

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА В ГРАНИТОИДНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЮГО-ЗАПАДНОГО РАЙОНОВ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

А.М. Спиридонов, В.Д. Козлов, Л.Д. Зорина, В.И. Меньшиков, В.А. Бычинский

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

На основе количественного экстракционно-атомно-абсорбционного анализа и метода масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP-MS Element-2 изучено распределение золота в породах ряда магматических комплексов центрального и юго-западного районов Восточного Забайкалья (Даурская, Агинская и Аргунская структурно-формационные зоны). Установлено, что повышенные концентрации элемента (0.0043 г/т в среднем) свойственны доминирующим по площади распространения в регионе роговообманково-биотитовым гранодиоритам и гранитам главных фаз батолитовых интрузий ундинского верхнепалеозойского комплекса в восточной части исследованной площади и кыринского триас-среднеюрского комплекса в ее западной части. Породы раннесреднеюрского (сохондинского) и средневерхнеюрских (шахтаминского, харалгинского и кукульбейского) комплексов характеризуются заметно более низкими концентрациями Au, составляющими в своем большинстве 0.0014—0.0030 г/т, причем самые низкие содержания свойственны образованиям шахтаминского комплекса. В процессе магматической дифференциации гранитоидных интрузий происходит снижение концентраций золота в поздних лейкогранитных дифференциатах.

Уровни концентраций Au в исследованных комплексах не зависят от состава вмещающих разновозрастных терригенных пород, что свидетельствует о глубинной, эндогенной, природе выявленных различий в концентрациях Au в гранитоидах региона. Аномально-повышенные концентрации золота в небольшой части изученных проб связаны, как правило, с известными в регионе участками развития гидротермальной минерализации.

Классификационным кластер-анализом *R*-типа установлено, что переменные исследованных магматических пород по степени корреляционных связей четко распадаются на три группы. Золото проявляет отчетливую тенденцию к корреляции с сидерофильной окси- и сульфурофильной группой металлов. Анализ *Q*-типа в главных чертах подтвердил правильность формационного расчленения гранитоидов региона.

Гранитоиды, гранитоидные формации, магматические комплексы, концентрации золота в гранитоидах, золоторудная минерализация, кластерный анализ связей концентраций золота и редких элементов.

DISTRIBUTION OF GOLD IN IGNEOUS GRANITOID COMPLEXES IN THE CENTRAL AND SOUTHWESTERN AREAS OF EASTERN TRANSBAIKALIA

A.M. Spiridonov, V.D. Kozlov, L.D. Zorina, V.I. Men'shikov, and V.A. Bychinskii

The distribution of gold in rocks from some igneous complexes of the central and southwestern areas of eastern Transbaikalia (Daurian, Aga, and Argun structure-formational zones) was studied by quantitative extraction-atomic-absorption analysis and mass spectrometry with inductively coupled plasma (Element-2 mass spectrometer). High gold concentrations (on average, 0.0043 ppm) are typical of the most widespread hornblende-biotite granodiorites and granites of the main phases of batholith intrusions in the Upper Paleozoic Unda complex in the east of the study area and in the Triassic-Middle Jurassic Kyra complex in the west. The rocks of the Early-Middle Jurassic (Sokhondo) and Middle-Upper Jurassic (Shakhtama, Kharalga, and Kukul'bei) complexes have much lower Au concentrations (mainly 0.0014–0.0030 ppm), with the minimum ones established in the Shakhtama complex. During the magmatic differentiation of granitoid intrusions, the concentrations of gold in the late leucogranite differentiates decreased.

The Au concentrations in the studied complexes do not depend on the composition of the host terrigenous rocks of different ages, which evidences the endogenous nature of the revealed differences in Au concentrations in the regional granitoids. Abnormally high concentrations of gold in some studied samples are observed mainly to the regional hydrothermal mineralization occurrences.

The classification *R*-type cluster analysis showed that all variables of the studied igneous rocks are subdivided into three groups by the degree of correlation. Gold shows a distinct tendency to the correlation with siderophile oxy- and sulfurophile groups of metals. The *Q*-type analysis generally confirmed the correctness of the known formational classification of the regional granitoids.

Granitoids, granitoid formations, igneous complexes, gold concentrations in granitoids, gold mineralization, cluster analysis of correlations between gold and trace-element concentrations

ВВЕДЕНИЕ

Забайкалье относится к одной из старейших золоторудных провинций России. Золотое оруденение здесь пространственно ассоциирует с разновозрастным, преимущественно мезозойским, гранитоидным магматизмом. Мезозойские магматические образования занимают особое положение в геологии Забайкалья. Они представляют собой наиболее ярко выраженный результат орогенного развития, охватившего в мезозое всю эту территорию, и слагают значительный объем верхней части земной коры. При этом мезозойские интрузивы выделяются среди других большим разнообразием состава (но гранитоиды резко преобладают), форм залегания и фаций глубинности. Вместе с тем вопросы генетических соотношений магматизма и последующей золоторудной минерализации, несмотря на высокую степень геологической изученности региона, остаются до настоящего времени до конца не решенными. Это объясняется в первую очередь относительно слабой изученностью в регионе геохимических особенностей золота в магматических комплексах вследствие его очень низких концентраций. Последнее обстоятельство долгое время являлось сдерживающим фактором для исследований кларкового золота, которые могли быть успешными только при условии проведения массовых, а не единичных, определений концентраций этого элемента в горных породах. В частности, необходимым базовым условием для выяснения характера связи золоторудной минерализации с магматизмом в Забайкалье является наличие систематизированных данных о распределении золота в соответствующих разновозрастных интрузивных породах региона, без которых решение поставленной задачи невозможно.

Настоящая работа посвящена полученным авторами результатам *количественных определений концентраций золота* в породах магматических комплексов центрального и юго-западного районов Восточного Забайкалья (Даурская, Агинская и Аргунская структурно-формационные зоны).

Выполнение настоящей работы стало возможным благодаря совмещению в этих исследованиях ряда независимых методических условий.

1. В химико-аналитической лаборатории Института геохимии СО РАН (г. Иркутск) разработан сравнительно экспрессный количественный экстракционно-атомно-абсорбционный метод определения кларковых концентраций золота в горных породах с предварительным химическим обогащением [Меньшиков и др., 2005].

2. Авторы располагают представительным *банком геохимических проб магматических образований значительной территории Восточного Забайкалья*, сформированного в процессе геохимических исследований Института геохимии СО РАН в Забайкалье начиная с 1960 г. и включающего более тысячи единичных проб первоначального веса ~0.5—1.0 кг. К настоящему времени для большей части проб имеются их петрохимические и редкоэлементные (на содержание 10—30 редких элементов) характеристики [Козлов, Сवादковская, 1977; Козлов, 1985, 2005; Козлов и др., 2003].

3. Аналитические определения золота в изученных магматических образованиях осуществлены на основе *сборных проб*, объединяющих обычно не более одного-двух десятков единичных проб, принадлежащих одной фазовой или фациальной разновидности конкретного массива или участка. Первоначальный вес единичных геохимических проб составлял 0.5—1.0 кг. Пробы дробились на щековой дробилке, сокращались по известным правилам до 50—100 г и истирались в виброистирателях. Сборная проба составлялась из равных навесок истертых единичных проб с учетом минимальной аналитической навески в 2.5 г пробы для определения концентрации золота. Объединенную пробу с целью ее гомогенизации истирали вручную в агатовой ступке. Основанием для объединения проб являлись полевые дневники опробования, объединение проб контролировалось петрографическим изучением образцов в сочетании с результатами анализа объединяемых проб на содержания в них щелочных металлов (Na, K, Li, Rb, Cs). Метод объединенных проб был успешно апробирован авторами еще в 90-е годы прошлого столетия во время договорных работ по линии Совгео в Западной Монголии и неоднократно позднее [Козлов, 2005]. Всего при выполнении настоящей работы было проанализировано экстракционно-атомно-абсорбционным методом на содержание золота более 120 сборных проб, объединяющих более 900 единичных проб, и методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP-MS Element-2 на содержания большинства элементов-примесей, включая редкоземельные (РЗЭ), более 85 сборных проб.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Изученные магматические образования подразделяются на ряд разновозрастных комплексов [Козлов, Сवादковская, 1977; Геологическая карта..., 1997; Геологическое строение..., 1997]. В западной части площади исследований, относящейся к Даурской зоне (I на рис. 1), по распространенности преобладают производные кыринского триас-среднеюрского гранит-гранодиоритового комплекса (с блоками более древних пород даурского пермотриасового комплекса), интрузирующие песчано-сланцевые терригенные образования карбона и триаса. Принадлежность к даурскому комплексу блока, расположенного к северу от пос. Кыра (см. рис. 1, уч. 5), исследованиями последних лет не подтвердилась — гранитоиды блоков 5

