

В.С. ПОПОВ  
В.В. БЕЛЕВИТИН  
В.А. СЕМИНА

# МЕТАЛЛОГЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

---

Nb

---

Ta

---

Be

---

Sn

---

W

---

Mo

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ  
И КРИСТАЛЛОХИМИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

В.С. ПОПОВ, В.В. БЕЛЕВИТИН  
В.А. СЕМИНА

МЕТАЛЛОГЕНИЯ  
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ  
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

3477



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
Москва 1981



2285

**Металлогения гидротермальных редкометалльных месторождений.** Попов В.С., Белевитин В.В., Семина В.А. М.: Наука, 1981 г.

Монография посвящена гидротермальным месторождениям Mo, W, Sn, Be, Ta и Nb, генетически связанным с гранитоидным магматизмом. На основании данных по всем рудным провинциям земного шара сформулированы закономерности распространения месторождений во времени и пространстве, составлены металлогенические карты и схемы, рассмотрены конкретные формы связи оруденения и магматизма. Предложена систематика месторождений и приведены геолого-статистические сведения для отдельных групп месторождений.

Табл. 49. Ил. 49. Библиогр. 320.

Ответственный редактор

член-корр. АН СССР Л.Н. ОВЧИННИКОВ

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Гидротермальные месторождения Mo, W, Sn, Be, Ta, Nb относятся к числу хорошо изученных рудных объектов. Различным аспектам геологии этих месторождений и особенностям их распределения во времени и пространстве посвящены труды Ф.Р. Апельцина, В.Л. Барсукова, А.А. Беуса, А.М. Быбочкина, Л. Бюрноля, К.А. Власова, Н. Варламова, А.И. Гинзбурга, И.Н. Говорова, Д. Гровса, В.К. Денисенко, А.В. Дружинина, В.Н. Дубровского, В.В. Иванова, Э.П. Изоха, И.Н. Кигая, Р.М. Константинова, М.В. Кузьменко, О.Д. Левицкого, С.Ф. Лугова, М.П. Материкова, В.Т. Матвеенко, И.Я. Некрасова, Ж. Обера, Д.О. Онтоева, В.Т. Покалова, Е.А. Радкевич, М.Г. Руб, Д.В. Рундквиста, Ч. Сейнсбери, В.И. Смирнова, С.С. Смирнова, Г. Тишendorфа, М.А. Фаворской, Б.Л. Флерова, Ф. Хоскинга, Н.А. Хрущова, Л. Шори, М. Штемпрока, А.Д. Щеглова, Г.Н. Щербы и многих других исследователей. Геологическое изучение гидротермальных месторождений редких металлов особенно далеко продвинулось в нашей стране.

Высокий уровень геологической изученности позволяет перейти от рассмотрения отдельных месторождений, рудных полей и рудных провинций к анализу металлогении Mo, W, Sn, Be, Ta, Nb в глобальном масштабе. Именно такой подход развивается в данной работе, которая базируется на имеющихся данных по всем редкометальным<sup>1</sup> рудным провинциям земного шара. Для обоснования тех или иных выводов привлечен фактический материал примерно по 600 промышленным месторождениям, расположенным на всех континентах, исключая Антарктиду. Сбор материала проводился в течение 1973—77 гг.<sup>2</sup> авторами настоящей монографии, а также С.М. Бескиным, Г.И. Кондрашковой, Ю.Т. Сухоруковым и Л.Г. Барташевич. Кроме того, использованы данные, систематизированные в предыдущие годы группой под руководством К.Ф. Кузнецова.

Круг рассматриваемых месторождений ограничен гидротермальным оруденением, связанным с умеренно-щелочным и субщелочным существенно гранитоидным магматизмом. Сведения о пегматитах, а также о редкометальных месторождениях в щелочных породах и карбонатитах использованы только для сравнения, а материалы по россыпным месторождениям — лишь для выяснения природы гипогенных источников рудных минералов.

Главное преимущество глобального подхода по сравнению с локальными и региональными исследованиями заключается в том, что он дает возможность провести четкую грань между общим и частным, причем общие выводы могут быть подтверждены всей совокупностью известных к

<sup>1</sup> Месторождения Mo, W, Sn, Be, Ta и Nb по традиции объединяются нами под названием редкометальных, хотя в настоящее время понятие "редкий элемент" имеет более узкое значение и не включает Mo, W, Sn.

<sup>2</sup> В последующие годы появилось много новых публикаций, посвященных рассматриваемым месторождениям, которые, к сожалению, не могли быть учтены в данной работе.

настоящему времени фактов. Авторы стремились как можно полнее использовать это преимущество и уделяли основное внимание именно общим закономерностям, относящимся ко всем геологически однородным месторождениям, рудным полям и провинциям независимо от возраста и географического положения.

Попытка глобального подхода к материалу определяет и форму изложения. Все главы построены по принципу от общего к частному. Те или иные выводы иллюстрируются конкретными примерами, но подробные описания отдельных месторождений и рудных провинций не приводятся: они заменены ссылками на оригинальные работы, посвященные тем или иным рудным объектам. Хорошо известные положения излагаются без дополнительного обоснования или вообще исключены из круга обсуждаемых проблем.

В монографии рассматриваются главным образом эмпирические геологические данные. Вопросы, связанные с их генетической интерпретацией, затронуты лишь настолько, насколько это возможно без привлечения дополнительного физико-химического материала. Многие генетические проблемы несомненно требуют дальнейшего специального анализа.

Основные задачи настоящей монографии сводятся к следующему.

1. Выявление общих закономерностей в конкретных пространственно-временных связях между гидротермальными месторождениями Mo, W, Sn, Be, Ta, Nb и магматическими образованиями.

2. Характеристика вещественного состава и структуры рудоносных магматических ассоциаций.

3. Разработка общей систематики гидротермальных редкометалльных месторождений.

4. Геолого-статистическая характеристика геологически однородных групп месторождений и количественная оценка таких параметров, как форма и размеры рудных тел, средние содержания и запасы металлов, состав рудовмещающих пород, геохимические особенности рудных минералов; анализ специфики наиболее крупных месторождений.

5. Выявление общих закономерностей размещения месторождений в различных тектоно-магматических зонах и распределение месторождений во времени.

Первые варианты рукописи или отдельные ее части были просмотрены С.М. Бескиным, В.В. Ивановым, Э.П. Изохом, Л.Н. Индолевым, И.Н. Кигаем, Э.Ф. Минцером, В.И. Хохановым. Авторы благодарны им за интересные обсуждения и конструктивную критику. Авторы признательны также И.Е. Максимюк, которая любезно предоставила материалы по химическому составу вольфрамитов и касситеритов.

## ГЛАВА 1

### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЙ И ИСХОДНЫЕ КЛАССИФИКАЦИИ

Почти все промышленные гидротермальные месторождения Mo, W, Sn, Be, Ta, Nb обнаруживают отчетливую пространственно-временную связь с сериями умеренно-щелочных и субщелочных изверженных пород, в состав которых входят граниты, гранитоиды и их эффузивные аналоги. Редкометалльному оруденению, так или иначе связанному с гранитами и гранитоидами, могут быть противопоставлены немногочисленные (в практическом отношении наиболее важные) месторождения ниобия в карбонатах, а также месторождения Mo, Be, Ta, Nb, сопряженные с щелочными породами.

Несмотря на то, что связь гидротермальных редкометалльных месторождений с гранитами и гранитоидами во многих случаях бесспорна, конкретные особенности этой связи выяснены далеко не в полной мере. Это объясняется не столько недостатком фактического материала, сколько отсутствием системного подхода к фактам. Поэтому анализ пространственно-временных соотношений магматизма и оруденения следует начать с точного определения понятий и с систематики магматических и постмагматических образований.

#### 1.1. НОМЕНКЛАТУРА МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Номенклатура магматических пород, принятая в данной работе (рис. 1), основана на петрохимических критериях, главными из которых служат содержания кремнекислоты и щелочных металлов [83]. Используются общепринятые названия пород, характеризующие определенные поля составов в плоскости  $(1,5\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ . Выделяются ряды низко- и умеренно-щелочных, субщелочных, щелочных и ультращелочных пород, которые различаются уровнем суммарных концентраций  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Породы каждого ряда, в свою очередь, разделены на калиевые, кали-натровые и натровые. В качестве параметра, на котором основано это разделение, выбрано не  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  отношение, как это сделано в классификации Э.П. Изоха и Б.Ф. Налетова [83], а абсолютная величина концентраций  $\text{K}_2\text{O}$ , и натровыми называются породы с низкими содержаниями  $\text{K}_2\text{O}$ . Граница между полями натровых и кали-натровых пород (см. рис. 1) проведена таким образом, что в класс натровых пород попадают лишь существенно плагиоклазовые разности гранитоидов, содержащие минимальное количество кали-натрового полевого шпата. В качестве дополнительного классификационного критерия используется уровень содержаний в породах глинозема. Поле низкоглиноземистых пород (см. рис. 1) охватывает агапитовые разности гранитов, гранитоидов, сиенитов и сиенитоидов, базиты с малым количеством плагиоклаза и ультрабазиты.

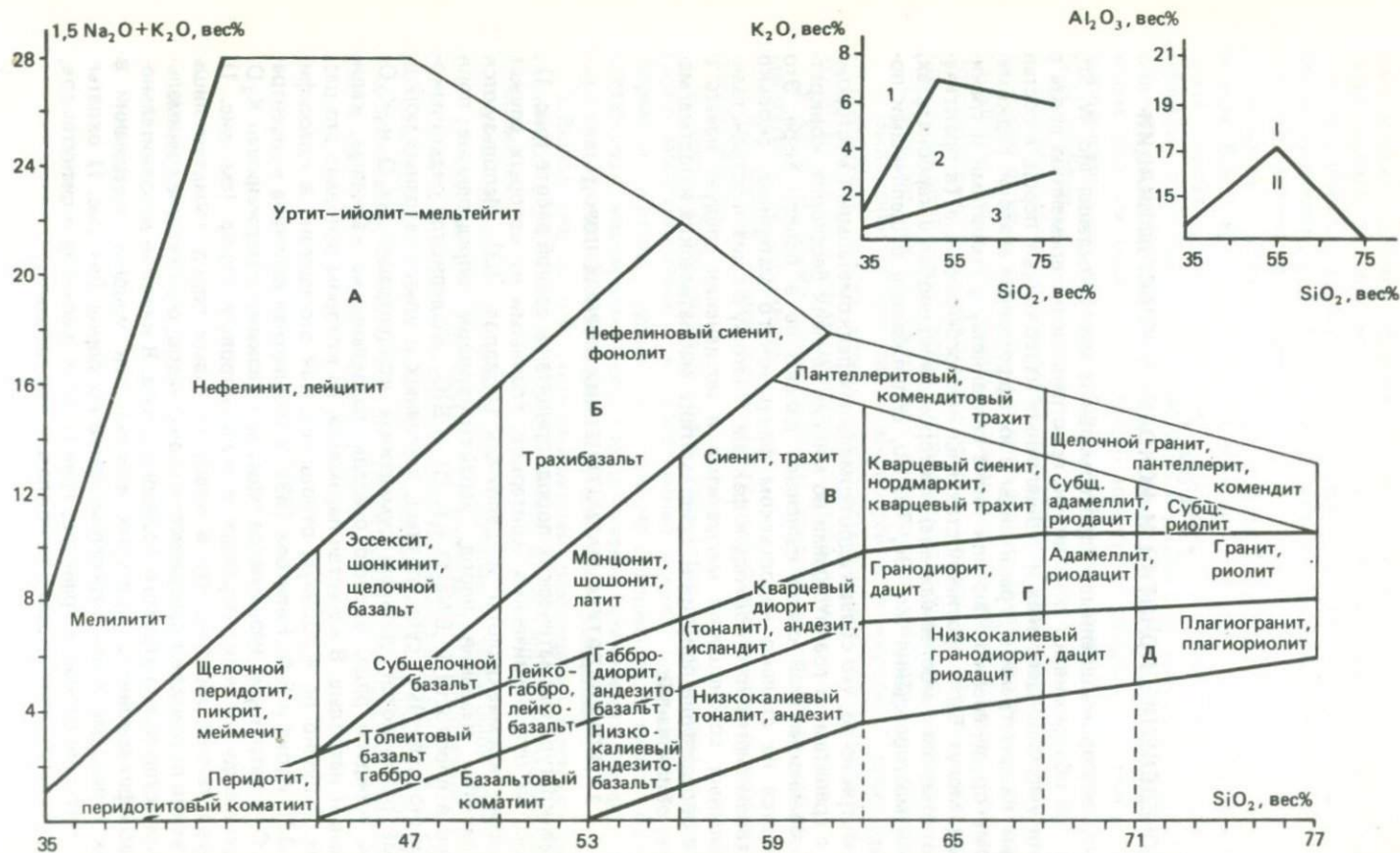


Рис. 1. Номенклатура магматических горных пород

А — ультращелочные, Б — щелочные, В — субщелочные, Г — умеренно-щелочные, Д — низкощелочные породы; 1 — калиевые, 2 — кали-натровые, 3 — натровые (низкокалийные) породы; I — высокоглиноземистые, II — низкоглиноземистые породы

## Типы фанерозойских ортомагматических гранитов

Главные петрохимические типы		Главные минеральные типы			Главные геохимические типы			
Аглитовые: $(K + Na)/Al > 1$	Кали-натровые: $K_2O \geq 2,5\%$	Однополевошпатовые микроклин- и альбит-зюльциты (олигоклаз-андезин $\leq 20\%$ )	Двуслюдяные, мусковитовые	Эгирин-рибекитовые	Стандартные граниты: $F < 0,2\%$ , $Li < 0,02\%$ , $V < 0,03\%$	F — граниты: $F \geq 0,2\%$	Li — граниты: $Li \geq 0,02\%$	V — граниты: $V \geq 0,03\%$
Плагиазитовые: $(K + Na)/Al \leq 1$	Натровые: $K_2O < 2,5\%$	Двуполевошпатовые нормальные граниты (олигоклаз-андезин $> 20\%$ )						

Для классификации гранитов с содержанием  $SiO_2$  выше 71% использует более дробная систематика, предусматривающая выделение главных петрохимических, минеральных и геохимических типов (табл. 1). Эта простая систематика учитывает существующие классификации гранитов [14, 183, 198] и отличается от них лишь большей однородностью критериев, по которым выделяются те или иные типы пород.

## 1.2. МАГМАТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ, ЦИКЛЫ И МЕГАЦИКЛЫ

Изверженные горные породы встречаются в природе в виде устойчивых, повторяющихся сочетаний, или сообществ, которые обычно называют магматическими формациями. В данной работе отдано предпочтение нейтральному термину "магматическая ассоциация", который позволяет избежать в значительной мере схоластических дискуссий о конкретных и абстрактных формациях, формационных типах, субформациях и т.п.

Среди фанерозойских магматических ассоциаций можно выделить 12 главных типов (табл. 2), которые объединяют породы в широком диапазоне составов. Названия ассоциаций, отражающие преобладание тех или иных петрографических разновидностей, оказываются довольно длинными, и поэтому для краткости магматические ассоциации обозначены нами буквами греческого алфавита. Эти символы используются в дальнейшем изложении.

Таблица 2

## Систематика фанерозойских магматических ассоциаций

Магматический цикл	Символ ассоциации	Ассоциация	Осадочные формации, коррелятивные вулканитам	Стадии магматического развития (по г. Штилле)
Платформенный	e	Ультраосновная—ультращелочная	Осадочный чехол платформ	Финальный вулканизм
	г	Эссексит—сиенитовая		
	v	Трахибазальтовая Трапповая		
Позднеорогенный	γe	Габбро—сиенит—гранитная Базальт—трахит—риолитовая	Верхняя моласса	Субсеквентный вулканизм
	γ	Гранитная		
	γδ	Диорит—гранодиорит—адамеллитовая Латит—риодацитовая		
Раннеорогенный	γγ	Габбро—гранитная Базальт—риолитовая (шошонитовая)	Нижняя моласса	
	δ	Габбро—диорит—гранодиоритовая Базальт—андезит—дацитовая		
Парагеосинклинальный	μ	Габбро—сиенитовая Базальт—трахитовая	Флиш и его аналоги	Продленный инициальный вулканизм
	α	Габбро—тоналит—плагиигранитная Базальт—андезит—плагиириолитовая		
Эвгеосинклинальный	β	Габбро—плагиигранитная Базальт—плагиириолитовая	Аспидная, карбонатная и др.	Инициальный вулканизм
	σ	Офиолитовая Базальтовая		

Каждая магматическая ассоциация представлена несколькими вариантами, которые отличаются степенью полноты и количественными соотношениями между породами разного состава и фациального облика:

**e-ассоциация**

*Южно-Африканский вариант:* кимберлиты, мелилититы, нефелиниты (Южная Африка — мел, Бразилия — юра—мел).

*Меймеча-Котуйский вариант:* меймечиты, щелочные базальтоиды, оливиниты, пироксениты, мельтейгиты—уртиты, карбонатиты (Анабарский щит — пермь—триас, Южная и Восточная Африка — мезокайнозой).

*Хибинский вариант:* агапитовые нефелиновые сиениты, уртиты—ийолиты (Хибинский, Ловозерский массивы — пермь).

**г-ассоциация**

*Восточно-Африканский вариант:* лейцитовые базальты и базаниты, калиевые трахибазальты (Западный рифт в Восточной Африке — кайнозой).

*Норвежский вариант:* трахибазальты, трахиандезиты, эссекситы, сиениты, нордмаркиты (грабен Осло — пермь).

*Атлантический вариант:* оливиновые щелочные и субщелочные базальты, базаниты, трахибазальты, муджиериты, трахиандезиты, трахиты, фонолиты, пантеллериты, комендиты (острова Атлантического океана; Эфиопия, Прибайкалье — кайнозой).

*Нигерийский вариант:* субщелочные базальты, трахиты, риолиты, габбро, сиениты, пироксен- и фаялитсодержащие граниты, биотитовые граниты, микроклин-алюскиты, эгирин-рибекитовые граниты (Нигер, Нигерия, Камерун — палеозой—мезокайнозой; Аппалачи, комплекс Уайт-Маунтин — мезозой).

#### *γ-ассоциация*

*Океанский вариант:* океанические базальты — мезозой.

*Тунгусский вариант:* толеитовые базальты и их дифференциаты, долериты, габбро, расслоенные интрузивы (Сибирская платформа — пермь—триас; Южная Африка — триас—юра).

*Шотландский вариант:* толеитовые базальты, долериты, габбро, риолиты, гранофиры (Шотландия, Исландия — кайнозой).

#### *γε-ассоциация*

*Ишимский вариант:* щелочные базальты, трахиты, в том числе эпилейцитовые, тешениты, шонкиниты, эссекситы, сиениты, нефелиновые и эпилейцитовые сиениты и их порфиоровые аналоги (Северный Казахстан, ишимский комплекс, Минусинский прогиб и его обрамление — девон).

*Тувинский вариант:* монцониты, сиениты, нефелиновые сиениты, эгирин-рибекитовые граниты (Тува, сангиленский комплекс — девон; Урал, вишневогорский, кумакский комплексы — пермь).

*Иссык-Кульский вариант:* монцониты, сиениты, нефелиновые сиениты, граносиениты, микроклин-алюскиты, турмалиновые граниты (Северный Тянь-Шань, кызыл-омпульский комплекс, Южный Тянь-Шань, туркестано-алайский комплекс — пермь; Чукотка, дежневский комплекс — поздний мел).

*Прибалхашский вариант:* латиты, трахиты, риодациты, риолиты, субщелочное габбро, монцониты, сиениты, граносиениты, биотитовые и биотит-амфиболовые граниты, микроклин- и альбит-алюскиты, эгирин-рибекитовые граниты (Центральный Казахстан, Южная Джунгария — поздняя пермь).

*Западно-Забайкальский вариант:* гранит-порфиры, биотитовые граниты, микроклин-алюскиты, лампрофиры (Западное Забайкалье, гуджирский комплекс — палеозой (?) — юра; Центральный Казахстан, акчатауский комплекс — ранняя пермь; Северные Аппалачи — поздний девон; плато Колорадо, США — поздний олигоцен—ранний миоцен).

*Северо-Американский вариант:* латиты, риолиты, в том числе топазсодержащие, интрузивные порфиры (Северные Аппалачи — карбон—пермь; Западная Юта, США, Мексика — плиоцен).

*Приморский вариант:* латиты, риодациты, риолиты, гранит-порфиры, микроклин-алюскиты, лампрофиры, монцонит-порфиры, адамеллит-порфиры, монцонитоиды (Приморье и Северо-Восток СССР — сенон—палеоген; Боливия — плиоцен).

*Рудногорский вариант:* гранит-порфиры, микроклин- и альбит-алюскиты, лампрофиры (Восточные Рудные горы — пермь; Монголия — поздняя юра; полуостров Сьюард, Аляска — поздний мел).

#### **γ-ассоциация**

*Эльджуртинский вариант:* биотитовые граниты (Северный Кавказ — плиоцен; Центральный Казахстан, калдырминский комплекс — поздний карбон).

*Колымский вариант:* биотитовые и двуслюдяные граниты, в том числе кордиерит- и гранатсодержащие (Северо-Восток СССР, колымский комплекс — ранний мел; Восточная Калба, Восточный склон Урала, Западные Рудные горы, Гарц, Корнуолл: — поздний карбон—пермь).

#### **γδ-ассоциация**

*Центрально-Казахстанский вариант:* латиты, андезиты, дациты, риодациты, риолиты, кварцевые диориты, гранодиориты, граносиениты, биотитовые граниты, их порфиновые аналоги (Центральный Казахстан — поздний карбон—ранняя пермь).

*Южно-Тяньшанский вариант:* габбро-диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты, диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры (Южный Тянь-Шань — пермь; Северо-Восток СССР, басугуньинский комплекс и его аналоги — ранний мел; Кордильеры Северной Америки — поздний мел).

#### **γϕ-ассоциация**

*Хакасский вариант:* граносиениты, адамеллиты, граниты, их порфиновые аналоги, базитовые дайки (восточный склон Кузнецкого Алатау — кембрий—ордовик; Мегри-Ордубадский плутон в Закавказье — олигоцен—миоцен).

#### **δ-ассоциация**

*Андиийский вариант:* высокоглиноземистые базальты, андезиты, дациты, габбро, кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты (Перуанские и Чилийские Анды — палеоген и неоген; Канадские Кордильеры — мезозой и палеоген; Северное Прибалхашье — ранний—средний карбон).

#### **μ-ассоциация**

*Тагильский вариант:* шошониты, латиты, трахиты, габбро, монцониты, сиениты (Тагильский синклиниорий Урала — силур—девон; Мегри-Ордубадский плутон — зоцен; Бургасская зона Болгарии — поздний мел; Канадские Кордильеры — поздний триас).

#### **α-ассоциация**

*Уральский вариант:* высокоглиноземистые базальты, андезиты, низкокалиевые дациты, плагиориолиты (альбитофиры), габбро, тоналиты, низкокалиевые гранодиориты, плагиограниты (Урал — вулканы улутауской свиты и их интрузивные аналоги — девон; Закавказье — юра).

*Японский вариант:* высокоглиноземистые базальты, андезиты, плагиодациты, их порфиритовые и порфиновые интрузивные аналоги ("зеленые туфы" Японии — неоген).

#### **β-ассоциация**

*Саянский вариант:* базальты, спилиты, натровые трахиты (кератофиры), плагиодациты, плагиориолиты (альбитофиры), габбро, плагиограниты (Западные Саяны — ранний кембрий).

*Рудно-Алтайский вариант:* базальты, плагиодациты, плагиориолиты (Рудный Алтай — средний девон; Южный Гиссар — ранний карбон).

#### **σ-ассоциация**

Альпинотипные гипербазиты, габбро, базальты, спилиты (Аппалачи — кембрий; Урал — силур; Турция, Иран — мезозой).

Приведенные примеры далеко не исчерпывают известные варианты магматических ассоциаций, и перечень вариантов не следует рассматривать как классификацию.

В истории геологического развития отдельных площадей магматические ассоциации сменяют друг друга в определенной последовательности и образуют пять циклов: эвгеосинклиальный, парагеосинклиальный, раннеорогенный, позднеорогенный и платформенный (табл. 2). Каждый цикл начинается с однородных или относительно непрерывных ассоциаций, а заканчивается более контрастными сочетаниями пород, обладающих повышенной щелочностью. Специфическая особенность позднеорогенного цикла заключается в развитии чисто plutонической гранитной  $\gamma$ -ассоциации, которая распространена главным образом во внутренних зонах подвижных поясов и часто отсутствует во внешних зонах. При отсутствии  $\gamma$ -ассоциации позднеорогенный цикл состоит только из  $\gamma\delta$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций, т.е. имеет такое же двучленное строение, как и более ранние циклы. Все пять циклов могут быть объединены в мегацикл, который соответствует известному ряду магматических формаций, предложенному Г. Штилле [311], русский перевод — [219]. Последовательность магматических ассоциаций, приведенная в табл. 2, представляет собой обобщенную принципиальную схему строения полного мегацикла. Эта схема довольно часто осложняется одновременным развитием поздних членов предыдущего и начальных членов последующего циклов [224], а также повторением отдельных элементов общей последовательности с образованием циклов более высоких порядков.

### 1.3. СТРУКТУРА МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Магматические ассоциации так же, как циклы и мегациклы, представляют собой упорядоченные последовательности изверженных горных пород, обладающие определенной *структурой*. Под структурой магматической ассоциации мы понимаем систематическое закономерное изменение валового состава и фациального облика пород, которое коррелируется с последовательностью формирования пород во времени.

Наиболее важной одномерной характеристикой эволюции составов магматических пород во времени служит содержание в них кремнезема [83]. Принимая этот параметр в качестве определяющего, можно выделить совокупности пород, которые характеризуются монотонным изменением кремнекислотности во времени. Назовем такие упорядоченные строго гомодромные или антидромные последовательности *элементарными магматическими ритмами*. Границы между ритмами фиксируются нарушением монотонности изменения содержания кремнезема во времени. Очевидно, что любую ассоциацию изверженных пород можно представить в виде последовательности гомодромных и антидромных ритмов, развитых с различной полнотой. С этой точки зрения, магматические ассоциации могут быть названы *мультиплетными сериями*<sup>1</sup>, или сериями ритмов.

Как показывает анализ фактического материала, орогенные интрузивные ассоциации представляют собой мультиплетные серии, объединяющие главным образом гомодромные элементарные ритмы. Непрерывные антидромные ритмы в них либо отсутствуют, либо ограничены узкими интервалами кремнекислотности, а прерывистые антидромные ряды пород, которые нередко выделяют среди послегранитовых даек, сводятся

<sup>1</sup> Термин предложен Э.П. Изохом.

к совокупности нескольких неполных гомодромных ритмов, состоящих из одного—двух членов [151].

В качестве параметра, определяющего фаціальную структуру магматических ассоциаций, удобно принять средний размер зерен в изверженных породах. Последовательности пород, в которых средний размер зерен монотонно возрастает или убывает во времени, назовем *элементарными фаціальными ритмами*. При возрастании среднего размера зерен во времени будем говорить о *прямом* фаціальном ритме, а при уменьшении — об *обратном* ритме. Полный обратный ритм состоит из крупно-, средне- и мелкозернистых полнокристаллических (фанеритовых) пород, которые сменяются сперва порфировыми разностями с афанитовым базисом, а затем — афировыми породами с такой же или более тонкой структурой основной массы.

Любая магматическая ассоциация может быть представлена как последовательность прямых и обратных фаціальных ритмов и, с этой точки зрения, может рассматриваться как *мультиплетная фаціальная серия*. Важным частным случаем мультиплетных фаціальных серий является циклическая последовательность, состоящая из раннего прямого и позднего обратного фаціальных ритмов.

Выделение элементарных магматических ритмов и мультиплетных серий может быть сделано лишь на стадии синтеза геологического материала, после того как последовательность магматических событий выяснена с необходимой детальностью. При геологическом картировании, когда возрастные соотношения между изверженными породами во многом остаются еще неясными, эти породы обычно разделяют на *вулканические и интрузивные комплексы*, объем которых в зависимости от степени изученности региона, характера обнаженности и исторически сложившихся традиций, оказывается неодинаковым. Даже различные комплексы одного региона часто имеют несоизмеримый объем. Развиваемый в данной работе подход к структуре магматических ассоциаций, который сводится к выделению элементарных магматических ритмов и объединению их в мультиплетные серии, не исключает привычного разделения магматических образований на комплексы. Предлагаемый метод просто является следующим шагом на пути изучения упорядоченности естественных сочетаний изверженных горных пород, когда вводится единица измерения этой упорядоченности — элементарный ритм, имеющий определенный объем.

