

УДК 552.321.6 : 54—553.491.8 571.64

*В. Т. Старожилов*

## СТРУКТУРНО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВОЗМОЖНАЯ ПЛАТИНОНОСНОСТЬ ПОРОД ЮЖНО-ШМИДТОВСКОГО АЛЛОХТОНА

Рассматриваются закономерности изменения состава пород и петрохимическая типизация пород Южно-Шмидтовского аллохтона (о. Сахалин) на глубину и по латерали. Установлено, что тип слоистости пород аллохтона отличается от классических стратиформных плутонов, кристаллизовавшихся в континентальной изоляции, и от пород пластин кристаллических

комплексов офиолитов Набильской, Песковско-Шельтингской и др. зон о. Сахалин и Бреевской, Олонской и др. зон Краевого Сихотэ-Алинского шва Приморья. Проведена рудно-формационная типизация оруденения, дана положительная оценка возможной платиноносности пород аллохтона. Рекомендуется провести оценочные работы.

В последние десятилетия усилилось внимание научных и производственных организаций к изучению рудоносности базит-гипербазитовых комплексов континентального обрамления Тихого океана. Это вызвано не только необходимостью конкретной практической оценки отдельных наиболее интересных с точки зрения рудоносности массивов, но и интересом к их металлогени в связи с представлениями глобальной тектоники. Наши исследования базит-гипербазитовых комплексов юга Дальнего Востока включали и оценку возможной платиноносности пород Южно-Шмидтовского аллохтона о. Сахалин, которой раньше не проводилось.

В большинстве публикаций Южно-Шмидтовский аллохтон рассматривается как фрагмент офиолитового пояса [5—9]. В то же время для решения региональных геотектонических и металлогенических задач, состав и структурные взаимоотношения слагающих аллохтон пород изучены недостаточно.

Так, отсутствуют сведения о петрографической типизации пород, закономерностях изменения петрохимического состава по латерали и на глубину. Были проведены лишь петрографические описания, достаточные для выполнения геолого-съёмочных работ. Вероятно, поэтому в публикациях нет ясных сведений, в частности, о количественных соотношениях лерцолитов и гарцбургитов. В середине семидесятых годов ряд авторов [6—8] отмечали, что лерцолиты и гарцбургиты преобладают среди перидотитов, слагающих аллохтон. Позднее [9] уже отмечалось, что лерцолиты отсутствуют в центральной части и развиты только в краевых

частях аллохтона, хотя, как будет отмечено ниже, краевые части блока сложены серпентинитами и в них почти не сохранилось реликтов первичных пород. С целью поисков хромитов в районе г. Левенштерна проведено бурение до глубины 400 м (Чалых и др., 1972 г.). Однако выделение петрографических разновидностей (гарцбургитов и лерцолитов) по керну не производилось, закономерности изменения петрографического состава и петрохимических параметров детально не изучались, не выяснен тип возможной слоистости, не проведены рудно-формационная типизация пород аллохтона и классификация по химическому составу.

С целью выяснения поставленных вопросов нами в 1986 г. были проведены полевые работы и исследован каменный материал бурения. Для петрохимической характеристики выполнено свыше 80 полных силикатных анализов.

На дневной поверхности Южно-Шмидтовский аллохтон — это сравнительно узкий (0,8—2,0 км) блок, протягивающийся вдоль побережья Охотского моря на расстояние более 15 км (рис. 1). Блок сложен преимущественно гипербазами, представленными гарцбургитами и дунитами. Лерцолитов, которые здесь выделялись, мы не встретили. В южной части блока среди гипербазитов выделяется тектонический блок габброидов площадью около 1,3 км<sup>2</sup>, с гипербазами связана хромовая минерализация (Чалых и др., 1972 г.).

Для блока характерны сложное мозаичное строение, обусловленное серией тектонических нарушений, развитие по его периферии (см. рис. 1) лизардитовых, хризолитовых, антиго-

