

Г. Б. ЛЕВАШЕВ, А. А. СТРИЖКОВА, Э. Д. ГОЛУБЕВА

О ПРИЗНАКАХ И ФАКТОРАХ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ОЛОВОНОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ В ПРИЛОЖЕНИИ К БИОТИТАМ

(Представлено академиком В. С. Соболевым 5 VIII 1970)

Практически важными положениями геохимии олова являются: 1) различие уровня концентрации его в биотитах потенциально оловоносных (30—50 $\mu\text{g/g}$) и неоловоносных (100—300 $\mu\text{g/g}$) гранитов (¹); 2) пропорциональная зависимость между содержанием олова (x_{Sn}) и общей железистостью (f°) Би (²). Наличие индикаторных уровней концентрации олова в Би подтверждается многочисленными исследованиями. Вместе с тем, область их применения ограничивается ультракислыми гранитами калбинского типа (³). Они не могут использоваться при оценке потенциальной рудоносности гранитоидов повышенной основности, широко развитых на Дальнем Востоке, Чукотке, в Якутии. С последними пространственно и генетически связаны месторождения олова кварцевого, турмалин-кварцевого и сульфидного типов (²⁻⁵).

Учитывая высокую корреляционную связь ($\rho = 0,65-0,87$) содержания (x_{Sn}) Би с их железистостью — в 5 выборках из 8, объединяющих около 100 полных анализов, — нами построена диаграмма $f_i^{\circ} - x_{\text{Sn}}$

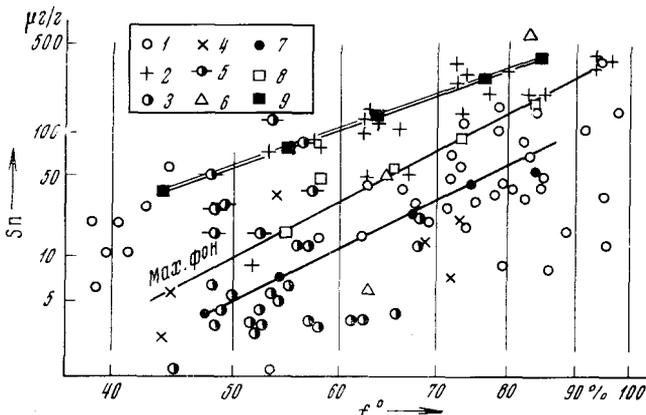


Рис. 1. Зависимость содержания олова в биотите от его общей железистости. 1 — неоловоносные интрузивы; 2 — оловоносные интрузивы; 3 — гранодиориты; 4 — биотит-роговообманковые граниты; 5 — биотитовые граниты; 6 — пегматиты; 7 — среднее содержание Sn в Би неоловоносных гранитоидов; 8 — максимально-фоновое содержание Sn в Би неоловоносных гранитоидов; 9 — средняя концентрация Sn в Би оловоносных гранитоидов

(рис. 1). Ее принципиальную основу составляет соотношение железа и магния, являющееся одним из основных классификационных признаков Fe — Mg-слюд (⁶). Следовательно, концентрация Sn в Би оценивается с учетом реальных минеральных ассоциаций ($\pm \text{PO} + \text{Би} + \text{Пл} + \text{Кв} + \text{КПШ}$), что позволяет сравнивать x_{Sn} в Би различных интрузивов на общей основе. Прямая (Маг фон на рис. 1), соединяющая точки макси-

мально-фоновых значений $\bar{x}\text{Sn}$, рассчитанных поинтервально с шагом $f^0 = 10\%$, четко отделяет Би оловоносных (продуктивных) гранитоидов от неоловоносных (слаборудоносных).

Расчет парных коэффициентов корреляции (на ЭВМ «Мир») позволяет оценить характер и силу связи Sn с катионами Fe — Mg-слюд. Установлена незначительная и в большинстве случаев отрицательная связь Sn с Ti^{4+} и Fe^{3+} . Эти тенденции остаются неизменными и при вычислении

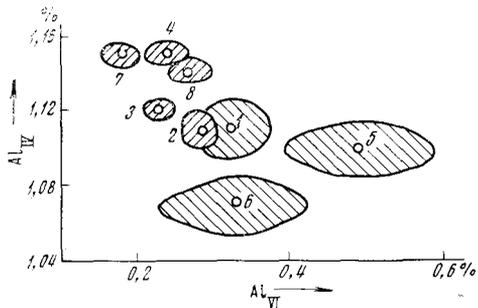


Рис. 2. Средние содержания и эллипсы доверительных интервалов содержания Al_{IV} и Al_{VI} в биотитах гранитоидов. 1, 5, 6 — Би гранитов, специализированных на Sn; 2—4, 7, 8 — Би неоловоносных и слаборудоносных гранитоидов