Разбивая магматические ассоциации на элементарные ритмы, можно представить в единообразном виде строение как вулканических, так и интрузивных комплексов, а, следовательно, и строение ассоциаций в целом. Количество элементарных ритмов и характер их сочетаний могут служить объективными критериями при сравнении разновозрастных магматических ассоциаций, а также синхронных ассоциаций изверженных пород, связанных с различными очаговыми ареалами.

Следует подчеркнуть, что в разделение магматических ассоциаций на элементарные ритмы не вкладывается какой-либо априорный генетический смысл, и эта процедура всегда может быть выполнена на основе геологических данных о составе и структуре изверженных пород и их возрастных взаимоотношениях. Генетическое толкование строения магматических ассоциаций является самостоятельной последующей задачей.

#### 1.4. ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ РИТМЫ И СЕРИИ

Метасоматиты и гидротермальные жилы, развитые на рассматриваемых редкометалльных месторождениях, разделены на 9 типов, каждый из которых отличается набором типоморфных минералов (табл. 3). Типы метасоматитов и жил обозначены буквами латинского алфавита, которые созвучны символам тех химических элементов, высокие активности которых в гидротермальных растворах подчеркиваются составом типоморфных минералов. М-метасоматиты возникли под воздействием растворов с высоким химическим потенциалом магния, С-метасоматиты — кальция, f — железа, К — калия, N — натрия, L — лития, F — фтора, В — бора. Н-метасоматиты и жилы представляют собой продукты кислотного выщелачивания, или водородистого метасоматоза.

В пределах месторождений обычно развиты несколько типов метасоматитов и жил, которые формируются в хорошо известной последовательности [63]: М—С—К—N—L—(F, В)—Н<sup>1</sup>. Эта последовательность завершается отложением главной массы рудного вещества<sup>2</sup> и поздними выделениями полевых шпатов, флюорита, кальцита и других минералов, содержащих основания и щелочные металлы. Такие стандартные последовательности, отражающие законченный цикл щелочно-кислотной и температурной эволюции гидротермальных растворов — от ранней щелочной стадии до стадии кислотного выщелачивания и последующего отложения рудных минералов — могут быть названы *элементарными гидротермальными ритмами*. В зависимости от условий протекания гидротермального процесса ритмы обладают различной полнотой [93].

На постмагматических месторождениях гидротермальные ритмы развиваются вслед за отдельными магматическими ритмами. Гидротермалитам, которые завершают каждый магматический ритм, в хронологическом отношении соответствуют *этапы* постмагматического минералообразования. В течение одного этапа формируются один или несколько гидротермальных ритмов. При наличии нескольких ритмов этап может быть разделен на *стадии*, количество которых соответствует числу ритмов.

Гидротермальные ритмы, хронологически связанные с одной магматической ассоциацией, можно рассматривать как *мультиплетную гидротермальную серию*.

Оруденение, локализованное на площади отдельных месторождений, как правило относится к нескольким гидротермальным ритмам, входящим в состав одной серии. Реже наблюдается пространственное совмещение двух или трех одновременных гидротермальных серий.

Выяснение пространственно-временных связей между магматическими и гидротермальными сериями и ритмами позволяет представить соотношения между магматизмом и постмагматическим оруденением в более конкретной и точной форме по сравнению с общими утверждениями о связи руд с гранитами, сиенитами и т.п.

<sup>1</sup> f-метасоматиты не занимают определенного положения в этом ряду. К-, N-, L-, F-, В-, Н-метасоматиты и жилы, содержащие минералы, обогащенные железом, одновременно могут рассматриваться как f-метасоматиты и жилы.

<sup>2</sup> Рудные минералы, представленные окислами (касситерит), силикатами (берилл), тантало-ниобатами и другими кислородными соединениями, начинают отлагаться на более ранних стадиях синхронно с формированием К-, N-, L-, F-, В-метасоматитов и жил.

Таблица 3

Систематика метасоматитов и жильных образований на редкометальных месторождениях, ассоциирующих с гранитами и гранитоидами

Тип метасоматитов и жил	Исходные алюмосиликатные, изверженные и метаморфические породы, терригенные породы		Исходные карбонатные породы, изверженные, метаморфические породы повышенной основности	
	типоморфные минералы	метасоматические породы	типоморфные минералы	метасоматические породы
М			Форстерит, диопсид, шпинель, флогопит	Магнезиальные скарны
С			Диопсид-геденбергит, гроссуляр-андрадит, волластонит, везувиан	Известковые скарны
К	Калиевый полеволевой шпат, биотит-флогопит	Кварц-калишпатовые, кварц-биотитовые метасоматиты, ортоклазиты-микроклиниты	Биотит-флогопит, калиевый полеволевой шпат	Калиевые пропилиты
Н	Альбит, эгирин, рибекит	Альбититы	Плагиоклаз, амфибол, скаполит	Апоскарновые метасоматиты
Л	Литиевые и литийсодержащие слюды	Литиевые альбититы и грейзены, цвиттеры	Литиевые и литийсодержащие слюды	Литийсодержащие слюдиты
Ф	Топаз, флюорит	Топазовые и флюоритовые грейзены	Флюорит	Флюорититы, слюдиты
В	Турмалин	Турмалиновые грейзены, турмалиниты	Турмалин, аксинит	Турмалиниты
Н	Кварц, мусковит-серицит, каолинит, андалузит, диаспор, гранат	Мусковитовые грейзены, кварц-серицитовые метасоматиты, аргиллизиты, алюмокварциты	Кварц, актинолит-тремолит, хлорит, эпидот, кальцит, монтмориллонит, цеолиты, серпентин	Пропилиты
f	Фаялит, эгирин, рибекит, сидерофиллит, турмалин (шерл), хлорит (тюрингит)	Фаялитовые, сидерофиллитовые грейзены, хлорититы	Хлорит (тюрингит), магнетит	Хлорититы, магнетитовые, магнетит-флюоритовые метасоматиты

## ПОЛОЖЕНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РИТМОВ В СТРУКТУРЕ ОРОГЕННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Если исключить из рассмотрения редкометальные месторождения в щелочных породах и карбонатитах, а также немногочисленные и мелкие медно-молибденовые месторождения, связанные с магматическими образованиями парагеосинклинальной  $\alpha$ -ассоциации, то все остальные гидротермальные месторождения Mo, W, Sn, Be Ta и Nb окажутся связанными во времени и пространстве с орогенными  $\delta$ -,  $\gamma$ -,  $\gamma\delta$ -,  $\gamma\epsilon$ -ассоциациями и с нигерийским вариантом платформенной  $\tau$ -ассоциации (см. табл. 2). Рассмотрим подробнее возрастные соотношения между гидротермальными и магматическими сериями этих ассоциаций, которые могут быть выделены на интересующих нас месторождениях.

### 2.1 МЕСТОРОЖДЕНИЯ $\delta$ - И $\gamma$ -АССОЦИАЦИЙ

Вулканические и интрузивные породы  $\delta$ -ассоциации являются самыми ранними орогенными магматическими образованиями. Вулканыты  $\delta$ -ассоциации формируются в наземных условиях одновременно с накоплением нижней сероцветной молассы, часто угленосной, а интрузивы — в условиях эпи- и мезозоны. Среди эффузивов преобладают андезиты—дациты, а среди интрузивных пород — кварцевые диориты и гранодиориты. С андезитоидами и гранитоидами ассоциируют высокоглиноземистые базальты и габбро. Для пород  $\delta$ -ассоциации характерны высокие содержания кальция и относительно низкие содержания калия. Количественные соотношения между вулканистами и интрузивами меняются в широких пределах — от вулканических ассоциаций плиоцен-четвертичного возраста современных островных дуг и окраин континентов до чисто интрузивных ассоциаций на древних срединных массивах. Широко распространены вулcano-плутонические ассоциации, которые объединяют вулканыты и прорывающие их интрузивные тела. Магматические образования  $\gamma$ -ассоциации развиты локально. Среди них могут быть выделены существенно вулканические (шошонитовые) ассоциации и интрузивные (габбро-гранитные) ассоциации, предельные преимущественно адамеллитами — гранитами, их порфиоровыми аналогами и базитовыми дайками. Интрузивные ассоциации (хакасский вариант) типичны для устойчивых поднятий.

С магматическими образованиями  $\delta$ - и  $\gamma$ -ассоциаций сопряжены гидротермальные месторождения железа, меди и молибдена, полиметаллов, золота; иногда появляется убогая шеелитовая минерализация. Остановимся подробнее на структуре этих ассоциаций, характерной для участков с медно-молибденовым оруденением. В качестве примера, иллюстрирующего возрастные соотношения между магматическими и гидротермальными ритмами, рассмотрим ранне-среднекаменноугольные магматические образования, развитые в Прибалхашье, на юге Токрауской впадины. Последовательность формирования магматических пород этого региона и сведения о возрастном положении гидротермальных ритмов, несущих медно-молибденовое оруденение, приведены на рис. 2, а средние химические составы изверженных пород, относящихся к отдельным элементарным ритмам, даны в таблицах 4 и 5.

Как следует из рис. 2,  $\delta$ - и  $\gamma$ -ассоциации рассматриваемого региона представляют собой сложные мультиплетные магматические серии, кото-

Магматические ассоциации	Элементарные ритмы	Фациальные циклы	Западный очаговый ареал	Гидротермальные ритмы	Восточный очаговый ареал	Местные возрастные подразделения	
а	XII	8		[CuZnPb] H		ПБ <sub>2</sub>	
	XI			[MoCu] H			
	X						
б	IX	6		В-Н [MoCu] В-Н		ПБ <sub>1</sub>	
				VIII			5
	K-N-H (Mo)Cu? K-N-H	БЛ					
	VII		4		Н (MoCu) Н		
		K-N-H (Mo)Cu! K-N-H					
	VI	3		Н		КР	
	V			Н			
	III	2		Н		СВ	
II				Н			
I	1		Н				

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

Рис. 2. Последовательность магматических и гидротермальных ритмов ранне-среднекаменноугольного возраста в южной части Токрауской впадины (Северное Прибалхашье)

Местные возрастные подразделения: ПБ — постбалхашские серии даек (ПБ<sub>2</sub> — поздняя, ПБ<sub>1</sub> — ранняя), ГР — граниты правобережья р. Токрау, БЛ — балхашский (намюр — среднекаменноугольный) интрузивный комплекс, КР — каркаралинская свита (верхнее визе — намюр), СВ — вулканические породы средневизейского возраста. Западный очаговый ареал: Северо-Шийозекский, Кызылжалский, Каратекинский гранитоидные массивы и их обрамление; восточный очаговый ареал: Токрауский интрузивный массив и его обрамление. Символы гидротермальных ритмов соот-

рые объединяют не менее чем 12 элементарных ритмов. Эти ритмы в целом коррелируются с фаціальными циклами первого порядка. Каждый такой цикл начинается с относительно тонкозернистых пород повышенной основности. По мере увеличения кремнекислотности средний размер зерен возрастает и достигает максимума в одном из промежуточных членов цикла, после чего средний размер зерен начинает уменьшаться. В интрузивных циклах, сложенных фанеритовыми породами, максимальный размер зерен наблюдается в крупнозернистых гранитоидах и гранитах главных интрузивных фаз. В циклах, образованных дайками, аналогичное положение занимают невадитовые порфиры с обилием крупных вкрапленников, а в вулканических циклах — покровы кристаллотуфов. Фаціальные циклы 3, 5, 7 являются неполными и состоят из одного обратного фаціального ритма. Следует заметить, что прямые и, особенно обратные фаціальные ритмы изображены на рис. 2 в схематическом виде. Интрузивные фазы, сложенные породами близкого состава, но имеющими разную структуру кристаллического агрегата, объединены под общим названием гранодиоритов, адамеллитов и т.п.

На юге Токрауской впадины обособляются два ареала распространения изверженных пород  $\delta$ - и  $\gamma$ -ассоциаций: восточный и западный. Для восточного ареала, примыкающего к эвгеосинклинали Северо-Восточного Прибалхашья, характерны базиты (ритмы V, VI, IX), а также более полные дайковые ритмы. В западном ареале количество разновозрастных генераций даек резко сокращается. Серии даек с отчетливо гомодромным развитием, которые откартированы на востоке района, в западной части района вырождаются в трехчленный антидромный ряд (см. рис. 2). Сравнение последовательности внедрения даек западного и восточного очаговых ареалов свидетельствует о прерывистости этого ряда и принадлежности отдельных его членов к различным элементарным ритмам.

Элементарные магматические ритмы в обоих очаговых ареалах сложены кали-натровыми умеренно-щелочными породами, которые отличаются от

Окончание подписи к рис. 2

ветствуют табл. 3: Cu — металл, имеющий главное промышленное значение, (Mo) — металл, имеющий промышленное значение при совместном извлечении с медью, [ZnPb] — непромышленная минерализация

*Состав пород:* 1 — андезиты; 2 — а — дациты и риодациты, б — туфы дацитового-риодацитового составов; 3 — а — риолиты, б — туфы риолитового состава; 4 — габбро-диабазы; 5 — габбро-диабазы, диорит-порфиры, кварцевые диорит-порфиры; 6 — гранодиорит-порфиры; 7 — адамеллит-порфиры, адамеллиты и граниты; 8 — гранит-порфиры; 9 — габбро; 10 — лейкогаббро, габбро-диориты, кварцевые диориты, гранодиориты; 11 — кварцевые диориты, гранодиориты; 12 — гранодиориты, адамеллиты; 13—15: 13 — граниты мелкозернистые; 14 — среднезернистые, 15 — крупнозернистые; 16 — наиболее богатое медное (а) и молибденовое (б) оруденение

*Магматические ритмы:* I — ритмы в средневизейской толще (район горы Алгбас), II—III — кристаллотуфы нижней подсвиты каркаралинской свиты и нижний покров спекшихся туфов верхней подсвиты; IV — экструзии и короткие покровы игнимбринов верхней подсвиты в районах урочища Борлы, горы Торткуль, на горе Коунрад и в других местах, V — субвулканические тела у северного подножья горы Коунрад, VI — фаза начальных внедрений балхашского интрузивного комплекса, VII, VIII — главная интрузивная фаза и дополнительные интрузии балхашского комплекса, IX — догранитные дайки в районе могилы Кепчам и колодца Кенькудук (восточный очаговый ареал), X — граниты Южно-Кенькудукского, Такьятобинского, Шункурского и других массивов, XI, XII — послегранитовые дайки в Токрауском массиве (восточный очаговый ареал), дайки в Кызылжалском массиве и его апофизах (западный очаговый ареал)

Таблица 5

Средние химические составы магматических пород ранне-среднекаменноугольной  $\delta$ -ассоциации Северного Прибайкалья (восточный очаговый ареал)

Окислы	Элементарные гомодромные ритмы									
	V		VI			VII		VIII		
	диабаз (3)	габбро (10)	габбро-диорит (6)	кварцевый диорит (14)	гранодиорит (2)	гранодиорит (55)	гранодиорит-порфир (25)	адамеллит (18)	адамсплит-порфир (3)	гранит-порфир (24)
SiO <sub>2</sub>	<u>50,57</u> 0,13	<u>47,79</u> 2,29	<u>54,48</u> 1,07	<u>58,67</u> 1,59	62,78	<u>65,03</u> 1,60	<u>66,04</u> 1,71	<u>69,67</u> 1,29	<u>70,18</u> 0,04	<u>74,82</u> 1,42
TiO <sub>2</sub>	<u>1,14</u> 0,18	<u>1,10</u> 0,41	<u>0,75</u> 0,36	<u>0,69</u> 0,17	0,70	<u>0,55</u> 0,15	<u>0,51</u> 0,13	<u>0,38</u> 0,10	<u>0,36</u> 0,12	<u>0,21</u> 0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>17,59</u> 0,11	<u>19,37</u> 2,16	<u>17,78</u> 0,32	<u>16,80</u> 0,57	16,04	<u>15,75</u> 0,88	<u>16,56</u> 0,86	<u>15,39</u> 0,70	<u>15,10</u> 0,40	<u>13,02</u> 0,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>4,77</u> 1,71	<u>3,72</u> 1,63	<u>2,78</u> 0,63	<u>2,49</u> 0,77	1,12	<u>1,89</u> 0,66	<u>1,75</u> 0,46	<u>1,39</u> 0,73	<u>1,12</u> 0,94	<u>0,95</u> 0,76
FeO	<u>5,19</u> 1,88	<u>6,63</u> 0,85	<u>4,77</u> 0,65	<u>4,20</u> 0,69	4,05	<u>2,83</u> 0,69	<u>2,26</u> 0,66	<u>1,65</u> 0,78	<u>1,28</u> 0,52	<u>1,11</u> 0,55
MnO	<u>0,22</u> 0,02	<u>0,16</u> 0,03	<u>0,09</u> 0,06	<u>0,10</u> 0,03	0,10	<u>0,09</u> 0,03	<u>0,06</u> 0,02	<u>0,06</u> 0,02	<u>0,03</u> 0,01	<u>0,05</u> 0,02
MgO	<u>6,48</u> 0,25	<u>5,62</u> 1,17	<u>5,25</u> 0,29	<u>4,10</u> 0,73	3,14	<u>2,38</u> 0,68	<u>1,72</u> 0,32	<u>0,94</u> 0,41	<u>0,74</u> 0,35	<u>0,44</u> 0,28
CaO	<u>9,49</u> 0,58	<u>11,66</u> 1,51	<u>8,55</u> 0,60	<u>7,04</u> 0,73	5,97	<u>4,41</u> 0,73	<u>2,67</u> 0,80	<u>2,91</u> 0,53	<u>2,50</u> 0,43	<u>1,00</u> 0,73
Na <sub>2</sub> O	<u>2,14</u> 0,10	<u>2,21</u> 0,61	<u>2,87</u> 0,26	<u>3,22</u> 0,32	3,10	<u>3,38</u> 0,50	<u>4,11</u> 0,51	<u>3,84</u> 0,52	<u>4,18</u> 0,30	<u>4,13</u> 0,76
K <sub>2</sub> O	<u>0,89</u> 0,51	<u>0,62</u> 0,18	<u>0,84</u> 0,21	<u>1,11</u> 0,49	2,40	<u>2,46</u> 0,49	<u>2,21</u> 0,39	<u>2,84</u> 0,66	<u>3,25</u> 0,33	<u>3,62</u> 1,29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,35	Не опр.	<u>0,12</u> 0,01	<u>0,12</u> 0,06	0,09	<u>0,15</u> 0,01	<u>0,16</u> 0,03	<u>0,09</u> 0,02	<u>0,15</u> 0,01	<u>0,06</u> 0,04

Таблица 5 (окончание)

## Элементарные гомодромные ритмы

Окислы	Элементарные гомодромные ритмы								XII диабаз (1)
	X		IX, XI						
	среднезернистый гранит (8)	мелкозернистый гранит (9)	габбро-диабаз (5)	диорит-порфирит (4)	кварцевый диорит-порфирит (4)	гранодиорит-порфир (2)	адамеллит-порфир (10)	гранит-порфир, фельзит (7)	
	75,0	75,34	50,06	54,19	60,21	63,58	69,29	75,66	48,44
SiO <sub>2</sub>	<u>0,60</u>	<u>1,28</u>	<u>1,49</u>	<u>0,94</u>	<u>2,87</u>		<u>1,52</u>	<u>0,09</u>	
TiO <sub>2</sub>	<u>0,19</u> <u>0,06</u>	<u>0,18</u> <u>0,06</u>	<u>1,06</u> <u>0,09</u>	<u>0,81</u> <u>0,17</u>	<u>0,57</u> <u>0,12</u>	0,61	<u>0,33</u> <u>0,07</u>	<u>0,14</u> <u>0,05</u>	1,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>12,90</u> <u>0,79</u>	<u>12,74</u> <u>0,47</u>	<u>17,67</u> <u>1,38</u>	<u>17,55</u> <u>1,06</u>	<u>17,52</u> <u>0,36</u>	15,55	<u>15,62</u> <u>1,02</u>	<u>12,76</u> <u>0,62</u>	16,81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>0,73</u> <u>0,34</u>	<u>0,57</u> <u>0,34</u>	<u>2,88</u> <u>0,88</u>	<u>2,40</u> <u>0,18</u>	<u>2,23</u> <u>1,15</u>	2,34	<u>1,09</u> <u>0,31</u>	<u>0,70</u> <u>0,11</u>	9,03
FeO	<u>1,37</u> <u>0,24</u>	<u>1,70</u> <u>0,69</u>	<u>5,31</u> <u>1,89</u>	<u>4,71</u> <u>0,33</u>	<u>3,24</u> <u>0,67</u>	3,06	<u>1,61</u> <u>0,49</u>	<u>0,79</u> <u>0,15</u>	4,93
MnO	<u>0,04</u> <u>0,01</u>	<u>0,04</u> <u>0,01</u>	<u>0,21</u> <u>0,15</u>	<u>0,06</u> <u>0,04</u>	<u>0,09</u> <u>0,02</u>	0,05	<u>0,05</u> <u>0,02</u>	<u>0,04</u> <u>0,02</u>	—
MgO	<u>0,30</u> <u>0,27</u>	<u>0,38</u> <u>0,19</u>	<u>7,05</u> <u>0,46</u>	<u>5,13</u> <u>0,79</u>	<u>3,33</u> <u>0,93</u>	3,31	<u>1,01</u> <u>0,39</u>	<u>0,30</u> <u>0,22</u>	6,59
CaO	<u>0,99</u> <u>0,29</u>	<u>0,75</u> <u>0,34</u>	<u>8,37</u> <u>1,00</u>	<u>7,84</u> <u>1,59</u>	<u>5,93</u> <u>0,69</u>	4,96	<u>3,08</u> <u>0,72</u>	<u>1,01</u> <u>0,34</u>	2,32
Na <sub>2</sub> O	<u>3,80</u> <u>0,27</u>	<u>3,92</u> <u>0,47</u>	<u>2,74</u> <u>0,37</u>	<u>3,17</u> <u>0,32</u>	<u>3,90</u> <u>0,59</u>	3,38	<u>3,84</u> <u>0,59</u>	<u>3,74</u> <u>0,93</u>	1,50
K <sub>2</sub> O	<u>4,27</u> <u>0,42</u>	<u>4,06</u> <u>0,42</u>	<u>1,30</u> <u>0,48</u>	<u>1,57</u> <u>0,26</u>	<u>1,61</u> <u>0,35</u>	2,45	<u>2,91</u> <u>1,09</u>	<u>4,14</u> <u>0,81</u>	2,43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<u>0,05</u> <u>0,02</u>	<u>0,07</u> <u>0,03</u>	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	<u>0,10</u> <u>0,03</u>	<u>0,04</u> <u>0,02</u>	—

ся одновременно или непосредственно вслед за кристаллизацией гранодиорит-порфиров VII гомотромного ритма<sup>1</sup> (см. рис. 2). Гидротермалиты представлены главным образом кварц-серицитовыми метасоматитами и аргиллизитами. На нижних горизонтах Коунрада им предшествуют минеральные ассоциации пропиловитового характера с калиевым полевым шпатом и альбитом. На этом месторождении обособляются два гидротермальных ритма рассматриваемого этапа — ранний, несущий основную массу халькопирита, и поздний, характеризующийся более высоким содержанием молибденита и обильной пиритовой минерализацией. Гидротермалиты позднего ритма слагают внешнюю кольцевую зону месторождения. К этому же ритму, вероятно, относятся кварц-андалузитовые и корунд-содержащие метасоматиты, образующие узкую замкнутую зону вдоль контактов штока гранодиорит-порфиров.

Судя по пространственному разделению максимумов медной и молибденовой минерализации, на месторождении Борлы также развиты два последовательных ритма гидротермалитов с различными средними содержаниями меди и молибдена. Поздний ритм, для которого характерно обогащение молибденитом и пиритом, показан на рис. 2 более молодым по отношению к мелкозернистым гранитам VII ритма. Такая интерпретация условна, поскольку мелкозернистые граниты на площади месторождения не обнажены. Однако среди гранодиоритов Кызылжалского и некоторых других массивов известны тела аплитовидных гранитов, на которые наложены кварц-мусковитовые (серицитовые) метасоматиты с вкрапленностью молибденита и пирита.

Более молодые гидротермальные ритмы сопряжены во времени и пространстве с гранодиорит- и адамеллит-порфирами, завершающими VIII магматический ритм. Эти ритмы также несут медно-молибденное оруденение, которое отличается повышенным содержанием молибдена, небольшими запасами руд и обычно не достигает промышленных масштабов (месторождения Кенькудук, Каскырмазган, рудопроявления Коунрад II, Жота, Кеньказган и др.). Среди гидротермалитов широко развиты ранние кварц-калишпатовые метасоматиты, на которые накладываются хлоритовые прожилки с халькопиритом. На месторождении Борлы штокверк медно-молибденовых руд предшествующего гидротермального ритма прорван мелкозернистыми гранитами VIII ритма, на которые наложена более поздняя серицитизация и непромышленная медно-молибденовая и пиритовая минерализация. По-видимому, гидротермалиты данного этапа также представлены двумя ритмами: ранний формируется после гранодиорит- и адамеллит-порфиров и обогащен халькопиритом, а поздний развивается после мелкозернистых гранитов и несет преимущественно молибденит-пиритовую минерализацию. Поскольку адамеллит-порфиры и мелкозернистые граниты нигде не соприкасаются, такое разделение остается хотя и весьма вероятным, но несколько условным.

Гидротермальные образования, наложенные на дайки и порфировые интрузивы IX ритма, практически безрудны. Вероятно, к этому ритму следует отнести и вторую интрузивную фазу гранодиорит-порфиров Коунрада, которые, по данным А.И. Полетаева, были внедрены позднее главного промышленного оруденения и предшествуют лишь кварц-турмалиновым метасоматитам и полиметаллической минерализации. На западном фланге месторождения Борлы кварц-серицит-турмалиновые метасо-

<sup>1</sup> Представления о позднепалеозойском возрасте рудоносных гранодиорит-порфиров [153] являются ошибочными.

матиты наложены на дайки гранит-порфиров, завершающие XI магматический ритм. В пределах месторождения Коунрад таких даек не обнаружено.

Среди более поздних гидротермальных ритмов можно отметить кварц-мусковитовые грейзены с андалузитом, содержащие убогую вкрапленность халькопирита и молибденита в Айнабулакском гранитном массиве (X ритм), а также позднюю полиметаллическую минерализацию, наложенную на дайки XI ритма в пределах Коунрадского месторождения. Поздние базитовые дайки, пересекающие гидротермалиты VII—IX ритмов, имеются и на месторождении Борлы.

Эффузивы и интрузивные образования  $\delta$ - и  $\gamma$ -ассоциаций перекрыты вулканитами позднепалеозойской  $\gamma\delta$ -ассоциации (калмакэмельская и более молодые свиты) и прорваны дайками и гранитоидными плутонами  $\gamma\delta$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций (кокдомбакский комплекс и более молодые интрузивы). На рудопоявлении Коунрад II дайки гранит-порфиров и граниты  $\gamma\epsilon$ -ассоциации пересекают штокверковое медно-молибденовое оруденение  $\delta$ -ассоциации (VIII ритм). Непосредственно к югу от рудопоявления Жота развита андезиты  $\gamma\delta$ -ассоциации, не затронутые гидротермальными изменениями, которые широко проявлены в более древних породах.

Последовательность магматических и гидротермальных ритмов, сформированная в Северном Прибалхашье в конце раннего или начале среднего карбона, в целом, типична для  $\delta$ - и  $\gamma$ -ассоциаций, несущих медно-молибденовое оруденение, в чем можно убедиться на примере многих месторождений. Первый интрузивный ритм почти на всех участках образован фанеритовыми габброидами и гранитоидами. Наиболее кремнекислые породы этого ритма представлены гранодиоритами, граносиенитами и адамеллитами. Если первый интрузивный ритм заканчивается фанеритовыми гранитоидами, то после них формируются гидротермальные ритмы M—C—K—N—H или K—N—H (табл. 3), несущие лишь убогую сульфидную минерализацию. Для раннего гидротермального ритма характерны скарны, часто магнетитсодержащие, и кварц-калишпатовые или кварц-биотитовые метасоматиты гумбеитового типа. Промышленное медно-молибденовое оруденение появляется лишь тогда, когда первый интрузивный ритм завершается небольшими дополнительными порфиоровыми интрузивами. Наиболее многочисленны медно-молибденовые штокверки с Cu/Mo отношением в рудах от 10 и выше, т.е. медно-порфиоровые месторождения, в узком смысле этого термина [152]. Состав порфиоровых интрузивов, с которыми связаны эти месторождения, варьирует от кварцевых диорит-порфиритов до адамеллит-порфиритов. Значительно реже встречаются существенно молибденовые месторождения с Cu/Mo отношением в рудах около 1. Они ассоциируют с более кремнекислыми гранит- и граносиенит-порфирами, обогащенными калием (месторождение Сорское), которые характерны для  $\gamma$ -ассоциации.

