%$ ) и меньше  $Al_2O_3$  (2,5%), а в целом составы близкие.

В модельном глубинном разрезе АБ фациальные вещественно-структурные отношения всего набора пород выглядят очень убедительно: Среднетерсинский массив не имеет самостоятельной позиции, а представляет собой изометричный шток-выступ Тигертышского плутона (см. рис. 4). Ультрабазиты залегают в основании батолита и сменяются (снизу вверх) габброидами, а те – диоритами и гранитами. Только в Среднетерсинском выступе они выходят на поверхность в виде полукольца, используя структуру вмещающей толщи. Значит, это не альпинотипные гипербазиты – производные

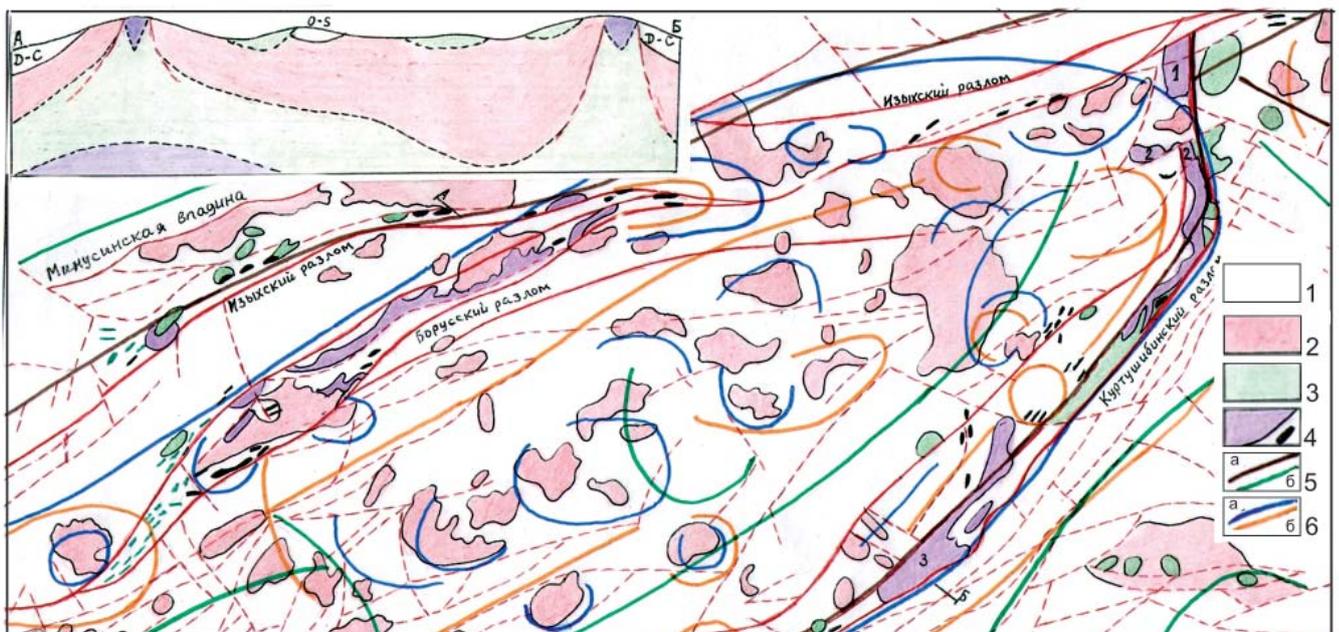
первичной ультраосновной магмы, а ранняя фаза становления мартайгинского габбро-гранитоидного комплекса в составе Тигертышского плутона. Возникла вся ассоциация его пород в результате внутрикамерной дифференциации базальтовой магмы. В генетическом отношении это аналог Салдинского плутона Восточно-Уральской мегазоны, поэтому значимого хромитового оруденения в Среднетерсинском массиве ожидать не приходится, и этот вывод вопреки надеждам многих энтузиастов подтвержден поисково-оценочными работами разных лет [4]. В Среднетерсинском массиве выявлено шесть рудопроявлений хромитов – очень небольшие (мощностью первые метры) гнездо- и жилообразные тела полосчато-вкрапленных («рябчиковых», «маковых») руд с низким содержанием  $Cr_2O_3$ . Сколько затрат труда, времени, денег можно было бы избежать, если бы исследователи обратили внимание на гетерогенность ультрабазитов: с одной стороны, производных самостоятельной ультраосновной магмы

(альпинотипных гипербазитов), с другой – ранних мелких дифференциатов нормальной базальтовой магмы (базальтоидные ультрабазиты). Последние можно было бы сразу исключить из числа перспективных поисковых объектов. А «гранитоидным ультрабазитам» несть числа на огромной территории к востоку от Урала.