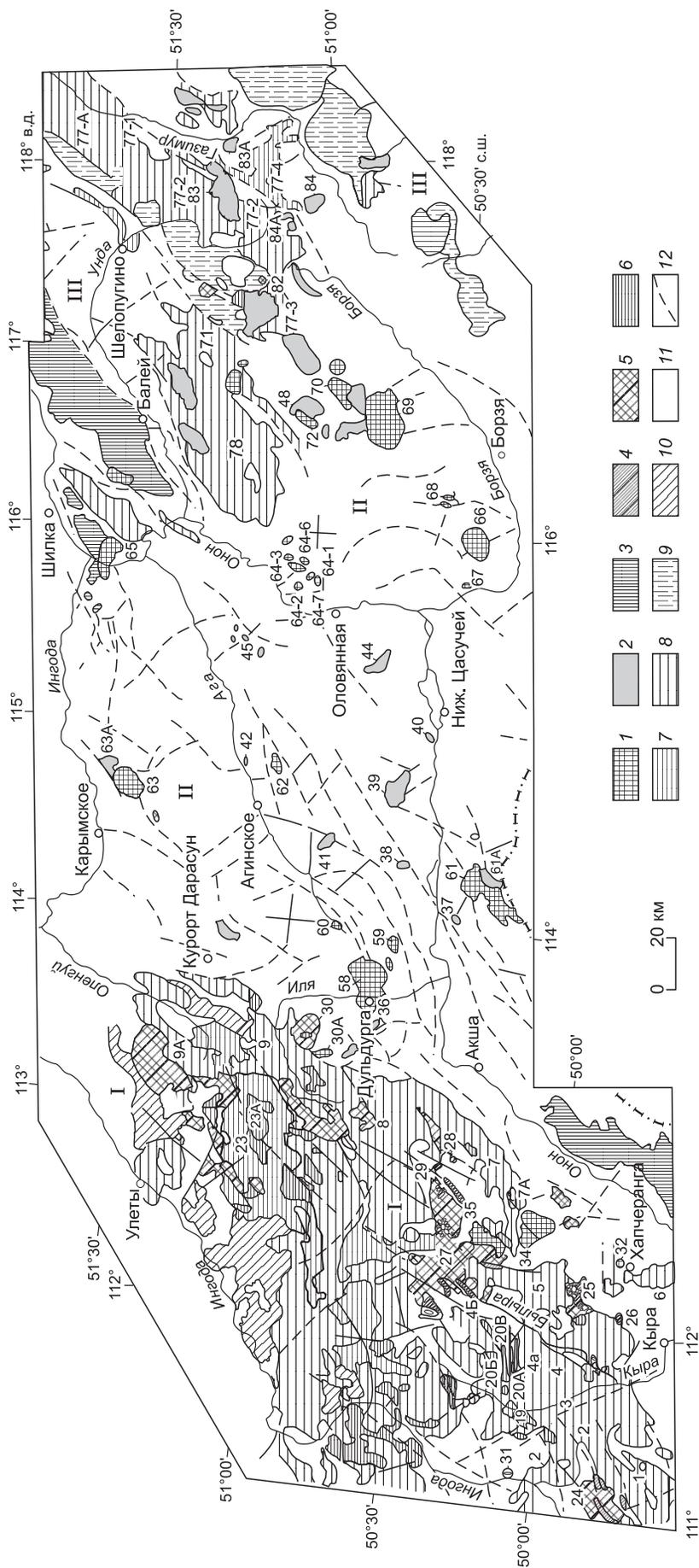


Рис. 1. Схема расположения массивов гранитоидных формаций в центрального и юго-западного районов Восточного Забайкалья.

I — комплексы харальтинский (Даурская зона) и кукульбейский (Агинская и Аргунская зоны); граниты и лейкограниты; 2 — шахтаминский комплекс (Агинская и Аргунская зоны); монтогабро, габродиориты, диориты, монцититы, сиениты, гранодиориты; 3 — борщовочный комплекс (Агинская и Аргунская зоны); граниты биотитовые и лейкокраповые; 4, 5 — сохондинский комплекс (Даурская зона); 4 — граниты биотитовые ЗФ, 5 — дациты, гранодиорит-порфиры ГФ; 6–8 — кыринский и асакан-шумиловский комплексы (Даурская зона), ундинский комплекс (Аргунская зона); 6 — лейкограниты ФДИ, 7 — граниты биотитовые ФДИ кыринского и асакан-шумиловского комплексов, 8 — граниты и гранодиориты ГФ кыринского и ундинского комплексов; 9 — паган-олуевский (РЗ—МЗ) комплекс (Аргунская зона); гнейсограниты; 10 — гранитоиды палеозойские; 11 — терригенные породы; 12 — на западе Агинской зоны (II), PR₂, D, C, P — на востоке этой зоны; 12 — главные разрывные нарушения.

Римскими цифрами обозначены структурно-формационные зоны. I — Даурская, II — Агинская, III — Аргунская. Арабскими цифрами пронумерованы отдельные массивы и участки крупных массивов. Номера массивов и участков на схеме соответствуют их номерам в табл. 2.

и 4 оказались разновозрастными (триасовыми) [Будников и др., 2000; Коваленко и др., 2003]. Поэтому на схеме рис. 1 изученные гранитоиды батолитовых массивов Даурской зоны отнесены к главной фазе (ГФ) кыринского комплекса. Нижнесреднеюрские биотитовые граниты и лейкограниты, представленные в Даурской зоне многочисленными средними и мелкими по размерам массивами, рассматриваются как фаза дополнительных интрузий кыринского комплекса (ФДИ, массивы 19, 20А, 20В, 7А и др.), а часть из них — как асакан-шумиловский комплекс (J_{1-3} , массивы 23 и 23А). Гранитоиды кыринского комплекса прорываются субвулканическими и трещинными интрузиями сохондинского раннесреднеюрского и харалгинского среднепозднеюрского комплексов (см. рис. 1).

В пределах площадей, сложенных гранитоидами кыринского комплекса, известно несколько районов с золотоносными россыпями и проявлениями Mo-W-Sn минерализации. В районе Былыринского горячего ключа (уч. 4) отработанные касситеритовые россыпи приурочены к участкам развития в гранитах пегматитоидных шпиров с ортитом и редким касситеритом и с повышенными концентрациям Sn в гранитах главной фазы [Козлов, Сवादковская, 1977]. Установлена также слабая геохимическая специализация на W и Sn гранитов заключительной фазы (ЗФ) сохондинского комплекса, отражающаяся в локальном развитии шеелитовой с касситеритом минерализации (массив 24). Напротив, четкая редкометаллическая специализация характерна для интрузий лейкогранитов харалгинского комплекса, которая подтверждается развитием существенно касситеритового оруденения (Ингодинское и Хапчерангинское месторождения, массивы 31, 32).

С образованиями сохондинского комплекса в бассейне р. Иля пространственно ассоциируют участки развития золото-молибденовой минерализации [Шубин, 1984; Левченко, Сизых, 2008]. Но наиболее известна в Даурской зоне группа Любавинских коренных золоторудных месторождений, расположенная на юго-востоке зоны северо-восточнее от пос. Кыра и приуроченная к штокам гранодиоритов и серии субвулканических дайковых тел гранит-порфиров и фельзит-порфиров [Шубин, 1984; Козлов и др., 2008]. По составу штоки могут параллелизоваться с гранитоидами кыринского комплекса (Хамаро-Тыринский массив, № 6), а прорывающие их серии дайковых тел гранит-порфиров и фельзитов существенно натриево-специфичны среди образований кыринского, сохондинского и харалгинского комплексов петролого-геохимических аналогов не имеют.