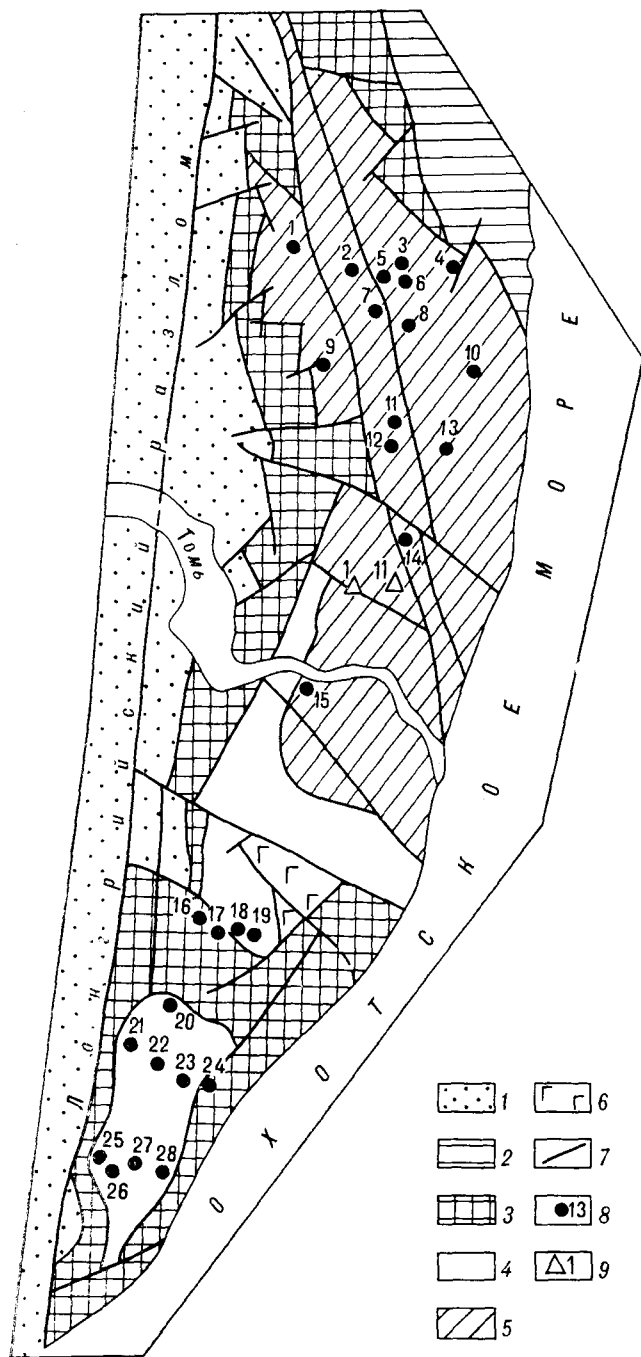


Рис. 1. Схема геологического строения Южно-Шмидтовского аллохтона (по материалам Чалых и др., 1972 г. и автора).

1 — неогеновые осадочные породы; 2 — вулканогенно-кремнисто-терригенные породы; 3 — серпентиниты; 4 — гарцбургиты; 5 — гарцбургиты и дуниты; 6 — габброиды; 7 — тектонические нарушения; 8 — точки отбора проб и их номера (соответствуют табл. 1); 9 — скважины и их номера.

ритовых и смешанного состава серпентинитов, на отдельных участках интенсивно меланжированных, с многочисленными зеркалами скольжения. Ширина серпентинитовой «оторочки» от 300 до 900 м. К центральной части блока

гипербазиты серпентинизованы слабее, среди них уверенно выделяются разновидности. В южной части аллохтона распространены преимущественно гарцбургиты. В районе р. Томь они сменяются дунит-гарцбургитовой ассоциацией, причем по керну (рис. 2) наблюдается чередование слоев дунитов и гарцбургитов, мощностью от 1 до 30 м. Выделяются многочисленные зоны милонитизации и рассланцевания хлорит-серпентинового и тальк-хлорит-серпентинового состава (Чалых и др., 1972 г.), что свидетельствует о сложном тектоническом строении аллохтона. Однако, несмотря на нарушенность разрезов, в целом выделяются повторяющиеся интервалы чередования дунитов и гарцбургитов мощностью 50—80 м. При этом каждый интервал начинается дунитами и заканчивается гарцбургитами, а в дунитах наблюдаются иногда маломощные (до 1 м) прослои гарцбургитов. Интервалы характеризуются переходом от слоев, относительно богатых высокотемпературными минералами (оливином), к слоям, обогащенным более низкотемпературными составляющими (пироксеном), и обладают резкими внешними границами. Слои, сложенные дунитами, нередко обогащены хромитом. С ними сопряжены и хромитовые залежи, обычно имеющие тектонические контакты. Как показали петрографические исследования, наблюдаются генетическое родство породообразующих и рудных минералов хромитоносных слоев, сопряженность этих слоев с чередующимися слоями пород и изменением химического состава пород в ходе кристаллизационного фракционирования.

Среди слагающих интервалы дунитов и гарцбургитов большого разнообразия не наблюдается. Дуниты обычно содержат до 90—95 % оливина, до 10 % ортопироксена и клинопироксена, редко 5—7 % хромшпинелидов и вторичные минералы — лизардит, бастит, хризотил, хлорит, тальк. Встречается карбонат, брусит, антигорит, магнетит. Изменения дунитов проявлены интенсивнее вдоль зон тектонических нарушений и при приближении к контактовым частям аллохтона.

Гарцбургиты сложены преимущественно оливином (до 85 %), ортопироксеном (иногда до 40 %), клинопироксеном (до 10 %), хромитом (до 2 %) и вторичными минералами, которые не обязательно могут встречаться вместе: лизардитом, баститом, карбонатом, хризолитом, хлоритом. Оливин обычно принадлежит к группе форстерита. Ортопироксен чаще представлен энстатитом, но встречается и бронзит. Ортопироксен иногда обладает хорошо выраженными кристаллографическими формами и простым двойникованием. В железистых его разновидностях появляются полисинтетические двойники шириной от 0,5 до 4,5 мм.

Рис. 2. Геологический разрез по скважинам I (а) и II (б) и распределение  $\text{SiO}_2$  и  $\text{MgO}$  по типам пород.