На Сорском месторождении порфиоровые интрузивы, завершающие первый интрузивный ритм, пересекают кварц-калишпатовые метасоматиты, которые наложены на фанеритовые адамеллиты этого же ритма. Эти соотношения демонстрируют возможность формирования обособленных гидротермальных ритмов после отдельных внедрений внутри гомодромного магматического ритма, если последний объединяет породы разного фациального облика. На некоторых месторождениях ранние гидротермалиты пересекаются дополнительными интрузивами, которые сложены не порфиоровыми породами, а мелкозернистыми аллитовидными гранитами. Примером могут служить мелкозернистые граниты, пересекающие

скарны на месторождении Каратас I [201], на Киялых-Узень, Туимском и других месторождениях Хакассии [68, 114].

После порфировых интрузивов на медно-молибденовых месторождениях обычно формируются два гидротермальных ритма. Ранний ритм отличается широким развитием кварц-биотит-калишпатовых метасоматитов, сменяющихся пропилитами и молибденит-борнит-халькопиритовым оруденением. Поздний ритм состоит из Н-метасоматитов и жил, главным образом кварц-серицитового состава, обогащенных пиритом, а иногда и молибденитом. Гидротермалиты раннего ритма часто образуют внутреннюю зону месторождений, а позднего — внешнюю. На некоторых участках преимущественное развитие получает лишь один из гидротермальных ритмов. Возможно, гидротермальные ритмы разделены во времени внедрением поздних дополнительных интрузивов, сложенных кремнекислыми порфировыми породами или мелкозернистыми гранитами, как это, например, предполагается в Северном Прибалхашье.

Второй магматический ритм на медно-молибденовых месторождениях  $\delta$ - и  $\gamma$ -ассоциаций представлен гомодромной последовательностью даек и малых порфировых интрузивов иной морфологии, после которых вновь формируется "дуплет" гидротермальных ритмов, несущих медно-молибденовое оруденение. На месторождениях с низким средним содержанием молибдена второй интрузивный ритм завершается гранодиорит-порфирами, а на существенно молибденовых участках поздние члены ритма нередко представлены более кремнекислыми адамеллит-граносиенит-порфирами. Самые ранние дайки данного ритма чаще всего сложены микродиоритами и диорит-порфиритами. Встречаются и более сложные разности.

Примеры прямых возрастных соотношений малых интрузивов второго ритма с магматическими и гидротермальными образованиями первого ритма многочисленны. Так, на медно-порфировом месторождении Эль-Сальвадор, Чили, поздние гранодиорит-порфиры пересекают интрузивы первого ритма и связанные с ними рудные тела [269]. Аналогичные соотношения описаны на медно-порфировых месторождениях Сар-Чешме, Пангуна, Бингем и др. На Сорском месторождении выделяются поздние порфировые тела, пересекающие более ранние молибденовые руды [148]. На месторождении Саяк в Прибалхашье дайки второго ритма пересекают скарны, залегающие на контакте с более ранними гранитоидами. На эти дайки наложено медно-молибденовое оруденение [130].

Гидротермальные ритмы, заведомо образованные после малых интрузивов второго магматического ритма, во многом сходны с более ранними гидротермалитами. Ранний ритм представлен последовательностью К-, N- и H-метасоматитов, иногда только H-метасоматитами и жилами, несущими молибденит, борнит, халькопирит и пирит в разных количественных соотношениях: от существенно медных руд (Саяк) до собственно молибденового оруденения (Сорское). В позднем гидротермальном ритме преобладают кварц-серицитовые и кварц-мусковитовые метасоматиты, содержащие на некоторых участках андалузит (Эль-Сальвадор). Среди сульфидов главную роль обычно играет пирит. Известны случаи, когда на существенно медные руды раннего ритма наложена более поздняя молибденитовая минерализация (Киялых-Узень, Дастакерт).

Общей особенностью оруденения второго этапа является высокое содержание в рудах молибдена, часто заметно превосходящее среднее содержание этого металла в рудах предыдущего этапа. При этом на одних месторождениях главная масса молибденита оказывается связанной с

гидротермалитами раннего ритма, а на других — позднего. Если медно-молибденовое оруденение относится к одному гидротермальному ритму, то всегда молибденит отлагается раньше халькопирита. Обратные соотношения свидетельствуют о наложении двух гидротермальных ритмов.

В рудах второго этапа возрастает и количество вольфрама, который в раннем гидротермальном ритме встречается только в форме шеелита, а в позднем — в форме шеелита и вольфрамита (Киялых-Узень). Вольфрамовая минерализация, однако, не достигает промышленного уровня. Известны лишь очень мелкие шеелитовые месторождения, которые к настоящему времени отработаны или заброшены (Туимское).

Средние содержания меди в рудах второго этапа варьируют в широких пределах — от относительно высоких концентраций в скарнах (Саяк), до умеренных — в ряде медно-порфировых месторождений (Каджаран) и непромышленных — в молибден-порфировых месторождениях. На тех участках, где пространственно совмещены медно-порфировые руды первого и второго этапов, главная масса меди всегда сосредоточена в ранних рудах. Например, на месторождении Эль-Сальвадор руды первого этапа составляют около 75% общих запасов [269]. С первым этапом связано главное промышленное оруденение на месторождениях Коунрад, Бингем, Сар-Чешме и многих других.

Третий интрузивный ритм на участках с медно-молибденовым оруденением представлен более или менее полно развитой гомодромной последовательностью даек, которая сопровождается практически безрудными В- и Н-метасоматитами и жилами. Характерно появление турмалинсодержащих метасоматитов, которые часто служат цементом пострудных гидротермальных брекчий. К третьему гидротермальному этапу относится отложение небольших количеств пирита, арсенопирита, халькопирита, блеклых руд, минералов висмута. Отчетливые соотношения пострудных даек третьего ритма с предшествующими и последующими магматическими ритмами можно наблюдать в Актогайском рудном поле (Северо-Восточное Прибалхашье). Особенно ярко эти соотношения выражены на участке Айдарлы, где имеются прямые пересечения как с более ранними и поздними дайками, так и с оруденелыми метасоматитами. К третьему этапу следует отнести пострудные образования, выполняющие гигантскую брекчиевую трубку на месторождении Эль-Тениенте в Чили, пострудные турмалинсодержащие метасоматиты и прожилки на месторождении Коунрад и аналогичные образования на многих других участках.

Последние интрузивные ритмы  $\delta$ - и  $\gamma$ -ассоциаций представлены дайками, которые сопровождаются березитами, аргиллизитами, пропилитами, кварцевыми и кварц-карбонатными жилами. Дайки сложены породами повышенной основности, которые принадлежат двум незавершенным ритмам. Четвертый ритм, состоящий из диабазов, микродиоритов, диорит-порфиритов, предшествует полиметаллической минерализации (сфалерит, галенит, самородное золото и другие минералы), а пятый ритм, представленный диабазами и лампрофирами спессартитового ряда, предшествует безрудным кварцевым, карбонатным и другим поздним прожилкам и жилам. Возрастное положение поздних даек и гидротермальных жил остается наименее определенным. Не исключено, что в ряде случаев эти образования принадлежат последующим магматическим ассоциациям. По отношению к медно-молибденовому оруденению поздние дайки всегда являются пострудными, что подтверждается прямыми пересечениями (Саяк). Среди пострудных даек, заведомо относящихся к более молодым

ассоциациям, можно отметить порфириды и ортофиры  $\gamma\epsilon$ -ассоциации на Сорском, Киялых-Узеньском и некоторых других молибденовых месторождениях Хакассии [190].

Таким образом, общая последовательность магматических событий на участках с медно-молибденовым оруденением в большинстве случаев такова: ритмы вулканических и субвулканических пород — ритмы полнокристаллических габброидов, сиенитоидов и гранитоидов — ритмы малых порфировых интрузивов и даек — ритмы поздних преимущественно базитовых даек. Промышленное медно-молибденовое и чисто молибденовое оруденение связано с гидротермальными образованиями, которые формируются после порфировых штоков и даек первого и второго интрузивных ритмов.

## 2.2. МЕСТОРОЖДЕНИЯ $\gamma\delta$ -АССОЦИАЦИИ

Раннеорогенный магматический цикл, который состоит из  $\delta$ - и  $\nu\gamma$ -ассоциаций (табл. 2), нередко остается незавершенным;  $\nu\gamma$ -ассоциация, представленная локально развитыми вулканическими покровами, обычно сохраняется лишь в зонах современного и новейшего вулканизма. В областях более древнего магматизма, особенно в тех, где  $\delta$ -ассоциация сложена интрузивными породами,  $\nu\gamma$ -ассоциация часто либо отсутствует, либо представлена только дайками, которые с трудом отличаются от пород более молодых  $\gamma\epsilon$ - и  $\tau$ -ассоциаций. При отсутствии завершающих членов раннеорогенного цикла магматиты  $\delta$ -ассоциации сменяются во времени позднеорогенной  $\gamma\delta$ -ассоциацией. Вулканы этой ассоциации формируются в наземных условиях, а их интрузивные аналоги представлены главным образом эпизональными плутонами. В краевых системах [69] подвижных поясов развиты вулкано-плутонические ассоциации, а в центральных эвгеосинклинальных зонах и сопряженных с ними геоантиклинальных поднятиях преобладают существенно плутонические ассоциации.

Для  $\gamma\delta$ -ассоциации, также как и для раннеорогенной  $\delta$ -ассоциации, характерны относительно непрерывные, часто незавершенные магматические ритмы, которые отличаются от раннеорогенных магматитов более высокими концентрациями калия и пониженной известковистостью во всем ряду изверженных пород от основных до кремнекислых. Среди эффузивов появляются трахиандезиты (латиты) и трахидациты, а среди интрузивных пород — монцонитоиды. Особенно высокие содержания калия отмечаются в породах, залегающих во внешних зонах подвижных поясов, в пределах срединных массивов и блоков ранней консолидации. Базальтоиды и габброиды чаще всего представлены разностями, содержащими не менее 53–56%  $\text{SiO}_2$  (андезито-базальты, габбро-диориты, монцониты). Наибольшим распространением пользуются кали-натровые андезиты, дациты, риодациты, гранодиориты и адамеллиты.

С магматическими образованиями  $\gamma\delta$ -ассоциации связаны гидротермальные шеелитовые и молибденитовые месторождения, а также золото-полиметаллическое оруденение. В незначительном масштабе развита вольфрамитовая минерализация, обычно не имеющая промышленного значения.

Последовательность элементарных магматических ритмов, составляющих  $\gamma\delta$ -ассоциацию, близка к структуре  $\delta$ -ассоциации. Первые ритмы  $\gamma\delta$ -ассоциации также представлены эффузивами (рудное поле Чорух-Дайрон — Южный Янгикан в Средней Азии, Бугдаинское месторождение и Забайкалье) и полнокристаллическими гранитоидами, которым иногда предшествуют базитовые внедрения. После первого интрузивного

ритма формируются гидротермальные ритмы K—N—H и M—C—K—N—H. На контакте кварцевых диоритов, гранодиоритов и адамеллитов с карбонатными породами возникают скарны, являющиеся типичными и весьма распространенными метасоматитами первого гидротермального ритма. Скарны нередко пересечены мелкозернистыми гранитами, завершающими первый интрузивный ритм, которые затем вновь подвергаются скарнированию (Каратюбе, Ингичке и другие месторождения Средней Азии).

В Сарыгичинском рудном поле в Забайкалье дайки, предшествующие главному молибденовому этапу, пересекают гранитоиды первого интрузивного ритма и кварц-андалузитовые метасоматиты с шеелит-молибденитовой минерализацией, развитые в приконтактовой зоне гранитоидов [88]. Первый гидротермальный ритм не несет промышленного редкометального оруденения и в хронологическом отношении соответствует этапу прерудных метасоматитов и жил.

Наиболее крупные шеелитовые и молибденовые месторождения возникают позднее — после внедрения малых порфировых интрузивов и даек второго ритма, которые известны в пределах многих месторождений и рудных полей. Наиболее полные гомодромные ритмы даек начинаются с базитов (Шахтаминское и другие месторождения Забайкалья), но нередко развиты только гранодиорит-, адамеллит- и гранит-порфиры (Тырныауз, Чорух-Дайрон и другие месторождения), содержание  $\text{SiO}_2$  в которых не меньше, чем в фанеритовых гранитоидах первого ритма. При отсутствии ранних базитовых даек нельзя исключать принадлежность порфировых тел к дополнительным интрузивам первого ритма. В настоящей работе все порфиры отнесены ко второму интрузивному ритму, что лучше согласуется с последовательностью более поздних гидротермальных образований.

Дайки, силлы и небольшие штоки порфирового сложения прорывают предшествующие гранитоиды и связанные с ними метасоматиты. К сожалению, авторам не удалось найти столь ярких и однозначных примеров пересечения дайками второго ритма скарнов, как это наблюдается на некоторых месторождениях  $\delta$ -ассоциации, например, на месторождении Саяк, но наложенный характер промышленного шеелит-молибденитового оруденения по отношению к скарнам всюду проявлен вполне отчетливо. На некоторых месторождениях отложению шеелитовых руд предшествовали деформация и дробление скарнов (Ингичке).

На шеелитовых месторождениях после малых интрузивов второго ритма обычно формируется гидротермальный ритм, состоящий из K-, N-, H- или N- и H-метасоматитов, которым иногда предшествует ассоциация скарновых минералов (Чорух-Дайрон, приконтактовые скарны Тырныауза). Шеелит начинает отлагаться одновременно с везувианом, плагиоклазом (альбитом), амфиболом и другими минералами, слагающими апоскарновые N-метасоматиты, и продолжает выделяться в более поздних кварцевых прожилках, завершающих гидротермальный ритм. Такая позиция шеелита в парагенезисах метасоматических и жильных минералов подтверждается наблюдениями на многих месторождениях, например, на среднеазиатских.

На шеелит-молибденитовых месторождениях получают развитие два гидротермальных ритма второго этапа: ранний, несущий шеелитовое оруденение, и поздний, представленный кварцевыми прожилками с молибденитом. Около прожилков наблюдаются кварц-мусковитовые и кварц-серицитовые оторочки. Иногда встречается турмалин (рудное поле Чорух-Дайрон — Южный Янгикан). Кварц-молибденитовые прожилки отчетливо пересекают более ранние шеелитоносные скарны (Тырныауз,

Сандон). Контуры шеелитовых и молибденитовых рудных тел обычно не совпадают. На Тырныаузе, например, штокверковые молибденовые руды образуют внешнюю зону относительно метасоматических шеелитсодержащих залежей в скарнах [159].

Два гидротермальных ритма второго этапа обособляются и на существенно молибденовых месторождениях. Ранний ритм представлен последовательностью К-, N-, H-метасоматитов и жил с широко развитой стадией кварц-калишпатовых пород. Кроме молибденита, в рудах раннего ритма в небольшом количестве содержится шеелит. Поздний ритм состоит преимущественно из кварц-молибденитовых прожилков с серицитовыми и мусковитовыми оторочками. Такая последовательность гидротермалитов характерна для Бугдаинского, Шахтаминского и других молибденовых месторождений  $\gamma\delta$ -ассоциации Восточного Забайкалья.

Молибденовое оруденение, связанное как с ранним, так и с поздним гидротермальными ритмами, достигает промышленных масштабов лишь на тех участках, на которых предшествующий интрузивный ритм завершается гранит-порфирами, содержащими не менее 71%  $\text{SiO}_2$ . Если гомодромный интрузивный ритм заканчивается менее кремнекислыми гранодиорит- или адамеллит-порфирами, образуется только шеелитовое оруденение.

В рудном поле Бишоп в Калифорнии развиты полнокристаллические аляскиты, которые пересекают гранитоиды первого интрузивного ритма и шеелитоносные скарны, а сами сопровождаются молибденитовым оруденением [44]. Эти граниты, отнесены ко второму интрузивному ритму. Аналогичные породы, судя по описанию, развиты и на месторождении Азгур в Марокко, где также отмечается разделение в пространстве и времени шеелитового и молибденитового оруденения [227]. К этому ритму, возможно, следует отнести мелкозернистые лейкократовые граниты, предшествующие жильному молибденитовому оруденению на месторождениях внутренней зоны юго-восточной Японии [277]. Не исключено, что перечисленные выше граниты и сопровождающее их молибденовое оруденение относятся к более молодой  $\gamma\epsilon$ -ассоциации.

Третий интрузивный ритм представлен еще одной гомодромной последовательностью даек, после которых вновь формируются два гидротермальных ритма. Ранний ритм несет шеелит-вольфрамитовое оруденение, а поздний — завершается отложением сульфидов: пирита, арсенопирита, пирротина, сфалерита, халькопирита. В этой ассоциации встречаются самородное золото, самородный висмут, висмутин и сульфосоли висмута.

В обоих ритмах преобладают H-метасоматиты и жилы кварц-серицитового, кварц-хлоритового, монокварцевого составов. При наложении гидротермалитов на ранние скарны образуется большое количество эпидота.

Иногда в раннем ритме появляются турмалиниты, характерные, например, для Давендинского, Алексеевского и других месторождений Забайкалья. На этих месторождениях [88] имеются дайки, которые, пересекая кварц-молибденитовые жилы, предшествуют турмалинитам третьего этапа. Пересечение кварц-полевошпатовых жил, содержащих шеелит, дайкой гранит-порфира, которая предшествует золотому оруденению, описано на месторождении Мурунтау [157]. Ранние кварц-турмалиновые жилы с шеелитом, пересеченные дайками, на которые наложено золотое оруденение, известны и на Березовском месторождении [22].

На месторождении Мурунтау, кроме раннего шеелита, в жилах, пересеченных дайками, вероятно, имеется и более поздняя шеелит-висмутиновая

минерализация третьего этапа. На это указывает корреляция содержаний вольфрама, висмута и золота в рудах [13].

На месторождении Хиллгроув в Австралии, на Кумакском и Айдырлинском месторождениях Урала и на многих других участках, где кварц-шеелитовые и кварц-сульфидные жилы не имеют последовательных пересечений с одними и теми же дайками, возрастная позиция шеелитового оруденения остается неопределенной. Эта неопределенность обусловлена также частой пространственной разобщенностью жил с шеелитом и сульфидами и отсутствием данных о точном положении даек этих месторождений в структуре  $\gamma\delta$ -ассоциации. По аналогии с жильными вольфрамитовыми месторождениями  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, обогащенными сульфидами, можно предположить, что кварц-шеелитовые жилы на подобных участках скорее всего относятся к третьему этапу. Не исключено, что на некоторых месторождениях, как это предполагается нами для Мурунтау, имеются кварц-шеелитовые жилы и прожилки двух поколений. Так, на Березовском месторождении, помимо ранних жил с шеелитом, вольфрамовая минерализация отмечена и в заведомо более поздних золоторудных телах.

На некоторых шеелитовых и молибденитовых месторождениях после кварц-сульфидных и кварц-золоторудных жил, в которых золото ассоциирует с арсенопиритом и пиритом, обособляется этап полиметаллической минерализации, представленной пиритом, халькопиритом, блеклыми рудами, сфалеритом, галенитом, сложными сульфидами свинца, сульфосолями и теллуридами висмута и другими минералами, с которыми ассоциирует и золото. Н-метасоматиты, сопровождающие золото-полиметаллическую минерализацию, образованы главным образом березитами. В жильном выполнении кроме кварца появляется большое количество карбонатного материала. По данным Л.В. Соловьевой, в Шахтаминском и Давендинско-Ключевском рудных полях Забайкалья полиметаллическому оруденению предшествуют дайки пироксеновых порфиритов, пересекающие все более ранние магматические и гидротермальные образования  $\gamma\delta$ -ассоциации. Аналогичные соотношения описаны и на других месторождениях Забайкалья [88]. В рудном поле Эмералд в Канаде шеелитовые и полиметаллические рудные тела также разделены во времени дайками лампрофиров [232]. Эти данные позволяют отнести полиметаллическую минерализацию и связанные с ней метасоматиты и жилы к четвертому гидротермальному этапу.

Последовательность гидротермальных ритмов на месторождениях  $\gamma\delta$ -ассоциации завершается поздними кварцевыми, халцедоновыми и карбонатными жилами и прожилками, которые иногда содержат антимонит и киноварь. На месторождении Хиллгроув антимонит имеет промышленное значение. На месторождении Восток-2 поздним прожилкам с карбонатом, хлоритом, эпидотом предшествуют базитовые дайки [193], которые, вероятно, завершают последовательность интрузивных ритмов  $\gamma\delta$ -ассоциации. Не исключено, однако, что эти дайки принадлежат более поздней магматической ассоциации.

На многих шеелитовых и молибденовых месторождениях развиты магматические образования, явно относящиеся к последующим  $\gamma$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциациям того же позднеорогенного магматического цикла. Так, на месторождении Тырныауз гранит-порфиры  $\gamma\delta$ -ассоциации и связанные с ними Рудные тела прорваны широко известными эльджуратинскими гранитами [159], которые по петрографическим и геохимическим особенностям несомненно принадлежат  $\gamma$ -ассоциации.

Кварц-вольфрамитовые жилы Колыванского месторождения на Горном Алтае, геологически тесно связанные с гранитоидами  $\gamma\delta$ -ассоциации, срезаются контактом гранитов  $\gamma$ -ассоциации [155]. Граниты, сиениты и дайки  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, развитые в пределах Кумакского рудного поля на Урале, сопровождаются грейзенизацией и редкометальной минерализацией. Эти гидротермальные образования резко отличаются от кварц-шеелитовых жил  $\gamma\delta$ -ассоциации [30]. На Агламиндинском рудопроявлении в Забайкалье дайка гранит-порфиров  $\gamma\epsilon$ -ассоциации пересекает кварц-молибденитовые жилы, сформированные после внедрения даек  $\gamma\delta$ -ассоциации [88].

Граниты  $\gamma$ -ассоциации, а также субвулканические тела гранит-порфиров  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, судя по имеющимся описаниям, развиты в районе шеелитового месторождения Восток-2 в Сихотэ-Алине [193].

В Лянгарском рудном поле, по данным Э.П. Исоха и др. [208], кроме лянгарского комплекса гранитоидов, с которыми связано шеелитовое оруденение<sup>1</sup>, выделяются биотитовые граниты шуракского комплекса, которые по своему составу и геологической позиции должны быть отнесены к  $\gamma$ -ассоциации. Принадлежность лянгарских и шуракских гранитов к разным магматическим ассоциациям подтверждается нарушением гомодромности при переходе от первых ко вторым.

На геологических разрезах через рудное поле Дайто в Японии показано, что кварц-молибденитовые жилы, пересекающие граниты и гранитоиды  $\gamma\delta$ -ассоциации, в свою очередь срезаются контактами более молодых гранитов Утидани [277]. Последние, вероятно, относятся к  $\gamma\epsilon$ -ассоциации.

Перечисленные геологические соотношения четко определяют верхнюю возрастную границу гидротермальных ритмов и оруденения, связанных в пространстве и во времени с магматитами  $\gamma\delta$ -ассоциации.

Таким образом, общая последовательность магматических ритмов на шеелитовых и молибденовых месторождениях  $\gamma\delta$ -ассоциации сводится к следующему ряду: ритмы вулканических и субвулканических пород (ритм 1а) — фанеритовые габброиды и гранитоиды (ритм 1б) — дайки и малые порфировые интрузивы (ритм 2а) и локально развитые полнокристаллические лейкократовые граниты и микроклин-алаяскиты (ритм 2б) — ритмы даек (ритмы 3—5). Ритм 2а образован наиболее кремнекислыми породами, а завершающий ритм 5 состоит только из базитовых даек. Наиболее продуктивным с точки зрения редкометального оруденения является интрузивный ритм 2а, после которого формируются промышленное шеелит-молибденитовые руды. Шеелитовое (иногда вольфрамитовое) оруденение связано и с более поздними гидротермалитами, которые сопровождают дайки ритма 3.

Полные последовательности магматических и гидротермальных ритмов  $\gamma\delta$ -ассоциации, такие, как, например, на молибденовых месторождениях Восточного Забайкалья, встречаются в пределах редкометальных рудных полей довольно редко, и общая схема строения рудоносной  $\gamma\delta$ -ассоциации является результатом совместного рассмотрения геологического строения многих месторождений. Эта схема не противоречит данным о возрастных соотношениях магматических и гидротермальных ритмов ни на одном из тех участков, где развиты отдельные фрагменты общей последовательности.

<sup>1</sup> По мнению Э.П. Исоха, шеелитовое оруденение формируется после гранитов, отнесенных нами к  $\gamma$ -ассоциации.

### 2. 3. РУДОНОСНОСТЬ $\gamma$ -АССОЦИАЦИИ

Позднеорогенная  $\gamma$ -ассоциация отличается от всех остальных членов магматического мегацикла однородным гранитным составом и отсутствием вулканических и субвулканических фаций. Эта ассоциация соответствует группе плутонических гранитов, выделяемой уральскими петрологами [218] и S-гранитам, выделяемым Б. Чаппеллом и А. Уайтом [249]. По тектонической позиции граниты  $\gamma$ -ассоциации отвечают синорогенным плутонам в схеме Г.Штилле и могут быть сопоставлены с синкинематическими докембрийскими гранитами, широко развитыми в пределах кратонов.

Наибольшим распространением пользуется колымский вариант  $\gamma$ -ассоциации, характерный для геоантиклинальных поднятий внутренних зон. Этот вариант представлен кали-натровыми биотитовыми и двуслюдяными гранитами, нередко содержащими в небольшом количестве кордиерит и гранат (высокоглиноземистые граниты, по Э.П. Изоху [80]). Примерами подобных ассоциаций могут служить раннемеловой колымский комплекс Северо-Востока СССР, калбинский комплекс Юго-Западного Алтая, палеозойские граниты Главного Кавказского хребта и Северного Кавказа, позднепалеозойские граниты Южных Аппалачей. Близок к этому варианту и пермский джабык-карагайский комплекс восточного склона Урала. Аналогичные гранитные комплексы позднепалеозойского возраста широко развиты в варисцидах Европы (Западные Рудные горы, Гарц, Корнуолл, Чешский, Центральный Французкий и Армориканский массивы, палеозойды Иберийского полуострова).

Гранитные массивы обычно состоят из нескольких фаз внедрения. Самая ранняя фаза, обычно называемая главной, сложена крупно- и среднезернистыми мезократовыми биотитовыми гранитами с порфиоровидной текстурой, обусловленной обилием мегакристаллов кали-натрового шпата. Последующие фазы имеют средне- и мелкозернистое сложение и образованы как биотитовыми, так и биотит-мусковитовыми двуслюдяными лейкократовыми разностями. Мусковит в том или ином количестве встречается и в гранитах первой фазы, особенно в эндоконтактных зонах массивов. В совокупности все интрузивные фазы, образующие гомодромную серию, слагают крупные плутоны, которые группируются в пояса, вытянутые на многие сотни, а иногда и тысячи километров (Яно-Колымская область, Прибайкалье, Калба, восточный склон Урала, Аппалачи). Гранитные массивы часто окружены зонами инъекционных мигматитов и несут признаки параавтохтонных плутонических масс. Однако, согласно геологическим данным, глубина формирования подобных гранитных тел не превышает нескольких километров.

Эльджуртинский вариант  $\gamma$ -ассоциации образован биотитовыми гранитами, которые также относятся к плутонической группе. Данный вариант характерен для краевых зон подвижных поясов и прилегающих частей кратонов. Граниты слагают аллохтонные интрузивные массивы, более или менее изолированные друг от друга. Примерами могут служить эльджуртинские граниты плиоценового возраста, обнаженные в пределах Тырнаузского рудного поля на Северном Кавказе, биотитовые граниты, предшествующие аляскитам юрского гуджирского комплекса на месторождениях Бом-Горхон, Орекиткан и на других участках в Забайкалье, массивы гранитов позднекаменноугольного калдырминского комплекса в Северном Прибалхашье.

В тех случаях, когда удается наблюдать геологические соотношения между гранитами  $\gamma$ -ассоциации и изверженными породами  $\gamma\delta$ -ассоциа-

ции, которые относятся к одному и тому же позднеорогенному циклу, более молодой возраст гранитов не вызывает сомнения. Например, в Яно-Колымском междуречье граниты  $\gamma$ -ассоциации, слагающие колымский (чибагалахский) комплекс, прорывают гранитоиды и более поздние дайки  $\gamma\delta$ -ассоциации, выделяемые в морджотский, или басугуньинский комплекс [43].