Центральная часть исследованной территории относится к Агинской зоне (см. рис. 1, II), характеризующейся доминирующим распространением терригенных пород, мезозойских (Т) на западе и протерозойско-палеозойских на востоке, прорванных небольшими по размерам интрузиями среднепозднеюрского возраста, развитыми как в Агинской, так и в соседней восточной Аргунской зонах, и подразделяемыми на относительно более ранний шахтаминский и поздний кукульбейский комплексы. В восточной половине Агинской зоны уронайская группа массивов (№ 45) шахтаминского комплекса сопровождается развитием золото-шеелитовой минерализации.

В восточной части исследованной территории (Аргунская зона, III на рис. 1), так же, как и в западной, доминируют гранитоиды батолитовых массивов, представляющих в регионе позднепалеозойский ундинский комплекс диорит-гранодиорит-гранитного состава (массивы 77-1,2,3,4, 77А, 78) [Козлов и др., 2003]. Наряду с ундинскими гранитоидами, здесь широко развиты также более древние гнейсогранитные образования цаган-олуевского комплекса (см. рис. 1), разнообразные породы шахтаминского и кукульбейского комплексов мезозойского возраста.

В шахтаминский комплекс повышенной щелочности объединены [Козлов, 1985] интрузии пестрого габбро-диорит-гранодиоритового состава с резко подчиненными поздними гранитами, гранитоиды позднешахтаминского комплекса и монзонитоиды акатуевского комплекса. В формировании последнего активную роль играл мантийный шошонит-латитовый магматизм, представленный в Аргунской зоне широко распространенными вулканогенными и субвулканическими щелочно-базальтоидными образованиями [Геохимия..., 1984]. Во внутренней области Аргунской зоны пространственно ассоциируют многочисленные массивы шахтаминского комплекса, вулканы и субвулканические тела шошонит-латитового состава, кварц-молибденитовое и полиметаллическое оруденение, отработанные в прошлом золотоносные россыпи (Акатуй-Бугдая-Шахтаминский район, массивы 83, 84 и 84А [Таусон и др., 1968]), золото-полиметаллические и золоторудные месторождения Широкинского рудного района, в восточной части Аргунской зоны — самое крупное в Забайкалье Балейское золоторудное месторождение.

Кукульбейский комплекс, в отличие от шахтаминского, представлен почти исключительно интрузиями гранит-лейкогранитного состава, геохимическим изучением которых доказана их стойкая редкометаллическая специализация [Козлов, Сवादковская, 1977; Козлов, 1985, 2005]. Литофильная Sn-W-Be, Ta-Nb, Li пневматолито-гидротермальная металлогения комплекса выражается в развитии соответствующего оруденения: W (массивы 61, 62, 70, 71), W-Sn (интрузии 59, 64, 68), Ta-Nb и Li (интрузии 61, 62, 64 и др.), нередко с сопутствующей берилловой минерализацией (интрузии 62, 68).

Средний химический состав пород перечисленных комплексов приведен в табл. 1. Все они относятся к известково-щелочной серии с отчетливо проявленной калиевой спецификой. По распространен-

Таблица 1. Средние химические составы (мас.%) магматических комплексов центрального и юго-западного районов Восточного Забайкалья

Компонент	Ундинский	Кыринский		Асакан-шумиловский	Сохондинский		Харалгинский	Шахтаминский, среднее		Кукульбейский
	ГФ	ГФ	ФДИ	Среднее	ГФ	ЗФ	Среднее	Агинская зона	Аргунская зона	Среднее
SiO ₂	66.09	68.00	74.37	74.76	66.63	70.88	74.02	62.38	68.04	73.02
TiO ₂	0.61	0.48	0.14	0.08	0.54	0.28	0.11	0.76	0.47	0.23
Al ₂ O ₃	15.92	14.97	13.08	12.90	15.48	14.46	13.02	15.82	14.47	14.17
Fe ₂ O ₃	1.30	0.56	0.37	0.21	0.47	0.52	0.41	0.96	3.05*	0.48
FeO	2.80	2.94	1.32	1.76	3.36	2.10	1.65	3.75	—	1.65
MnO	0.08	0.06	0.03	0.03	0.08	0.06	0.03	0.09	0.04	0.03
MgO	1.83	1.04	0.05	0.24	1.22	0.47	0.03	3.05	2.18	0.36
CaO	3.54	2.52	0.78	0.66	2.92	1.49	0.61	3.85	2.47	0.95
Na ₂ O	3.58	3.91	3.72	4.03	3.80	3.88	3.81	3.92	4.31	3.59
K ₂ O	3.56	4.04	5.06	5.04	3.84	4.66	4.93	3.70	4.16	4.65
P ₂ O ₅	0.12	0.05	0.02	0.03	0.10	0.05	-0.03	0.24	0.13	0.06
П.п.п.	0.90	0.50	0.33	0.40	0.89	0.66	0.77	0.86	0.63	0.69
Σ	100.3	99.07	99.27	100.14	99.33	99.51	99.39	99.38	99.95	99.88
Число проб	59	60	49	19	36	40	81	53	39	122

Примечание. ГФ — гранитоиды главной интрузивной фазы (наиболее распространенные), ФДИ — граниты фазы дополнительных интрузий, ЗФ — граниты заключительной фазы.

* Все Fe в форме Fe₂O₃.

ности (см. рис. 1) доминируют гранит-гранодиоритовые разновидности кыринского (Даурская зона) и ундинского (Аргунская зона) батолитовых комплексов. Сохондинский и шахтаминский комплексы представляют габбро-диорит-гранодиоритовую серию повышенной щелочности, харалгинский и кукульбейский — гранит-лейкогранитную редкометаллическую также повышенной щелочности. Кроме того, отчетливо проявлено различие по уровню щелочности интрузий шахтаминского комплекса — в Агинской зоне преобладают массивы диорит-гранодиоритового состава, в восточной Аргунской — граносиенитового.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА В МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ РЕГИОНА

Результаты определений содержания золота в магматических породах региона сведены в табл. 2. В распределении Au устанавливается ряд закономерностей. Самыми высокими его концентрациями характеризуются наиболее распространенные в регионе гранодиориты и граниты главной фазы батолитовых интрузий — кыринского комплекса (массивы и участки 1, 2, 4, 4А, 6, 7, 8, 9, см. рис. 1) в западной части исследованной площади и ундинского (массивы и участки 77-1, 77-2, 77-3, 77-4, 77А) — в ее восточной части. Вычисленные средние концентрации в гранитоидах главных фаз комплексов практически совпадают, составляя 0.0044—0.0051 г/т, что соответствует кларковому уровню концентраций Au в кислых породах, по А.П. Виноградову [1962], но по уточненным Л.Н. Овчинниковым [1990] кларкам Au в гранитоидах они в среднем в 1.7 раза превышают кларк Au в гранитах, равный 0.0027 г/т. В гранитах и лейкогранитах фазы дополнительных интрузий (ФДИ) кыринского комплекса (массивы 19, 20А, 20Б, 20В, 7А и др. на рис. 1) средние концентрации Au равны 0.0035 г/т, что на 1.3 меньше, чем в гранитоидах главной фазы (ГФ), т.е. в процессе магматической дифференциации происходит снижение концентраций элемента. Поздние гранит-лейкогранитные дифференциаты ФДИ и заключительной фазы (ЗФ) в ундинском комплексе распространены незначительно, и данные по ним не представительны.

Породы всех остальных комплексов региона характеризуются существенно более низкими концентрациями золота. В дацитах, гранодиорит-пофирах и гранит-порфирах главной и заключительной фаз сохондинского комплекса Даурской зоны средние концентрации Au составляют только 0.0018 г/т, а в редкометаллических лейкогранитах харалгинского комплекса снижаются до 0.0014 г/т.