В отношении хромитоносности интересны ультрабазиты Западного Саяна, на двух массивах которого проводились поисково-оценочные работы. Здесь издавна выделяются обрамляющие Западный Саян глубинные разломы – Куртушибинский (на границе со структурами Тувы), Изыхский (на границе с Минусинской впадиной) и Борусский (южнее Изыхского). В них локализованы кембрийские эвгеосинклинальные зоны и офиолитовые пояса (Актовракский, Борусский, Изыхский). Однако в пределах весьма протяженных глубинных разломов ультрабазиты слагают небольшие и очень мелкие тела, группирующиеся в локальные узлы, разделенные длинными «пустыми» промежутками. Но нет крупных монолитных массивов, как в Тагильской мегазоне Урала. В самом представительном Куртушибинском глубинном разломе первые ультрабазиты появляются на Актовраком месторождении асбеста в виде мелких разобщенных линз серпентинитов (необоснованно принятых за петротип одноименного комплекса). Лишь в 60 км к северо-востоку находится второй узел ультрабазитов – относительно крупный Саянский массив и несколько мелких сателлитов. Третий узел расположен на окончании Куртушибинского разлома и включает небольшие Эргакский, Калнинский, Хугский массивы (рис. 5).

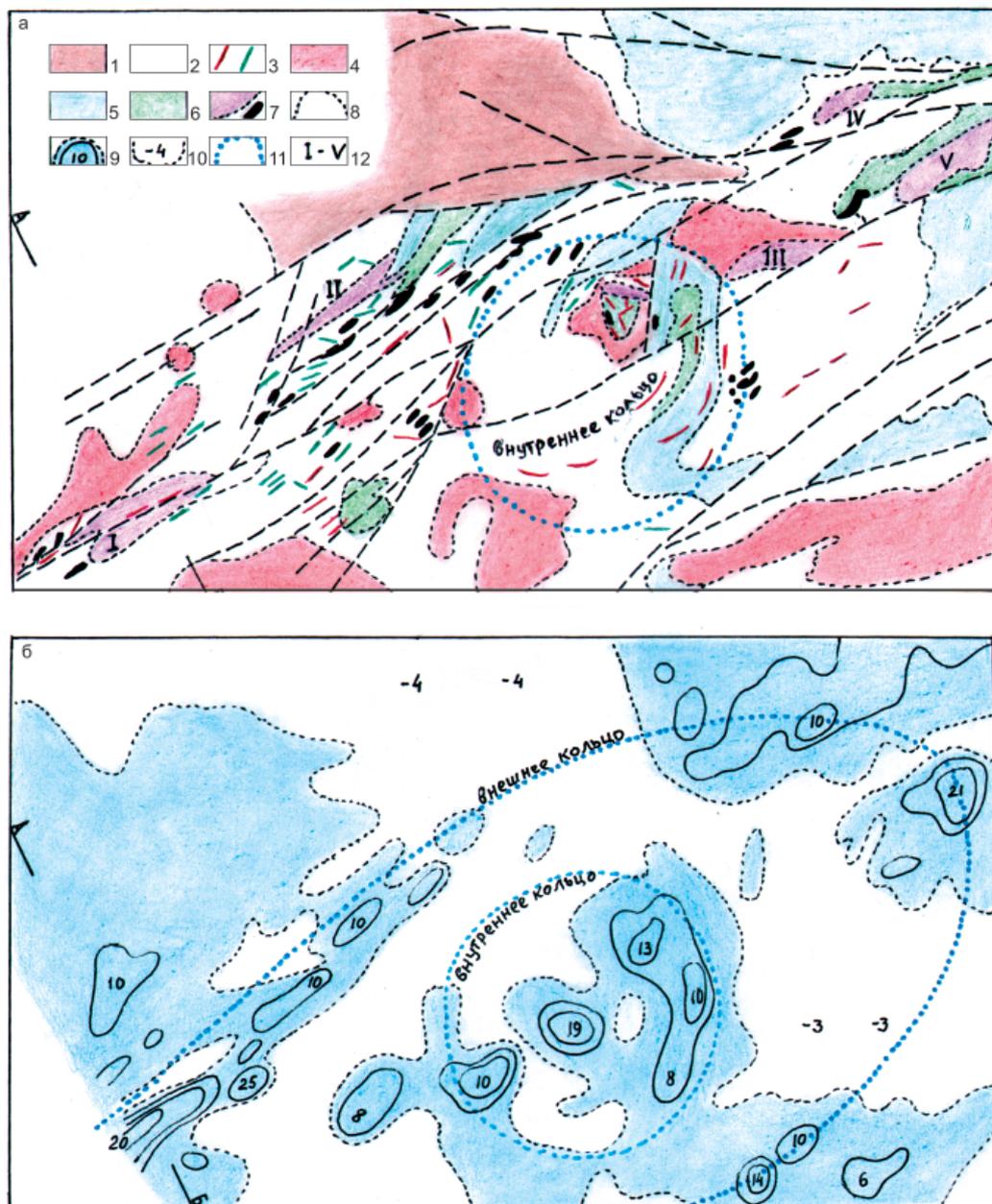
На первых двух проводились поисково-оценочные геолого-геофизические работы на хромиты. Оруденение представлено мелкими разобщенными линзами преимущественно вкрапленных руд с низким содержанием  $Cr_2O_3$ . Судя по подсчету запасов и ресурсов, это небольшие месторождения, перспектив обнаружения крупных объектов нет. Борусская и Изыхская зоны в этом отношении еще более бесперспективны.