Столь же определенные возрастные соотношения установлены во многих местах между биотитовыми гранитами  $\gamma$ -ассоциации и прорывающими их микроклин-аляскитами первого интрузивного ритма  $\gamma\epsilon$ -ассоциации. Примерами могут служить соотношения между массивами калбинского и монастырского интрузивных комплексов в Восточной Калбе, между горскими и рудногорскими гранитами в Рудных горах, между ранними биотитовыми адамеллитами и гранитами и поздними оловоносными аляскитами в батолите Новой Англии на востоке Австралии, такие же соотношения в Восточной Тасмании и во многих других провинциях. В Тырныаузском рудном поле эльджуртинские граниты прорваны экструзивными телами риолитов, которые принадлежат  $\gamma\epsilon$ -ассоциации.

Гранитные плутоны  $\gamma$ -ассоциации сопровождаются гидротермалитами, к которым относятся скарновые метасоматические залежи, зоны калишпатизации, альбитизации, грейзенизации, турмалинизации, кварцевые жилы, иногда несущие убогую вкрапленность касситерита, вольфрамита, молибдена. Примерами могут служить грейзенизированные граниты, вскрытые скважинами на Депутатском месторождении [207], турмалинизированные граниты на месторождении Майхура [20], некоторые кварц-касситеритовые жилы в гранитах Калбинского плутона [58], кварц-молибденитовые прожилки в эльджуртинском граните и т.п. Промышленного значения эти рудопоявления не имеют. С гранитами  $\gamma$ -ассоциации связаны также некоторые редкометалльные пегматиты. Вместе с тем на земном шаре не известно ни одного сколько-нибудь крупного промышленного гидротермального месторождения, которое было бы образовано непосредственно вслед за гранитами  $\gamma$ -ассоциации. Стерильность гранитов в отношении промышленного гидротермального оруденения является таким же типоморфным признаком  $\gamma$ -ассоциации, как их однородный состав и отсутствие излившихся аналогов.

#### 2. 4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ $\gamma\epsilon$ -АССОЦИАЦИИ

Позднеорогенная  $\gamma\epsilon$ -ассоциация объединяет контрастные магматические ритмы, которые в общем случае начинаются с пород базальт-трахитового (габбро-сиенитового) состава, а заканчиваются риодацитами-риолитами и адамеллитами-гранитами. Породы промежуточного дацит-гранодиоритового состава играют второстепенную роль и часто вообще отсутствуют. Количественные соотношения между основными и кремнекислыми породами, состав этих пород и их фациальный облик варьируют в широких пределах. Количество вариантов  $\gamma\epsilon$ -ассоциации очень велико — от незавершенных базальт-трахитовых и габбро-сиенитовых комплексов, во многом сходных с  $\mu$ - и  $\nu\gamma$ -ассоциациями, до существенно риолитовых и гранитных комплексов, в которых базиты представлены лишь единичными дайками. Для всех вариантов характерно широкое распространение эффузивов и (или) интрузивных тел субвулканического типа, сложенных породами с порфировой структурой.

На тех участках, где изверженные породы  $\gamma\epsilon$ -ассоциации пространственно совмещены с магматическими образованиями  $\gamma\delta$ - и (или)  $\gamma$ -ассоциации,

они всегда оказываются более молодыми. Так, в Сихотэ-Алине описаны факты перекрытия позднемеловых гранитоидов  $\gamma\delta$ -ассоциации риолитовыми покровами  $\gamma\epsilon$ -ассоциации [84]. Аналогичные соотношения описаны в Сержихинской мульде на Рудном Алтае [67] и ряде других регионов.

В противоположность  $\gamma$ -ассоциации изверженные породы  $\gamma\epsilon$ -ассоциации сопровождаются обильным и разнообразным оруденением. Большая часть гидротермальных редкометалльных месторождений обнаруживает пространственно-временную связь с магматическими образованиями именно этой ассоциации. С западно-забайкальским вариантом сопряжены месторождения молибдена и вольфрама; для приморского, рудногорского и близких к ним вариантов характерны касситеритовые месторождения, для других вариантов  $\gamma\epsilon$ -ассоциации — месторождения бериллия, тантала, ниобия. Учитывая металлогеническую специфику разных вариантов  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, удобнее рассмотреть возрастные соотношения между магматическими и гидротермальными ритмами на месторождениях каждого металла отдельно.

#### 2. 4. 1. Оловорудные и вольфрам-оловорудные месторождения

Во многих рудных районах последовательность магматических и гидротермальных ритмов на оловорудных и вольфрам-оловорудных месторождениях начинается с эффузивов, представленных преимущественно риолитами. После субвулканических тел риолитового состава иногда развиваются гидротермалиты, несущие касситеритовое оруденение. Поствулканические месторождения пользуются наибольшим распространением в неогеновом вулканическом поясе Мексики. Мелкие месторождения такого же типа известны и в восточных районах СССР (Суворовское). Деревянистое олово в ассоциации со спекуляритом локализуется в жилах, брекчиевых телах и встречается в виде рассеянной прожилково-вкрапленной минерализации в риолитах. Все эти морфологические типы оруденения развиты только в интрузивных субвулканических телах, сложенных лавами. Туфовые горизонты оловянного оруденения не несут. В риолитах имеются пустоты с кристаллами кварца, тридимита, санидина, спекулярита, флюорита, топаза. Для продуктивных риолитов характерен фаялит.

Вулканическая деятельность обычно завершается ритмом субвулканических даек и малых порфириновых интрузивов, которые непосредственно предшествуют массивам полнокристаллических интрузивных пород. Подобные ритмы, развитые в полном объеме, начинаются с диабазов, диорит-порфиринов и лампрофиринов спессартитового типа и заканчиваются гранит-порфирами и фельзитами. На участках с широким развитием эффузивов к этому ритму отнесены самые поздние субвулканические интрузивные тела, представленные либо только штоками гранодиорит- (граносиенит-), адамеллит- и гранит-порфиринов (месторождения Дальнегорского района Приморья, месторождения Боливии), либо порфирами и предшествующими им порфириновыми дайками (месторождения Хингано-Олонойской зоны).

На площадях развития гранитов  $\gamma$ -ассоциации к этому же ритму отнесены дайки, которые пересекают эти граниты и в свою очередь срезаются контактами полнокристаллических интрузивов  $\gamma\epsilon$ -ассоциации. Во многих случаях отнесение даек и порфириновых тел к данному интрузивному ритму подтверждается только срезанием их более поздними гранитами (рудное поле Светлое — Солнечное на Чукотке, месторождения Хапчеранга, Шерлова Гора в Забайкалье, месторождения Восточной Киргизии). Поскольку

соотношения с предшествующими гранитами при этом наблюдать не удается, нельзя исключить, что какая-то часть догранитных даек является более древней и принадлежит, например,  $\gamma\delta$ -ассоциации.

Довольно определенные возрастные соотношения даек первого ритма описаны для месторождения Их-Хайрхан в Монголии [89]. В пределах рудного поля выделяется гомодромный ритм даек диоритов, гранодиорит-порфиоров и гранит-порфиоров, который завершается формированием золотоносных кварц-сульфидных жил. Дайки и жилы, судя по всему, относятся к  $\gamma\delta$ -ассоциации триасового возраста. Те и другие пересекаются дайками следующего гомодромного ритма, сложенного кварцевыми диорит-порфитами и гранит-порфирами, которые, в свою очередь, срезаются аляскитами, предшествующими промышленному вольфрамитовому оруденению. При таких соотношениях отнесение более молодых даек к первому ритму  $\gamma\epsilon$ -ассоциации представляется оправданным. Однако и в данном случае остается некоторая неопределенность, связанная с тем, что микрогранит-порфиры содержат меньше  $\text{SiO}_2$ , чем пересекающие их аляскиты. Поэтому дайки и граниты могут принадлежать одному гомодромному ритму. Такая неопределенность сохраняется и на многих других участках.

Известны примеры (и не только на оловорудных объектах), когда ранние дайковые серии  $\gamma\epsilon$ -ассоциации завершаются более кремнекислыми гранит-порфирами, чем граниты и аляскиты, срезающие эти дайки. Такие серии даек развиты, например, в обрамлении Бектауатинского, Майтаского и других гранитных массивов Северного Прибалхашья, где дайки гранит-порфиоров, содержащих около 76%  $\text{SiO}_2$ , срезаются контактами аляскитов с содержанием  $\text{SiO}_2$  около 74% [177]. Между дайками гранит-порфиоров и последующими гранитными внедрениями существует очевидная структурно-генетическая общность: те и другие часто слагают единые кольцевые комплексы, гранит-порфиры нередко располагаются над апикальной поверхностью гранитных плутонов и т.п. Имеются все основания полагать, что дайки и плутоны полнокристаллических гранитов формируются на разных стадиях развития одной магматической системы и являются комагматичными образованиями. Однако для того, чтобы не нарушать единый принцип выделения элементарных магматических ритмов и не привносить в анализ структуры магматических ассоциаций априорного генетического содержания, догранитные дайки и граниты всюду отнесены к разным магматическим ритмам (ритмы 1а и 1б). Гранит-порфиры, непосредственно предшествующие внедрению гранитов и аляскитов, известны в Спокойнинском рудном поле в Забайкалье (устное сообщение С.М. Бескина), в рудном поле Сан-Ренан в Армориканском массиве [250] и на многих других участках с касситеритовым и вольфрамитовым оруденением.

Достоверных примеров полно проявленных гидротермальных ритмов, сопровождающих догранитные дайки и малые интрузивы, на оловорудных месторождениях почти нет. В последние годы появились интересные данные, что штоки порфировых пород на крупных месторождениях Боливии не только вмещают более поздние жилы и линейные минерализованные зоны, но сами сопровождаются прожилково-вкрапленным касситеритовым оруденением, распределенным среди кварц-серицитовых и кварц-серицит-турмалиновых метасоматитов, возникших при объемном гидротермальном преобразовании порфиоров. Это оруденение рассматривается как своеобразный касситерит-порфировый тип месторождений [309].

Убогая вкрапленность касситерита в гидротермально измененных порфирах, отнесенных к первому интрузивному ритму, известна в Дальнегорском районе Приморья (Кисинское рудное поле). Возможно, аналогичное возрастное положение занимают околорудные метасоматиты, касситеритовые и сульфостаннатные руды Хетинского месторождения на Северо-Востоке СССР, которые залегают среди покрова или субвулканического тела риолитов, но отделены от них во времени внедрением базитовых даек [205]. К этому же гидротермальному этапу отнесена ранняя сульфостаннатная минерализация на Синанчинском месторождении в Приморье, которая подверглась метаморфизму под воздействием более поздних даек [164]. Во всех перечисленных примерах принадлежность дорудных порфиров и даек к первому интрузивному ритму условна. Соответственно неопределенным остается и возраст оловорудных проявлений и месторождений. Не исключено, что по крайней мере часть из них относится к более ранним поствулканическим гидротермальным ритмам.

На нескольких оловорудных участках после порфиров первого ритма образуется не касситеритовое, а молибденитовое оруденение. Так, на Высокогорском месторождении в Приморье описаны кварц-молибденитовые прожилки, пересекающие песчаники в экзоконтакте штока гранодиорит-порфиров, которые в свою очередь пересечены оловорудными прожилками [109]. На месторождении Учкошкон в Киргизии небольшое тело гранит-порфиров, переходящих в резко порфиroidные граниты, вмещает штокверк кварц-молибденитовых прожилков, которые, как это было установлено В.А. Кабо и Б.Б. Фунтом, пересекаются жилами мелкозернистых аляскитов. Если учесть, что порфиroidный интрузив залегает в экзоконтактной части крупного Учкошконского гранитного массива, контакты которого вне площади месторождения срезают дайки аналогичных гранит-порфиров, можно думать, что порфиroidный шток и молибденитовое оруденение сформировались раньше расположенных рядом, но не соприкасающихся с ними гранитов.

Вслед за ранними дайками и малыми порфиroidными интрузивами формируются полнокристаллические лейкократовые биотитовые граниты и микроклин-аляскиты, которые слагают изолированные многофазовые плутоны, размером обычно не более 10–20 км в поперечнике. После лейкогранитов и аляскитов формируются два последовательно сменяющие друг друга во времени гидротермальных ритма. Ранний состоит главным образом из кварц-полевошпатовых метасоматитов и грейzenов, обогащенных литиевыми и литийсодержащими слюдами, топазом, флюоритом, турмалином (ритмы K–N–H, K–N–F–N, K–N–L–F–H, F–B–H и др.). В некоторых случаях появляются f-метасоматиты с фаялитом и сидерофилитом. Примерами могут служить Днепровское, Бутугычакское и другие месторождения на Северо-Востоке СССР [43]. Метасоматиты и жилы содержат касситерит, количество которого нередко достигает промышленного уровня. Ранние генерации касситерита начинают выделяться на стадии фельшпатизации (Хениканджа), но главный период рудоотложения совпадает с формированием грейzenов и кварцевых прожилков. С касситеритом в том или ином количестве ассоциирует вольфрамит, который в некоторых месторождениях является главным рудным минералом (Спокойнинское в Забайкалье, Хаад-Сом-Пан в Таиланде). При совместном нахождении касситерита и вольфрамита оба минерала выделяются почти одновременно; вольфрамит обычно выделяется чуть позднее. Среди гидротермалитов раннего ритма преобладают метасоматиты,

которые развиваются по апикальным частям гранитных плутонов и зонам их ближайшего экзоконтакта.

Если граниты и аляскиты соприкасаются с карбонатными породами, ранний гидротермальный ритм может начинаться со скарнов. В магнезиальных и известковых скарнах содержится специфическая бороолювианная минерализация, представленная магнезиогулситом, норденшильдитом и другими минералами [2]. Высокие содержания олова отмечаются в везувиане, гранате и других скарновых силикатах. На месторождении Беатрис в Малайзии и на аналогичных участках в этом и других регионах в скарнах обнаружен малайяит — минерал, имеющий состав  $\text{CaO} \cdot \text{SnO}_2 \cdot \text{SiO}_2$  и изоструктурный сфену [262]. Повышенная оловоносность скарнов<sup>1</sup> установлена на месторождениях Северо-Востока СССР [206], на участке Лост-Ривер, Аляска [2] и в ряде других провинций. Появление высоких концентраций олова в гидротермалитах, сопровождающих самые ранние магматические ритмы  $\gamma$ -ассоциаций, подчеркивает ее продуктивность в отношении оловянного оруденения.

Более поздний гидротермальный ритм представлен кварцевыми жилами с грейзеновыми оторочками кварц-мусковитового, кварц-турмалинового, кварц-топазового составов, а также турмалинитами, слагающими линейные минерализованные зоны. Основным рудным минералом является вольфрамит, кристаллы которого содержатся главным образом в жильном кварце. В околожильных грейзенах встречаются касситерит, имеющий подчиненное значение. Так же, как и в предыдущем гидротермальном ритме, касситерит и вольфрамит формируются почти одновременно, но с некоторым запаздыванием вольфрамита. Во многих жилах касситерит практически отсутствует (Антоновогорское и другие месторождения Восточного Забайкалья, Их-Хаирхан в Монголии, Пехтельсгрюн в Рудных горах).

Жилы позднего гидротермального ритма локализуются в основном в надынтрузивных зонах, и верхние кромки жил удалены от контакта с гранитами на многие сотни метров. Если жилы прослеживаются в самих гранитах, наблюдаются отчетливые секущие соотношения между этими жилами и грейзенами раннего гидротермального ритма. Примером подобных соотношений служит рудное поле Готтесберг—Танненберг в Западных Рудных горах [255] и многие другие участки.

К позднему гидротермальному ритму отнесены не только кварц-вольфрамитовые жилы, пересекающие грейзены, но и кварцевые, кварц-турмалиновые жилы и метасоматиты с вольфрамитом или без него, которые залегают во вмещающих породах и предшествуют кварц-касситеритовому оруденению. Примером подобных образований служат турмалиниты и вольфрамитовое оруденение Комсомольского района в Приамурье. Хотя в этом районе минерализованные зоны, сложенные турмалинитами и содержащие вольфрамит-касситеритовое оруденение, не обнаруживают непосредственных соотношений с гранитами, более раннее формирование кварц-турмалиновых метасоматитов и кварц-вольфрамитовой ассоциации по сравнению с кварц-касситеритовым парагенезисом, а также частое пространственное разделение вольфрамита и касситерита [163] позволяют предполагать, что вольфрамовое и оловянное оруденение связано с разными гидротермальными ритмами, причем вольфрамит по своему воз-

<sup>1</sup> Имеются в виду повышенные концентрации олова в минералах скарновой ассоциации, а не наложенное касситеритовое оруденение, связанное с последующими гидротермальными ритмами.

растному положению скорее относится к позднему ритму предшествующего гидротермального этапа. Если это так, то под месторождениями Комсомольского района на глубине, вероятно, залегают граниты первого интрузивного ритма. Эта глубина может быть достаточно большой. Например, на месторождении Чохля в Боливии, представленном кварц-вольфрамитовыми жилами с небольшим количеством касситерита, аплитовые дайки, указывающие на приближение к гранитному плутону, были обнаружены только на глубине 900 м, а на месторождении Чикоте, Боливия, кварц-вольфрамитовые жилы, прослеженные в вертикальном интервале 1200 м, полностью залегают в терригенных породах, и верхняя кромка гранитного плутона предполагается на еще большей глубине [228]. На глубоких горизонтах месторождения Чохля дайки микрогранитов содержат обломки кварц-вольфрамитовых жил, и, в свою очередь, предшествуют касситерит-полиметаллическому оруденению [162], что подтверждает разновременность проявления вольфрамового и оловянного оруденения.

К позднему гидротермальному ритму касситерит-вольфрамитового этапа отнесены турмалиниты и шеелит-касситеритовые руды Майхуринского месторождения, а также вольфрамитовое и касситерит-вольфрамитовое оруденение на месторождениях Приморья (Дальнее, Смирновское, Усть-Микулинское, Юбилейное) и Боливии (Льяльягуа и др.), которое предшествует более позднему чисто касситеритовому оруденению. На боливийских месторождениях и на некоторых участках в Приморье [27] вольфрамитовые и касситерит-вольфрамитовые руды сопровождаются висмутовой минерализацией, характерной для послегранитовых жил и грейзенов. При этом на месторождениях Боливии отмечено более раннее по отношению к касситериту образование висмутита [281], указывающее на связь этих минералов с разными гидротермальными ритмами.

Аналогичное возрастное положение занимает, возможно, ранний касситерит-вольфрамитовый парагенезис в Пыркакайских штокверках на Чукотке, который во многом сходен с касситерит-вольфрамитовыми рудами Иультина [122]. Месторождение Иультин представлено кварц-касситерит-вольфрамитовыми жилами, которые расположены в надинтрузивной зоне скрытого гранитного купола. Этот купол находится рядом с выходами лейкократовых гранитов, которые, по всем признакам, следует отнести к первому интрузивному ритму  $\gamma$ -ассоциации. Однако не исключено, что обогащенные литием граниты, залегающие под самим месторождением, относятся ко второму интрузивному ритму.

Косвенным доказательством, подтверждающим правильность отнесения кварц-вольфрамитовых жил к первому гидротермальному этапу, служат участки с полиасцендентной латеральной зональностью, при которой вольфрамитовые руды располагаются во внутренней зоне, а касситерит-содержащие жилы второго и третьего гидротермальных ритмов локализируются во внешней зоне (Вилоко, Чикоте-Ками, Торрингтон). На Молодежном месторождении в Забайкалье [45], на Миролюбовской группе месторождений Восточной Калбы [58], на месторождении Их-Хаирхан в Монголии [89], в рудном поле Светлое — Солнечное на Чукотке [134] кварц-вольфрамитовые жилы пересечены дайками. На нескольких месторождениях такие жилы срезаны контактами альбит-алаяскитов, относящихся к второму интрузивному ритму.

Следующий гидротермальный ритм на оловорудных месторождениях представлен весьма распространенными кварц-турмалиновыми метасоматитами и возникающими вслед за ними кварцевыми жилами с касситери-

том, арсенипитом и пиритом. Жилы сопровождаются кварц-серицитовыми и кварц-хлоритовыми оторочками. Подобные месторождения обычно относят к касситерит-силикатной формации.

Принадлежность ранних кварц-турмалиновых метасоматитов к тому же гидротермальному ритму, что и продуктивного кварц-касситеритового парагенезиса, на многих участках остается спорной. Зоны турмалинитов и кварц-касситеритовые жилы нередко пространственно разобщены [61]. Отмечается пересечение турмалинитов дайками и отсутствие аналогичных пересечений кварц-касситеритовых жил [76, 32]. Как уже указывалось, в Комсомольском районе Приамурья вслед за турмалинитами образуется кварц-вольфрамитовый парагенезис, а кварц-касситеритовая ассоциация, несомненно, является более поздней [163]. Имеются месторождения, в которых касситеритовые руды локализуются в кварц-серицитовых метасоматитах, а турмалин встречается лишь в виде второстепенной примеси (Хинганское). Известны касситеритовые месторождения в кварц-хлоритовых метасоматитах (Охотничье, Эльмаунское, Айнаветкинское и другие).

Второй интрузивный ритм, после которого формируются кварц-турмалиновые, кварц-серицитовые, кварц-хлоритовые метасоматиты и жилы с касситеритом, на всех месторождениях представлен только дайками различного состава — от диабазов до гранит-порфиоров. Пространственная приуроченность минерализованных оловорудных зон к дайкам и дорудный характер этих даек имеют место на очень многих месторождениях. Однако дайки и рудные тела обычно залегают во вмещающих породах и не обнаруживают прямых соотношений с гранитами первого интрузивного ритма. На ряде участков эти граниты вообще не обнаружены и лишь предполагаются на глубине по геофизическим данным и наличию роговиковых ореолов. В таких условиях возрастная позиция даек, как правило, остается неопределенной и всегда сохраняется вероятность того, что дайки, на которые наложено оруденение, являются догранитными, т. е. принадлежат не второму, а первому интрузивному ритму или даже предшествующей  $\gamma\delta$ -ассоциации.

Так, многие дайки диорит-порфириров, развитые в оловорудных полях Якутии, срезаются и метаморфизуются гранодиоритами, амагматитами и гранитами  $\gamma\delta$ - и  $\gamma$ -ассоциаций [205]. Догранитные дайки среднего состава имеются в полосе рудных жил Хапчерангинского месторождения в Забайкалье [141]. По-видимому, многие дорудные дайки лампрофириров и порфириров на касситеритовых месторождениях Приморья также относятся не ко второму, а к первому интрузивному ритму  $\gamma\epsilon$ -ассоциации или являются дайками предшествующей  $\gamma\delta$ -ассоциации. Например, на месторождении Дальнее выделяются ранние спессартиты, на которые наложены кварц-полевошпатовые прожилки с касситеритом и арсенипитом. Прожилки, в свою очередь, пересекаются гомодромным ритмом даек, который начинается с диоритовых (андезитовых) порфириров и заканчивается гранит-порфирами и фельзитами [146, 189]. На эти дайки наложены минерализованные зоны с касситеритом и обильными сульфидами, которые относятся ко второму и более позднему гидротермальному ритмам. Учитывая, что ранние кварц-касситеритовые прожилки локализуются в ореоле контактов измененных пород, можно полагать, что предшествующие этим прожилкам спессартитовые дайки на некоторой глубине срезаются гранитами.

Такую возрастную позицию занимает, вероятно, и значительная часть дорудных даек диабазов и гранодиорит-порфириров, залегающих в гранитоидах  $\gamma\delta$ -ассоциации в Певекском рудном узле на Чукотке. Это под-

тверждается отсутствием базитовых даек в Северном гранитном плутоне [82, 120], который сложен породами первого и второго интрузивных ритмов  $\gamma$ -ассоциации, а также пересечением даек турмалиновыми аплитами и пегматитовыми жилами [76]. В пределах многих оловорудных полей дайки и порфиры второго ритма (ритм 2а) сменяются во времени полнокристаллическими гранитными породами, которые представлены главным образом микроклин- и альбит-аляскитами с высоким содержанием фтора и лития. Эти породы выделяются в обособленный ритм 2б. Прямой фациальный ритм 2а—2б имеет такую же структуру, что и предыдущий ритм 1а—1б.

Альбит-аляскиты 2б, которые всегда подвергаются интенсивной перекристаллизации и автометасоматическим преобразованиям, известны в литературе под названием апогранитов [19].

Наличие закаленных аналогов альбит-аляскитов — онгонитов [94] и другие геологические факты указывают на первично-магматическое происхождение тех обособленных тел, которые в процессе перекристаллизации и автометасоматоза превращаются в апограниты [95]. Это подтверждается интрузивными контактами альбит-аляскитов и родственных им литий-фтористых амазонитовых гранитов второго интрузивного ритма с микроклин-аляскитами первого ритма и предшествующими гранитами. Такие контакты были установлены для Майкульского массива и некоторых других интрузивных тел в Центральном и Северном Казахстане (данные С.М. Бескина), для участков Монбра и Эшассьер в Центральном Французском массиве [229], для интрузива Скаер в Армориканском массиве [251], для месторождения Анкор и аналогичных по строению участков в Восточной Тасмании [267]. Поздние альбит-аляскиты четко пространственно обособляются от более ранних гранитов в Корнуолле, что было показано на примере района Треггонинг-Годолфин [313].

В Рудных горах массивы альбит-аляскитов прорывают не только граниты первого интрузивного ритма, но и отделены от них во времени лампрофировых даек [252]. Многочисленные лампрофировые дайки предшествуют поздним литий-фтористым гранитам на участке Лост-Ривер, Аляска [182].

На месторождении Центрального Французского массива (Монбра, Эшассьер), Восточных Рудных гор (Альтенберг, Циновец), Забайкалья (Этыка), Якутии (Кестер) альбит-аляскитам предшествуют дайки и более крупные тела гранит-порфиров.

Известно довольно много примеров, когда контакты альбит-аляскитов и родственных им литий-фтористых гранитов срезают кварц-вольфрамитовые жилы предшествующего гидротермального ритма. Такие соотношения наблюдались на месторождении Кастр-ан-Дайнс в Корнуолле [280], в рудном поле Эшассьер во Франции [229], на участке Алдакачан-Этыка в Забайкалье [116], в рудном поле Онгон-Хаирхан в Монголии [78]. На последнем участке кварц-вольфрамитовые жилы пересечены дайками онгонитов. В одном из редкометалльных рудных полей Забайкалья альбит-аляскиты пересекают кварц-вольфрамитовые жилы первого гидротермального ритма, залегающие по периферии гранитного купола, сложенного микроклин-аляскитами [97]. Апофизы, отходящие от тела альбит-аляскитов, пересекают касситерит-вольфрамитовую жилу второго (?) гидротермального ритма, расположенную в 800 м к северу от этого тела [156]. На Шумиловском месторождении в Забайкалье топазовые грейзены с касситеритом наложены не только на дайки литий-фтористых аплитовидных гранитов, но и на более кварцевые жилы с касситеритом и вольфрамитом [45,

140]. На соседнем Молодежном месторождении кварц-вольфрамитовые жилы пересечены дайкой гранит-порфиоров второго ритма.

На месторождениях Вознесенского рудного района, расположенного в пределах Ханкайского массива в Приморье, развиты базитовые дайки, которые пересекают ранние апогранитовые грейзены и кварцевые жилы (те и другие безрудны). На дайки, в свою очередь, наложены топазовые грейзены и слюдисто-флюоритовые метасоматиты, несущие редкометалльное оруденение и тесно связанные с литий-фтористыми альбит-аляскитами [41]. Эти соотношения ясно указывают, что альбит-аляскиты были образованы позднее грейзенизированных гранитов, относящихся к ритму 16, и отделены от них во времени внедрением базитовых даек.

По наблюдениям И.Я. Некрасова, Э.А. Ефременко и других исследователей, альбит-аляскиты, развитые на месторождении Кестер в Якутии, срезают дайки гранит-порфиоров, ассоциирующие с ними кварц-турмалиновые прожилки с молибденитом и арсенопиритом, а также дайки турмалин-содержащих лейкократовых гранитов и кварцевые прожилки с касситеритом, вольфрамитом и арсенопиритом. На Ярославском [127] и Щербаковском [164] месторождениях в Приморье слюдисто-флюорит-топазовые метасоматиты, характерные для гидротермальных ритмов, связанных с альбит-аляскитами, наложены на кварц-касситеритовые жилы с арсенопиритом и ассоциирующие с ними сульфиды.