В соседней Агинской зоне в интрузиях шахтаминского комплекса, средний состав которых соответствует диоритам-гранодиоритам (массивы 36, 37, 38, 39, 40, 41, 44, 48, 63А), средние концентрации Au составляют всего 0.0014 г/т, аналогично лейкогранитам редкометаллического харалгинского комплекса

Таблица 2. **Распределение золота в породах массивов и участков магматических комплексов центрального и юго-западного районов Восточного Забайкалья**

Номер массива, участка	Номер сборной пробы	Количество проб	Порода	Интрузивная фаза, фация*	Содержание Au, г/т
1	2	3	4	5	6
Даурская зона I					
<i>Кыринский комплекс, T—J₂</i>					
1	ХСБ-35	18	Гранодиориты и граниты роговообманково-биотитовые порфиroidные к/з	ГФ	0.0035
2	ХСБ-34	23	То же	ГФ	0.0058
2	ХСБ-33	14	Граниты биотитовые мелкосреднезернистые	ФДИ	0.0026
4	ХСБ-28	16	Гранодиориты и граниты	ГФ	0.0037
20А	ХСБ-27	17	Граниты биотитовые мелкосреднезернистые	ФДИ	0.0009
20Б	ХСБ-29	12	То же	»	0.0006
20В	ХСБ-30	15	Лейкограниты мелкосреднезернистые	»	0.0022
4А	ХСБ-94	13	Гранодиориты и граниты	ГФ	0.0087
4Б	ХСБ-95	13	То же	»	0.0048
6а	ХСБ-90	8	Диориты среднезернистые эндоконтактные	ГФ*	0.0280
6б	ХСБ-91	7	Гранодиориты среднезернистые	ГФ	0.0061
7	ХСБ-93	10	Гранодиориты роговообманково-биотитовые	»	0.0110
7А	ХСБ-36	7	Лейкограниты среднезернистые	ФДИ	0.0071
8	ХСБ-99	14	Гранодиориты роговообманково-биотитовые	ГФ	0.0044
8	ХСБ-31	8	Граниты биотитовые мелкосреднезернистые	ФДИ	0.0026
9	ХСБ-97	12	Гранодиориты роговообманково-биотитовые	ГФ	0.0034
9	ХСБ-98	12	Граниты биотитовые мелкосреднезернистые	ФДИ	0.0088
<i>Кыринский комплекс: гранитоиды ГФ, среднее по 8 участкам (без ХСБ-90 и 93), n = 116.</i> Граниты ФДИ, среднее по 7 массивам и участкам, n = 85. Средневзвешенное по комплексу (n = 201)					0.0051 0.0035 0.0045
<i>Асакан-шумиловский комплекс (?), Оленгуйский массив, J₁—J₃</i>					
23	ХСБ-37	30	Граниты биотитовые крупнозернистые	ГФ	0.0030
23 – 1	ХСБ-38	8	Граниты мелкосреднезернистые	ФДИ	0.0022
23 – 2	ХСБ-39	8	Лейкограниты аплитовидные	ЗФ	0.0027
<i>Оленгуйский массив: средневзвешенное, n = 46</i>					0.0028
<i>Сохондинский комплекс, J₁—J₂</i>					
24	ХСБ-20	11	Гранодиорит-порфиры	ГФ*	0.0011
24	ХСБ-21	11	Дациты	»	0.0014
24	ХСБ-22	8	Гранит-порфиры	ЗФ	0.0014
25	ХСБ-17	6	Гранодиориты	ГФ	0.0037
25	ХСБ-16	15	Граниты биотитовые среднезернистые	ЗФ	0.0020
26	ХСБ-19	5	Риолиты	»	0.0015
27	ХСБ-23	4	Гранодиорит-порфиры	ГФ	0.0024
29	ХСБ-18	6	Гранит-порфиры	ЗФ	0.0022
30	ХСБ-26	9	Порфиры	ГФ	0.0009
30	ХСБ-25	3	Гранит-порфиры (эндоконтактные)	ЗФ*	0.0013
30	ХСБ-24	11	Граниты биотитовые среднезернистые	»	0.0016
<i>Сохондинский комплекс: гранитоиды ГФ, среднее по 4 массивам, n = 41.</i> Граниты ЗФ, среднее по 5 массивам, n = 48. Среднее по комплексу					0.0019 0.0017 0.0018
<i>Харалгинский комплекс, J₂—J₃</i>					
31	ХСБ-9	8	Гранит-порфиры (эндоконтактные)	ГФ*	0.0014
31	ХСБ-4	10	Лейкограниты порфиroidные	»	0.0009
31	ХСБ-8	6	Фельзит-порфиры	ЗФ*	0.0010
31	ХСБ-6	6	Кварцевые микрогранит-порфиры	»	0.0013
31	ХСБ-7	8	Микрогранит-порфиры полевошпатовые	»	0.0010
32	ХСБ-15	6	Гранит-порфиры	ГФ*	0.0016
32	ХСБ-13	11	Лейкограниты порфиroidные	»	0.0028
32	ХСБ-14	2	Лейкограниты крупнозернистые	»	0.0022
34	ХСБ-3	6	Гранит-порфиры	»	0.0012
34	ХСБ-1	12	Лейкограниты порфиroidные	»	0.0012

Номер массива, участка	Номер сборной пробы	Количество проб	Порода	Интрузивная фаза, фация*	Содержание Au, г/т
1	2	3	4	5	6
34	ХСБ-2	12	Лейкограниты крупнозернистые	»	0.0007
35	ХСБ-12	4	Гранит-порфиры	»	0.0017
35	ХСБ-10	9	Лейкограниты порфировидные	»	0.0013
35	ХСБ-11	8	Лейкограниты среднезернистые	»	0.0015
<i>Харалгинский комплекс: среднее по комплексу, n = 108</i>					0.0014
Агинская зона II					
<i>Шахтаминский комплекс, J₂—J₃</i>					
36	ХСБ-96	11	Габбродиориты	ГФ	0.0010
37	ХСБ-78	4	То же	»	0.0016
38	ХСБ-50	6	Гранодиориты	»	0.0010
39	ХСБ-49	11	Диориты, кварцевые диориты	»	0.0013
40	ХСБ-48	6	Гранодиориты	»	0.0007
41	ХСБ-47	5	Габбродиориты, диориты	»	0.0023
42	ХСБ-76	5	То же	»	0.0028
44	ХСБ-111	3	Диориты	»	0.0014
48	ХСБ-66	11	То же	»	0.0011
48 – 1	ХСБ-65	4	Гранодиориты	»	0.0013
61А	ХСБ-44	11	То же	»	0.0008
63А	ХСБ-70	3	То же	»	0.0108
45		5	Диориты и диорит-порфиры	»	0.0095
<i>Шахтаминский комплекс: среднее по комплексу, без массива 63А (пр. ХСБ-70) и массива 45, n = 77</i>					0.0014
<i>Кукульбейский комплекс, J₂—J₃</i>					
58	ХСБ-81	11	Граниты двуслюдяные порфировидные к/з	ГФ	0.0018
58	ХСБ-82	8	То же	ГФ*	0.0011
58	ХСБ-83	4	Граниты мусковитовые крупнозернистые	»	0.0007
58	ХСБ-84	3	Граниты двуслюдяные с/з порфировидные	ФДИ	0.0011
59	ХСБ-85	10	То же	»	0.0009
59	ХСБ-86	6	Граниты мусковитовые мелкозернистые	ФДИ*	0.0006
59	ХСБ-87	5	То же, крупнозернистые	»	0.0007
61	ХСБ-43	9	Граниты двуслюдяные порфировидные к/з	ГФ	0.0184
61	ХСБ-41	5	То же	ГФ*	0.0006
61	ХСБ-40	4	Граниты мусковитовые крупнозернистые	»	0.0006
61	ХСБ-42	11	То же, пегматитоносные с/з	ФДИ	0.0006
62	ХСБ-158	3	Граниты биотитовые порфировидные с/з	ГФ	0.0041
62	ХСБ-46	11	То же, с мусковитом	»	0.0065
62	ХСБ-151	9	То же	»	0.0017
62 – 1	ХСБ-157	4	Граниты мусковитовые грейзенизированные	ЗФ?	0.0250
62 – 2	ХСБ-108	6	То же, с турмалином мелкозернистые (дайки)	?	0.0026
63	ХСБ-69	18	Граниты биотитовые порфировидные с/з	ГФ	0.0042
64 – 1	ХСБ-51	4	Монцодиориты биотитовые м/з, редкометалльные	РФ	0.0038
64 – 2	ХСБ-56	6	Граниты биотитовые порфировидные м/з	ГФ	0.0019
64 – 3а	ХСБ-58	14	То же, внешняя зона массива	ГФ*	0.0014
64 – 3б	ХСБ-57	7	То же, внутреннее ядро, редкометалльные	»	0.0046
64 – 4	ХСБ-52	8	Граниты биотитовые м/з, редкометалльные	ГФ	0.0034
64 – 5	ХСБ-55	5	Граниты двуслюдяные, редкометалльные	ГФ*	0.0010
64 – 6	ХСБ-53	6	Граниты мусковитовые пегматитоносные с/з	ЗФ	0.0048
64 – 7	ХСБ-54	6	То же	»	0.0019
65	ХСБ-75	12	Граниты биотитовые порфировидные с/з	ГФ	0.0019
65 - 1	ХСБ-74	11	Граниты мусковитовые с турмалином м/з (дайки)	ЗФ	0.0040
65 – 2а	ХСБ-71	4	Граниты мусковитовые м/з с низким содержанием F	ЗФ*	0.0012
65 – 2б	ХСБ-72	5	То же, с высоким содержанием F	»	0.0031
70	ХСБ-61	6	Граниты биотитовые порфировидные к/з	ГФ	0.0022
70	ХСБ-62	4	То же, среднезернистые	ЗФ	0.0030