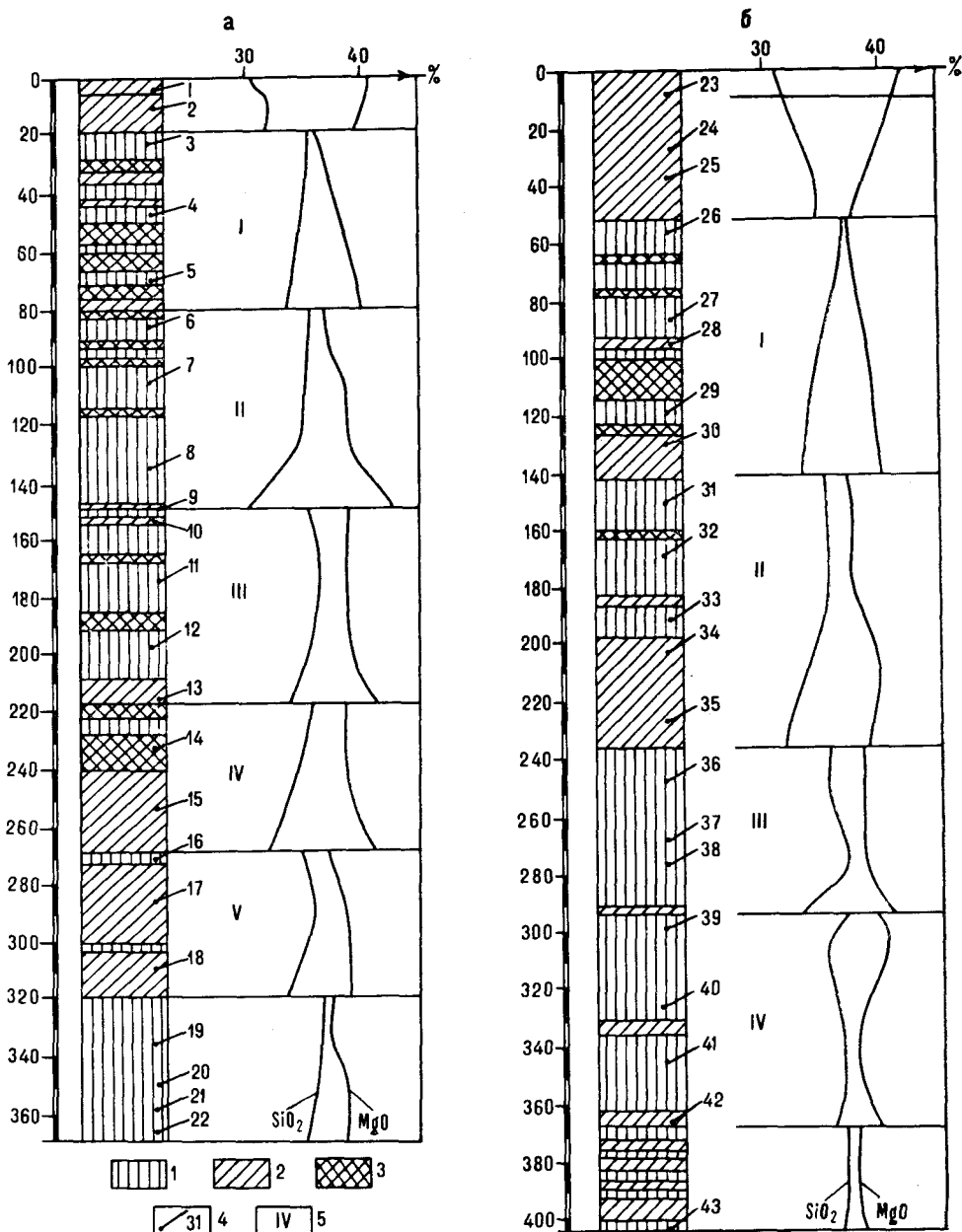
1 — гарцбургиты; 2 — дуниты; 3 — зоны милонитизации и рассланцевания; 4 — интервалы отбора проб и их номера (соответствует табл. 2); 5 — номера ритмов. При составлении разреза кроме данных автора использованы данные Чалых и др., 1972 г.

В ядерных зонах ортопироксенов, выделившихся первыми, присутствуют игольчатые (0,01—0,05 мм) включения светло-коричневой шпинели. Вероятно, шпинель является продуктом распада твердых растворов. Иногда наблюдаются темно-коричневые и черные хромшпинелиды идиоморфной огранки, рассеянные в кристаллах равномерно или концентрирующиеся в их краевых зонах.

Дуниты и гарцбургиты обычно несут следы интенсивных деформаций. Для них характерны катакластические структуры, часто наблюдаются изогнутые кристаллы оливина и пироксена, иногда растащенные, интенсивно трещиноватые. Встречаются пироксены с волнистым погасанием.

Общая особенность пород Южно-Шмидтовского блока — присутствие по всему вскрытому разрезу ортопироксена, в большинстве случаев определяющего тип вскрытого слоя интервалов чередования пород и наиболее полно отражающего смену условий кристаллизации расплава. В слоях и повторяющихся интервалах выдерживается последовательность в смене магнетиальности ортопироксена и оливина. Как бы ни был порядок кристаллизации, первый выделившийся минерал всегда наиболее магнетиален. При резком снижении магнетиальности оливина наблюдается плавное ее уменьшение в сосуществующем ортопироксене.