Альбит-аляскиты, развитые на оловорудных месторождениях, всегда содержат в том или ином количестве тантало-ниобаты: танталит-колумбит, микроклит, стрюверит и некоторые другие минералы. Известны также примеры совмещения оловорудной и бериллиевой минерализации, представленной хризобериллом, гельвином, фенакитом (Лост-Ривер).

Тантало-ниобаты кристаллизуются главным образом на стадии альбитизации. Самые ранние генерации касситерита также встречаются в ассоциации с альбитом, как это, например, имеет место на месторождении Альтенберг [239]. Однако основное количество касситерита отлагается в процессе формирования грейзенов и цвиттеров, содержащих топаз, флюорит, литиевые и железистые слюды. Встречается касситерит и в жильном кварце, рассекающем грейзены, где он обычно появляется вместе с вольфрамитом. Минералы бериллия также формируются на стадии полевошпатовой метасоматоза и на стадии грейзенизации.

Тантало-ниобиевые, касситеритовые и берилловые месторождения в апогранитах имеют много общего с редкометалльными пегматитами [36]. Тантало-ниобаты и касситерит кристаллизуются в пегматитах и апогранитовых месторождениях на одних и тех же стадиях эволюции минералообразующих сред — от стадии ранней фельдшпатизации до поздней грейзенизации. Известны месторождения, которые занимают промежуточное положение между пегматитами и апогранитами. Например, знаменитый пегматит Манон-Китотоло, расположенный в провинции Шаба, Заир, представляет собой два блока, каждый из которых достигает 5 км в длину при ширине 100—400 м. Эта пегматитовая "жила" служит источником колумбит-танталита и касситерита, причем первый связан с кварц-полевошпатовой, а второй — с кварц-мусковитовой минеральными ассоциациями. Вокруг пегматита имеется ореол турмалинизации. Месторождение Манон-Китотоло разведано до глубины 150 м. Среднее содержание составляет для касситерита 0,08%, для колумбита 0,06%. Пределы, ограничивающие запасы этого месторождения, пока не известны [285]. Данный объект обнаруживает явное сходство с массивами редкометалльных гранитов.

На месторождениях Восточных Рудных гор (Альтенберг, Садисдорф, Гейер) установлено несколько гидротермальных ритмов, следующих за каждой фазой внедрения литий-фтористых редкометальных гранитов [239, 240]. При этом наиболее продуктивным на олово оказывается либо самый ранний ритм (Гейер), либо ранний и средний ритмы (Садисдорф). Гидротермалиты среднего ритма обогащены вольфрамитом относительно раннего. Позднее вольфрамит образовалось некоторое количество молибденита и висмутина. Самый поздний гидротермальный ритм вообще не несет промышленного оруденения. Рассматриваемые месторождения имеют структуру "гранит в граните", и одновременное формирование гидротермалитов однозначно доказывается срезанием прожилков и жил контактами последующих интрузивных фаз. Два гидротермальных ритма со сходным набором метасоматитов и рудных минералов отчетливо обособляются и на месторождении Этыка в Забайкалье [116]. Гидротермалиты раннего ритма слагают пологие жилы, а позднего — крутые. Магматических "прокладок" между этими ритмами не установлено.

Дайки, литий-фтористые микроклин- и альбит-алюситы второго интрузивного ритма, а также сопровождающие их гидротермальные образования в ряде мест пересечены дайками, после которых формируется еще один дуплет гидротермальных ритмов. Ранний ритм представлен главным образом кварц-турмалиновыми и кварц-хлоритовыми метасоматитами и жилами, содержащими тонкозернистый касситерит, а поздний — кварц-хлоритовыми, кварц-серицитовыми метасоматитами и кварцевыми жилами с обильными сульфидами. Гидротермалиты и руды обоих ритмов часто локализуются в одних и тех же минерализованных зонах, которые обычно относят к месторождениям касситерит-сульфидного типа. Среди сульфидов преобладают пирротин, пирит, арсенопирит, халькопирит, железистый сфалерит. Типоморфным минералом этой ассоциации является станнин, при разложении которого образуется вторичный касситерит. Встречаются более редкие сульфостаннаты: тиллит, франкеит и др. На месторождениях Дальнее, Зимнее, Юбилейное в Приморье доля сульфидного олова достигает 15—30% общих запасов [28]. В Боливии известны месторождения, в которых тиллит, монтезит и другие сульфостаннаты являются главными носителями олова (Каргуаколье, Монсеррат, Липец-Уайко). Однако возрастная позиция таких месторождений остается неясной. Возможно, они относятся к раннему гидротермальному ритму 1а.

В касситерит-сульфидных месторождениях основная масса сульфидов отлагается позднее первичного касситерита. В тесных парагенетических соотношениях с касситеритом находятся ранний арсенопирит и пирит. Касситерит часто локализуется в хлоритовых зальбандах жил, а более поздние сульфиды выполняют осевую часть этих жил. Во многих месторождениях касситерит слагает реликтовые включения в пирротине, сфалерите и других сульфидах. Типичным примером могут служить месторождения Якутии: Эге-Хая, Улахан-Эгелях и др. [72, 207].

Мелкие включения раннего касситерита содержатся в массивных полиметаллических сульфидных рудах месторождений Сулливан и Кидд-Крик в Канаде, Серро-де-Паско в Перу, на участке Маунт-Плезант в Северных Аппалачах и во многих других сульфидных рудных телах. Распределение касситерита в массивных рудах не зависит от зональности сульфидного оруденения, и содержания олова не коррелируются с содержаниями Cu, Zn, Pb [230]. Это подтверждает одновременность отложения касситерита и сульфидов и принадлежность этих минералов к разным гидротермальным ритмам. На некоторых полиметаллических месторождениях, например на

Сулливане, Канада, широко развиты предрудные турмалиниты, аналогичные В-метасоматитам собственно оловорудных месторождений.

Возрастное положение наиболее надежно устанавливается для позднего гидротермального ритма, с которым связано отложение главной массы сульфидов. На многих касситеритовых месторождениях можно наблюдать пересечения турмалинитов и кварц-касситеритовых жил второго ритма (2а) зонами и жилами с хлоритовыми оторочками и обильной сульфидной минерализацией. Иногда эти пересечения подчеркиваются внутрирудными дайками. Так, базитовые дайки, пересекающие кварц-турмалиновые и кварцевые жилы с касситеритом и предшествующие сульфидному оруденению, наблюдались в рудном поле Тагобикуль-Кумарк в Таджикистане [3, 4], на Депутатском месторождении в Якутии [85], на месторождении Рудное в Приморье [210]. Сульфидная минерализация отделена во времени базитовыми дайками от предшествующего редкометального оруденения на месторождениях Ханкайского массива [167]. Шеелит-касситеритовые руды месторождения Майхура, относящиеся ко второму (?) гидротермальному ритму, также пересекаются базитовыми дайками, на которые наложена более поздняя сульфидная минерализация [20]. По данным Л.Н. Воронцовой и др. [32], оловорудные жилы месторождения Хотон-Хая в Якутии пересечены дайкой поздних кварцевых фельзитов, а на участке Тенгюргестях фельзит-порфиры, пересекающие зону кварц-турмалиновых метасоматитов, образовались раньше, чем кварц-сульфидная жила. На месторождении Альтенберг последовательность интрузивных фаз, сложенных альбит-аляскитами, завершается дайками гранит-порфиров, которые пересекают альбиты и грейзены и предшествуют сульфидной минерализации [298]. Такие же дайки, вероятно, имеются и на месторождении Садисдорф [305].

Для обоснования возраста касситеритосодержащего парагенезиса можно привести значительно меньше фактов. Единственным районом, для которого это можно сделать однозначно, является Восточная Киргизия. На месторождении Учкошкон зоны кварц-турмалиновых метасоматитов с тонкозернистым касситеритом и обильными сульфидами пересекают граниты первого интрузивного ритма (Учкошконский массив) и дайки кварцевых порфиров, которые имеют секущие контакты с гранитами. В Сарыджазском районе такие дайки пересекают аляскиты второго ритма (Суходольский массив), апогранитные грейзены и наложенные на них кварц-турмалиновые метасоматиты и жилы с крупнозернистым касситеритом и вольфрамитом. По данным Н.И. Дорошенко и др., это можно наблюдать, например, на месторождении Ташкоро-Суходол. На дайки, в свою очередь, наложена слабо проявленная минерализация, аналогичная главному продуктивному парагенезису Учкошкона. Эти соотношения показывают, что в оловорудной провинции Восточной Киргизии обособляются два гидротермальных ритма В — Н. Один из них формируется непосредственно вслед за гранитами второго ритма и ранними апогранитными грейзенами. Для этого ритма характерны относительно крупнозернистый турмалин и касситерит-вольфрамитовые руды. Следующий гидротермальный ритм образуется после даек порфировых пород. Для него типичны тонкозернистые сливные турмалиниты и тонкодисперсный касситерит, не различимый невооруженным глазом.

Такая же последовательность магматических и постмагматических событий характерна, вероятно, для месторождений Корнуолла, где турмалиниты, касситеритовые и сульфидные руды были сформированы после даек гранит-порфиров (элванов), пересекающих граниты. По данным английских геологов, среди даек гранит-порфиров имеются догранитные

и послегранитные ритмы, а также дайки, которые не только предшествуют рудным жилам, но и пересекают их. Учитывая петрографические и геохимические особенности гранитов, а также общую стадийность гидротермального процесса [275], можно наметить следующую последовательность магматических и гидротермальных эпизодов в оловорудной провинции Корнуолла:

1) формирование порфировидных биотитовых гранитов  $\gamma$ -ассоциации, слагающих основной объем плутонов;

2) внедрение даек гранит-порфиров и следующих за ними микроклин-аляскитов первого интрузивного ритма  $\gamma\epsilon$ -ассоциации (ритмы 1а и 1б); образование кварц-полевошпатовых метасоматитов и жил, грейзеновых тел с убогой касситерит-вольфрамитовой минерализацией и непосредственно следующих за ними кварцевых и кварц-полевошпатовых жил с мусковитовыми оторочками и вольфрамитом;

3) внедрение даек гранит-порфиров и интрузивных тел литий-фтористых микроклин- и альбит-аляскитов второго интрузивного ритма (ритмы 2а и 2б) и автометасоматическое преобразование гранит-порфиров и аляскитов;

4) внедрение даек гранит-порфиров третьего интрузивного ритма, преобладающих среди дайковых поясов; образование кварц-турмалиновых и кварц-хлоритовых метасоматитов и жил с касситеритом (главный продуктивный этап); формирование сульфидных парагенезисов в минерализованных зонах (гидротермальные ритмы 3 и 4);

5) формирование урановой и серебро-сурьмяной минерализации (гидротермальный ритм 5);

6) внедрение интрузивных тел щелочных пород  $\tau$ -ассоциаций мезозойского и кайнозойского возраста; формирование висмут-кобальт-никелевой и серебряной минерализации.

По данным В.В. Бояршинова, на месторождении Ытыр-Халан в Якутии альбит-аляскиты, близкие по составу к кестерским, пересечены дайкой гранит-порфира, на которую наложена зона с касситерит-сульфидным оруденением. На месторождении Хапчеранга описано пересечение более ранних кварц-турмалиновых жил с касситеритом (ритм 2а) более поздними кварц-хлоритовыми жилами, также содержащими касситерит и сульфиды [141]. На многих оловорудных месторождениях возрастное положение продуктивного гидротермального ритма или ритмов остается неопределенным.

Месторождения, хронологически связанные со вторым и третьим гидротермальными ритмами, имеют ярко выраженный субвулканический облик [196]. Кроме кристаллического касситерита в них появляется деревянистое олово (месторождения Корнуолла, Икуну-Акенобе), которое, как показывают геологические данные, характерно не только для ранней оловянной минерализации, сопровождающей субвулканические риолиты, но и для поздних гидротермальных ритмов [46]. На некоторых участках развиты метасоматиты с пиррофиллитом, диаспором и другими минералами, которые свойственны поствулканическим алюмокварцитам (Невское). Вместе с тем почти для всех участков, на которых развито касситеритовое оруденение, имеются прямые или косвенные данные, указывающие на наличие обнаженных или скрытых гранитных масс.

Существование гранитов можно предполагать и под известными месторождениями Центральной и Южной Боливии (Потоси, Льяльягуа и др.), которые обычно рассматривают как эталон оруденения субвулканического типа. Действительно, порфиоровые штоки, которые имеются на многих месторождениях, сопровождаются гидротермальными брекчиями, мета-

соматическими преобразованиями пород и прожилково-вкрапленным касситеритовым оруденением. Эти законченные рудно-магматические системы пересекаются локальными минерализованными зонами, в которых заключено главное промышленное оруденение, являющееся в настоящее время объектом добычи. На месторождении Потоси минерализованные зоны пересекают нижнюю кромку порфирового интрузива и уходят на еще большую глубину, что указывает на связь этих зон с каким-то более молодым магматическим телом. На месторождениях Льяльягуа, Потоси Чоролке рудоотложение в жильных зонах начинается с формирования парагенезиса вольфрамит-арсенопирит-висмутин, характерного для месторождений, возникающих непосредственно вслед за гранитным ритмом. Главная масса касситерита в минерализованных зонах образуется позднее, вероятно, после внедрения даек и порфировых тел, которые пересекают предшествующие порфиры. Таким образом, общая последовательность событий на боливийских оловорудных месторождениях может быть представлена в виде следующей гипотетической схемы:

- 1) внедрение порфировых штоков (ритм 1а) и формирование касситерит-порфирового прожилково-вкрапленного оруденения;
- 2) внедрение гранитов, не выходящих на поверхность (ритм 1б), и формирование жильных зон с вольфрам-висмутовым оруденением;
- 3) внедрение даек и мелких порфировых интрузивов (ритм 2а) и формирование жильных зон с касситеритовым оруденением (главный продуктивный этап); зоны вольфрам-висмутового и касситеритового оруденения часто пространственно совмещены. Такое совмещение характерно и для многих других рудных районов (месторождения Корнуолла, Комсомольского и Балыгычано-Сугойского районов на Востоке СССР, рудное поле Икуно-Акенобе в Японии и др.).

На основании тесной пространственной сопряженности касситерит-силикатного и касситерит-сульфидного оруденения с меланократовыми дайками часто делают вывод, что оловорудная минерализация этого типа непосредственно связана с изверженными породами повышенной основности и во времени. Однако если исключить из рассмотрения догранитные дайки основного и среднего составов, то картина окажется совершенно иной. Во многих случаях касситеритовому оруденению второго и третьего гидротермальных ритмов непосредственно предшествуют во времени не лампрофиры и диорит-порфиры, а гранит-порфиры или гомодромные ритмы даек, которые завершаются гранит-порфирами. Так, на месторождениях Корнуолла и Восточной Киргизии, в пределах которых широко развиты дорудные гранит-порфиры, нет ни одной дорудной дайки повышенной основности. На Депутатском месторождении касситеритовому оруденению также предшествуют гранит-порфиры. Касситеритовая минерализация третьего ритма в Восточных Рудных горах наложена на дайки гранит-порфиров [297]. В Яно-Борулахской зоне Якутии, по данным [32], оловорудные жилы пересекают фельзитовые дайки (месторождение Хотон Хая). Широко распространены гранит-порфиры и фельзиты на месторождении Дальнее в Приморье. Фельзитовые дайки непосредственно предшествуют оруденению на Левицком месторождении в Кавалеровском рудном районе [169].

Единственный известный авторам пример, когда метасоматитам и касситеритовым рудам предшествуют только базитовые дайки, заведомо относящиеся ко второму интрузивному ритму, — это Хинганское, Карадубское и некоторые другие месторождения Хингано-Олонойской зоны в Буреинском массиве. Диабазовые дайки, развитые на этих месторож-

дениях, пересекают интрузивные порфиры первого ритма и являются дорудными по отношению к промышленному касситеритовому оруденению [204]. Однако на Хинганском месторождении после внедрения базитовых даек и перед отложением руд были сформированы тела гидротермальных брекчий [184]. Поскольку подобные брекчии обычно сопровождают внедрение кремнекислых порфировых интрузивов, можно думать, что диабазы не являются единственными представителями второго интрузивного ритма. Вероятно, на глубине залегают и гранит-порфиры, завершающие гомодромную серию.

Следует подчеркнуть, что вещественный состав и морфология рудных тел не обнаруживают каких-либо систематических различий на участках, где имеются дорудные гранит-порфиры, и на участках, где даек нет или они представлены только базитовыми разностями. Всюду это минерализованные зоны дробления или жильные зоны, сложенные кварц-турмалиновыми, кварц-хлоритовыми, кварц-серицитовыми метасоматитами и жильным кварцем. С касситеритом непосредственно ассоциируют только арсенопирит и пирит. Обильный пирротин и другие сульфиды почти всегда обнаруживают ясные признаки более позднего образования. На некоторых месторождениях с касситеритом ассоциируют вольфрамит и шеелит, которые выпадают из растворов чуть позже касситерита (Альс-Хая, Илнтас). В это же время, вероятно, происходит частичное замещение шеелитом и более раннего вольфрамита, связанного с предыдущим гидротермальным ритмом.

Сходство гидротермалитов и руд, наложенных на гранит-порфиры и на дайки повышенной основности, приводит к выводу, что отсутствие кремнекислых даек на том или ином касситеритовом месторождении обусловлено спецификой геологического строения отдельных участков, и гранит-порфиры, завершающие предрудные гомодромные ритмы, всегда могут предполагаться на глубине. Если же третий ритм даек действительно лишен гранит-порфиров и остается незавершенным, то после него формируются только гидротермалиты, несущие сульфидную минерализацию, а более ранний парагенезис с касситеритом не получает развития.

После отложения сульфидов третьего гидротермального ритма на многих оловорудных месторождениях происходило формирование полиметаллического оруденения, представленного главным образом сфалеритом и галенитом. В ассоциации с этими минералами встречаются халькопирит, блеклые руды, сложные сульфиды свинца и серебра. Околорудные метасоматиты имеют кварц-серицитовый и кварц-хлоритовый состав. Среди жильных минералов кроме кварца в значительном количестве появляются карбонаты. В зонах с телескопированным оруденением полиметаллическая минерализация отчетливо накладывается на колчеданную, причем обоим сульфидным парагенезисам предшествуют свои собственные метасоматиты и жильное выполнение, что указывает на принадлежность колчеданной и полиметаллической минерализации к самостоятельным гидротермальным ритмам. Примером подобных соотношений может служить стадийность на некоторых оловорудных месторождениях Приморья [56, 92]. На месторождениях Боливии [281], на участке Серро-де-Паско [303] и на многих других месторождениях пирротин раннего колчеданного этапа разлагается под действием более поздних растворов на пирит и марказит и подвергается выщелачиванию.

На месторождении Сулливан развиты лампрофировые дайки, которые пересекают "железное ядро", сложенное пирротинном, пиритом, сфалеритом и содержащее реликты более раннего касситерита. Полиметаллическое

оруденение наложено на лампрофиры. На Депутатском оловорудном месторождении в Якутии полиметаллическая минерализация, образующая внешнюю зону, также накладывается на базитовые дайки, а сульфидные жилы колчеданного этапа во внутренней зоне пересечены диабазами и лампрофирами [85]. По данным Л.Н. Индолева, диабазы пересекают аналогичные жилы и на месторождении Улахан-Эгелях.

Последовательность гидротермальных ритмов завершается кварцевыми (халцедоновыми), кварц-карбонатными, карбонатными жилами и прожилками, которые на многих оловорудных месторождениях наложены на предшествующую полиметаллическую минерализацию, а на некоторых участках отделены во времени от более ранних метасоматитов и жил дайками диабазов и диорит-порфиритов. Подобные соотношения, характерные, например, для оловорудных месторождений Приморья [92], послужили основанием для выделения пятого магматического и гидротермального ритмов. Однако возрастная позиция самых поздних базитовых даек во многом остается проблематичной, и нельзя исключить, что по крайней мере какая-то их часть относится к более молодым магматическим ассоциациям.

При отсутствии поздних базитовых даек отнесение завершающих кварц-карбонатных, карбонатных и некоторых других безрудных прожилков и жил к самостоятельному гидротермальному ритму становится еще более условным. Эти жилы и прожилки могут завершать предшествующие гидротермальные ритмы или, наоборот, иметь значительно более молодой возраст, относиться к гипергенным образованиям и т.п. Неопределенность возрастной позиции самых последних жильных проявлений характерна не только для оловорудных, но и для всех остальных рассматриваемых гидротермальных месторождений.

Поздние жилы нередко содержат сурьмяно-ртутную минерализацию. На рудопроявлении Нетка в Комсомольском районе Приамурья в ассоциации с антимонитом и киноварью встречено деревянистое олово [105]. На докембрийских месторождениях Руанды и других стран Центральной Африки вокруг участков с грейзеновым и кварцево-жильным вольфрамит-касситеритовым оруденением развивается внешняя зона кварцевых жил с ферберитом и рейнитом [260], которые, вероятно, также относятся к пятому гидротермальному ритму. Аналогичные жилы иногда образуют и самостоятельные месторождения, примером которых может служить месторождение Барун-Шивея в Забайкалье. На этом месторождении установлено два разновозрастных парагенезиса рудных минералов, связанных с обособленными гидротермальными ритмами. Выделяется ранняя ферберит-пирит-арсенопиритовая ассоциация, вероятно отвечающая по времени образования третьему гидротермальному ритму, и поздняя ассоциация ферберита с антимонитом и киноварью, соответствующая пятому ритму. Поздний ферберит несет отчетливые признаки, позволяющие рассматривать его как продукт переотложения предшествующей вольфрамовой минерализации [12]. Переотложенный ферберит выделялся позднее антимонита, но до отложения киновари [220]. Сходные по составу и условиям формирования ферберитовые месторождения известны в оловорудном поясе Боливии и в других регионах. С поздним ферберитом часто ассоциирует шеелит.

На месторождениях Рудных гор после гидротермальных жил, несущих колчеданную и полиметаллическую минерализацию (kb — формация немецких авторов), получил развитие еще один гидротермальный ритм с урановым и серебряным оруденением (uqk- и ed-формации). Среди минералов серебра преобладают сульфосоли, содержащие сурьму. Раньше

это оруденение рассматривали в составе пятиэлементной формации, однако специальные исследования показали, что эта формация объединяет разновозрастные гидротермальные серии: урановое и серебряное оруденение относится к палеозойской серии, завершающей последовательность постмагматических ритмов  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, а более позднее висмут-никель-кобальтовое оруденение (с серебром и иногда переотложенным ураном) имеет мезозойский возраст и принадлежит гидротермальной серии  $\tau$ -ассоциации. Такое разделение подтверждено как определениями абсолютного возраста метасоматитов и руд [304], так и их соотношениями с дайками мезозойских щелочных базальтоидов [226, 234]. Аналогичная последовательность гидротермальных серий характерна для Корнуолла [275] и месторождений Боливии [281]. Урановая и серебряная (с сурьмой) минерализация в этих провинциях, вероятно, относится к последнему гидротермальному ритму  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, а арсениды никеля и кобальта содержатся в гидротермальных жилах  $\tau$ -ассоциации. Минералы никеля и кобальта иногда отмечаются и в полисульфидных рудах, относящихся к гидротермальным ритмам  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, что подчеркивает преемственность платформенной и позднеорогенной металлогении.

Свинцово-серебряной минерализацией, представленной сульфидами и сурьмяными сульфосолями, завершается постмагматическое минералообразование  $\gamma\epsilon$ -ассоциации и в оловорудных полях Якутии. В парагенезисе с минералами свинца и серебра отмечается поздний касситерит [86].

Изложенный материал приводит к заключению, что касситеритовое оруденение формируется после всех ранних ритмов  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, причем наиболее продуктивным оказывается второй фациальный цикл 2а — 2б. Промышленное касситеритовое оруденение развивается только после завершающих [81] гомодромных магматических ритмов, которые заканчиваются риолитами, гранит-порфирами или гранитами. В полиметаллических и сурьмяно-ртутных рудах, сформированных после поздних ритмов базитовых даек, отмечается лишь убогая касситеритовая минерализация [86, 135], вероятнее всего, связанная с переотложением олова.

#### 2.4.2. Молибденовые и вольфрам-молибденовые месторождения

Последовательность магматических ритмов на месторождениях молибдена и вольфрама во многом сходна со структурой  $\gamma\epsilon$ -ассоциации на оловорудных месторождениях. Самые ранние магматические ритмы представлены либо эффузивами, либо дайками и малыми порфировыми интрузивами. Непосредственные контакты между эффузивами и порфировыми интрузивами наблюдаются, например, на месторождении Куэста в США [248], а между гранитами  $\gamma$ -ассоциации и порфировыми дайками — на месторождении Эндако в Канаде [284].

После гранит-порфиров первого интрузивного ритма (ритм 1а) формируется один или два последовательных гидротермальных ритма, несущие промышленное молибденовое оруденение. Для раннего ритма характерно преобладание кварц-калишлатовых метасоматитов и жил и наличие относительно крупночешуйчатого молибденита, а второй состоит главным образом из кварцевых жил и прожилков с серицитовыми оторочками, которые содержат тонкозернистый молибденит. Такая последовательность, установленная на многих участках с молибденовым оруденением [148], уже отмечалась для месторождений  $\delta$ - и  $\gamma\delta$ -ассоциаций. Примерами гидро-

термальных "дуплетов" могут служить метасоматиты и жилы на месторождениях Шалгия, Куэста, Эндако.

Верхняя возрастная граница оруденения раннего молибденитового этапа определяется соотношениями рудоносных жил и прожилков с лейкократовыми гранитами и микроклин-аляскитами следующего интрузивного ритма. Пострудные аляскиты описаны на месторождении Эндако [185]. На месторождении Босс-Маунтин в Канаде ранние кварц-молибденитовые жилы и минерализованные зоны, наложенные на дайки гранит-порфиров, на глубине срезаются контактом гранитного массива [310]. На месторождении Клаймакс рудное тело Сириско сформировано раньше, чем были внедрены гранит-порфиры следующего интрузивного ритма.

Лейкократовые граниты и микроклин-аляскиты, образующие ритм 16, также сопровождаются двумя последовательными гидротермальными ритмами. Ранний ритм представлен кварц-калишпатовыми, кварц-альбитовыми и кварц-мусковитовыми, монокварцевыми метасоматитами, жилами и прожилками, несущими существенно молибденитовое оруденение. Преобладает штокверки кварцевых и кварц-полевошпатовых прожилков с молибденитом, залегающие среди фельшпатизированных, грейзенизированных гранитов и пород кровли. В позднем гидротермальном ритме наибольшим распространением пользуются жилы и прожилки, оторочки которых образованы кварц-мусковитовыми, флюоритовыми и топазовыми грейзенами. Рудная минерализация в жильном кварце и грейзенах представлена молибденитом и вольфрамитом в разных количественных соотношениях — от чисто молибденового оруденения, характерного, например, для Первомайского месторождения в Забайкалье [141], до кварц-вольфрамитовых жил, почти не содержащих молибденита, которые развиты на многих месторождениях. Если гидротермалиты раннего и позднего ритмов пространственно совмещены, то между ними всегда наблюдаются отчетливые секущие соотношения. Примером могут служить пересечения систем ранних и поздних молибденитсодержащих прожилков на Первомайском месторождении; по данным некоторых исследователей, эти системы разделены во времени внедрения жильных гранитов [107].

При совместном нахождении в жилах, относящихся к позднему гидротермальному ритму, молибденита и вольфрамита последний отлагается несколько раньше, чем первый. Относительно поздними являются также висмутин и самородный висмут, часто ассоциирующие с вольфрамитом и молибденитом.

Верхняя возрастная граница гидротермалитов молибденит-вольфрамитового этапа определяется пересечениями жил и метасоматитов дайками и порфиоровыми интрузивами второго магматического ритма. Наиболее показательна в этом отношении последовательность событий на месторождении Клаймакс, где молибденитовое оруденение и вольфрамитовая минерализация, наложенные на порфиоровые интрузивы первого ритма (Верхнее рудное тело), срезаются порфирами второго ритма, после внедрения которых вновь формируется промышленное оруденение, образующее Нижнее рудное тело [203].

Молибденитовые штокверки Первомайского и Булуктаевского месторождений пересекаются дайками лампрофилов и монзонит-порфиров [108, 141]. Аналогичные дайки, по данным Г.А. Паркадзе, пересекают молибденитовые прожилки Коктенкольского штокверка. Дайки порфиоровых пород и мелкозернистых гранитов пересекают жилы с молибденитовой минерализацией на Юго-Коневском месторождении Урала [21] и на ряде других месторождений.