1	2	3	4	5	6
70	ХСБ-63	4	То же, мелкозернистые	ЗФ*	0.0017
70	ХСБ-60	3	Граниты двуслюдяные мелкозернистые	»	0.0026
70	ХСБ-64	4	Граниты мусковитовые среднезернистые	»	0.0026
71	ХСБ-59	12	Граниты биотитовые порфиroidные с/з	ГФ	0.0021
72	ХСБ-67	7	То же, к/з с низким содержанием F	»	0.0013
72 – 1	ХСБ-68	4	Граниты амазонитовые мелкозернистые	ЗФ	0.0009
<i>Кукульбейский комплекс</i> : граниты ГФ, среднее по 8 интрузиям (без 61 - ХСБ-43, 62-1 - ХСБ- 157), $n = 124$					0.0028
Граниты двуслюдяные, ГФ-ФДИ, $n = 34$;					0.0012
граниты мусковитовые куполов, $n = 19$;					0.0010
граниты мусковитовые пегматитоносные, ФДИ-ЗФ, $n = 32$;					0.0023
граниты мусковитовые даек, $n = 17$					0.0033
Аргунская зона III					
<i>Ундинский комплекс, PZ₃</i>					
77-1	ХСБ-140	5	Диориты амфибол-биотитовые к/з	ГФ ₁	0.0041
77-2	ХСБ-121	13	Гранодиориты роговообманково-биотитовые	ГФ ₂	0.0044
77-2	ХСБ-130	10	порфиroidные крупносреднезернистые (верх-	»	0.0037
77-2	КМ-40	1	неундинские)	»	0.0020
77-4	ХСБ-136	7	Гранодиориты среднезернистые	ГФ ₄	0.0031
77-3	ХСБ-153	8	Граниты грубозернистые порфиroidные	ГФ ₃	0.0027
77А	ХСБ-132	5	Гранодиориты биотитовые среднезернистые	ГФ ₁	0.0037
77А	ХСБ-133	9	Граниты биотитовые среднезернистые	ГФ ₂	0.0085
77	ХСБ-122	4	То же, среднезернистые	ФДИ	0.0017
77	ХСБ-131	7	То же	»	0.0088
77	ХСБ-135	3	Граниты биотитовые крупнозернистые	ЗФ	0.0180
77	ХСБ-123	7	Лейкограниты среднезернистые	»	0.0013
<i>Ундинский комплекс</i> : гранитоиды ГФ, средневзвешенное по площадям, $n = 61$ (площади гранитов ФДИ и ЗФ несоизмеримо малы по сравнению с гранитоидами ГФ)					0.0044
<i>Шахтаминский комплекс</i> (включая позднешахтаминский и акатуевский комплексы), J ₂ —J ₃ , Верхнеундинский и Бугдаинский районы					
82А	ХСБ-118	6	Монцогаббро	РФ?	0.0190
82А	ХСБ-117	4	Гранодиориты	ГФ?	0.0013
82А	ХСБ-116	8	Граниты	ЗФ?	0.0013
83А	ХСБ-119	3	Граносиениты	ГФ	0.0024
83Б	ХСБ-129	7	Диориты	»	0.0009
84А-1	ХСБ-127	7	Сиениты	»	0.0009
84А-2	ХСБ-114	5	Кварцевые порфиры	ЗФ*	0.0012
84А-2	ХСБ-112	8	Гранит-порфиры	»	0.0012
84А-2	ХСБ-113	4	Лейкограниты мелкозернистые	»	0.0034
84А-3	ХСБ-115	5	Гранит-порфиры	»	0.0021
84А-4	ХСБ-128	3	Трахилитариты	»	0.0017
<i>Шахтаминский комплекс</i> : гранитоиды ГФ, средневзвешенное, $n = 21$;					0.0012
гранитоиды ЗФ, $n = 25$;					0.0018
среднее по комплексу в Верхнеундинском районе, $n = 46$					0.0015

Примечание. Номера массивов в гр. 1 таблицы соответствуют их номерам на рис. 1; повтор номера означает вероятную принадлежность массива или участка к интрузивной системе одного магматического очага; прописными буквами возле номеров обозначены крупные или локальные части отдельных массивов; дополнительными цифрами через тире обозначены отдельные мелкие массивы одной интрузивной системы, строчными буквами – фациальные разновидности гранитоидов в пределах одного массива. В гр. 2 приводятся номера сборных проб, проанализированных на содержание в них золота; в гр. 3 указано число единичных проб, объединенных в сборную пробу; в гр. 4 к/з — крупнозернистые, с/з — среднезернистые, м/з — мелкозернистые; в гр. 5 приведено подразделение изученных гранитоидов на интрузивные фазы, по [Козлов, 1985]: РФ — ранняя интрузивная фаза, ГФ — главная фаза, ФДИ — фаза дополнительных интрузий, ЗФ — заключительная интрузивная фаза; звездочками обозначены предполагаемые субфазовые или фациальные разновидности гранитоидов одной интрузивной фазы; главные фазы представляют наиболее распространенные разновидности гранитоидов интрузивных систем; в случае наличия нескольких устойчивых разновидностей гранитоидов главной фазы, распространенных на значительных площадях, им присвоены индексы ГФ₁, ГФ₂ и т.д. (ундинский комплекс Аргунской зоны, см. рис. 1).

При расчете средних концентраций (в гр. 6 выделены жирным шрифтом) единичные ураганные пробы с концентрациями Au выше 0.01 г/т исключались (см. текст статьи).

Даурской зоны, а повышенные концентрации зафиксированы только в отдельных разновидностях монцодиоритов уронайской группы массивов (см. рис. 1, № 45).