частных коэффициентов корреляции, являясь общими для всех изучавшихся парагенетических ассоциаций ($\pm\text{PO} + \text{Би} + \text{Пл} + \text{Кв} + \text{КПШ}$). Например, в Би Иультина высокие значения ρ не связаны ни с Ti^{4+} ($\rho_{\text{Sn-Ti}} = -0,457$;

$\rho_{\text{Sn-Ti, AlVI}} = -0,115$; $\rho_{\text{Sn-Ti, Fe}^{3+}} = -0,378$), ни с Fe^{3+} ($\rho_{\text{Sn-Fe}^{3+}} = 0,041$;

$\rho_{\text{Sn-Fe}^{3+, \text{AlVI}}} = 0,16$;

$\rho_{\text{Sn-Fe}^{3+, \text{Ti}}} = 0,126$). Характерной особенностью Fe — Mg-слюд оловоносных гранитоидов является значимая и положительная корреляционная связь $x_i\text{Sn}$ и $x_i\text{Al}_{\text{VI}}$ в них. В бачелазских гранитоидах Приморья⁽⁸⁾, оцениваемых как слаборудоносные⁽⁹⁾, подобная связь обнаруживается только в кислых

гранитах второй фазы. Не менее характерным признаком оловосодержащих Би является высокое $\bar{x}\text{Al}_{\text{VI}}$ при минимальном $\bar{x}\text{Al}_{\text{IV}}$ (рис. 2).

С учетом изложенного о связи Al_{VI} и Sn вхождение последнего в структуру триоктаэдрических слюд можно представить в следующем виде. Замена алюминием, имеющим ионный радиус (r_i) 0,578 Å, ионов Fe^{3+} с $r_i = 0,67$ Å и Ti^{4+} с $r_i = 0,64$ Å ведет к «ионному сжатию» в октаэдрическом слое. Создается резервное пространство для размещения в октаэдре ионов с большим r_i ($r_i\text{Sn} = 0,74$ Å по Гольдшмидту). Необходимость этого очевидна, если учесть, что рост $x_i\text{Sn}$ сопряжен с повышением железистости Би (Fe^{2+} 0,83 Å, Mg^{2+} 0,78 Å). Принимается, что Sn^{4+} может занимать позиции $\text{Fe}^{3+}r_i = 0,67$ Å или $\text{Ti}^{4+}r_i = 0,64$ Å^(3, 10). В условиях высокой концентрации олова реализация этих возможностей обеспечивается вхождением компактного иона алюминия в октаэдр биотитов. Таким образом, схема изоморфного вхождения Sn^{4+} в триоктаэдрические слюды следующая: $\text{Fe}^{2+} + \text{Al}^{3+} + \text{Sn}^{4+} \rightleftharpoons \text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti}^{4+}$. Ее реальность подтверждается положительной корреляционной связью между Sn^{4+} , Fe^{2+} , $\text{Al}_{\text{VI}}^{3+}$, f^0 биотита и отрицательной — между Sn^{4+} , Mg^{2+} , Fe^{3+} и Ti^{4+} .

Не отождествляя составы Би гранитоидов (ранних этапов) и исходного палингенового субстрата, следует ожидать определенного сходства их кристаллохимии. Прежде всего это должны отражать Al — Si-тетраэдры — постройки, возникающие, несомненно, задолго до главной кристаллизации расплава. В высокотемпературных условиях основное количество Al-тетраэдров расходуется на постройку анортитовой компоненты (T плавления CaO 2570°)⁽¹¹⁾. Образование Mg-силикатов (T плавления MgO 2500°) происходит в условиях некоторого дефицита алюминия, точнее — $[\text{AlO}_4]^{-5}$.

Понижение температуры расплава (от парагенезиса 1 к 3 в табл. 1) снимает запрет с шестерной координации для Al⁽¹¹⁾. Содержание последнего в октаэдре биотита определяется глиноземистостью расплава⁽⁶⁾ и давлением в магматической системе. Его увеличение повышает координационное число ионов⁽¹²⁾ и способствует замене катионов типа Me^{2+} на Me^{3+} ⁽¹³⁾.