Во всех узлах ультрабазиты ассоциируют не только с габброидами, но и с нормальными и субщелочными гранитоидами, которые в целом преобладают (см. рис. 5). В региональном плане восточная часть Западного Саяна имеет зональное строение – это слегка вытянутый синклиниорий, узкие периферийные борта которого сложены меланократовыми породами (ультрабазитами, габброидами, вулканогенными отложениями кембрия), а обширная внутренняя область – гранитоидами и флишоидными осадками ордовика и силура. В целом структура Западного Саяна крупноблоковая, а линейные структуры сосредоточены только в узких глубинных разломах. Это подтверждается гравимагнитными картами: с краевыми меланократовыми зонами совпадают положительные геофизические аномалии, а внутренняя область фиксируется отрицательными полями с редкими локальными дугообразными и кольцевыми положительными аномалиями, свидетельствующими об участии габброидов в гранитоидном плутоне. Все это подтверждает генетическое единство ультрабазитов, базитов и гранитоидов, а самостоятельного актовраковского комплекса не существует.



**Рис. 5.** Тектоно-магматическая система восточной части Западного Саяна (разрез АБ составлен путем геолого-геофизического моделирования)

1 – вмещающие отложения (аД), 2–4 – интрузивные породы: 2 – гранитоиды, 3 – габбро, 4 – ультрабазиты; 5–6 – оси положительных (а) и отрицательных (б) аномалий: 5 – гравитационного поля, 6 – магнитного поля; массивы: 1 – Эргакский, 2 – Калнинский, 3 – Саянский



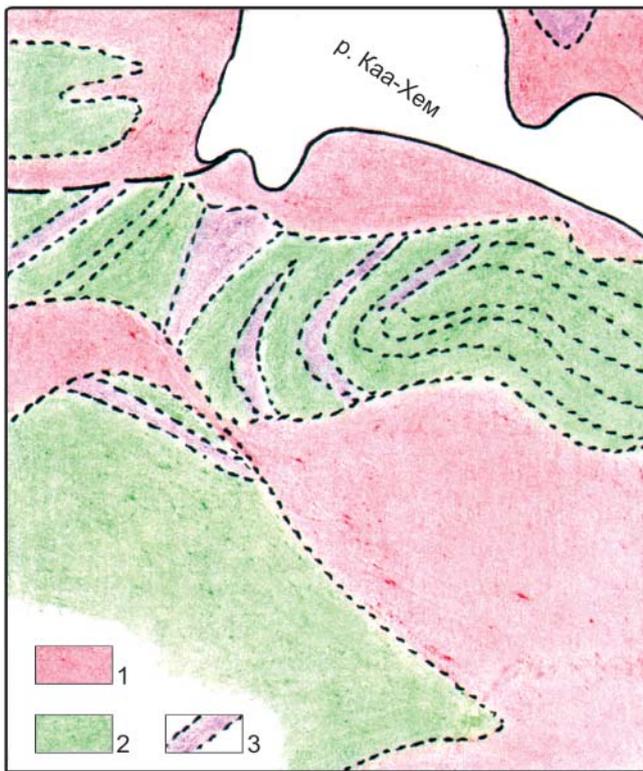
**Рис. 6.** Геологическая карта (а) и карта аномального магнитного поля (б) Западного Сангилен (Тува)