Более сложным распределением Au характеризуются дифференциаты интрузий кукульбейского комплекса Агинской зоны (массивы 58, 59, 61, 62, 63, 64, 65, 70, 71, 72). Средние концентрации Au в биотитовых, обычно с мусковитом, гранитах главной фазы комплекса составляют 0.0028 г/т. Они отчетливо и закономерно снижаются в двуслюдяных и мусковитовых гранитах куполов главной фазы до 0.0010—0.0012 г/т, тогда как в жильных и пластовых телах мусковитовых пегматитоносных гранитов концентрации элемента составляют в среднем 0.0023 г/т, а в мусковитовых гранитах экзоконтактовых даек комплекса среднее содержание золота повышается до 0.0033 г/т. Из всех проб гранитоидов комплекса повышенные концентрации золота 0.0250 г/т зафиксированы только в одной пр. ХСБ-157 мусковитовых грейзенизированных гранитов в пределах Спокойнинского купола вольфрамового с бериллом месторождения (массив 62), и это резкое повышение связано с изменением породы под воздействием процесса пневматолито-гидротермального рудообразования.

Необходимо специально отметить, что статистика (см. табл. 2), вследствие резкого различия площадей изученных объектов и преобладания мелких массивов (см. рис. 1), неадекватно отражает средний уровень концентраций Au в магматических породах региона. Поэтому в последней графе приведены результаты расчета средневзвешенной величины концентрации золота в гранитоидах по площадям участков и массивов региона, которая отражает доминирующее распространение в регионе гранитоидов батолитовых комплексов и составляет 0.0043 г/т.

Важным результатом установленных особенностей распределения золота в магматических образованиях региона является вывод *об отсутствии какой-либо связи уровней концентраций золота в гранитоидах с вмещающими их разновозрастными терригенными или интрузивными породами*. Этот вывод иллюстрируется рядом конкретных примеров. В Даурской зоне гранитоиды главной фазы батолитовых интрузий расположены среди вмещающих терригенных пород карбона во внутренней области и триаса на периферии зоны. Содержания Au в гранитоидах главной фазы кыринского комплекса участка 2 вблизи крупного поля песчано-сланцевых пород карбона составляют 0.0058 г/т, тогда как в лейкогранитах Ингодинского массива (№ 31) харалгинского комплекса, для которого вмещающими являются те же породы карбона (см. рис. 1), концентрации Au снижаются до 0.0009—0.0014 г/т. В гранитоидах Хапчерангинского района, прорывающих песчано-сланцевые породы триаса, содержания Au составляют соответственно в кыринских гранодиоритах главной фазы (массив 6) 0.0061 г/т, а в лейкогранитах главной фазы Хапчерангинского массива (№ 32) харалгинского комплекса 0.0028 г/т. В Агинской зоне в гранитах и лейкогранитах главной фазы кукульбейского комплекса, интрузирующих отложения триаса, концентрации Au 0.0018—0.0041 г/т, в интрузирующих протерозойские метаморфогенно-осадочные породы — 0.0019—0.0046 г/т, терригенные породы карбона и перми на востоке зоны — 0.0021—0.0022 г/т. В гранодиоритах главной фазы ундинского комплекса (Аргунская зона) концентрации Au составляют 0.0037—0.0044 г/т, а в прорывающих их гранодиоритах и граносиенитах шахтаминского комплекса — 0.0009—0.0024 г/т (см. табл. 2).

Выявленные особенности свидетельствуют о том, что различия в концентрациях золота в разновозрастных гранитоидных комплексах имеют эндогенную глубинную (мантийно-коровую или мантийную) природу.

Установленное четкое снижение концентраций золота в лейкогранитах (см. табл. 2), образование которых связано с процессами магматической дифференциации гранитоидных интрузий, подтверждает известное положение об изначальном *генетическом* антагонизме между золотым оруденением гидротермальной природы и редкометалльным пневматолито-гидротермальным оруденением, связанным с поздними лейкогранитными дифференциатами интрузий. В Забайкалье это давно зафиксировано в отчетливой связи редкометалльного оруденения с редкометалльными по геохимической характеристике интрузиями преимущественно лейкогранитного состава (харалгинский и кукульбейский комплексы), а золотого оруденения — с шощонит-латитовыми и высококалийевыми известково-щелочными интрузиями диорит-гранодиоритового состава, приуроченными, как правило, к зонам глубинных разломов, которые служили проводниками глубинных гидротерм [Спиридонов, Зорина, 2006; Спиридонов и др., 2006]. Наличие таких зон в областях развития батолитового гранитоидного магматизма с повышенным кларком золота являлось, очевидно, дополнительным благоприятным фактором формирования золоторудных месторождений.

Среди изученных сборных проб имеется немногочисленная группа, выделяющаяся повышенными, более 0.01 г/т, концентрациями золота (см. табл. 2). Такие пробы при расчете средних концентраций не учитывались (кыринский комплекс — пробы ХСБ-90 и ХСБ-93, кукульбейский комплекс — пр. ХСБ-43). В каждом конкретном случае их аномальность объясняется локальными особенностями геологической обстановки: пр. ХСБ-90 — близостью Любавинского золоторудного месторождения, пр. ХСБ-93 — подверженностью гранитов участка, как установлено, окварцеванию и турмалинизации, пр. ХСБ-43 — близостью рудного поля Дедовогорского вольфрамового месторождения.

Более однозначны выводы по группе аномальных единичных проб гранитоидов, повышенные концентрации золота в которых определенно связаны с влиянием процессов гидротермального рудообразования. Для большинства таких проб, наряду с золотом, характерно повышение концентраций серебра до 0.6—3.0 г/т. Наиболее показательны данные по монцитоидам уронайской интрузивной группы (№ 45), которая сопровождается развитием золото-висмутовой минерализации [Скурский, 1996; Гайворонский и др., 2003]. В трех пробах монцитиов-диоритов группы концентрации Au достигают 0.011—0.02 г/т, а связь этих аномальных концентраций с рудным процессом подтверждается пробой из окисных железных руд, в которой концентрации Au составили 0.13 г/т. Наряду с золотом, в уронайских монцитиоритах и окисных рудах резко повышены концентрации Ag, Mo, Cu, а также As, Sb и Hg, т.е. связь аномальных концентраций с рудным гидротермальным процессом очевидна. Аналогичным образом устанавливается вероятная гидротермальная природа повышенных концентраций золота в части проб гранитоидов позднешахтаминского комплекса в Бугдая-Шахтаминском районе. В диоритах Дзалайского молибденового рудопроявления (пр. ХСБ-118, восточный эндоконтакт массива 82) повышенное содержание Au (0.019 г/т) сочетается с повышенными концентрациями Ag, В, Cu, Mo; в керне Бугдаинского молибденового месторождения (пр. Б-617 — диорит) установлено синхронное концентрирование Au (0.137 г/т), Ag, Mo, а также As и Hg.

Изложенные данные позволяют предполагать, что известные и отработанные в прошлом золотоносные россыпи в пределах площадей развития гранитоидов главной фазы кыринского и ундинского комплексов с повышенными концентрациями Au были связаны с участками их гидротермальной проработки в зонах глубинных разломов. В частности, с такой зоной субширотного простирания в районе Шахтаминского массива одноименного комплекса было установлено широкое развитие молибденовой минерализации [Таусон и др., 1968], и именно в области ее западного продолжения во вмещающих ундинских гранитоидах существовала давно отработанная золотоносная россыпь.

КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ АНАЛИЗ РЕДКОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ИЗУЧЕННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД РЕГИОНА ПО ДАННЫМ ICP-MS

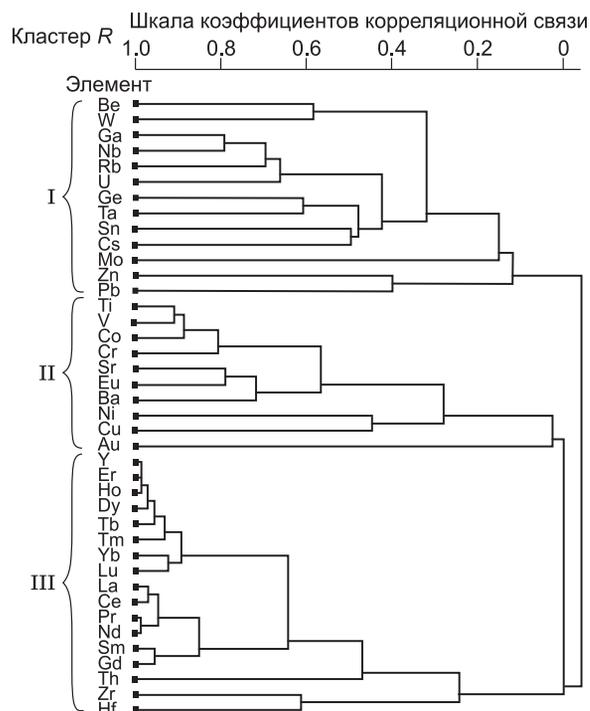
Результаты ICP-MS-анализа изученных магматических пород региона были классифицированы методами кластер-анализа *R*- и *Q*-типа (*R*-анализ — это связь переменных или факторов; *Q*-анализ — связь наблюдений) [Гусев и др., 1974].