Таблица 1

	I фаза								II фаза			
	1. PO + Би + Пл + Кв + КППШ				2. ± PO + Би + Пл + Кв + КППШ				3. Би + Пл + Кв + КППШ			
	Al _Σ	Al _{IV}	Al _{VI}	\bar{x} Sn	Al _Σ	Al _{IV}	Al _{VI}	\bar{x} Sn	Al _Σ	Al _{IV}	Al _{VI}	\bar{x} Sn
IA	1,28(6)	1,12	0,16	35	1,30(6)	1,13	0,17	66	1,645(6)	0,18	0,47	177
IB					1,40(4)	1,15	0,25	140				
II	1,325(5)	1,15	0,175	2,6					1,40	1,14	0,27	49
III					1,27(4)	1,11	0,16	22	1,385(7)	1,125	0,26	34
IV									1,36(2)	1,16	0,20	42
VA	1,33(7)	1,11	0,22	8,5	1,36(2)	1,13	0,23	8,2	1,45(2)	1,12	0,33	26
VB					1,53(2)	1,13	0,40	3,5				
VI	1,30(4)	1,13	0,17	5,0					1,30(3)	1,16	0,14	19
VII					1,53(2)	0,99	0,54	130				
VIII					1,50(4)	1,19	0,31	72				
IX	1,46(11)	1,10	0,36	4,7	1,53(2)	1,13	0,40	3,5				
X					1,79(2)	1,01	0,78	300				
XI					1,70(2)	1,21	0,49	290				
XII					1,41(2)	1,02	0,39	74				
XIII					1,29(2)	1,24	0,05	12				
XIV					1,21(2)	1,20	0,01	6,0	1,22(1)	1,12	0,10	20
XV					1,31(2)	1,00	0,21	75	1,84(1)	1,06	0,78	250
XVI					1,35(2)	1,01	0,34	80				
XVII					1,89(1)	0,86	1,03	640				

Примечания. Верхояно-Чукотская область. I — Восточно (А)-и Западно (Б)-Иультинский интрузив. Сихотэ-Алинейская складчатая область. Главный синклиниорий, интрузивы: II — Ямунтинский и Нижне-Арминский, III — Арминский, IV — Зиминский, VA — Татибинский, VB — шток Восток-II, VI — интрузивы Верхне-Бигинского района, VII — Светлинский; Сучано-Суздухинский антиклинорий: VIII — Шеннигуозский; Западный структурный пров; IX — Синегорский. Восточно-Монгольская складчатая область (по материалам В. И. Коваленко и М. И. Кузьмина). X — Бага-Гадзынский, XI — Жанчивланский, XII — Онгон-Хайрханский. Срединный антиклинорий Центрального Казахстана (по В. И. Серых). XIII — Каманкарабас, XIV — Восточный Коунрад, XV — Куу, XVI — Акчатау, XVII — Кара-Оба. I — 3 — минеральные парагенезисы. Al_{VI} — содержание алюминия в октаэдре (%), Al_{IV} — то же в тетраэдре, Al_Σ — суммарное количество алюминия, \bar{x} Sn — среднее содержание олова (мг/г; в скобках — число анализов). Полный анализ Би выполнен: для X — в Институте геохимии Сибирского отделения АН СССР, для XIV—XVI — в Центрально-Казахстанском геологическом управлении, остальные — в лаборатории геохимии нашего института Е. А. Лаговой и С. П. Славкиной. Все определения Sn — Э. Д. Голубевой.

Представляется, что флуктуации содержания Al_Σ, Al_{IV} и Al_{VI} (табл. 1) в Би различных интрузивов определяются, в первую очередь, особенностями палингенного субстрата очага магмаобразования. Табл. 1 показывает, что для близких минеральных ассоциаций различия рассматриваемых параметров Би вряд ли объяснимы эволюцией кислотно-щелочных свойств расплава на месте его кристаллизации. Скорее всего, последнее является следствием исходных различий магматических расплавов, т. е. субстрата.

В Би метаморфических комплексов: 1) содержание Al_Σ зависит от количества Al₂O₃ породы; 2) содержания Al_{IV} и Al_{VI} увеличиваются (для сопоставимых парагенезисов) при переходе от высокотемпературных фаций метаморфизма к низкотемпературным (¹⁴).

Следовательно, основные тенденции распределения Al являются общими для Fe — Mg-слюд метаморфитов и палингенных гранитов. Это может иметь большое значение при оценке влияния специализации палингенного субстрата на металлоносность гранитоидов. С определенной вероятностью такие построения можно делать опираясь на впервые полученные И. Н. Говоровым и М. А. Мишкиным данные по геохимии фундамента Приморской металлогенической области. Было установлено, что максимально Sn концентрируется в биотитовых и биотит-силлиманитовых гнейсах амфиболитовой и биотит-слюдистых сланцах эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. Сопоставимые парагенетические ассоциации гранулитовой зоны бедны оловом (¹⁵). Близкие тенденции в распределении Sn отмечались для метаморфитов Верхояно-Чукотской складчатой области (²).