1 – перекрывающие вулканогенно-осадочные отложения (S–D); 2 – вмещающая толща метаморфизованных вулканогенно-осадочных и гнейсовых пород (PR–E); 3–6 – таннуольский комплекс (E<sub>2</sub>): 3 – дайки кислого и средне-основного состава, 4 – гранитоиды, 5 – монцодиориты, 6 – габбро; 7 – гипербазиты актовракского (?) комплекса; 8 – нулевая изолиния магнитного поля; 9–10 – магнитные поля: 9 – положительное, 10 – отрицательное; 11 – Тарлашкская кольцевая структура; 12 – массивы пикробазитов: I – Агардагский, II – Карашатский, III – Тарлашкинский, IV – Кускунугский, V – Улорский

В модельном глубинном разрезе, построенном по пересчету наблюдаемых полей на вертикальную плоскость [5], ультрабазиты представляют маломощную приапикальную бескорневую фацию габброидов – начальный кратковременный дифференциат (кристаллизат) исходной базитовой магмы. Объем их не может быть большим, поэтому сколько-нибудь значимого количества хромита образоваться не могло, что и подтвердилось поисковыми работами.

Второй пример безуспешных поисков хромита в ультрабазитах базальтоидного (салдинского) формационного типа, аналогичных западносаян-

ским, – Агардагский массив. Он находится на западном окончании Сангиленского хребта (Центральная Тува), вытянут вдоль одноименного разлома в северо-восточном направлении на 20 км (площадь около 30 км<sup>2</sup>). На продолжении Агардаг-Эрзинской зоны глубинного разлома размещается еще четыре таких же массива меньшего размера и масса мелких тел серпентинитов (рис. 6), а за последним Улорским массивом ультрабазитов нет. Длина пояса, таким образом, составляет 120 км, но это не узкая насыщенная гипербазитами зона, как Тагильская на Урале, а серия разобщенных узлов преимуще-



**Рис. 7.** Геологическая карта штока Брунган [8]  
1 – граниты; 2 – чередование габбро, меланогаббро, пироксенитов; 3 – перидотиты

ственно мелких и очень мелких тел серпентинитов по гарцбургитам. Даже внешний облик Агардагской зоны не внушает оптимизма в отношении перспектив хромитового оруденения.

Геологическое строение Западного Сангиленя определяется широким развитием докембрийских гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов с маломощными горизонтами мраморов и кварцитов. Выше с перерывом залегает толща зеленосланцевых пород осадочного происхождения с онколитами и археоциатами раннего кембрия и вулканогенные отложения того же возраста. Лишь по северо-западной границе с Восточно-Тувинским каледонским межгорным прогибом развиты слабо метаморфизованные терригенные породы (песчаники, алевролиты, гравелиты, известняки) силура и девона.

Интрузивные образования слагают около половины площади района. По официальной легенде на карте м-ба 1:200 000 они разделены на шесть