Анализ *R*-типа показывает, что все переменные по степени корреляционной связи четко распадаются на три группы (рис. 2).

Первая группа объединяет преимущественно оксифильные литофильные, с преобладанием гранитофильных, редкие элементы (Rb, Ga, Nb, Ge, Ta, Cs, Be, Sn, W, Mo, Nb, Ta, U, Zn, Pb), обогащающие граниты главных фаз и лейкограниты заключительных фаз многочисленных редкометалльных интрузий и характеризующиеся высоким уровнем корреляционных связей (0.6—0.4), подтверждающих потенциальную рудоносность таких интрузий в отношении перечисленных элементов.

Вторая группа представлена сидерофильными окси- и сульфурофильными металлами (Ti, V, Cr, Co, Ni, Sr, Eu, Ba, Cu, Au), которые разделены кластером на подгруппу редкометалльных оксифилов — Sr, Ba и Eu, тесно связанную (коэффициент корреляции 0.6) с сидерофильными оксифилами группы. Со второй группой в целом очень слабо коррелирует Au. Особенности связей в этой группе интерпретируются достаточно просто: высокие концентрации редких сидерофилов, Sr, Ba, а также Eu, типичны для гранитоидов главных фаз повышенной основности (шахтаминский, ундинский и кыринский комплексы), а золото в этой группе концентрируется в гранитоидах главных фаз ундинского и кыринского комплексов (см. табл. 2), но не интрузий шахтаминского комплекса. Многочислен-

Рис. 2. Степень корреляционной связи (анализ *R*-типа) между переменными и группами переменных в породах магматических комплексов центрального и юго-западного районов Восточного Забайкалья.



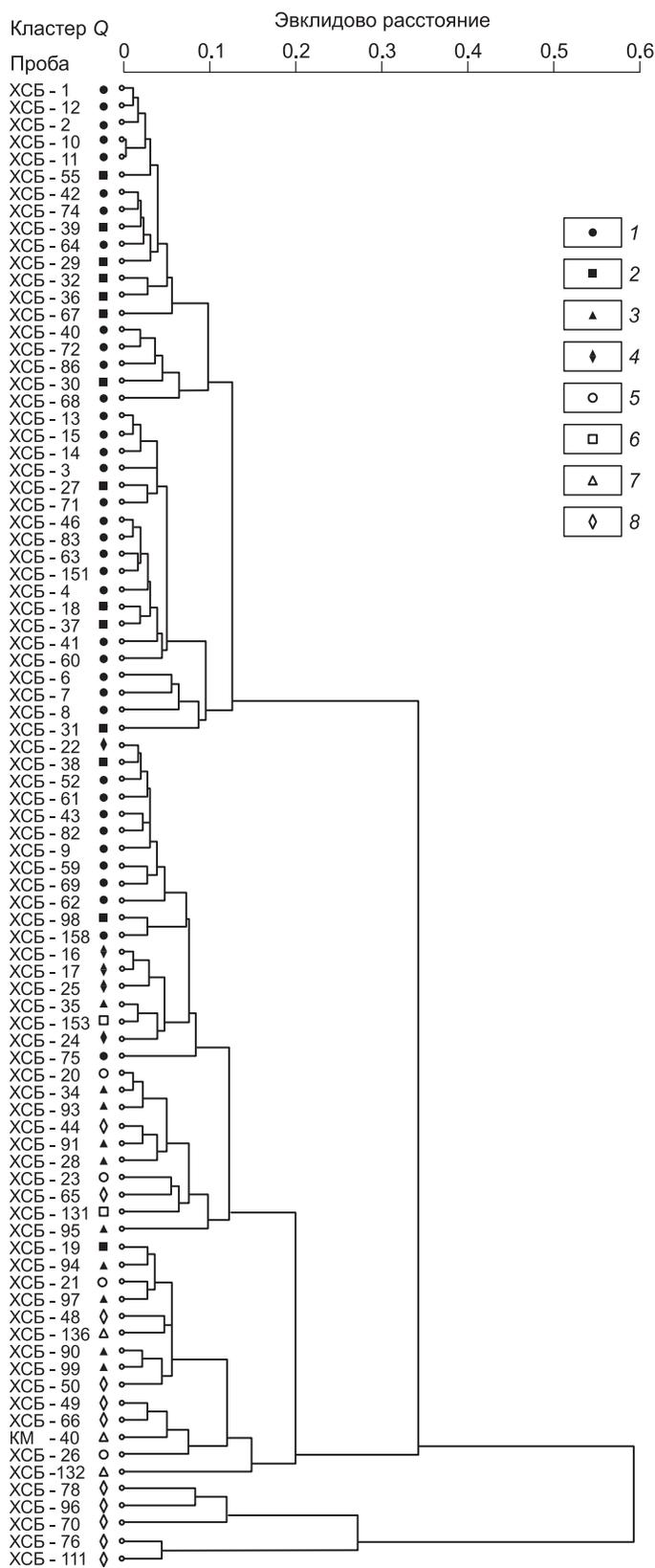


Рис. 3. Иерархическая дендрограмма Q-типа пород магматических комплексов центрального и юго-западного районов Восточного Забайкалья.

1 — харалгинский и кукульбейский комплексы: граниты и лейкограниты редкометалльные; 2 — асакан-шумиловский и кыринский (ФДИ) комплексы: граниты, лейкограниты; 3 — кыринский комплекс (ГФ): граниты и гранодиориты; 4 — сохондинский комплекс (ЗФ): граниты и гранит-порфиры; 5 — сохондинский комплекс (ГФ): дациты и гранодиорит-порфиры; 6 — ундинский комплекс (ФДИ): граниты; 7 — ундинский комплекс (ГФ): гранодиориты; 8 — шахтаминский комплекс: габбродиориты, диориты, гранодиориты.

ность последних среди гранитоидов повышенной основности отразилась в резком снижении корреляционных связей золота с типоморфными сидерофильными элементами группы.

Третья группа объединяет элементы, характерные для пород повышенной щелочности — Y и редкие земли (РЗЭ), а также Th, Zr и Hf. Поэтому в гранитах главных фаз редкометалльных интрузий харалгинского и кукульбейского комплексов, обогащенных K и Na, содержания РЗЭ максимальны и должны коррелироваться с повышенными концентрациями редких гранитофильных элементов первой кластерной группы. Но в лейкогранитных дифференциатах практически всех гранитных интрузий концентрации РЗЭ, как правило, снижаются, а содержания гранитофильных и рудогенных редких элементов, напротив, возрастают [Козлов, 2005], и корреляционные связи приобретают тенденцию появления отрицательных значений, что и подтверждается рис. 2.

Анализ Q-типа (рис. 3) в главных чертах подтвердил правильность формационного расчленения гранитоидов региона. Полученная дендрограмма, несмотря даже на то, что в кластер-анализ не включены петрохимические данные изученных проб, показывает, что большая часть анализов (две трети верхней части дендрограммы) группируется в кластеры независимо от их пространственного положения в пределах площади исследований, объединяющие лейкограниты редкометалльных харалгинского и кукульбейского комплексов, подтверждая их генетическую близость [Тausон и др., 1969]. В группу этих проб попадают также лейкограниты фазы допол-

нительных интрузий (ФДИ) кыринского комплекса и иногда граниты заключительной фазы (ЗФ) сохондинского. Из результатов анализа R-типа (см рис. 2) следует, что главные их геохимические особенности состоят в резко пониженных концентрациях Sr, Ba и Eu во всех лейкогранитах — ГФ, ФДИ и ЗФ харалгинского, кукульбейского, а также кыринского (ФДИ) комплексов, при очень неравномерно повышенных концентрациях редких гранитофильных элементов (см. рис. 2, первая кластерная группа), что в сумме и определило общность лейкогранитов на дендрограмме Q-типа (см. рис. 3).