Химические анализы (табл. 1, 2) гипербазитов Южно-Шмидтовского блока с целью их



типизации наносились на диаграмму (рис. 3) с координатами  $A - S$ , где  $A = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , а  $S = \text{SiO}_2 - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2)$ .

Как видно из диаграммы, гипербазиты аллохтона не занимают монопорядного поля, фигуративные точки их химических составов (81 анализ) группируются в районе полей дунитов и гарцбургитов. При этом между их полями на диаграмме нет четких границ, прослеживается постепенный переход от фигуративных точек дунитов к таковым гарцбургитов, что может отражать постепенную смену физико-химических условий при кристаллизационном фракционировании материнской магмы.

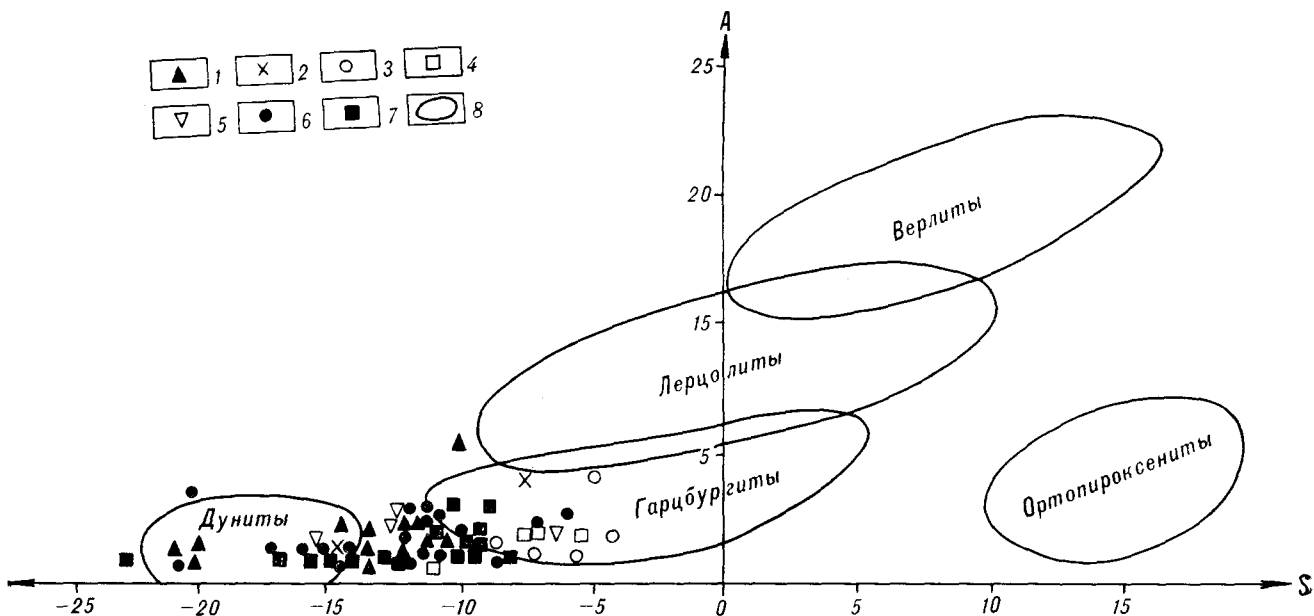
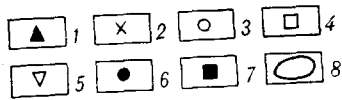


Рис. 3. Положение главных типов гипербазитов Южно-Шмидтовского аллохтона в координатах А — S.

1—5 — районы отбора проб по Южно-Шмидтовскому блоку, в скобках номера проб (соответствуют табл. 1): 1 — северный (1—13); 2 — центральный (14, 15); 3 — южный (16—20); 4 — южный (21—24); 5 — самый южный (25—28); 6—7 — пробы отобранные по керну скважин; 8 — поля гипербазитов по [1].

В содержаниях основных петрогенных элементов в дунитах и гарцбургитах наблюдаются колебания (см. табл. 1, 2). В дунитах количество кремнезема изменяется в пределах 30,78—35,68 %, среднее его содержание 33,38 %. Количество глинозема колеблется в пределах 0,30—0,97 %, редко повышается до 1,29 %. По содержанию глинозема дуниты относятся к крайне низкоглиноземистому типу. Суммарное содержание  $Fe_2O_3$  и FeO составляет 6,19—8,86 %. Количество железа находится в прямой зависимости от железистости оливина и пироксена. Содержание MgO составляет 38,61—45,41 %, среднее — 39,98 %. Количество щелочей — от 0,25 до 0,47 %, причем  $Na_2O$  преобладает. По содержанию  $TiO_2$  дуниты относятся к крайне низкотитанистому типу.

В гарцбургитах содержание кремнезема варьирует от 34,97 до 41,69 %, среднее — 36,77 %. Количество глинозема колеблется в пределах 0,30—0,97 %, редко достигая 1,14—1,29 %, что свидетельствует о принадлежности гарцбургитов к крайне низкоглиноземистому типу. Содержание MgO составляет от 36 до 42, среднее — 38,09 %. Сумма  $Fe_2O_3 + FeO$  колеблется от 7,16 до 9,02, редко достигает 10,19 %. Количество щелочей колеблется в пределах 0,25—0,47, редко наблюдается повышение до 1,66 и 3,39 %. По содержанию  $TiO_2$  гарцбургиты относятся к крайне низкотитанистому типу.