В свете изложенного причинами слабой Sn — W-специализации гранитоидов бачелазской серии (⁹, ¹⁶) являются: 1) глубокое заложение исходного палингенного очага (>10 км) — на границе гранулитовой и амфиболитовой зон фундамента Главного синклинория (для гранитоидов ранней фазы \bar{x} Al_Σ Би = 1,30—1,4%; \bar{x} Al_{IV} = 1,15%, табл. 1, II); 2) становление гранитов второго этапа, как результат дифференциации того же глу-

бинного палинггенного очага ($\bar{x} Al_2$ Би = 1,30—1,40%; $\bar{x} Al_{IV} = 1,14\%$, табл. 1, II—3, III—3, IV—3).

Чрезвычайно характерен пример оловоносных гранитоидов Иультина, развитых в Эквипатском поднятии (Центральная Чукотка) и сформированных в три этапа. В биотитах содержание $\bar{x} Al_2$ и $\bar{x} Al_{IV}$ возрастает от фазы к фазе, т. е. в ходе глубинной дифференциации расплава при строгом постоянстве $\bar{x} Al_{IV}$ (табл. 1, IA, IB). При внутрикамерной его эволюции $\bar{x} Al_{IV}$ в Би стабильно (IA — 1, IA — 2). С учетом вышеизложенного представляется, что формирование палинггенного очага происходило в гранулитовой зоне при незначительной вертикальной миграции его. Объемное соотношение фаз (1:1:0,5) указывает на то, что палинггенное плавление поддерживалось приблизительно на одном уровне не без участия интрателлурических потоков тепла и щелочей⁽¹⁷⁾.

Снижение вязкости расплава в ходе глубинной дифференциации и наличие подготовленных каналов обеспечило быстрое продвижение его в верхний структурный этаж. Следствие этого — повышение градиента давления в системе расплав — среда и полнота экстракции Sn из богатого минерализаторами и калием расплава⁽¹⁸⁾. Механизм последней вполне объясним остаточным концентрированием устойчивых фтор-комплексов олова в эвтектическом калиевом расплаве^(19, 20). Их удаление шло по мере его кристаллизации (сверху вниз), что явилось причиной своеобразной «инверсии», наблюдаемой при изучении распределения Sn в гранитоидах апикальных выступов и глубинных частей Западного Иультинского интрузива. Об исходной рудоносности «передового фронта» расплава свидетельствует наличие в пределах купольных выступов оруденелых «ксеногрейзенов», образование которых связано с переработкой отторженцев вмещающих пород.

Авторы признательны И. Н. Говорову за ценные советы и обсуждение материалов данного сообщения.

Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного научного центра
Академии наук СССР
Владивосток

Поступило
29 VII 1970

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ В. Л. Барсуков, *Геохимия*, № 1 (1957). ² Н. Я. Некрасов, *Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области*, М., 1966. ³ В. Л. Барсуков, *Геохимия*, № 2 (1966). ⁴ М. Г. Руб, *Гранитоиды Мяо-Чанского района*, М., 1962. ⁵ Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов, М., 1970. ⁶ У. А. Дир и др., *Породообразующие минералы*, 3, М., 1966. ⁷ Д. П. Сердюченко, *ДАН*, 59, № 3 (1948). ⁸ *Геология СССР*, 32, М., 1969. ⁹ И. Н. Говоров и др., В кн. *Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов, Иркутск*, 1970. ¹⁰ Л. В. Таусон, *Геохимия редких элементов в гранитоидах*, М., 1961. ¹¹ Н. В. Белов, В кн. *Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса*, М., 1959. ¹² В. С. Соболев, *Введение в минералогию силикатов*, Львов, 1949. ¹³ В. В. Щербина, *Геохимия*, № 5 (1969). ¹⁴ Н. Л. Добрецов и др., *Фашии метаморфизма*, М., 1970. ¹⁵ И. Н. Говоров, М. А. Мишкин и др., В кн. *Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса*, Владивосток, 1970. ¹⁶ Э. П. Изов и др., *Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня, и нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение*, М., 1967. ¹⁷ Д. С. Коржинский, В кн. *Магматизм и связь с ним полезных ископаемых*, М., 1955. ¹⁸ А. А. Кадик, Н. И. Хитаров, *Геохимия*, № 5 (1965). ¹⁹ Л. В. Таусон, *Геохимия*, № 11 (1967). ²⁰ И. Н. Говоров, В кн. *Магматические комплексы Дальнего Востока*, Владивосток, 1970.