комплексов: эрзинский мигматит-гнейсогранитовый (PR<sub>3</sub>), актовракий гипербазитовый (Є<sub>2</sub>), таннуольский габбро-гранитный (Є<sub>2</sub>), сархойский гранитовый (Є<sub>2-3</sub>), бреньский гранит-граносиенитовый (D<sub>1</sub>) и сангиленский сиенит-нефелин-сиенитовый (PZ<sub>2-3</sub>). Валидность эрзинского комплекса, генетически тесно связанного с гранито-гнейсовыми толщами докембрия не вызывает сомнений, как и мелкие штоки молодого сангиленского габбро-сиенитового комплекса. Отношения одновозрастных актоврацкого и таннуольского комплексов, которые постоянно совмещаются и перемежаются, напротив, весьма неопределенны. Еще менее ясны отношения гранитоидов таннуольского, сархойского и бреньского комплексов, поскольку надежных диагностических признаков для них не установлено: с давних пор к таннуольским относили «серые» граниты, а к бреньским – «красные». Этот внешний, явно не генетический признак говорит о слабой обоснованности требований к валидности магматических подразделений, допускающих неограниченный субъективизм в формационном анализе. В качестве выхода из такого положения в СНИИГГиМС с 1989 г. начались работы по эталонам магматических комплексов. В частности, в 1992 г. подготовлен эталон таннуольского комплекса, в котором на примере массивов Брунган и Мажалык показано, что ультрабазиты входят в состав расслоенной габброидной фазы таннуольского комплекса и не являются отдельным подразделением (рис. 7).

Тот же вывод можно сделать из отношений ультрабазитов и габброидов, показанных на геологической карте и остаточном магнитном поле (см. рис. 6): первые не образуют отдельных обособленных тел и аномалий, а вписываются в общую с габброидами и диоритами зональную картину. Совершенно однозначно связь ультрабазитов с таннуольскими габброидами следует из модельного глубинного разреза АБ через Агардагский массив (см. рис. 8) и соседних (с востока) разрезов по другим массивам. Ультрабазиты вместе с габброидами образуют маломощную конформную оболочку над огромным гранитоидным плутоном. Они не имеют подводящего канала и, следовательно, не внедрялись, а образовались как ранняя подкровельная фаза кристаллизации исходного базальтоидного (а не ультраосновного) расплава.

**Таблица 4**

Состав исходной магмы (%) таннуольского комплекса на участке Агардаг

Порода	Объем, %	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Коеф. Хесса
Серпентинит	15	39,91	0,07	0,73	9,00	39,24	0,90	0,04	0,03	3,3
Габбро	50	50,32	0,97	16,21	10,20	6,10	9,56	2,78	0,85	0,6
Монцодиорит	15	59,14	0,74	16,30	7,20	3,26	6,50	3,50	1,46	0,4
Гранодиорит	10	66,61	0,52	15,13	4,50	1,66	4,00	3,78	2,20	0,4
Гранит	10	68,93	0,39	14,92	3,70	1,00	3,40	3,97	2,00	0,2
Исходная магма		47,36	0,70	14,61	8,34	9,63	7,08	2,86	1,15	1,2