В целом, несмотря на значительные колебания, содержания петрогенных элементов в разно-

видностях пород Южно-Шмидтовского аллохтона находятся в пределах концентраций в типах соответствующих пород по классификации [4].

При сопоставлении составов пород намечаются закономерности в их изменении с глубиной и с севера на юг. Так, по каждой скважине выделяется более 6 интервалов закономерных колебаний химического состава пород. Для нижней части каждого интервала характерны наиболее низкие в интервале содержания кремнезема и наибольшие — магния. Вверх по разрезу интервала увеличивается содержание кремнезема и пропорционально ему уменьшается содержание магния. Изменяется и петрографический состав пород. Нижние части интервалов сложены более магниезальными дунитами, тогда как верхние части сложены более кремнеземистыми гарцбургитами. Содержания железа и кальция, хотя и не настолько отчетливо, как в случае с магнием и кремнеземом, слабо изменяются по интервалам, подчеркивая неравномерно-ритмичное строение пород Южно-Шмидтовской пластины.

Мощности интервалов в скважине I составляют 50—70 м, в скважине II — 50—80 м, что говорит об их относительной выдержанности по латерали и по глубине.

При анализе изменений химического состава пород блока намечается тенденция увеличения их кремнекислотности и уменьшения магниевого с севера на юг (см. табл. 1), что соответствует петрохимическим данным. Как уже отмечалось, в южной части блока преоб-

## Химический состав гипербазитов

Оксид	1*	2	3*	4	5*	6	7*	8	9*	10*	11*	12	13	14*	15
SiO <sub>2</sub>	34,49	35,64	32,66	36,41	30,83	35,89	34,70	36,09	34,49	31,57	33,68	35,88	30,45	33,11	41,69
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,30	0,44	0,32	0,79	0,34	0,49	0,61	0,78	0,30	0,76	0,36	0,30	0,30	0,42	1,29
Fe <sub>общ</sub>	8,51	7,77	7,63	8,23	7,02	7,16	8,31	8,80	8,07	8,07	8,13	7,22	6,42	6,19	8,21
MnO	0,10	0,09	0,09	0,10	0,08	0,09	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09	0,07	0,09	0,11
MgO	39,25	39,41	45,11	40,54	44,02	39,38	40,90	38,93	39,91	43,92	38,74	38,14	42,83	41,54	41,97
CaO	0,15	0,74	0,46	1,36	0,15	0,72	1,17	1,26	0,47	0,35	1,18	0,57	0,24	0,65	1,91
Na <sub>2</sub> O	0,20	0,20	0,38	0,31	0,30	0,28	0,30	0,24	0,38	0,30	0,30	0,30	0,33	0,33	1,61
K <sub>2</sub> O	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
П п п	16,75	15,19	12,94	11,16	16,89	15,48	13,57	13,12	15,79	15,08	16,65	16,02	18,89	17,24	2,62
Сумма	99,86	99,59	99,62	99,5	99,74	99,56	99,77	99,53	99,61	99,85	99,64	99,5	99,73	99,67	99,52
A	0,60	1,43	1,13	2,5	0,8	1,5	2,3	2,3	1,2	1,0	2,3	7,0	0,9	1,4	4,8
S	13,4	11,7	20,2	12,6	20,3	10,8	14,5	11,8	13,6	12,4	13,4	10,6	20,9	14,7	8,6
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	0,25	0,25	0,35	0,36	0,35	0,33	0,35	0,29	0,43	0,35	0,35	0,36	0,38	0,35	1,60

Примечание. Здесь и в табл. 2 звездочкой помечены дуниты, остальные пробы — гарцбургиты; 1—28 — Южно-Шмидтовский пояс, Урал (29 — 27 анализов, 31 — 5 анализов [4]); 30 — Корьянско-Камчатская складчатая система (40 анализов [4]).

ладают гарцбургиты, а к центральной и северной частям увеличивается количество дунитов. При этом устанавливается, что в южной части блока, сложенной преимущественно гарцбургитами, не наблюдается широких изменений химического состава пород, он изменяется в пределах содержаний, характерных для гарцбургитов. В северной и центральной частях блока изменения химических составов пород шире, но и они не выходят за пределы содержаний, характерных для дунитов и гарцбургитов.

В целом при сравнении составов гипербазитов Южно-Шмидтовского блока с составом ги-

пербазитов дунит-перидотитовой альпинотипной формации [2] устанавливается, что гипербазиты и-ова Шмидта менее кремнеземистые и менее магниезильные, содержания же щелочей и титана несколько выше (см. табл. 1). Такие же соотношения устанавливаются при сравнении с гипербазитами платиноносного Уфейско-Кемпирсайского пояса Урала. Отмечается близость изученных гипербазитов к хромитоносным гипербазитам комплексов офиолитов Папуа (Новая Гвинея) [6], Японии и других районов переходной зоны Тихоокеанской структуры к Азиатскому континенту.