После этих даек вновь формируются гидротермалиты, несущие редкометальное оруденение. На месторождении Клаймакс выделяются два гидротермальных ритма второго этапа. Ранний ритм так же, как и в предшествующем этапе, сопровождается молибденитовым оруденением (Нижнее рудное тело), а поздний несет главным образом пиритовую и вольфрамитовую минерализацию. К этому ритму относится, вероятно, и касситерит, встречающийся в рудах данного месторождения. С ранним ритмом Клаймакса можно сопоставить по возрастному положению молибденовое оруденение месторождения Ореkitкан в Забайкалье, которое, по данным [79], формировалось после кварц-вольфрамитовых жил, а также молибденитовую минерализацию, наложенную на дайки гранодиорит-порфиров на месторождении Шалгия в Центральном Казахстане [222].

Значительно чаще третий гидротермальный этап представлен только одним ритмом, с которым сопряжено вольфрамитовое (гюбнеритовое и (или) шеелитовое оруденение, как это, например, имеет место на Инкском и Будуктаевском месторождениях Забайкалья. Кварц-вольфрамитовые прожилки Инкурского штокверка наложены на дайки сиенит-порфиров и горкинские гранит-порфиры, слагающие небольшой шток. Те и другие были внедрены после того, как было образовано Первомайское молибденитовое месторождение [107]. На Булуктаевском месторождении кварц-вольфрамитовым жилам предшествуют дайки лампрофиров и тело гидротермальных брекчий [108], которое занимает такую же возрастную позицию, что и горкинские порфиры в Джидинском рудном поле. Базитовые дайки, пересекающие граниты и гранит-порфиры и предшествующие кварц-вольфрамитовым жилам, обнаружены на месторождениях Шилка — Аргунского междуречья в Забайкалье [102].

На молибден-шеелитовых штокверках Богуты, Верхнее Кайракты, Батыстау, Урзарсай по взаимным пересечениям прожилков отчетливо устанавливается более раннее формирование главной массы молибденитового оруденения по сравнению с шеелитовым. Однако вопрос о том, к какому гидротермальному ритму следует относить шеелитсодержащие прожилки, остается открытым.

На месторождении Клаймакс после молибденитового и касситерит-вольфрамитового оруденения, слагающего Нижнее рудное тело, были внедрены полнокристаллические граниты, которые, в свою очередь, сопровождаются непромышленной молибденитовой и вольфрамитовой минерализацией [203]. Аналогичное возрастное положение занимает молибденитовый штокверк и более молодые кварц-вольфрамитовые жилы на Калгутинском месторождении Горного Алтая. Микрограниты, вмещающие штокверк, прорывают предшествующие кварц-вольфрамитовые жилы с молибденитом и висмутиновой минерализацией, которые, в свою очередь, сформировались после внедрения даек гранит-порфиров [117], представляющих магматический ритм 2а.

Ко второму интрузивному ритму (ритм 2б) относятся среднезернистые микроклин-аляскиты, предшествующие молибденовому и вольфрамовому оруденению на месторождениях Акчатау и Жанет в Центральном Казахстане. Эти аляскиты прорывают более ранние граниты (ритм 1б), которые, по имеющимся данным, не сопровождаются сколько-нибудь существенной редкометальной минерализацией. Такую же возрастную позицию занимает молибден-вольфрамовое оруденение на месторождениях Байназар и Караоба. На последнем участке в экзоконтакте аляскитов второго ритма залегают пологие кварц-молибденитовые жилы, которые пересечены дайками мелкозернистых аплитовидных гранитов [195].

После микроклин-алаяскитов формируются еще два последовательных гидротермальных ритма. Ранний ритм характеризуется относительно слабой рудоносностью с преобладанием молибдена, а со вторым ритмом связаны богатые вольфрам-молибден-висмутовые руды, иногда содержащие небольшие количества касситерита. Так, на месторождениях Караоба и Нура-Талды, в Казахстане, по данным Е.П. Шпанова, выделяются жилы простого и сложного строения. Первые несут бедное молибден-вольфрамовое оруденение и относятся к раннему гидротермальному ритму, сформированному непосредственно вслед за кристаллизацией гранитов. В жилах сложного строения, кроме того, выделяется поздняя ассоциация грейзеновых, жильных и рудных минералов, с которой связано богатое вольфрамитовое, молибденитовое и висмутовое оруденение. Ранние кварц-вольфрамитовые жилы предшествуют главным грейзеновым зонам с вольфрамитом и молибденитом на месторождении Акчатау [221]. Характерной особенностью редкометального оруденения, которое сопровождает порфиры и алаяскиты второго ритма (ритмы 2а и 2б), является весьма высокое содержание в рудах висмута (Караоба, Калгутинское, Лакорн — Прейсак). Вероятно, к этому же ритму относятся граниты, вмещающие метасоматические трубы с молибденит-висмутовым оруденением, известные на востоке Австралии (Кингсгейт и др.).

Гидротермалиты третьего этапа образуют два гидротермальных ритма. Ранний ритм представлен кварц-гюбнеритовыми жилами и прожилками, которые пересекают жилы и прожилки предшествующего этапа. Примером могут служить жилы Холтосонского месторождения (Джидинское рудное поле), пересекающие прожилки Инкурского штокверка, а также крутые жилы месторождения Букука, пересекающие более ранние пологие жилы [141]. По данным [107], кварц-гюбнеритовые жилы Холтосонского месторождения отделены во времени от вольфрамитового оруденения Инкурского штокверка гранит-порфирами. К третьему этапу, судя по пересечениям, относятся самые поздние кварц-гюбнеритовые жилы и прожилки на месторождениях Караоба и Контенколь в Казахстане. На месторождении Югодзырь в Монголии кроме вольфрамитового оруденения в жилах с грейзеновыми оторочками выделяются более поздние кварц-гюбнеритовые прожилки [78], что указывает на двухкратное повторение вольфрамитсодержащих гидротермальных ритмов.

Поздний гидротермальный ритм третьего этапа на вольфрам-молибденовых месторождениях так же, как и на оловорудных объектах, представлен главным образом кварцевыми жилами и прожилками с серицитовыми и хлоритовыми оторочками, которые содержат сульфидную минерализацию: пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит. Для многих месторождений характерны самородный висмут, висмутин, сульфосоли висмута. Сульфидный парагенезис и непосредственно предшествующий отложению сульфидов жильный кварц наложены по отношению к гидротермалитам и рудам первого—второго этапов и кварц-гюбнеритовым жилам третьего этапа.

На месторождении Маунт-Плезант в Канаде сульфидные руды содержат тонкую вкрапленность более раннего касситерита. Вольфрам-молибден-висмутовые руды второго этапа и более поздние касситерит-сульфидные руды разделены во времени порфиrowыми дайками и гидротермальными брекчиями [274]. На месторождении Клаймакс поздняя сульфидная минерализация была сформирована после даек гранит-порфиров, которые пересекают все более ранние магматические и гидротермальные образования [203].

Гидротермалиты четвертого этапа представлены кварцевыми и кварц-карбонатными прожилками с полиметаллической минерализацией (сфалерит, галенит, сложные сульфиды свинца и другие минералы). Околожилные оторочки образованы главным образом березитами. На месторождениях Холтосон и Бүкүк с сульфидами тесно ассоциирует мелкокристаллический переотложенный вольфрамит, более поздний по отношению к крупнокристаллическому вольфрамитовому предшествующего гидротермального ритма [141]. Такое же положение, вероятно, занимает вольфрамит, обнаруженный в полиметаллических рудах Гудасского месторождения в Карамзаре [100].

На месторождениях Кичик-Кеминского рудного поля и на месторождении Дайковое в Средней Азии имеются базитовые дайки, пересекающие более ранние магматические и гидротермальные образования и непосредственно предшествующие во времени формированию полиметаллической минерализации. Лампрофировые дайки разделяют шеелитовое оруденение и позднюю полиметаллическую минеральную ассоциацию на месторождении Кти-Теберда (Северный Кавказ), однако радиохронологические данные свидетельствуют о палеозойском возрасте гранитов, предшествующих шеелитовым рудам, и мезозойском возрасте базитовых даек [55].

Это указывает на возможность значительного отрыва во времени полиметаллической минерализации и ее принадлежности к более молодым магматическим ассоциациям и на других участках.

Пятый гидротермальный ритм на вольфрам-молибденовых месторождениях чаще всего представлен безрудными кварцевыми, халцедоновыми, карбонатными жилами и прожилками, возрастная позиция которых (так же, как и на месторождениях олова) обычно остается неопределенной. На молибденитовых и молибденит-шеелитовых месторождениях Казахстана этим жилам и прожилкам предшествуют базитовые дайки, которые являются более поздними, чем все рассмотренные выше магматические и гидротермальные образования (Контенколь, Батыстау, Байназар, Верхние Кайракты, Богуты).

К пятому гидротермальному ритму относятся, вероятно, и кварц-ферберитовые жилы с антимонитом и киноварью, известные в ряде молибден-вольфрамовых рудных провинций, например, в Горной Раче на Кавказе [178, 212]. Молибденовое и вольфрамовое оруденение в этом районе и прилегающем редкометалльно-мышьяковом поясе Главного хребта связано во времени и пространстве с неинтрузиями плиоценового возраста. На основании региональных геологических данных [35, 211], можно наметить следующую последовательность формирования магматических и гидротермальных ритмов, развитых в данном регионе.

1. Полнокристаллические гранитоиды  $\gamma\delta$ -ассоциации миоценового возраста.

2. Плиоценовые интрузивы гранодиорит- и гранит-порфиоров ( $\gamma\epsilon$ -ассоциация), с которыми ассоциируют молибденитовые месторождения штокверкового типа (Кароби).

3. Дайки диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиоров, после которых формируются телескопированные жилы и минерализованные зоны с вольфрамитом и арсенопиритом и более поздними сульфидами (ритм 3); как пример можно привести месторождение Чорох.

4. Жилы и минерализованные зоны с ферберитом, антимонитом, киноварью (Ноцара и др.) и мышьяковым оруденением (Лухуми)

Такое же положение в ряду магматических и гидротермальных ритмов, вероятно, занимает ферберитовое оруденение на месторождении

Боулдер в шт. Колорадо, США. На этом участке ферберитсодержащие жилы и минерализованные зоны были сформированы после эпитермального золото-серебряного оруденения, но до внедрения даек щелочных базальтоидов, относящихся к более молодой  $\bar{T}$ -ассоциации. Имеются и до-рудные базитовые дайки [289], однако их положение в структуре  $\gamma\epsilon$ -ассоциации остается не ясным.

В металлогенических зонах с вольфрам-молибденовым оруденением известны также шеелитовые месторождения и проявления, в которых шеелит ассоциирует с антимонитом и киноварью (Восточные Альпы, Сардиния, Турция, запад США). Неоднократно высказывалось предположение о первично осадочном происхождении этих месторождений [292], однако геологическое строение рассматриваемых участков недвусмысленно указывает на эпитермальный характер оруденения [259]. Все шеелитовые и ферберитовые месторождения с антимонитом и киноварью пространственно приурочены к зонам с более ранним вольфрамовым оруденением или с акцессорной вольфрамовой минерализацией. Так, поздние шеелитовые месторождения Турции (Гюмюшлер и др.) расположены недалеко от скарново-шеелитовых месторождений (Улудаг и др.). Месторождение шеелита Йеллоу-Пайн в шт. Айдахо, США, находится рядом с кварц-вольфрамитовыми жилами участка Блу-Уинг. Непосредственно на месторождении Йеллоу-Пайн развито ранее золотое оруденение [253], с которым также, вероятно, ассоциирует какое-то количество вольфрамита или шеелита. Эпитермальное шеелитовое месторождение Атолия расположено в пределах вольфрамового пояса Калифорнии, насыщенного шеелитовыми метасоматическими залежами в скарнах. Эти примеры подтверждают возможность образования ферберита и позднего шеелита за счет переотложения вольфрама, содержащегося в более ранних рудных телах или окружающих горных породах. Аналогичный вывод, как уже отмечалось, может быть сделан и для поздних ферберитовых руд, развитых вблизи вольфрамит-касситеритовых месторождений [12].

На многих шеелит-антимонитовых месторождениях и рудопроявлениях магматические породы, близкие по возрасту к оруденению отсутствуют, что затрудняет определение возрастной позиции соответствующих гидротермальных ритмов и служит одним из аргументов, на котором базируется гипотеза осадочного происхождения рассматриваемых месторождений. Однако косвенные данные позволяют полагать, что шеелит-антимонитовые руды так же, как и ферберитовые, относятся к заключительному гидротермальному ритму  $\gamma\epsilon$ -ассоциации. Так, в Альпийском поясе кроме сурьмяных месторождений и проявлений, не обнаруживающих пространственно-временной связи с магматизмом, имеются участки, где антимонитовая минерализация локализуется в тех же рудных полях, что и магматические и гидротермальные ритмы  $\gamma\epsilon$ -ассоциации. Примером служит Тырнаузское рудное поле на Северном Кавказе. Учитывая возрастные соотношения и зональность рудного поля [159], можно полагать, что после формирования порфировых интрузивов и шеелит-молибденитовых руд  $\gamma\delta$ -ассоциации, события на Тырнаузском рудном поле развивались следующим образом.

1. Внедрение эльджуртинских гранитов, которые относятся к  $\gamma$ -ассоциации и сопровождаются убогой молибденитовой минерализацией.
2. Внедрение экструзивных тел риолитового состава, которые так же, как и последующие магматические образования, принадлежат  $\gamma\epsilon$ -ассоциации.
3. Внедрение даек андезитового и дацитового составов и формирование сульфидных рудных тел, содержащих касситерит, на участке Малый

Мукулан и аналогичных рудопоявлениях (гидротермальные ритмы 3—4).

4. Образование антимонитовых руд месторождения Гитче-Тырныауз и аналогичных рудопоявлений по периферии рудного поля.

В ряде регионов развито уран-молибденовое оруденение, которое формируется после базитовых даек, пересекающих все более ранние вулканические и интрузивные образования [87], и вероятно, относится к заключительному гидротермальному ритму  $\gamma\epsilon$ -ассоциации.

Сравнивая общую последовательность магматических и гидротермальных ритмов на вольфрамит-касситеритовых и вольфрамит-молибденитовых месторождениях, можно убедиться, что на тех и других месторождениях развиты однотипные серии магматических и гидротермальных ритмов. Имеются единичные месторождения, в которых пространственно совмещено и молибденовое, и оловянное оруденение (Учкошкон, Кичик-Кеминское рудное поле, Маунт-Плезант). При этом касситерит всегда связан с более поздним гидротермальным ритмом, чем молибденит. На большинстве молибденосодержащих месторождений в третьем и более поздних ритмах развит только вольфрамит.

### 2.4.3. Месторождения бериллия

Почти все гидротермальные месторождения бериллия связаны во времени и пространстве с магматическими образованиями  $\gamma\epsilon$ -ассоциации. Сопоставление магматических и гидротермальных ритмов, развитых на отдельных месторождениях, приводит к такой же общей схеме структуры  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций, которая свойственна рассмотренным выше участкам с касситеритовым, вольфрамитовым и молибденитовым оруденением.

Самыми ранними являются вулканические ритмы существенно риолитового состава, широко развиты, например, в бериллиевой провинции Западной Юты в США [287]. С вулканическими ритмами тесно связаны ритмы субвулканических даек и порфировых интрузивов, которые сопровождаются берtrandитовым оруденением. Дорудные (?) порфировые интрузивы и дайки, пересекающие покровы риолитов, известны в рудном поле Спермаунтин и на прилегающих участках [214]. На берtrandитовом месторождении Агуачили в Мексике F-метасоматиты и бериллиевые руды образовались после внедрения кольцевой дайки риолитовых порфиров и более позднего штока и даек кварцевых микросиенитов [293]. Дайки диоритовых порфиритов, микросиенитов и гранит-порфиров, пересекающие эффузивы и предшествующие берtrandитовой минерализации, выявлены и на других участках [33].

Для первого гидротермального ритма характерны метасоматиты и жилы с флюоритом и адуляром, а также зоны окварцевания, которые формировались в приповерхностных условиях. Главным рудным минералом является берtrandит. К этому же ритму, вероятно, относятся и телетермальные кварц-карбонат-адуляровые жилы с берtrandитом, развитые на месторождении Голд-Хилл в США [265], которые не сопровождаются близкими по возрасту магматическими образованиями.

Разнообразные минеральные и морфологические типы гидротермальных месторождений бериллия пространственно ассоциируют с полнокристаллическими лейкократовыми гранитами и микроклин-аляситами первого интрузивного ритма: гельвиновые и хризоберилловые руды в апоскарновых магнетит-флюоритовых метасоматитах, берилловое оруденение в апо-

гранитных грейзенах и кварцевых жилах, а также во флюорит-слюдистых метасоматитах, которые развиваются по известнякам, изверженным и метаморфическим породам повышенной основности [33]. К гидротермальным ритмам, которые формируются непосредственно вслед за ранними гранитами, однозначно может быть отнесена лишь бедная, в большинстве случаев акцессорная бериллиевая минерализация в грейзенах и кварцевых жилах с касситеритовым, вольфрамитовым и молибденитовым оруденением. Значительная часть более богатых бериллиевых руд связана, вероятно, с последующими гидротермальными ритмами. Так, на грейзеновых и кварцево-жильных месторождениях, залегающих в самих аляскитах или в надынтрузивных зонах аляскитов, основная масса берилла сосредоточена в жилах сложного строения и связана с поздним минеральным комплексом [33, с. 73]. В рудном поле Редскин-Бумер, США, грейзены с берилл-бертрандитовым оруденением приурочены к небольшим гранитным сателлитам, которые расположены рядом с микроклин-аляскитовым массивом Редскин [273]. Эти сателлиты, сложенные мелкозернистыми альбитовыми разностями аляскитов, обогащенными фтором, вероятно, относятся не к первому, а ко второму интрузивному ритму  $\gamma\epsilon$ -ассоциации. Гельвиновые и фенакит-хризоберилловые руды, развитые на месторождении Лост-Ривер на Аляске [182], также, по-видимому, формируются после литий-фтористых гранитов второго интрузивного ритма. На некоторых флюорит-фенакитовых месторождениях [33, с. 136] это доказывается прямыми геологическими соотношениями — появлением обособленных тел гранитов второго ритма и догранитных базитовых даек, на которые наложено фенакитовое и хризоберилл-фенакитовое оруденение.

К первому интрузивному ритму, вероятно, относятся небольшие тела эгирин-рибекитовых аглаитовых гранитов, после которых формируются гидротермальные ритмы с лейкофановым и гентгельвиновым оруденением [33, с. 27, 197]. Эти месторождения характеризуются широким распространением K-, N-, L-, F-метасоматитов, которые развиваются как по субщелочным гранитам  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, так и по более древним породам. Выделение среди полей метасоматических пород небольших тел первично магматических аглаитовых гранитов представляет собой нелегкую задачу, которая для некоторых участков не имеет пока однозначного решения.

На флюорит-фенакит-бертрандитовых месторождениях бериллиевое оруденение и околорудные метасоматиты наложены на дайки, пересекающие граниты первого ритма [33, с. 165]. Дайки образуют самостоятельный гомодромный ритм. Такую же возрастную позицию занимают месторождения бавенит-фенакитового типа [33, с. 204].

Более поздние гидротермальные ритмы  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, с которыми связана главным образом сульфидная минерализация, не несут бериллиевого оруденения. На некоторых месторождениях колчеданная и полиметаллическая минерализация поздних гидротермальных этапов отделена во времени от бериллиевых руд базитовыми дайками.

В целом, бериллиевое оруденение хронологически связано с четырьмя гидротермальными ритмами  $\gamma\epsilon$ -ассоциации: 1а (бертрандитовый тип), 1б (гентгельвиновый, лейкофановый типы), 2а (фенакит-бертрандитовый, бавенит-фенакитовый типы), 2б (берилловый, хризоберилловый, фенакит-хризоберилловый, гельвиновый типы). После гранитов 1б формируются также некоторые бедные берилловые месторождения и гельвиновые и хризоберилловые тела в скарнах.

#### 2.4.4. Месторождения тантала и ниобия

Гидротермальные месторождения тантала и ниобия фанерозойского возраста, связанные с магматическими ритмами  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, представлены апогранитными альбититами и грейзенами, содержащими танталит-колумбит, микролит, стрюверит, пирохлор и некоторые другие минералы. Редкометальное оруденение в агпаитовых и близких к агпаитовым гранитах отличается преобладанием пирохлора и колумбита с высоким отношением ниобия к танталу [5, 38, 128]. В плюмазитовых редкометальных гранитах оруденение представлено в основном танталитом-колумбитом с низким отношением ниобия к танталу, микролитом стрюверитом [66, 124, 181].

Интрузивные массивы с аксессуарным колумбитом представлены обычно двумя гомодромными ритмами. Первый из них образован либо лейкогранитами и микроклин-аляскитами, либо меланократовыми монцонитоидными породами, сиенитами и агпаитовым эгирин-рибекитовыми гранитами. Второй ритм представлен микроклин-аляскитами, которым нередко предшествуют сиенитоидные разности и дайки. Примерами могут служить массивы Кандыгатай в Восточном Казахстане [59] и Кызыл-Омпул в Северной Киргизии. В существенно гранитных вариантах последовательность интрузивных фаз первого ритма начинается с крупнозернистых и заканчивается мелкозернистыми аляскитами. Второй интрузивный ритм вновь начинается с крупно- или среднезернистых аляскитов и завершается телами мелкозернистых аляскитовых гранитов [31, 119, 183]. Нарушения гомодромности на границе фациальных ритмов или несущественны, или вообще отсутствуют. Однако в некоторых массивах, например в Бектауатинском и Баянаульском в Центральном Казахстане, элементарные гомодромные ритмы обособляются очень четко. Второй ритм в этих массивах начинается с мезократовых биотитовых гранитов, которые прорывают аляскиты первого ритма [7, 16]. Апогранитные метасоматиты с наиболее высоким содержанием тантало-ниобатов приурочены к микроклин-аляскитам второго ритма.

Данные о положении в структуре  $\gamma\epsilon$ -ассоциации редкометальных агпаитовых гранитов с эгирином и рибекитом противоречивы. По [118], эгирин-рибекитовые граниты керегетас-эспинского комплекса Тарбагатай образовались позднее микроклин-аляскитов, а в [59] описаны обратные соотношения. Однозначные факты пересечения безрудных эгирин-рибекитовых гранитоидов более поздними гранит-порфирами и аляскитами известны для Баканасской зоны Северо-Восточного Прибалхашья [194]. Более ясна возрастная позиция плюмазитовых альбит-аляскитов, обогащенных танталом. По данным С.М. Бескина и других исследователей, тела редкометальных альбит-аляскитов на нескольких участках прорывают предшествующие микроклин-аляскиты, а также срезают дайки и кварц-вольфрамитовые жилы, что указывает на принадлежность альбит-аляскитов ко второму интрузивному ритму.

#### 2.5. МЕСТОРОЖДЕНИЯ $t$ -АССОЦИАЦИИ

Наиболее распространенные варианты платформенной  $t$ -ассоциации характеризуются резким преобладанием пород щелочно-базальтоидного состава. Лишь в нигерийском варианте субщелочные базальты, габбро, трахиты и сиениты сочетаются с весьма кремнекислыми риолитами и гранитами. Среди последних, кроме биотитсодержащих разностей, широко распространены породы с пироксеном и фаялитом, а также эгирин-рибе-

китовые граниты. Во всех гранитах отчетливо выражена агпаитовая тенденция. Голотипом нигерийского варианта  $t$ -ассоциации служат комплексы молодых "гранитов"<sup>1</sup> Нигера, Нигерии, Камеруна, сформированные в палеозое, юре и палеогене. К этим комплексам близки по составу и строению мезозойский комплекс Уайт-Маунтин в Северных Аппалачах, докембрийские комплексы Рондонии в Бразилии, а также докембрийский гранитный комплекс Бушвельда, сформированный после расслоенных базит-ультрабазитовых интрузивов. Граниты Бушвельда, возможно, близки по возрасту к шонкинитам, монцонитам и сиенитам, развитым в том же районе.

К существенно гранитному варианту  $t$ -ассоциации, вероятно, следует отнести и докембрийские граниты рапакиви, которые формировались в посторогенных условиях и довольно часто обнаруживают пространственно-временную общность с более ранними базитовыми интрузивами.

Структура нигерийского варианта  $t$ -ассоциации достаточно сложна. В кольцевых комплексах Нигерии выделяется большое число элементарных ритмов, причем однотипные ритмы нередко повторяются в расположенных рядом и частично перекрывающихся друг друга комплексах, связанных с обособленными центрами подъема магмы [219, 318]. В целом устанавливается последовательная смена базальт — трахит — риолитовых ритмов чисто риолитовыми породами с фаялитом, те, в свою очередь, прорваны дайками и штоками порфировых пород, а также телами амфиболовых, пироксеновых и фаялитовых гранитов, которым иногда предшествуют долериты и сиениты. Вслед за ними формируются биотитсодержащие микроклин-аляскиты. В некоторых кольцевых комплексах имеются поздние дайки долеритов. Нетрудно заметить сходство этой последовательности со структурой  $\gamma\epsilon$ -ассоциации. Эгирин-рибекитовые граниты предшествуют микроклин-аляскитам [318], что подтверждает вероятность такой же последовательности и в  $\gamma\epsilon$ -ассоциации.

Второй гранитный ритм является наиболее продуктивным в отношении редкометального оруденения. С редкометальными гранитами второго ритма связаны наиболее крупные касситерит-колумбитовые месторождения Нигерии и Нигера (Джос-Букуру и другие), а также вольфрамит-касситеритовые жилы, штокверки, трубообразные метасоматические залежи, известные в Камеруне (Гутчуми) и Намибии (Западный Брандберг, Арандиз). Эгирин-рибекитовые граниты и альбит-аляскиты несут пирохлоровую минерализацию, которая пока не имеет промышленного значения.

В Бушвельдском рудном поле отчетливо обособляются два гранитных ритма. Первый из них представлен непродуктивным Главным гранитом (гранитом подножий), а второй — оловоносным Боббеанкопским гранитом [320] и мелкозернистым Лизовским гранитом. Поздние граниты сопровождаются промышленным касситеритовым оруденением, сосредоточенным в плащеобразных и трубообразных метасоматических залежах (месторождения Зайплатс, Ставорен). Пластовые залежи образованы грейзенами, которые приурочены к телам мелкозернистых гранитов, а трубы — кварц-серцит-турмалиновыми метасоматитами, относящимися, видимо, к позднему гидротермальному ритму. Известны также жильные зоны турмалинитов с касситеритом, расположенные во вмещающих породах в тесной пространственной связи с дайками (Роойберг). Последовательность магматических и гидротермальных ритмов Бушвельдского рудного поля не обнаруживает каких-либо принципиальных отличий от структуры  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, характерной для фанерозойских оловорудных полей.

<sup>1</sup> Кроме гранитов, в этих комплексах развиты габброиды и сиениты.

Сходная последовательность устанавливается и на участках с гидротермальным редкометальным оруденением, приуроченных к массивам гранитов рапакиви. Так, среди гранитов Приладожья выделяются выборгиты первого интрузивного ритма, после которых образуются скарны, обогащенные оловом [179, 209]. Затем внедрялись питерлиты второго ритма и поздние мелкозернистые граниты, завершающие этот ритм. Они сопровождаются гидротермальным ритмом  $K - N - L - F - H$ , несущим главное касситеритовое и редкометальное оруденение.

Таким образом, нигерийский вариант  $t$ -ассоциации и близкие к нему докембрийские интрузивные комплексы по последовательности магматических и гидротермальных ритмов почти не отличаются от позднеорогенной  $\gamma$ -ассоциации, несущей однотипное оруденение.

## 2.6. НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

1. Все промышленные гидротермальные редкометальные месторождения связаны во времени с орогенными и посторогенными магматическими ассоциациями вулканического класса. Чисто плутоническая гранитная ассоциация не сопровождается промышленным гидротермальным оруденением.

2. На основании возрастных соотношений между магматическими и гидротермальными образованиями, которые наблюдаются на отдельных участках, может быть предложена общая принципиальная схема последовательности магматических и гидротермальных ритмов, свойственная редкометальным месторождениям  $\delta$ -,  $\gamma$ -,  $\gamma\delta$ -,  $\gamma\epsilon$ - и  $t$ -ассоциаций (рис. 3). Эта наиболее полная интегральная схема построена путем суммирования фрагментов общей последовательности, проявленных на отдельных месторождениях.