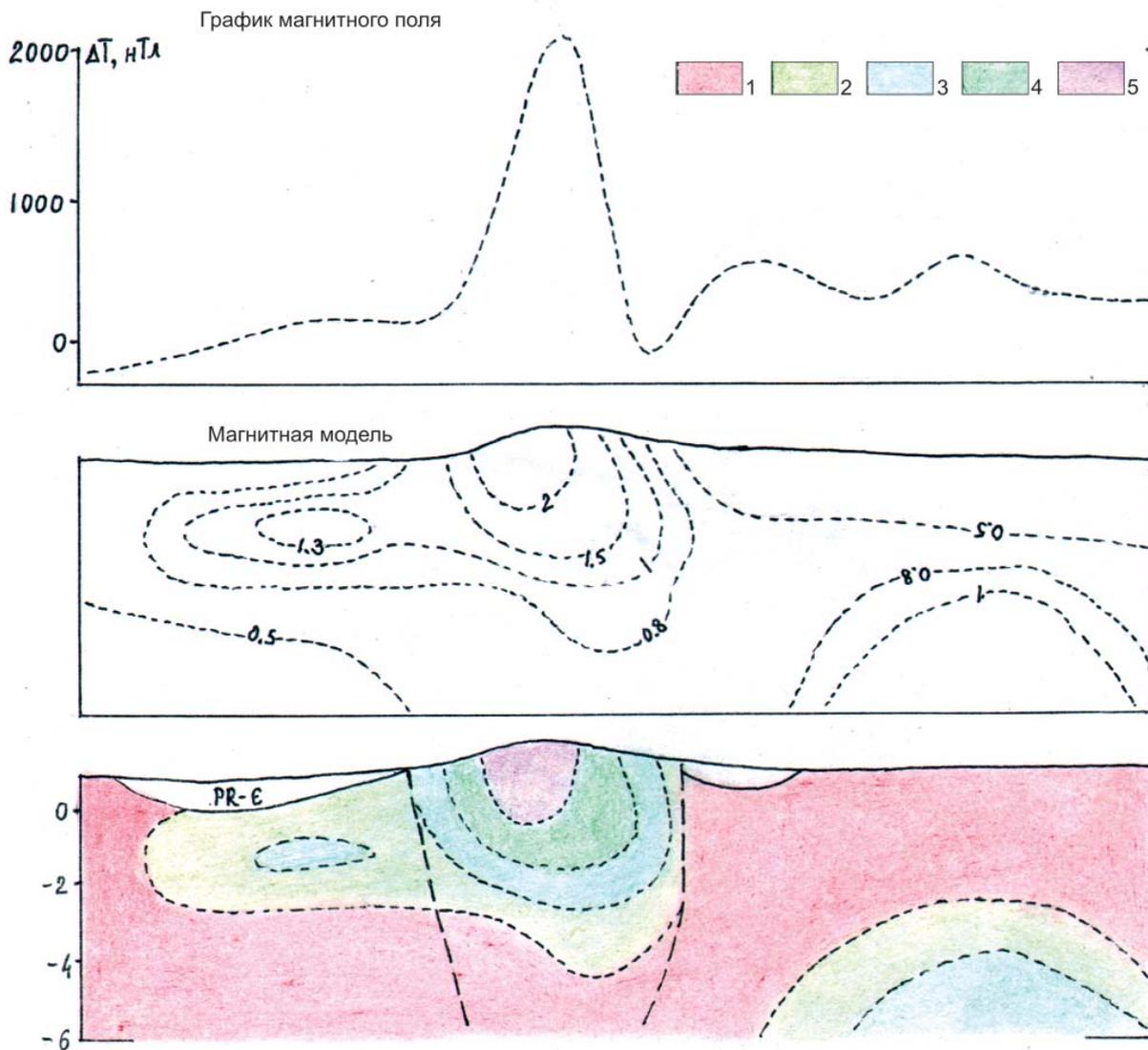


Рис. 8. Модельный геолого-геофизический разрез АБ через Агардагский массив  
1 – граниты; 2 – гранодиориты; 3 – монцодиориты; 4 – габбро; 5 – пикробазиты

Это не альпинотипная дунит-гарцбургитовая формация, как до сих пор считается, а первый член длинной габбро-гранитной серии, объем которого не может быть большим, так как начальный парагенезис оливина и ортопироксена быстро сменялся минералами габбро (основной плагиоклаз, пироксен, роговая обманка). Аксессуарная хромшпинель значимых концентраций образовать не могла. Исходная магма таннуольского комплекса отвечает меланократовому магнезиальному базальту (табл. 4).

Поисково-оценочные работы на участке Агардаг показали, что массив представляет собой сложное линзовидное тело, согласное с вмещающими структурами. В его строении участвуют серпентиниты, листовениты, радингиты с относительно невысоким ( $\approx 39\%$ ) содержанием MgO, а роль перидотитов и тем более дунитов невелика. Хромитовое оруденение прожилково-вкрапленного типа представлено мелкими гнездами и шлирами длиной 3–7 м, мощностью 1–2, иногда до 5 м. Содержание  $Cr_2O_3$  10–30 %. Всего выявлено 120 мелких рудопрояв-

лений, а возможность обнаружения даже средних месторождений до глубины 100 м оценивается отрицательно.

Из сказанного следует очевидный вывод, что ультрабазиты, представленные на поверхности главным образом серпентинитами, гетерогенны. Альпинотипная дунит-гарцбургитовая формация, перспективная в отношении хромитового оруденения, является продуктом высокомагнезиальной ультраосновной магмы. Крупные ее тела линейной формы локализуются в эвгеосинклинальных зонах вдоль сверхглубинных разломов, достигающих нижней недеплетированной мантии. Другой тип ультрабазитов – это многочисленные мелкие тела серпентинитов, которые ассоциируют с габбро-гранитоидными плутонами и представляют собой ранние кристаллизаты исходной нормальной базитовой магмы. Хромит в них играет роль аксессуарного минерала (а не рудообразующего, как в альпинотипных), и значимого оруденения в связи с ними ожидать не приходится.