## Химический состав гипербазитов,

Оксиды	1	2*	3	4	5*	6	7	8	9*	10*	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	30,78	31,32	36,95	35,18	33,20	35,87	38,35	35,80	30,00	33,34	36,27	35,18	34,61
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,56	0,30	0,69	0,41	0,30	0,57	0,77	0,44	0,30	0,30	0,78	0,91	0,38
Fe <sub>общ</sub>	9,99	8,80	8,11	8,51	8,64	8,83	8,48	8,27	7,30	8,66	8,36	8,01	6,86
MnO	0,13	0,09	0,10	0,09	0,10	0,11	0,11	0,09	0,09	0,09	0,09	0,11	0,12
MgO	40,28	39,78	36,97	38,57	39,61	36,91	35,26	39,03	43,07	38,86	38,60	38,60	38,63
CaO	0,38	0,29	1,18	0,33	0,54	1,07	1,58	0,91	0,30	0,45	1,65	1,27	0,40
Na <sub>2</sub> O	0,31	0,29	0,30	0,23	0,30	0,24	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30
K <sub>2</sub> O	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
П п п	13,90	18,62	15,31	16,31	16,90	15,81	14,75	14,84	18,35	17,47	13,48	15,17	15,42
Сумма	99,48	99,6	99,72	99,56	99,7	99,52	99,71	99,79	99,82	99,58	99,64	100,14	99,8
A	4	1,0	2,2	1,02	1,19	1,93	2,7	1,7	0,95	1,1	2,78	2,53	1,13
S	20	17	8	12	15,4	10,0	5,91	11,64	20,51	14,32	10,83	11,62	14,02
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	0,36	0,34	0,35	0,28	0,35	0,29	0,35	0,36	0,35	0,36	0,35	0,35	0,35

## Южно-Шмидтовского аллохтона

16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28*	29	30	31*
38,51	38,14	37,91	40,58	39,12	37,24	39,14	39,80	38,55	35,36	35,73	38,75	34,98	41,77	41,18	37,08
0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,14	0,05	0,05	0,02	0,05	0,03
0,59	0,65	0,45	0,85	0,63	0,45	0,52	0,53	0,68	0,71	1,14	0,63	0,45	1,75	1,43	0,81
8,03	8,51	8,13	8,34	8,52	9,02	8,17	9,02	7,69	6,87	8,04	7,44	8,86	5,71	8,72	7,75
0,11	0,11	0,11	0,12	0,10	0,11	0,10	0,12	0,10	0,08	0,09	0,09	0,10	0,06	0,15	0,10
37,47	34,32	38,09	36,08	36,00	38,90	37,88	36,02	38,16	42,00	40,52	37,75	41,28	39,92	39,73	42,89
0,15	0,78	0,15	0,55	0,15	0,30	0,88	0,99	0,79	0,73	0,90	0,63	0,87	1,00	0,78	0,40
0,31	3,24	0,98	0,30	0,42	0,22	0,41	0,30	0,30	0,30	0,41	0,30	0,30	0,13	0,11	0,08
0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,09	0,05	0,05	0,02	0,06	0,01
0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01			
14,33	13,65	13,70	12,79	14,46	13,17	12,36	12,97	13,19	13,49	12,38	13,92	12,75			
99,61	99,51	99,63	99,72	99,51	99,52	99,57	99,86	99,57	99,65	99,47	99,62	99,7			
1,1	4,7	1,6	1,8	1,2	1,0	1,9	1,9	1,8	1,8	2,5	1,6	1,6			
7,1	4,8	8,5	4,1	5,6	10,8	7,1	5,4	7,4	13,6	13,6	6,6	15,3			
0,36	3,29	1,03	0,35	0,47	0,37	0,46	0,35	0,35	0,35	0,50	0,35	0,35			

ский в районах: 1—13 — северный, 14, 15 — центральный, 16—24 — южный, 24—28 — самый южный; 29, 31 — Уфейско-Кемпир-

Согласно [3], платиновая рудоносность связана с определенными рудно-формационными типами базит-гипербазитовых комплексов, среди которых наибольшую роль играют собственно платинометалльные рудные формации расчлененных интрузий (Бушвельдский лополит ЮАР; Великая Дайка, Зимбабве; Стиллуотер, США). Роль платиносодержащих месторождений в мировых запасах не столь велика, однако они представляют значительный интерес как источники не только коренных но и россыпных месторождений. Южно-Шмидтовский блок наиболее соответствует хромит-дунит-пе-

ридитовому типу, в котором платиноиды тесно связаны со скоплениями хромшпинелидов. За рубежом с этим формационным типом связано промышленное месторождение Мезинлок офиолитового пояса Замбалес (Филиппины). Опыт промышленного извлечения платиноидов из хромитовых руд имеется в ряде стран Средиземноморья — Греции (о. Скирос), на Кипре (комплекс Трудос) и др. Многочисленные проявления платиновой минерализации обнаружены также в хромитоносных дунит-периодитовых массивах Испании, Югославии, Греции и других стран. Известны также многие россып-