Нижняя треть дендрограммы (см. рис. 3) представлена кластерами, объединяющими гранитоиды главных фаз повышенной основности, расположенные в порядке ее возрастания, — сохондинский, кыринский, ундинский и завершающий шахтаминский комплексы. Их объединяют наиболее высокие концентрации сидерофильных элементов, Sr, Ba и Eu (отсутствие Eu-минимума в нормированных спектрах РЗЭ). Следует еще раз подчеркнуть, что благодаря батолитовым ундинскому и кыринскому комплексам гранитоиды повышенной основности по площадям распространения преобладают, определяя повышенный кларк золота в регионе.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Проведенными исследованиями впервые установлены средние концентрации золота в ряде магматических комплексов центрального и юго-западного районов Восточного Забайкалья. Показано, что повышенные концентрации Au, составляющие 0.0044—0.0051 г/т (~1.7 гранитных кларка), характерны для доминирующих по распространению в регионе амфибол-биотитовых гранодиоритов и гранитов главных фаз ундинского верхнепалеозойского и кыринского триас-среднеюрского комплексов. Породы раннесреднеюрского сохондинского и средневерхнеюрских харалгинского, шахтаминского и кукульбейского комплексов региона, независимо от их основности (габбродииориты—диориты—гранодиориты—лейкограниты), характеризуются нижекларковыми концентрациями Au, обычно в пределах 0.0014—0.0030 г/т, причем самые низкие содержания свойственны образованиям шахтаминского комплекса.

2. В процессе магматической дифференциации гранитоидных интрузий происходит снижение концентраций золота в поздних лейкогранитных дифференциатах, что подтверждает известное положение об изначальном *генетическом* антагонизме между золотым оруденением гидротермальной природы и редкометалльным пневматолито-гидротермальным оруденением, связанным с поздними лейкогранитными дифференциатами интрузий.

3. Уровни концентраций Au в гранитоидах не зависят от состава вмещающих гранитоиды разновозрастных терригенных пород, что свидетельствует о глубинной, эндогенной, природе выявленных различий в концентрациях Au в гранитоидах региона.

4. Аномально высокие концентрации золота в небольшой части исследованных проб магматических пород связаны, как правило, с известными в регионе участками развития гидротермальной минерализации. Учитывая это обстоятельство и повышенный кларк золота в гранитоидах главных фаз батолитовых интрузий, можно предположить, что последние могли служить одним из источников металла при формировании в регионе золотоносных россыпей, связанных с участками гидротермальной проработки гранитоидов в зонах глубинных разломов.

5. Классификационным кластер-анализом *R*-типа установлено, что переменные исследованных магматических пород по степени корреляционных связей четко распадаются на три группы: оксифильную литофильную (Rb, Ga, Nb, Ge, Ta, Cs, Be, Sn, W, Mo, Nb, Ta, U, Zn, Pb), сидерофильную окси- и сульфурофильную (Ti, V, Cr, Co, Ni, Sr, Eu, Ba, Cu, Au), повышенной щелочности (Y, редкие земли, Th, Zr, Hf). Для золота установлена отчетливая тенденция в корреляции с сидерофильной окси- и сульфурофильной группой металлов. Кластер-анализ *Q*-типа в главных чертах подтвердил правильность формационного расчленения гранитоидов региона.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 05-05-64052.

ЛИТЕРАТУРА

Будников С.В., Козлов В.Д., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П. Новые изотопные (Rb-Sr) данные о возрасте гранитоидов кыринского комплекса (Западное Забайкалье) // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. I Российской конференции по изотопной геохронологии. М., ГЕОС, 2000, с. 185—188.

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия, 1962, № 7, с. 557—571.

Гайворонский Б.А., Сергеев А.Д., Шафиков А.Х., Ершов В.В. Перспективы золотоносности Уронайского рудного узла (Восточное Забайкалье) // Материалы межрегиональной научно-практической конференции «Перспективы развития золотодобычи в Забайкалье». Чита, 2003, с. 43—46.

Геологическая карта Читинской области. М-б 1:500 000 / Под ред. И.Г. Рутштейна, Н.Н. Чабана. Чита, ГГУП «Читагеолсъемка», 1997, 23 л.

Геологическое строение Читинской области: Объяснит. записка к Геологической карте м-ба 1:500 000 / Под ред.: И.Г. Рутштейна, Н.Н. Чабана. Чита, 1997, 239 с.

Геохимия мезозойских латитов Забайкалья / Л.В. Таусон, В.С. Антипин, М.Н. Захаров, В.С. Зубков. Новосибирск, Наука, 1984, 215 с.

Гусев В.А., Карпов И.К., Киселев А.И. Алгоритм построения иерархической дендрограммы кластер-анализом в геолого-геохимических приложениях // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1974, № 8, с. 61—67.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В. Источники магматических пород и происхождение ранне-мезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области. 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология, 2003, т. 11, № 2, с. 160—178.

Козлов В.Д. Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометалльных провинций. М., Наука, 1985, 304 с.

Козлов В.Д. Геолого-геохимическая очаговая структура и металлогения гранитных рудно-магматических систем Восточного Забайкалья // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (5), с. 486—503.

Козлов В.Д., Свядковская Л.Н. Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрально-го Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1977, 251 с.

Козлов В.Д., Ефремов С.В., Дриль С.И., Сандимирова Г.П. Геохимия, изотопная геохронология и генетические черты Верхнеундинского гранитоидного батолита (Восточное Забайкалье) // Геохимия, 2003, № 4, с. 408—424.

Козлов В.Д., Спиридонов А.М., Чокан В.М. Петролого-геохимические особенности и металлогенетическая специализация гранитоидов Любавинско-Хапчерангинского рудного района Центрального Забайкалья // Изв. Сиб. отд. Секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений, вып. 7(33). Иркутск, Изд-во ИргТУ, 2008, с. 4—17.

Левченко С.Ю., Сизых В.И. Золото-медно-молибден-порфировое оруденение Сыпчугурской рудоносной площади (Восточное Забайкалье) // Изв. вузов. Геология и разведка, 2008, № 6, с. 41—44.

Меньшиков В.И., Воронова И.Ю., Малышева С.Ф., Сухов Б.Г., Пройдакова О.А. Экстракционное выделение и концентрирование серебра, золота, палладия и платины новыми фосфорорганическими экстрагентами // Материалы научной конференции «Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд». Иркутск, Изд-во Института географии СО РАН, 2005, с. 223—225.

Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия. М., Недра, 1990, 248 с.

Скурский М.Д. Недра Забайкалья. Чита, Читагеология, 1996, 695 с.

Спиридонов А.М., Зорина Л.Д. Геолого-генетические модели золоторудных месторождений забайкальской части Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (11), с. 1158—1169.

Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск, Академическое изд-во «Гео», 2006, 291 с.

Таусон Л.В., Петровская С.Г., Санин Б.П. Эндогенный ореол рассеяния молибдена в Шахтаминском рудном поле // Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 4, с. 930—933.

Таусон Л.В., Козлов В.Д., Каширин К.Ф., Свядковская Л.Н. Геолого-геохимические особенности интрузий кукульбейско-харалгинского комплекса Центрального Забайкалья // Ежегодник-1968 Сиб-ГЕОХИ. Иркутск, 1969, с. 101—107.

Шубин Г.В. Типы золоторудной минерализации Даурской зоны. Новосибирск, Наука, 1984, 210 с.

Рекомендована к печати 16 ноября 2009 г.

А.С. Борисенко

Поступила в редакцию 16 июля 2008 г.,

после доработки — 29 июня 2009 г.