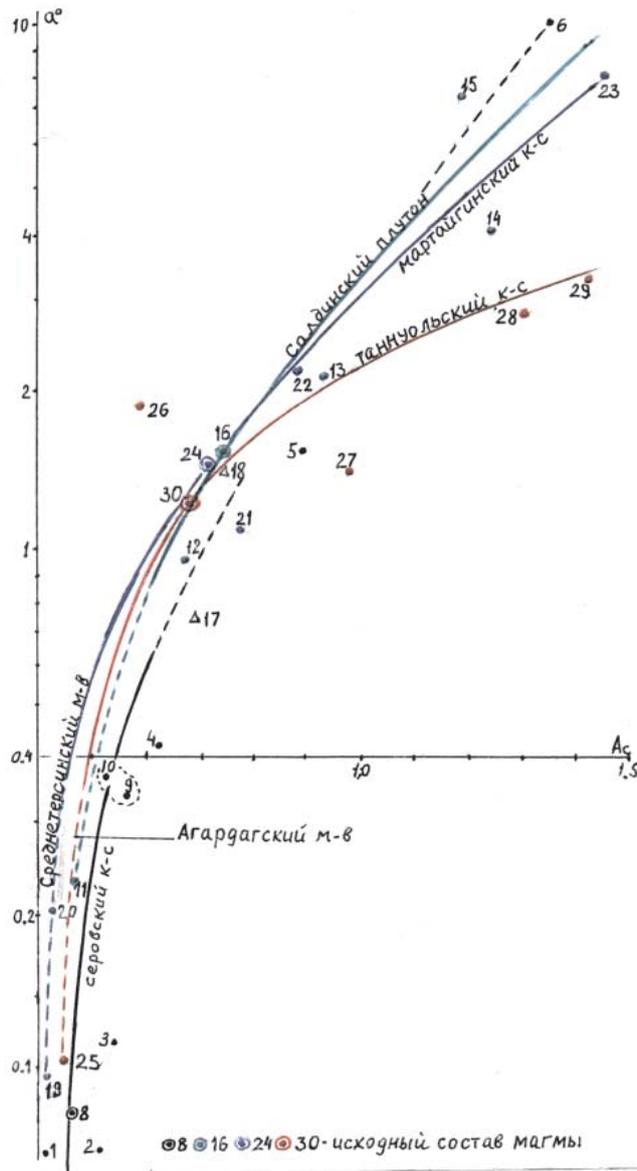


Рис. 9. Тренды гипербазитовой и базальтоидной магм. Сплошной линией обозначены интервалы преобладающих пород

Ю. А. Кузнецов в известной монографии по магматическим формациям [2] отметил гетерогенность ультрабазитов: альпинотипных и производных базитовой магмы (и с этим согласны многие петрографы). Границей между ними он считал соотношение  $MgO/FeO$  (коэффициент Хесса 6). Однако приведенным в табл. 1–4 данным этот коэффициент не отвечает: в серовском комплексе не достигает 6 даже в дунитах (5,4), в гарцбургитах опускается до 3,7, в серпентинитах Салдинского плутона составляет 5,3. Очевидно, данный коэффициент не является дискриминантным, поскольку минеральный состав тех и других ультрабазитов близкий. А вот составы исходного расплава по коэффициенту Хесса различаются: для серовского комплекса альпинотипных гипербазитов он равен 5,6, а для базальтовых ультрабазитов – 1,1–1,2.

Гетерогенность ультрабазитов наглядно показана на петрохимической диаграмме Л. С. Бородина,