Таблица 2

## вскрытых скважинами I и II

14*	15*	16	17*	18*	19	20	21	22	23*	24*	25*	26	27	28*	29*
35,12	32,06	34,97	35,88	33,80	36,56	35,21	35,69	35,64	31,51	33,20	34,18	37,29	36,32	33,65	33,28
0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,35	0,34	0,86	0,67	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,36	0,30
7,64	8,12	10,19	7,95	8,58	7,71	8,75	8,00	8,90	7,65	7,76	8,17	8,27	8,23	8,00	7,60
0,07	0,09	0,13	0,11	0,10	0,10	0,11	0,10	0,11	0,08	0,08	0,09	0,11	0,09	0,10	0,09
38,83	40,27	36,68	39,19	39,03	36,94	39,35	39,08	37,83	42,01	39,94	39,40	37,23	37,38	39,52	40,62
0,40	0,40	0,64	0,50	0,61	0,55	0,73	1,51	1,13	0,37	0,33	0,17	0,36	0,37	0,35	0,38
0,42	0,30	0,30	0,30	0,28	0,30	0,30	0,26	1,21	0,30	0,24	0,35	0,36	0,30	0,21	0,30
0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
16,66	17,97	16,60	15,29	16,78	17,01	14,86	13,90	14,98	17,50	17,78	16,97	15,72	16,59	17,23	17,06
99,55	99,62	99,92	99,64	99,59	99,63	99,66	99,51	99,58	99,83	99,74	99,74	99,65	99,69	99,53	99,91
2,25	1,05	1,29	1,97	1,24	1,25	1,42	2,68	2,06	1,02	1,08	0,87	1,07	1,02	0,97	1,03
11,47	16,47	12,08	12,11	13,96	8,24	12,95	11,54	11,25	18,28	14,63	13,53	8,27	9,43	23,92	15,08
0,47	0,35	0,35	0,35	0,33	0,35	0,35	0,31	0,26	0,35	0,29	0,40	0,41	0,35	0,26	0,35

Оксиды	30	31	32	33*	34*	35	36	37	38	39	40	41*	42
SiO <sub>2</sub>	34,83	35,52	36,29	31,01	33,49	35,15	36,65	36,91	36,73	36,39	37,33	35,68	36,84
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,05	0,05	0,05	0,08	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,67	0,79	0,69	0,30	0,47	0,55	0,66	0,97	0,38	0,30	0,81	0,33	0,44
Fe <sub>общ</sub>	8,58	7,55	7,52	6,58	8,18	7,58	7,32	8,99	7,21	8,66	8,91	7,83	8,35
MnO	0,10	0,10	0,11	0,08	0,09	0,10	0,08	0,10	0,10	0,09	0,10	0,08	0,10
MgO	37,31	37,69	38,06	40,22	38,61	38,71	38,39	38,25	41,03	38,11	37,00	40,49	37,87
CaO	0,79	0,54	0,44	0,33	0,53	0,47	0,80	1,58	0,69	0,52	1,74	0,56	0,58
Na <sub>2</sub> O	0,30	0,30	0,31	0,30	0,20	0,27	0,20	0,21	0,30	0,20	0,20	0,30	0,28
K <sub>2</sub> O	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
П п п	17,00	17,06	16,03	21,02	17,74	16,57	15,32	12,38	14,17	15,42	13,58	14,28	14,95
Сумма	99,69	99,66	99,56	99,95	99,46	99,51	99,53	99,5	99,72	99,8	99,78	99,66	99,52
A	1,72	1,68	1,48	0,98	1,26	1,34	1,71	2,81	1,33	1,07	2,8	1,24	1,35
S	11,21	9,87	9,45	15,92	13,47	11,29	9,19	10,48	12,66	10,52	8,73	12,77	9,53
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	0,35	0,35	0,36	0,36	0,26	0,32	0,25	0,26	0,35	0,25	0,25	0,35	0,33

Примечание. Без значка — гарцбургиты; 1 — хромитосодержащий серпентинит; 1—22 — по скважине I; 23—42 — по скважине II.

ные месторождения, генетически связанные с данным формационным типом (Юбари и Сорати на о. Хоккайдо, Папуа в Новой Гвинее и др.). Эти материалы свидетельствуют о продуктивности на платиноиды хромит-дунит-периодитового рудно-формационного типа.

Близость гипербазитов Южно-Шмидтовского блока к этому типу нацеливает на более внимательное отношение к ним с точки зрения возможной платиноносности. Кроме того, в шлиховых пробах из бассейнов руч. Лагерный, Промежуточный, Мишкин ключ, устанавливается присутствие осмистого иридия, что в некоторой степени подтверждает сделанный вывод. По-видимому, следует также обратить внимание и на возможную россыпную металлоносность прибрежной зоны Охотского моря.