3. Структура всех рудоносных магматических ассоциаций в общей схеме представлена как совокупность элементарных гомодромных ритмов, развитых с различной полнотой. Главными элементами фациальной структуры служат мультиплетные фациальные серии, или циклы, которые начинаются с афировых и порфириновых пород эффузивного облика (покровы, дайки, малые интрузивы), а заканчиваются полнокристаллическими интрузивными породами. Незавершенные или неполные фациальные циклы представлены только ранними или только поздними членами полного цикла.

4. Как следует из рис. 3, структура всех рудоносных магматических ассоциаций оказывается однотипной. Различия заключаются лишь в преобладании относительно непрерывных и часто менее завершенных ритмов в составе  $\delta$ - и  $\gamma\delta$ -ассоциаций и большей контрастности элементарных ритмов, образующих  $\gamma$ -,  $\gamma\epsilon$ - и  $t$ -ассоциации. Вместе с тем состав магматических образований, слагающих однотипные ритмы, испытывает направленное изменение во времени (см. главу 4). Вследствие этого меняется и качественный состав редкометального оруденения:  $\delta$ -ассоциация:  $Cu-Mo$ ,  $\gamma$ -ассоциация:  $Mo$ ,  $\gamma\delta$ -ассоциация:  $Mo-W$ ,  $\gamma\epsilon$ -ассоциация:  $Mo-W-Sn-Be-Ta-Nb$ ,  $t$ -ассоциация:  $Sn-Be-Ta-Nb$ .

5. Во всех ассоциациях наиболее продуктивны на редкие металлы три первых интрузивных ритма. Именно после них формируются практически все гидротермальные месторождения  $Sn$ ,  $Be$ ,  $Ta$ ,  $Nb$  и значительная часть месторождений  $Mo$  и  $W$ . Первые ритмы являются самыми завершенными. Рассматривая земной шар как единое рудное поле, для каждого типа ранних интрузивных ритмов можно найти примеры, когда эти ритмы заканчи-

Магматическая ассоциация	Тип месторождений	Магматические ритмы															
		Вулканисты				1а				1б				2			
		β-β	α-ξ	λ	ГР	υδ-δм	αδ-δм	γδ-δм	ГР		ν-δ	αδ-δм	γδ-δм	ГР		υδ-δм	ГР
									I	II				I	II		
τ	Ta Nb Be Sn	+	+	+	•	+	+	+									[Sn] (Ta) Nb Be Sn
γε	Ta Nb					+	+	+									(Ta) Nb Be Sn
	Be	+	+		•	+	+	+									Be <sup>h</sup> Be <sup>v</sup> Be <sup>brt</sup> Be <sup>h</sup> Be <sup>h</sup> Be <sup>b</sup>
	Sn W <sup>w+s</sup>	+	+		•	+	+	+									Sn <sup>k</sup> Sn <sup>k+s</sup> Sn <sup>k</sup> Sn <sup>k</sup> W <sup>w</sup> (Bi)
	Mo W <sup>w+s</sup>	+	+		•	+	+	+									Mo <sup>x</sup> Mo <sup>o</sup> Mo <sup>x</sup> W <sup>w</sup> (MoBi)
γδ	W <sup>s</sup> Mo	+	+	+		•	+	+	+								W <sup>s</sup> Mo <sup>x</sup> (W <sup>w</sup> ) Mo <sup>o</sup> Mo <sup>x</sup> W <sup>w+s</sup> (Mo) (Sn <sup>k</sup> ) W <sup>w</sup> (MoBi)
	W <sup>s</sup>	+	+		•	+	+										W <sup>s</sup> Mo <sup>x</sup> (W <sup>w</sup> ) Mo <sup>o</sup> Mo <sup>x</sup> W <sup>w+s</sup> (Mo) (Sn <sup>k</sup> ) W <sup>w</sup> (MoBi)
δ, γγ	Mo (Cu)					+	+	+									(Fe) Mo <sup>x</sup> Mo (Cu) Mo <sup>o</sup>
	(Mo) Cu	+	+	+		•	+	+									(Fe) Mo <sup>x</sup> Mo (Cu) Mo <sup>o</sup>

\* 1    x 2    ▼ 3

Рис. 3. Общая схема последовательности магматических и гидротермальных ритмов на редкометалльных месторождениях

Состав магматических пород: β-базальт, ν-габбро, υδ-диабаз, βα-андезито-базальт, δ-лейкогаббро и габбро-диорит, δм-диорит-порфирит, микродиорит, α-андезит, трахит, αδ-кварцевый диорит, сиенит, αδм-кварцевый диорит-порфирит, сиенит-порфир, ξ-дацит и риодацит, γδ-гранодиорит и адамеллит, кварцевый сиенит, граносиенит, γδп-гранодиорит- и адамеллит-порфир, граносиенит-порфир, λ-риолит, γ-гранит, γп-гранит-порфир

Минеральные типы редкометалльных месторождений: Mo — молибденитовые, W<sup>s</sup> — шеелитовые, W<sup>w</sup> — вольфрамитовые, Sn — оловосодержащих минералов в

ваются предельными по содержанию кремнезема гранитами или гранит-порфирами.

Отсутствие на дневной поверхности гранит-порфиров или гранитов, предшествующих редкометалльному оруденению, следует расценивать как случайное явление, связанное со спецификой геологического строения данного месторождения. В такой ситуации наличие кремнекислых пород всегда можно предполагать на глубине. Этот вывод подтверждается результатами разведки многих месторождений, в процессе которой граниты и гранит-порфиры были вскрыты на глубине нескольких сотен метров (Иультин, Учкочкон, Дубровское месторождение, Панашкейра, Чохля и другие). Среди ранних интрузивных ритмов δ- и γδ-ассоциации встречаются

гидротермальные ритмы															
2а				2б				3				4		5	
υδ-δм	αδ-δм	γδ-δм	ГР	υδ-δм	αδ-δм	γδ-δм	ГР	υδ-δм	αδ-δм	γδ-δм	ГР	υδ-δм	ГР	υδ-δм	ГР
+	+	?		+			(Ta) Nb Be Sn	+	+	+	?		[Zn Cu Bi]	+	[Zn Pb]
+	+	?		+			(Ta) Nb Be Sn	+			?		[Zn Cu Bi]	+	[Zn Pb]
+	+						Be <sup>h</sup> Be <sup>v</sup> Be <sup>brt</sup> Be <sup>h</sup> Be <sup>h</sup> Be <sup>b</sup>	+	+	+	?		[Zn Cu Bi]	+	[Zn Pb]
+	+						Sn <sup>k</sup> (W <sup>w</sup> )	?					Sn <sup>k</sup> (Zn Cu Bi) Au	+	[Zn Pb]
+	+						Mo <sup>x</sup> W <sup>w+s</sup> (MoBi)	+					W <sup>w+s</sup> (Zn Cu Bi)	+	Zn Pb Ag
+	+						W <sup>s</sup> Mo <sup>x</sup> (W <sup>w</sup> ) Mo <sup>o</sup> Mo <sup>x</sup> W <sup>w+s</sup> (Mo) (Sn <sup>k</sup> ) W <sup>w</sup> (MoBi)	+					W <sup>w+s</sup> (Zn Cu Bi) Au	+	(W <sup>w</sup> Zn Pb)
+	+						W <sup>s</sup> Mo <sup>x</sup> (W <sup>w</sup> ) Mo <sup>o</sup> Mo <sup>x</sup> W <sup>w+s</sup> (Mo) (Sn <sup>k</sup> ) W <sup>w</sup> (MoBi)	+					W <sup>s</sup> (Zn Cu Bi) Au	+	(Zn Pb) Au
+	+						W <sup>s</sup> Mo <sup>x</sup> (W <sup>w</sup> ) Mo <sup>o</sup> Mo <sup>x</sup> W <sup>w+s</sup> (Mo) (Sn <sup>k</sup> ) W <sup>w</sup> (MoBi)	+					W <sup>s</sup> (Zn Cu Bi) Au	+	(Zn Pb) Au
+	+						W <sup>s</sup> Mo <sup>x</sup> (W <sup>w</sup> ) Mo <sup>o</sup> Mo <sup>x</sup> W <sup>w+s</sup> (Mo) (Sn <sup>k</sup> ) W <sup>w</sup> (MoBi)	+					W <sup>s</sup> (Zn Cu Bi) Au	+	(Zn Pb) Au

▲ 4    ■ 5    ● 6    + 7

скарнах, Sn<sup>k</sup> — касситеритовые, Sn<sup>s</sup> — сульфостаннатные, Be<sup>b</sup> — берилловые, Be<sup>h</sup> — хризоберилловые, Be<sup>v</sup> — гельвиновые, Be<sup>f</sup> — фенакитовые, Be<sup>brt</sup> — берtrandитовые, Be<sup>h</sup> — бавенитовые, Be<sup>k</sup> — лейкофановые, TaNb<sup>t</sup> — танталитовые, TaNb<sup>kl</sup> — колумбитовые, NbPr — пирохлоровые; в круглых скобках — металлы, извлекаемые попутно; в квадратных скобках — металлы, не имеющие промышленного значения.

Состав (см. табл. 3) гидротермальных ритмов (ГР): 1 — (M — C — K — N — H); 2 — (K — N — H); 3 — (N — L — F — H); 4 — (K — N — F — H); 5 — (K — N — B — H); 6 — H; 7 — породы, слагающие магматические ритмы, развитые на данном участке

менее завершённые последовательности, конечные члены которых представлены породами гранодиоритового состава. Такие ритмы сопровождаются либо существенно медными рудами с низкими содержаниями молибдена (δ-ассоциация), либо шеелитовым оруденением (γδ-ассоциация).

6. Четвертый и пятый интрузивные ритмы (см. рис. 3) принципиально отличаются от более ранних ритмов систематическим отсутствием завершающих кремнекислых членов. После этих ритмов, в большинстве случаев образованных лишь базитовыми дайками, возникает полиметаллическое, золото-серебряное и сурьмяно-ртутное оруденение. Шеелит и вольфрамит (ферберит, редко гюбнерит), которые встречаются в ассоциации с антимонитом и киноварью, по многим признакам, являются переотложенными ми-

нералами. Однотипные базитовые дайки, полисульфидные парагенезисы, а также поздние прожилки и жилы сопровождают все рудоносные ассоциации. Качественные изменения, которые выражены, например, в смене во времени золоторудных ассоциаций серебросодержащими или в увеличении количества минералов сурьмы и ртути, не всегда улавливаются. В связи с этим возрастная позиция последних ритмов часто остается неопределенной, и в ряде случаев нельзя исключать принадлежность этих ритмов к более молодым ассоциациям.

7. Каждый интрузивный ритм, за исключением двух последних, обычно сопровождается двумя гидротермальными ритмами — гидротермальными "дуплетами". Ранние ритмы таких "дуплетов" отличаются преимущественным развитием кварц-полевошпатовых метасоматитов и жил, а поздние — более "кислотных" гидротермально измененных пород: грейзенов, березитов, турмалинитов и т.п. С гидротермалитами ранних ритмов связано тантало-ниобиевое, бериллиевое, касситеритовое, шеелитовое и молибденитовое оруденение, а для поздних ритмов наиболее характерны вольфрамитовые и шеелит-вольфрамитовые руды и повышенное содержание сульфидов.

Гидротермальные ритмы, образующие "дуплет", как правило, не разделены во времени внедрением интрузивных тел. Однако на нескольких месторождениях  $\gamma$ -ассоциации отмечены пересечения ранних гидротермалитов дополнительными гранитными интрузиями, на которые, в свою очередь, накладываются гидротермалиты позднего ритма (Рудные горы). Аналогичные соотношения, возможно, существуют и на некоторых медно-молибденовых месторождениях (см. рис. 2).

8. В процессе формирования одного гидротермального ритма редкометалльные минералы обычно отлагаются в последовательности: тантало-ниобаты — минералы бериллия и касситерит — вольфрамит — молибденит — висмутин. Еще позднее образуются сульфиды цветных металлов и золото. Существенные нарушения этой последовательности указывают на принадлежность рудных минералов к разным гидротермальным ритмам.

## 2.7. ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СЕРИЙ И РИТМОВ

Магматические мегациклы, объем которых соответствует всей последовательности ассоциаций, перечисленных в табл. 2, охватывают несколько геологических периодов, т. е. промежутки времени, измеряемые сотнями миллионов лет. В определенные моменты последовательность ассоциаций, приведенная в табл. 2, нарушается, и появляются ассоциации, которые уже были образованы на более ранней стадии магматической истории. Таким образом отдельные элементы общей последовательности повторяются в виде циклов более высоких порядков.

Анализ геологического материала приводит к выводу, что во всех регионах возрастные границы мегациклов и малых магматических циклов приурочены примерно к одним и тем же стратиграфическим уровням, хотя набор магматических ассоциаций в разновозрастных циклах разных тектонических зон может быть существенно иным. Для фанерозоя можно выделить 23 наиболее распространенных магматических цикла (табл. 6). Продолжительность циклов составляет 15—55 млн. лет.

Интервал времени, приходящийся на формирование отдельных магматических ассоциаций и сопряженных с ними гидротермалитов, соответствует

Таблица 6

## Магматические циклы фанерозоя

Стратиграфический объем циклов	Границы циклов в абсолютном летоисчислении*, млн. лет	Продолжительность циклов, млн. лет	Стратиграфический объем циклов	Границы циклов в абсолютном летоисчислении*, млн. лет	Продолжительность циклов, млн. лет
$Q-N_2^3$	0-2	>2	$T_2-P_1^2$	210-260	50
$N_2^3-N_1^3$	2-15	13	$P_1^1-C_2m$	260-310	50
$N_1^2-P_3^3$	15-30	15	$C_2b-C_1n$	310-325	15
$P_3^2-P_2^3$	30-45	15	$C_1n-C_1v$	325-340	15
$P_2^2-P_2^1$	45-60	15	$C_1v-D_3fm$	340-355	15
$P_1-K_2d$	60-70	10	$D_3fr-D_2gv$	355-380	25
$K_2m-K_2sr$	70-85	15	$D_2e-D_1$	380-400	20
$K_2c-K_1ab$	85-105	20	$S_2-S_1$	400-435	35
$K_1ab-K_1h$	105-120	15	$O_3-O_1a$	435-480	45
$K_1v-J_3$	120-150	30	$O_1t-E_3$	480-515	35
$J_2-J_1^2$	150-170	20	$E_2-E_1$	515-570	55
$J_1^1-T_3$	170-210	40			

\* По шкале, предложенной Г.Д. Афанасьевым и С.И. Зыковым [6], с округлением до  $\pm 5$  млн. лет.

геологическим эпохам и векам, причем большая часть времени приходится на накопление вулканических серий. Вулканическая деятельность, продукты которой могут быть объединены в одну ассоциацию, нередко развивается (затухая и возобновляясь) на протяжении нескольких миллионов лет. За это время формируется большое число элементарных вулканических ритмов и циклов высших порядков. Продолжительность самого накопления эффузивного материала, связанного с отдельными извержениями, как известно, невелика, и большая часть времени приходится на промежутки между извержениями.

Длительность формирования серий интрузивных ритмов, относящихся к одной ассоциации, по геологическим данным, не превышает одного-двух веков, т.е. составляет не более 5-15 млн. лет. Судя по соотношениям со стратифицированными толщами, самые узкие возрастные интервалы характерны для серий интрузивных ритмов, которые формируются в начале мегацикла.

Для орогенных и платформенных ассоциаций, завершающих мегацикл, геологические границы интрузивных серий оказываются более широкими и менее определенными. Кроме того, что перекрывающие толщи часто отсутствуют, это различие, вероятно, еще обусловлено и тем, что в ранних ассоциациях доля интрузивных ритмов по сравнению с вулканическими минимальна. Часть геологического времени, которая раньше приходилась на накопление вулканитов, в поздних ассоциациях приходится на интрузивный процесс, который, таким образом, становится более продолжительным. Оценки, основанные на соотношениях со стратифицированными толщами, можно рассматривать только как верхний предел про-

Таблица 7

Возраст магматических (MP) и гидротермальных (ГР) ритмов, млн. лет на некоторых медно-порфировых и молибденовых месторождениях  $\delta$ -ассоциации

Месторождение	1		2		3	4-5		Литература
	MP	ГР	MP	ГР	MP	MP	ГР	
Ок-Теди, Папуа	Габбро: $1,9 \pm 0,2$ (Бу); монцонит: $1,4 \pm 0,2$ (Бу); $2,5 \pm 0,3$ (В)	$1,1-1,3$ (Бу, В)						[299 300]
Яндера, Папуа	Гранодиорит: $12,5$ (Амф); $13,6$ (Rb/Sr); Гранодиорит-порфир: $13,0$ (Амф)		Кварцевый латит: $6,5$ (Бу) $6,7$ (Бу)					[264]
Пангуна, Соломоновы острова	Кварцевый диорит: $3,42 \pm 0,25$ (Бу) $4,2$ (Амф)		Гранодиорит: $3,49 \pm 0,29$ (Амф, Пл)		Андезит: $1,3-1,7$ (Амф, В)			[301]
Эль-Сальвадор, Чили	Риолит: $50,4 \pm 2,8$ (Rb/Sr); Кварцевый диорит-порфирит: $41,3 \pm 1,1$ (Rb/Sr)	$45,6 \pm 1,3$ (Сер); $40,8 \pm 1,3$ (Бу), $40,8 \pm 0,5$ (Сер)	Гранодиорит-порфир: $42,1 \pm 2,8$ (Амф), $40,5 \pm 0,9$ (Бу)			Латит: $40,9 \pm 0,5$ (Бу)	$39,1 \pm 1,1$ (Алун)	[269]

Примечание: Здесь и далее в табл. 8, 9 — минералы, по которым выполнены определения абсолютного возраста К-Аг методом: Бу — биотит, Му — мусковит, Сер — серицит, Сл — слюды без разделения по составу, Кш — калиевый полевой шпат, Амф — амфибол, Алун — алунит; В — валовая проба; Rb/Sr — определения Rb/Sr методом. Номера ритмов соответствуют номерам на рис. 3.

должительности формирования интрузивных ритмов, поскольку часть времени, предшествующего внедрению интрузий и непосредственно следующего за внедрением, геологически не документирована. Особенно велики пробелы в геологической летописи эпох поднятий, на фоне которых формируются гранитоидные массы  $\delta$ -,  $\gamma$ -,  $\gamma\delta$ -,  $\gamma$  и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций.

Определить продолжительность формирования элементарных интрузивных и гидротермальных ритмов прямыми геологическими и радиохронологическими методами невозможно. Единственным основанием для суждения об этих параметрах служит сопоставление цифр абсолютного возраста пород, относящихся к нескольким последовательным ритмам. Во многих случаях этими данными ограничены и сведения о времени формирования магматических ассоциаций в целом.

Хотя к настоящему времени выполнено довольно много определений абсолютного возраста магматических и гидротермальных образований, развитых на отдельных редкометальных месторождениях, общая картина остается весьма фрагментарной. Ни для одного объекта нет возрастных определений для всех ритмов, относящихся к одной ассоциации. Особенно слабо охарактеризован возраст ранних эффузивов, поздних даек и гидротермалитов. Кроме того, при попытках оценить продолжительность формирования элементарных магматических и гидротермальных ритмов всегда возникают методические трудности, вызванные воздействием последующих процессов на ранее образованные породы, разнородным характером материала, отобранного из пород разных ритмов, частым отсутствием минералов и пород, пригодных для определения абсолютного возраста и т. п.

Наиболее полные и достоверные геохронологические данные имеются для медных и медно-молибденовых месторождений  $\delta$ -ассоциации, сформированных в мезозое и кайнозое. Приведенные в табл. 7 примеры, а также а. логические сведения по многим другим месторождениям [152] показывают, что в большинстве случаев значимые различия между возрастом интрузивных пород и следующих за ними гидротермальных образований отсутствуют. Лишь для наиболее молодых объектов разрыв во времени между интрузивными и гидротермальными ритмами иногда составляет 0,5—1,5 млн. лет. Возможно, появление такого разрыва обусловлено тем, что отсутствуют сведения о возрасте пород, завершающих интрузивные ритмы. Весьма близкими, если не тождественными, оказываются и значения возраста магматических и гидротермальных образований, относящихся к разным ритмам  $\delta$ -ассоциации. Среди медно-порфировых месторождений известны объекты, в том числе и крупные, сформированные не более чем 1—2 млн. лет тому назад (см. табл. 7). Существование новейших гидротермальных месторождений является прямым доказательством ограниченной продолжительности формирования серий интрузивных и гидротермальных ритмов, принадлежащих одной магматической ассоциации, а следовательно, еще меньшей длительности самих элементарных ритмов.

Геохронологические данные по молибденовым, оловорудным, вольфрамовым и другим редкометальным месторождениям  $\gamma\delta$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций по сравнению с данными по медно-молибденовым месторождениям  $\delta$ -ассоциации менее полны и определены (табл. 8 и 9). Однако и они в целом подтверждают отсутствие систематических различий в абсолютном возрасте магматических и гидротермальных образований, относящихся к следующим друг за другом ритмам. Известны примеры новейших  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций, которые сопровождаются гидротермальным оруденением. Наиболее полные сведения имеются для района Тырнауза, где интрузивные породы  $\gamma\epsilon$ -ассо-

Таблица 8

Возраст магматических (MP) и гидротермальных (ГР) ритмов, млн. лет на

Месторождение	1		2	
	MP	ГР	MP	ГР
Дайто Сейкю	Гранодиорит: 8 (Бу)		Пегматит: 47 (Бу)	48 (Му)
Хирасе			Пегматит: 60	60 (Му)
Восток-2	Гранодиорит: 114 (Бу)		Гранит-порфир: 114 (Бу)	
Осгуд	Гранодиорит: 91 (Бу)			90 (Сер)
Шахтаминское	Гранодиорит: 1,53, 167 (Бу)		168 (Сл)	Гранодиорит-порфир: 146 (В), 166 (Сер)
Давендинское			Гранит-порфир: 150 (Кш)	146, 165 (Кш)
Алексеевское-Ключевское	Гранодиорит: 170 (Бу); аплит: 154 (Кш)			
Жирекен	Гранит: 172 ± 7 (Кш)		Гранит-порфир: 163 ± 9, 172 ± 8	164 ± 7; 171 ± 7 (Кш)
Мурунтау	280 (Бу)			268 (Кш)
Ингичке	Гранодиорит: 264 (Бу)			254 (Сер)
Лянгар	Гранодиорит: 265 (Бу)			260 (Сл)
Чорух-Дайрон	Монцонит: 305 (Бу), гранодиорит: 290, 275 (Бу)		Гранодиорит-порфир: 276 (Бу)	279 (В)
Березовское			Лампрофир, гранит-порфир, гранит: 309 (Бу)	

некоторых шеелитовых и молибденитовых месторождениях δ и γδ-ассоциаций

Месторождение	3		4		5	Авторы определений абсолютного возраста
	MP	ГР	MP	ГР	MP	
						К. Сибата, С. Исихара, 1974 г.
						"
						М.Г. Руб и др., 1977 г.
						М. Силбермен и др., 1974 г.
						Р.М. Константинов и др., 1971 г., Л.В. Соловьева, 1972 г.
						"
						Р.М. Константинов и др., 1971 г.
						"
						Ф.А. Аскарков и др., 1974 г.
						"
						"
						Н.П. Лаверов и др., 1964 г.
						Л.Н. Овчинников и др., 1974 г.

Таблица 9

Возраст магматических (MP) и гидротермальных (ГР) ритмов, млн. лет на  $\gamma\epsilon$ -ассоциации

Месторождение, рудное поле	$\gamma\delta$ -ассоциация	$\gamma$ -ассоциация	$\gamma\epsilon$ -ассоциация	
			MP	ГР
Тырныауз		Гранит: 1,8 (Бу)	Риолит: 1,6 (Куш), 1,8 (Бу)	
Комаки			Гранит: 59 (Бу), 62 (Му)	52,63 (Му)
Арсеньевское	Монзонит, сие-нит: 80-101 (В, Бу)		Гранодиорит-порфир: 62 (В)	
Нижнее			Гранодиорит-порфир: 73 (В)	61 (В)
Юбилейное	Гранитоид: 118 (Бу)			85-92 (В)
Иультин	Гранодиорит: 123 (Бу)	Гранит: 86 (В); 87 (Бу)	Микроклин-аляскит: 92 (В), 102 (Куш)	93-101 (Му)
Валькумей	Гранодиорит: 102 (Бу)			
Депутатское	Кварцевый диорит: 128-140; гранодиорит: 115-125	Гранит: 108	Гранит-порфир: 120 (В)	
Яно-Борулахская зона		Адамеллит: 110 (Бу)	Гранит: 88 (Бу); 90 (Му); гранит-порфир: 86, 117 (В)	94, 105 (Му)
Балыгычано-Сугойский район	Андезит: 84 (В); гранодиорит: 95 (В)		Риолит: 85 (В); мелкозернистый аляскит: 90 (Бу); 93 (Куш); крупнозернистый аляскит: 95 (Бу); гранодиорит-порфир: 98 (В)	85 (Му)
Отани-Канеути	Гранодиорит: 93 (Бу)			91 (Му)
Фудзигатани-Кивада	Адамеллит: 95 (Му)			94 (Му)
Ушмунское	Гранит: 131 (Бу); 135 (В)			132 (Му)
Алдакачан-Этыка		Гранит: 146 (Бу)		131 (Му)
Спокойнинское			Микроклин-аляскит: 134 (В)	134, 147 (Му)
Их-Хайрхан			Микроклин-аляскит: 130 (Бу)	130 (Му)

некоторых молибденовых, оловорудных и вольфрамовых месторождениях

$\gamma\epsilon$ -ассоциация				Авторы определений абсолютного возраста
MP	ГР	MP	ГР	
Гранит-порфир: 150 (Куш), 1,65 (В)		Витроандезит: 1,55 (В)		А.М. Борсук и др., 1972 г.
Фельзит: 49 (В)	48 (В)			К. Сибата, С. Исихара, 1974 г. М.Г. Руб и др., 1974 г.
Кварцевый порфир: 46 (В)	40 (В)			А.С. Назарова и др., 1969 г.
	64 (В)			- " -
	102 (Сер)			С.Ф. Лугов, 1972 г. А.П. Милов, 1975 г. и др. С.Ф. Лугов, 1972 г.
	110 (В)	Лампрофир: 103 (В)	70, 89 (Сер)	Б.Л. Флеров и др., 1971 г.
Гранит-порфир: 88 (В); аляскит: 88 (В)	90 (Сл); 93 (Куш)	Лампрофир: 75,84 (В)	69 (Сер)	Б.Л. Флеров и др., 1971 г., Л.А. Воронцова и др., 1976 г., Д.И. Овчинников и др., 1976 г. М.Г. Руб, 1970 г.
				К. Сибата, С. Исихара, 1974 г.
				"
				Ф.И. Вольфсон и др., 1975 г.
Амезонитовый гранит: 128 (В)	128 (Сл), 130 (Му), 135 (Куш), 147 (Му), 157 (Сл)			И.Н. Томсон и др., 1964 г., Р.М. Комстантинов и др., 1971 г.
Амезонитовый гранит: 125 (В)	132 (Сл)			То же
				В.А. Бобров и др., 1963 г., А.Д. Каленов, 1967 г.

Таблица 9 (окончание)

Месторождение, рудное поле	γδ-ассоциация	γ-ассоциация	γε-ассоциация				Авторы определений абсолютного воз- раста
			MP	ГР	MP	ГР	
Зун-Ундурское		Гранит: 150 (Му)		144 (Му)			Н.И. Полевая, 1962 г., Р.М. Константинов и др., 1971 г. Д.О. Онтоев, 1974 г.
Шерловогорское		Гранит: 148 (Бу)	Измененный гра- нит-порфир: 144 (В)	154 (Сл)			
Хапчеранга			Гранит-порфир: 165 (В); лам- профир: 168 (В)	163 (Му), 168 (Кш), 171 (Бу)		148, 164 (Кш)	И.Н. Томсон и др., 1964 г., Р.М. Констан- тинов и др., 1971 г., Д.О. Онтоев, 1974 г. М.М. Повилайтис, 1975 г., Д.О. Онтоев, 1974 г. Д.О. Онтоев, 1974 г.
Джидинское рудное поле			Лейкократовый гранит: 145 (Бу)	143 (Му)	127, 144 (Му)	136 (Сеп), 140 (Му)	
Бом-Горхон		Гранит: 175 (Бу), 175 (Кш)	Лейкократовый гранит: 156 (Бу)	163 (Му), 164 (Кш)	160 (Сеп), 163 (Му), 172 (Му), 131 (Му)		
Белуха	Гранодиорит: 155 (Бу)			164 (Му)			И.Н. Томсон и др., 1964 г., Р.М. Констан- тинов и др., 1971 г. То же
Букука	Гранодиорит: 150 (Бу)				140 (Му)		

циации были сформированы в интервале времени от 1,8 до 1,5 млн. лет. Близкие по возрасту породы развиты еще на нескольких участках (месторождение Кароби и др.). Судя по единичным определениям, крупнейшие оловорудные месторождения Боливии также имеют плиоценовый возраст, составляющий в абсолютном летоисчислении менее 10 млн. лет.