в преимуществе которой при решении генетических вопросов мы убедились, когда составляли эталоны магматических комплексов (например, [9]). И в данном случае тренды Салдинского плутона, мартаингинского и таннуольского габбро-гранитных комплексов практически совпадают с ультрабазитами второго типа, совпадают также составы их исходных магм, идентичных статистическому мировому габбро по Р. Дэли (рис. 9). Это не случайно. При обычном частичном плавлении мантии образуется эвтектоидная базальтовая магма – источник широко распространенных габбро-гранитных серий с минимальным количеством ультрабазитов. Серовский комплекс альпинотипных гипербазитов имеет тот же тренд, но набор ведущих пород отвечает узкому интервалу дунит-пикрогаббро при незначительном количестве кислых пород. Очевидно, его исходная гарцбургитовая магма образовалась при полном плавлении первичной мантии. И только с этим типом ультрабазитов возможно продуктивное хромитовое оруденение. Полное плавление мантии по сравнению с частичным явление редкое. Поэтому на огромной территории к востоку от Урала (к востоку от Тагильской мегазоны) нет поясов альпинотипных гипербазитов и значимых хромитовых месторождений. Это подтверждается формационным анализом ультраосновных ассоциаций, без которого найдется немало желающих получить бюджетное финансирование, только исходя из размеров массивов, под броские образцы, впечатляющие, но взятые с потолка прогнозы и прочие якобы основания.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Коновалова О. Г., Прусевич Н. А. Дунит-гарцбургитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира. – Новосибирск: Наука, 1977. – 166 с.
2. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. – М.: Недра, 1964. – 385 с.
3. Малахов И. А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. – М.: Наука, 1983. – 223 с.
4. Перспективы создания базы хромового сырья Сибири (в пределах Сибирского федерального округа) / С. С. Долгушин, В. В. Жабин, И. Ю. Лоскутов, О. Г. Садур. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2019. – 239 с.
5. Садур О. Г. Моделирование геологических сред на основе вычисления их плотностных и магнитных характеристик в классе сложного распределения масс при решении различных геологических задач // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2012. – № 1(9). – С. 96–101.
6. Хомичев В. Л. Петрологическая основа гранитоидных рудно-магматических систем. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2016. – 287 с.
7. Хомичев В. Л. Плутоны – дайки – оруденение. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. – 243 с.
8. Хомичев В. Л. Проблема валидности магматических комплексов. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2002. – 80 с.



9. Хомичев В. Л., Кузельная Е. В., Хомичева Е. С. Каахемский массив – эталон таннуольского комплекса (Центральная Тува). – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1992. – 130 с.

#### REFERENCES

1. Konovalova O.G., Prusevich N.A. *Dunit-gartsburgitovye massivy Kuznetskogo Alatau i Salaira* [Dunit-harzburgite massives of the Kuznetsk Alatau and Salair]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1977. 166 p. (In Russ.).
2. Kuznetsov Yu.A. *Glavnye tipy magmaticheskikh formatsiy* [The main types of igneous formations]. Moscow, Nedra Publ., 1964. 385 p. (In Russ.).
3. Malakhov I.A. *Petrokhimiya glavnykh formatsionnykh tipov ul'trabazitov* [Petrochemistry of the main formation types of ultrabasites]. Moscow, Nauka Publ., 1983. 223 p. (In Russ.).
4. Dolgushin S.S., Zhabin V.V., Loskutov I. Yu., Sadur O.G. *Perspektivy sozdaniya bazy khromovogo syr'ya Sibiri (v predelakh Sibirskogo federal'nogo okruga)* [Prospects for creating a base of chrome raw materials of Siberia (within the Siberian Federal District)]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 2019. 239 p. (In Russ.).
5. Sadur O.G. [Modeling of geological environments based on the calculation of their density and magnetization in class of complex mass distribution for various geological problems]. *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri – Geology and mineral resources of Siberia*, 2012, no. 1 (9), pp. 96–101. (In Russ.).
6. Khomichev V.L. *Petrologicheskaya osnova granitoidnykh rudno-magmaticheskikh sistem* [Petrological basis of granitoid ore-magmatic systems]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 2016. 287 p. (In Russ.).
7. Khomichev V.L. *Plutony – dayki – orudnenie* [Plutons – dykes – mineralization]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 2010. 243 p. (In Russ.).
8. Khomichev V.L. *Problema validnosti magmaticheskikh kompleksov* [The problem of the validity of igneous complexes]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 2002. 80 p. (In Russ.).
9. Khomichev V.L., Kuzhelnaya E.V., Khomicheva E.S. *Kaakhemskiy massiv – etalon tannuol'skogo kompleksa (Tsentral'naya Tuva)* [Kaakhem massif – the standard of the Tannuolsky Complex (Central Tuva)]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 1992. 130 p. (In Russ.).

© В. Л. Хомичев, 2019