Таким образом, нашими исследованиями установлено, что в Южно-Шмидтовском блоке преобладают крайне низкотитанистые и низкоглиноземистые гарцбургиты и несколько подчиненные им дуниты. Лерцолиты не встречаются. Однако, их присутствие в незначительных количествах не исключается. Изученные гипербазиты слагают существенно гарцбургитовую (южную) и дунит-гарцбургитовую (северную) зоны. В дунит-гарцбургитовой зоне наблюда-

ется неравномерная расслоенность, отличающаяся от расслоенности классических стратиформных плутонов, формировавшихся в изоляции континентальной коры (Бушвельдский и др. массивы), и от расслоенности аллохтонов кристаллических комплексов офиолитов Набильской, Тигрово-Березовской, Песково-Шельтингской, Тонино-Анивской зон Сахалинского региона. В целом расслоенность пород Южно-Шмидтовского аллохтона отличается и от расслоенности Партизанско-Киевского, Бревевского, Чугуевского, Самаркинского и других аллохтонов кристаллических комплексов офиолитов Краевого Сихотэ-Алинского шва Приморья. Эти отличия свидетельствуют о структурной и петрохимической специфичности Южно-Шмидтовского аллохтона.

Оценка на благородные металлы магматитов Южно-Шмидтовского аллохтона, относящихся к расслоенному дунит-гарцбургитовому типу кристаллических комплексов офиолитов, близких к известным продуктивным магматитам хромит-дунит-периодитового рудно-формационного типа, считается положительной. Рекомендуется проведение оценочных работ, в первую очередь в пределах хромитосных участков.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества // Геохимия.— 1972.— № 12.— С. 1515—1541.
2. Велицкий В. В., Пинус Г. В., Леснов Ф. П., Васильев Ю. Р. Особенности химизма гипербазитов различных магматических формаций и их петрогенетическое значение // Докл. АН СССР.— 1970.— Т. 191, № 1.— С. 203—206.
3. Гурская Л. И. Металлы платиновой группы // Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые.— Л.: Недра, 1986.— С. 469—498.
4. Магматические горные породы: классификация, номенклатура, петрография.— Т. I.— М.: Наука, 1983.
5. Пуцаровский Ю. М., Зинкевич В. П., Мазарович О. А. и др. Покровные и чешуйчато-надвиговые структу-

- ры в северо-западном обрамлении Тихого океана // Геотектоника.— 1983.— № 6.— С. 30—45.
6. Разницын Ю. Н. Сравнительная тектоника гипербазитовых поясов полуострова Шмидта (Сахалин), Папуа (Новая Гвинея) и Сабах (Калимантан) // Там же.— 1975.— № 2.— С. 68—85.
7. Речкин А. Н., Семенов Д. Ф., Шейко В. Т. Офиолитовые ассоциации Сахалина и их структурное положение // Вопросы магматизма и тектоники Дальне-

ДВГУ  
Владивосток

- го Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1975.— С. 88—100.
8. Рождественский В. С., Речкин А. Н. Серпентинитовый меланж и некоторые особенности тектонического развития о-ва Сахалин // Докл. АН СССР.— 1975.— Т. 221, № 5.— С. 1156—1159.
9. Рождественский В. С., Речкин А. Н. Эволюция офиолитового магматизма Сахалина // Тихоокеан. геология.— 1982. № 2.— С. 40—44.

Поступила в редакцию  
17 февраля 1989 г.

## ДИСКУССИЯ

Состав и структурные особенности гипербазитов Южно-Шмидтовского массива (тонкая метаморфическая полосчатость, ксенобластовые структуры оливковых агрегатов, двойники трансляции в оливковых зернах) являются признаками альпинотических метаморфических перидотитов [1]. На диаграмме АФМ точки состава гипербазитов п-ова Шмидта совпадают с полем состава метаморфических перидотитов по Р. Колману [2]. Автор же статьи считает, что массив сформировался в результате кристаллизационного фракционирования, а его платиноносность связана с линзами хромитов. По нашему мнению, на рутений, осмий и иридий перспективны участки ранней высокотемпературной серпентинизации массива, содержащие включения железо-никелевых сплавов [3] и формировавшиеся при участии мантийных флюидов. По данным Дистлера и др. (1986), к таким участкам альпинотических гипербазитов в районе Корякского хребта приуро-

чены проявления самородных платиноидов, сульфидов и сульфоарсенидов рутения, осмия, иридия и их сплавов с железом, никелем, медью.

Следует отметить, что наиболее крупные зерна осмистого иридия (до 1,5 мм) были обнаружены по ручью Мишкин Ключ, в бассейне которого не отмечается хромитовых рудных тел. В других местах осмистый иридий также отмечался в местах размыва серпентинитов краевых частей массива. Опробование хромитов на платиноиды дало отрицательные результаты. В. Т. Старожилов предлагает также проведение поисков платиноидов в Прибрежной зоне п-ова Шмидта. Такие работы на шельфе п-ова Шмидта уже проводились М. Шпеталенко. Район получил отрицательную оценку.

Несмотря на сделанные замечания дискуссионного характера, работа представляется нам интересной, содержит новые данные и оригинальные выводы.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Колман Р. Г. Офиолиты.— М.: Мир, 1979.
2. Рождественский В. С., Речкин А. Н. Миграция офиолитовых поясов Сахалина и Хоккайдо // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 264, № 4.

3. Юркова Р. М. Минеральные преобразования офиолитовых и вмещающих вулканогенно-осадочных комплексов северо-западного обрамления Тихого океана: Автореф. ... дис. докт. геол.-мин. наук.— М., 1987.

ИМГиГ ДВО  
АН СССР

В. С. Рождественский  
К. Ф. Сергеев