Вместе с тем на многих редкометальных месторождениях можно отметить довольно существенные расхождения в возрасте магматических и гидротермальных образований. Наиболее широкими оказываются интервалы, которые разделяют отдельные пары магматических и гидротермальных ритмов. Нередко эти интервалы достигают 10–20 млн. лет. Одна из наиболее частых причин этому — пространственное совмещение ритмов, относящихся к разным ассоциациям, или однотипных ассоциаций, принадлежащих двум разновозрастным магматическим циклам.

При анализе истории тектоно-магматического развития многих рудных провинций устанавливается двукратное повторение позднеорогенных магматических циклов. Так, в Центральной и Южной Боливии развиты γε-ассоциации миоценового (~20 млн. лет) и плиоценового (~10 млн. лет) возраста, в Восточном Сихотэ-Алине имеются как сенонские (90–60 млн. лет), так и палеогеновые (60–40 млн. лет) оловоносные γε-ассоциации. В соответствии с этим на Юбилейном и Нижнем месторождениях в Фурмановском районе Приморья совмещены гидротермалиты позднемелового (90–60 млн. лет) и палеогенового (60–40 млн. лет) возраста [133].

Два позднеорогенных магматических цикла, относящихся к раннему мелу и позднему мелу — палеогену, обособляются на Северо-Востоке СССР. По мнению ряда исследователей, грейзеновые и кварцево-жильные кассите-

ритовые и вольфрамитовые месторождения Яно-Борулахской зоны и других рудных районов Якутии были сформированы в раннем мелу (120–105 млн. лет), а касситерит-сульфидные месторождения хронологически связаны с γε-ассоциацией позднего мела — палеогена, имеющей абсолютный возраст 90–60 млн. лет [32, 138]. Хотя существование раннемелового касситеритового оруденения не является строго доказанным, вывод о принадлежности раннемеловых гранитоидов и гранитов, с одной стороны, и позднемеловых риолитов, аляскитов и разнообразных по составу даек, с другой — к разным магматическим циклам представляется верным.

В Забайкалье мезозойский позднеорогенный магматизм также представлен двумя циклами — ранне-среднеюрским (180–150 млн. лет) и позднеюрским (150–120 млн. лет). Два позднеорогенных цикла в интервалах 300–280 и 280–250 млн. лет обособляются в варисцидах западной части Урало-Монгольского складчатого пояса. В оловорудной провинции Корнуолла единичные определения абсолютного возраста, выполненные Rb/Sr методом, дают цифры  $285 \pm 12$  млн. лет для гранитов γ-ассоциации и  $269 \pm 8$  млн. лет для даек гранит-порфириров, которые пересекают граниты [272]. Эти данные подтверждают вывод, что главная масса гранитов, с одной стороны, и дайки, и оруденение, с другой — относятся к разным магматическим ассоциациям [271]. В Рудных горах абсолютный возраст гранитов характеризуется тримодальным распределением с максимумами, приходящимися на 350–360, 300 и 260–270 млн. лет [235, 270]. Если появление первого максимума может быть связано с искусственным завышением, то второй и третий скорее всего являются объективной

реальностью. Второй максимум характеризует нормальные граниты  $\gamma$ -ассоциации и микроклин-аляскиты  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, развитые на западе Рудных гор, а третий — интрузивные порфиры и альбит-аляскиты (апограниты)  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, распространенные в восточной части региона. Нетрудно заметить, что в Рудных горах намечаются те же два магматических цикла (280—300 и 280—250 млн. лет), что и в Корнуолле. При этом с гранитами первого цикла связаны небольшие вольфрамит-касситеритовые месторождения в грейзенах и кварцевых жилах (Готтесберг и др.), а с гранитами второго цикла — наиболее крупные месторождения в автометасоматических измененных альбит-аляскитах (Циновец и другие). Среди девонских позднеорогенных ассоциаций Тасмании, по радиохронологическим данным, также имеются разновозрастные образования, которые относятся к интервалам времени 375—360 и 340—355 млн. лет<sup>1</sup> [266]. Приведенные примеры показывают, что повторение позднеорогенных магматических циклов является закономерностью, свойственной почти всем фанерозойским подвижным поясам.

В  $\gamma\epsilon$ -ассоциациях, относящихся к первому циклу, преобладают полнокристаллические граниты и микроклин-аляскиты, а в ассоциациях второго цикла обычно имеются эффузивы, широко развиты дайки и малые порфировые интрузивы, заметно возрастает доля меланократовых пород, появляются альбит-аляскиты. Соответственно меняется характер гидротермалитов и оруденения. С ассоциациями первого цикла сопряжены главным образом грейзеновые и кварцево-жильные месторождения, а с ассоциациями второго цикла — разнообразное "субвулканическое" оруденение.

Интрузивные и гидротермальные образования, относящиеся к разным магматическим циклам, часто локализируются в одних рудных районах, узлах и месторождениях. Судя по радиохронологическим данным, пространственное совмещение магматических и гидротермальных ритмов, относящихся к двум разновозрастным и последовательно сменяющим друг друга  $\gamma\epsilon$ -ассоциациям, является для рудных полей и месторождений с многостадийным оруденением скорее правилом, чем исключением. Повидимому, во многих случаях первый фациальный цикл (1а — 1б) и сопровождающие его гидротермальные ритмы на месторождениях  $\gamma\epsilon$ -ассоциации относятся к одной возрастной группе, а второй цикл (2а — 2б) и более поздние ритмы — к другой (см. рис. 3). Разделить эти группы геологическими методами, как правило, невозможно, и единственным критерием остаются цифры абсолютного возраста, количество и достоверность которых пока явно недостаточны. Поэтому в данной работе история формирования подобных месторождений представлена в виде относительно длинных общих последовательностей магматических и гидротермальных ритмов. Четкие границы проведены между ритмами, которые заведомо относятся к резко разновозрастным или разнотипным мультиплетным сериям. Эти границы фиксируются, например, срезанием даек  $\gamma\delta$ -ассоциации гранитами  $\gamma$ -ассоциации, перекрытием гранитоидов и даек  $\gamma\delta$ -ассоциации вулканическими покровами  $\gamma\epsilon$ -ассоциации и другими столь же однозначными соотношениями.

Принятый вариант несомненно является лишь первым приближением к действительности, и по мере накопления радиохронологических данных и улучшения их качества, вероятно, удастся разделить магматические

<sup>1</sup> Определения, полученные K—Ar методом; Rb/Sr метод дает более древние цифры — 370 и 390 млн. лет [266].

и гидротермальные ритмы на более узкие группы с относительно простой структурой. Принципиальная схема строения  $\gamma$ -ассоциации (см. рис. 3) при этом вряд ли изменится, но количество продуктивных ритмов может сократиться. В частности, при разделении ритмов, относящихся к ранней и поздней  $\gamma$ -ассоциациям, промышленное молибденовое и касситеритовое оруденение следует связывать только с ритмами 1а — 1б и 2а, а с магматическими ритмами 3 — 5 окажутся связанными лишь сульфидные парагенезисы и вольфрамовая минерализация.

Возможно, в дальнейшем целесообразно выделить ранние существенно гранитные магматические ритмы в самостоятельную ассоциацию аляскистов и гранит-порфиров, назвав ее, скажем,  $\gamma$ -ассоциацией, которая может быть противопоставлена более поздней  $\gamma$ -ассоциации с большей долей эффузивов и пород повышенной основности.

Появление разрывов во времени между магматическими и (или) гидротермальными ритмами в ряде случаев обусловлено плохой сходимостью радиохронологических данных. Возраст различных ритмов, как правило, определяется по разным минералам и валовым пробам разного состава. Надежные определения по биотиту обычно относятся только к полнокристаллическим гранитоидам, а возраст более поздних даек и гидротермалитов определяется по валовым пробам, калиевому шпату и серициту, что приводит к заниженным результатам. По-видимому, не случайно датировки изверженных и гидротермально измененных пород на медно-порфировых месторождениях, выполненные по первичному и вторичному биотиту, имеют значительно лучшую сходимость, чем данные по редкометальным месторождениям.

На некоторых редкометальных месторождениях отмечается систематическое завышение или занижение пород при определениях К-Аг методом; причины этого явления остаются не ясными. Аномальные значения абсолютного возраста характерны для редкометальных месторождений, на которых широко развиты L- и F-метасоматиты, сложенные литиевыми слюдами, флюоритом и топазом. При этом возникают искажения как в сторону занижения, так и, особенно часто, — завышения возраста. Весьма показательны в этом отношении участки месторождений Караоба-Солнечное в Центральном Казахстане и Карагайлы-Актас в Южном Казахстане. Оба месторождения, по геологическим данным, были сформированы в позднем палеозое. Среди разнообразных цифр абсолютного возраста, известных для гранитов, грейзенов и жил, развитых на этих участках, с геологическими данными лучше всего согласуются значения 280—250 млн. лет. Кроме таких цифр, на участке Караоба-Солнечное получены определения в 150—170 млн. лет [101], которые не имеют пока реального геологического объяснения. На месторождении Карагайлы-Актас, наоборот, получены очень "древние" цифры — до  $427 \pm 20$  млн. лет [101]. При этом установлено, что по мере увеличения степени гидротермальных изменений возраст пород удревняется [154]. Так, слюда из слабо измененных гранитов Восточного участка имеет возраст  $338 \pm 18$  млн. лет, а литиевая слюда из редкометальной жилы —  $418 \pm 30$  млн. лет.

Аналогичная картина отмечена и на месторождении Циновец в Чехословакии, где слюды, отобранные на интервале 900—1300 м от дневной поверхности, имеют абсолютный возраст 270 млн. лет, а слюды из более измененных пород в интервале 500—650 м — 320 млн. лет [235]. Появление нескольких максимумов в распределении абсолютного возраста гранитов Рудных гор [270], весьма богатых литием, также, возможно, связано с систематическим завышением радиохронологических датировок

позднепалеозойских пород до уровня 340—360 млн. лет. Скорее всего, завышен абсолютный возраст пород и на некоторых фенакит-хризоберилловых месторождениях, связанных с литий-фтористыми гранитами [33].

Неправдоподобно высокие цифры абсолютного возраста получены для некоторых литий-фтористых гранитов Монголии. Например, на месторождении Онгон-Хайран возраст кварц-вольфрамитовых жил составляет 130—140 млн. лет (определения по мусковиту), а возраст пересекающих эти жилы онгонитов — 218 млн. лет [165]. На Шумиловском месторождении в Забайкалье абсолютный возраст биотита из гранитов равен 170—178 млн. лет, а мусковита из грейзенов —  $190 \pm 6$  млн. лет [106]. В Вознесенском рудном районе Приморья биотитовые граниты γ-ассоциации имеют абсолютный возраст 423 млн. лет, а богатые литием и фтором аляскиты, которые по всем признакам являются более молодыми, — 455—460 млн. лет [41]. Учитывая подобные искажения, следует признать, что результаты радиохронологических исследований не могут служить строгим доказательством длительного формирования месторождений на протяжении десятков миллионов лет или резкого разрыва во времени между магматическими и гидротермальными образованиями в тех случаях, когда существование такого разрыва не вытекает из геологических соотношений.

Имеющиеся геологические и геохронологические данные по новейшему магматизму и связанному с ним оруденению, а также те определения абсолютного возраста более древних изверженных пород и метасоматитов, которые обладают хорошей сходимостью, позволяют наметить следующие оценки продолжительности формирования элементарных ритмов и мультиплетных серий:

Магматическая ассоциация (мультиплетная серия)	первые миллионы — сотни тысяч лет
Элементарный вулканический или интрузивный ритм — гидротермальный ритм	сотни тысяч — десятки тысяч лет

Приведенные оценки характеризуют длительность магматических и постмагматических процессов, связанных с одним очаговым ареалом. В более или менее крупных тектоно-магматических зонах бывает обычно несколько таких ареалов, причем, как показывают наблюдения в областях новейшего и современного вулканизма, развитие соседних ареалов происходит асинхронно. В результате общая продолжительность магматических циклов на площади рудных провинций может достигать десятков миллионов лет (см. табл. 7).

Внедрение отдельных интрузивных тел, сложенных однородными породами, происходит геологически мгновенно. Этот вывод относится не только к маломощным дайкам, но и к более крупным магматическим массам. В этой связи важна строгая аналогия в структуре вулканических и интрузивных фациальных циклов [224]:

- |   |  |
|---|--|
| 1. Базальты и андезиты стадии щитового вулкана  | 1. Интрузивные тела повышенной основности                      |
| 2. Игнимбриты, субвулканические порфиоровые интрузивы, в том числе, кольцевые дайки кальдерной стадии | 2. Догранитные дайки, крупные гранитные и гранитоидные плутоны |
| 3. Покровы и экструзивные тела посткальдерной стадии  | 3. Послегранитовые дайки                                       |

Вулканические циклы такого строения формируются в течение сотен тысяч лет, приходящихся на антропоген [224]. При этом огромные объемы игнимбритов риолитового — дацитового составов, измеряемые сотнями кубических километров, накапливаются за очень короткие отрезки времени, практически в результате одноактного процесса [104]. Сходство структуры вулканических и интрузивных циклов позволяет считать, что продолжительность накопления игнимбритов и продолжительность формирования комагматичных гранитных плутонов характеризуются соизмеримыми величинами. Это сходство подтверждает также принадлежность поздних базитовых даек к тем же магматическим ассоциациям, к которым относятся и более ранние кремнекислые породы, занимающие большие объемы. Действительно, появление пород повышенной основности (вплоть до базальтов) характерно для посткальдерной стадии развития многих новейших вулканических комплексов. Основные породы сменяют кремнекислые игнимбриты без значительного разрыва во времени. Вероятно, не существует такого разрыва и между гранитами и послегранитовыми дайками, принадлежащими одной магматической ассоциации.

Верхний предел длительности образования одного гидротермального ритма, как было показано выше, достигает десятков—сотен тысяч лет. Отдельные жилы и метасоматические тела могут образоваться значительно быстрее, что подтверждается рудоотложением из современных гидротерм. Малопродуктивная низкотемпературная гидротермальная деятельность характеризуется, вероятно, максимальной продолжительностью и занимает большую часть, если не все промежутки времени, разделяющие отдельные магматические импульсы.

### ГЛАВА 3

## СИСТЕМАТИКА И ГЕОЛОГО-СТАТИСТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

### 3. 1. ПРИНЦИПЫ СИСТЕМАТИКИ

Систематика гидротермальных редкометальных месторождений, имеющая целью разделить всю совокупность этих месторождений на геологически однородные группы, основана на трех классификационных критериях. Наиболее крупные классы месторождений выделены по *ведущему металлу*, имеющему промышленное значение (молибденовые, вольфрамовые, оловорудные, бериллиевые и тантало-ниобиевые). Каждый из этих классов представлен одним или несколькими *минеральными типами*. Вольфрамовые месторождения разделены на шеелитовые и вольфрамитовые, оловорудные — на касситеритовые и сульфостаннатные, тантало-ниобиевые — на танталитовые, колумбитовые и пироксеновые. Наиболее разнообразны минеральные типы бериллиевых месторождений, в которых оруденение представлено бериллом, хризобериллом, гелвинном, фенакитом, берtrandитом и другими минералами. Комплексные месторождения рассматриваются как сочетания нескольких монометальных месторождений, а месторождения одного металла, который извлекается из нескольких минералов, — как сочетания мономинеральных месторождений.

На основе фактических данных о возрастной позиции гидротермальных ритмов, которые приведены в гл. 2, в каждом минеральном типе выделяются *поколения месторождений*, которые формируются в течение одного гидротермального этапа и связаны во времени с отдельными элементарными магматическими ритмами. Месторождения, образованные в течение двух и более гидротермальных этапов, рассматриваются как совокупность месторождений нескольких поколений.

Каждое поколение месторождений обозначается формулой, отражающей состав руды и ее возрастную позицию; формулы имеют вид:  $\delta\text{-Mo}_2$ ,  $\gamma\epsilon\text{-W}_3^w$ ,  $\gamma\delta\text{-Sn}_2^k$  и т.п. В этих формулах буквы греческого алфавита указывают на хронологическую связь месторождения с той или иной магматической ассоциацией (гидротермальной серией); латинскими буквами дан символ металла, имеющего промышленное значение. Буквы в индексе обозначают минерал, в котором содержится этот металл: w — вольфрамит, s — шеелит, k — касситерит, s — сульфостаннаты, t — танталит (микролит, стрюверит), kl — колумбит, pr — пироклор, b — берилл, hb — хризоберилл, h — гельвин, gh — гентгельвин, d — даналит, l — лейкофан, f — фенакит, brt — бертрандит, bv — бавенит. Цифры соответствуют номерам магматических и гидротермальных ритмов, принятым для наиболее полных последовательностей (см. рис. 3). В неполных, коротких вариантах часть ритмов отсутствует, но чтобы не было путаницы, однотипные магматические и гидротермальные ритмы всюду имеют один и тот же порядковый номер. Одинаковыми номерами обозначены гидротермальные ритмы, которые формируются как после порфировых интрузивов, относящихся к ритмам 2а—3а, так и после полнокристаллических гранитов, относящихся к ритмам 2б—3б.

Если на месторождении имеется разновозрастное оруденение, связанное с разными гидротермальными ритмами одной ассоциации, это отражается в усложнении формулы:  $\gamma\epsilon\text{-Mo}_2\text{W}_3^w$ ;  $\gamma\epsilon\text{-Sn}_3\text{Cu}_4^k$  и т.п. Если имеются однотипные рудные минералы нескольких поколений или оруденение представлено несколькими минералами, то используется знак "+":  $\delta\text{-Mo}_{1+2}$ ;  $\gamma\epsilon\text{-W}_3^{w+s}$ . Знак "-" указывает на отсутствие надежных данных о принадлежности оруденения к тому или иному поколению:  $\gamma\delta\text{-W}_{2-3}^s$ ;  $\gamma\epsilon\text{-Mo}_{2-3}$  и т.п. При наложении оруденения, связанного с разными магматическими ассоциациями (гидротермальными сериями), используются формулы, которые имеют вид:  $\gamma\delta\text{-W}_2^s/\gamma\epsilon\text{-Sn}_3^k$ . Символы металлов, которые извлекаются или могут извлекаться как попутные компоненты, взяты в круглые скобки, например  $\delta\text{-Mo}_2(\text{Cu}_2)$ . Символы металлов, не имеющих промышленного значения, взяты в квадратные скобки:  $\gamma\delta\text{-}[W_2^s]\text{Au}_3$ .

В каждой возрастной группе выделяются три *морфологических типа* месторождений: жилы и линейные минерализованные зоны, штокверки и метасоматические залежи. Рудные тела с отношением максимального размера к минимальному более чем 10:1, рассматриваются как минерализованные зоны, а с меньшим отношением — как штокверки.

Разделение минеральных типов редкометальных месторождений на поколения, а тех, в свою очередь, на морфологические типы позволило сгруппировать месторождения на достаточно однородные совокупности, которые отличаются не только признаками, положенными в основу систематики, но и другими геологическими особенностями.

### 3. 2. МОЛИБДЕНИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Среди молибденитовых месторождений выделено шесть возрастных групп (табл. 10). В ходе развития металлогенического мегацикла молибденит впервые появляется в количествах, близких к промышленным, в гидротермальной серии  $\alpha$ -ассоциации. К этому поколению месторождений относятся медно-молибденовые минерализованные зоны и штокверки, которые формируются вслед за порфировыми интрузивами первого и второго магматических ритмов. Средние содержания молибдена в рудах не превышают сотых долей процента, и промышленное значение этого металла целиком определяется возможностью его извлечения из существенно медных руд в качестве попутного компонента. Ни одно из молибденово-медных месторождений  $\alpha$ -ассоциации пока не разрабатывается, что обусловлено малыми размерами рудных тел, неравномерным распределением оруденения и низкими содержаниями металлов в рудах.

Медно-молибденовые месторождения первого и второго поколений  $\delta$ - и  $\gamma$ -ассоциаций, обладающие близкими геолого-геохимическими параметрами, объединены в одну группу. В табл. 10 приведены примеры главным образом тех месторождений этой группы, в которых молибден является ведущим промышленным минералом, а медь — второстепенным компонентом руд. Многочисленные молибденово-медные месторождения с обратным соотношением меди и молибдена подробно рассмотрены в специальной работе [152]. Поскольку на эти месторождения приходится половина мировых запасов и добычи молибдена, в статистических оценках они учитываются.

Следующая группа молибденитовых месторождений охватывает жилы, штокверки и метасоматические залежи, которые относятся к оруденению второго поколения  $\gamma\delta$ -ассоциации, сформированному после порфировых интрузивов (ритм 2а) и гранитов (ритм 2б). В рудах этих месторождений имеется шеелит, который образуется раньше молибденита. Медь в промышленных количествах появляется только в сульфидных парагенезисах третьего гидротермального ритма, более позднего по отношению к молибдениту. Промышленных концентраций меди в рудах первого—второго поколений ни на одном молибденовом месторождении  $\gamma\delta$ -ассоциации не отмечено, что отличает их от медно-молибденовых месторождений  $\delta$ -ассоциации.

Предрудные и околорудные метасоматиты на месторождениях  $\delta$ - и  $\gamma\delta$ -ассоциаций имеют преимущественно кварц-калишпатовый и кварц-серицитовый состав. Настоящие грейзены для молибденитовых месторождений этих возрастных групп не характерны. Большая часть месторождений и все наиболее крупные объекты формируются после порфировых интрузивов.

Среди молибденитовых месторождений  $\gamma\epsilon$ -ассоциации выделены две возрастные группы: одна из них охватывает оруденение первого поколения, а другая — второго поколения. К последней группе отнесены также месторождения, на которых развиты руды обоих поколений. Многие месторождения обеих групп являются комплексными — вольфрам-молибденовыми.

Первый и второй гидротермальные этапы  $\gamma\epsilon$ -ассоциации обычно состоят из двух стадий, каждая из которых представлена обособленным гидротермальным ритмом. Как в раннем, так и в позднем ритмах вольфрамит и шеелит отлагаются одновременно с молибденитом или несколько его опережают, но поскольку жилы и метасоматиты раннего ритма всегда обога-

Таблица 10

## Систематика гидротермальных молибденитовых месторождений

Поколения месторождений	Жилы и линейные минерализованные зоны	
$\gamma\epsilon\text{-U}_5 (\text{Mo}_5)$	Уран-молибденовые месторождения	
$\gamma\epsilon\text{-Mo}_2$	Калгутинское, СССР	$\gamma\epsilon\text{-W}_2^{\text{W}}\text{Mo}_2 (\text{Bi}_2)$
$\gamma\epsilon\text{-Mo}_{1+2}$	Лакорн, Прейсак, Канада	$\gamma\epsilon\text{-Mo}_2 (\text{Bi}_3)$
$\gamma\epsilon\text{-Mo}_1$	Харбейское, СССР Восточный Коунрад, СССР Кнабен, Норвегия	$\gamma\epsilon\text{-(W}_1^{\text{S}})\text{Mo}_1$ $\gamma\epsilon\text{-Mo}_1 (\text{W}_{1-2}^{\text{W}}\text{Bi}_2)$ $\gamma\epsilon\text{-Mo}_1$
$\gamma\delta\text{-Mo}_2$	Давендинское, СССР Шахтаминское, СССР Дайто, Япония	$\gamma\delta\text{-Mo}_2$ $\gamma\delta\text{-Mo}_2$ $\gamma\delta\text{-Mo}_2$
$\nu\gamma\text{-Mo}_{1-2} (\text{Cu}_{1-2})$	Айгедзор, СССР	$\delta\text{-Mo}_2 (\text{Cu}_2)$
$\delta\text{-Mo}_2 (\text{Cu}_2)$ $\delta\text{-Mo}_{1+2} (\text{Cu}_{1+2})$ $\delta\text{-(Mo}_{1-2})\text{Cu}_{1-2}$	Парагачай, СССР	$\delta\text{-Mo}_2 (\text{Cu}_2)$
$\alpha\text{-(Mo}_{1-2})\text{Cu}_{1-2}$	—	—

щены молибденитом, а позднего — минералами вольфрама, то главная масса молибденита оказывается более ранней по отношению к главной массе вольфрамитов и шеелита. В месторождениях  $\gamma\delta$ -ассоциации возрастные соотношения между минералами молибдена и вольфрама обратные. С молибденитом и вольфрамом на месторождениях  $\gamma\epsilon$ -ассоциации часто ассоциирует висмутовая минерализация. В месторождениях  $\gamma\delta$ -ассоциации минералы висмута появляются в количествах, достаточных для их извлечения, только в сульфидном парагенезисе третьего поколения.

Для месторождений  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, которые формируются после порфировых интрузивов, характерны кварц-калишпатовые и кварц-серицитовые метасоматиты. На месторождениях, которые залегают в лейкократовых гранитах и аляскитах или их надинтрузивных зонах, развиваются грейзены. В грейзенах, особенно в тех, которые сопровождают относительно позднюю вольфрамитовую минерализацию, нередко содержится много флюорита и топаза (Клаймакс). На некоторых месторождениях в предрудных метасоматитах появляется гранат (Комаки, Уипстик, Гендерсон).

Штокверки		Метасоматические залежи	
Уран-молибденовые месторождения			
Ореkitкан, СССР	$\gamma\epsilon\text{-Mo}_1 (\text{W}_{1-2}^{\text{W}})\text{Mo}_2$	Комаки, Япония	$\gamma\epsilon\text{-Mo}_2$
Босс-Маунтин, Канада	$\gamma\epsilon\text{-Mo}_1 (\text{W}_1^{\text{W}}\text{Bi}_1)\text{Mo}_2$	Кингсгейт, Австралия	$\gamma\epsilon\text{-Mo}_2 (\text{Bi}_{2-3})$
Клаймакс, США	$\gamma\epsilon\text{-Mo}_{1+2} (\text{W}_2^{\text{W}}\text{Sn}_2^{\text{k}})$	Вольфрам-Кэмп, Австралия	$\gamma\epsilon\text{-W}_2^{\text{W}}\text{Mo}_2 (\text{Bi}_2)$
Коктенколь, СССР	$\gamma\epsilon\text{-Mo}_1 \text{W}_{2+3}^{\text{W}} (\text{Bi}_{2+3})$	—	—
Первомайское, СССР	$\gamma\epsilon\text{-Mo}_1 \text{W}_{2+3}^{\text{W}}$	—	—
Эндако, Канада	$\gamma\epsilon\text{-Mo}_1$	—	—
Бугдая, СССР	$\gamma\delta\text{-(W}_2^{\text{S}})\text{Mo}$	Чорух-Дайрон, СССР	$\gamma\delta\text{-W}_2^{\text{S}}\text{Mo}_2$
Мачкатица, Югославия	$\gamma\delta\text{-(W}_2^{\text{S}})\text{Mo}_2$	Бейца-Бихор, Румыния	$\gamma\delta\text{-(W}_2^{\text{S}})\text{Mo}_2 (\text{Bi}_3)$
Сандон, Южная Корея	$\gamma\delta\text{-W}_2^{\text{S}}\text{Mo}_2 (\text{W}_3^{\text{W}}\text{Bi}_3)$	Янчзячжанцы, КНР	$\gamma\delta\text{-(W}_2^{\text{S}})\text{Mo}_2$
Сорское, СССР	$\nu\gamma\text{-(Cu}_1)\text{Mo}_1$	Киялых-Узень, СССР	$\nu\gamma\text{-(Cu}_2)\text{Mo}_2$
Каратас IV, СССР	$\delta\text{-Mo}_{1+2} (\text{Cu}_{1+2})$	Саяк, СССР	$\delta\text{-(Fe}_1)\text{Cu}_2 (\text{Mo}_2)$
Жирекен, СССР	$\delta\text{-Mo}_2 (\text{Cu}_{2+3})$	Каратас I, СССР	$\delta\text{-(Fe}_1)\text{Cu}_2 (\text{Mo}_2)$
Медно-порфировые м-ния	$\delta\text{-(Mo}_{1-2})\text{Cu}_{1-2}$	—	—
Салаватское, СССР	$\alpha\text{-(Mo}_{1-2})\text{Cu}_{1-2}$	—	—
Шихахохское, СССР	$\alpha\text{-(Mo}_{1-2}\text{Cu}_{1-2})$	—	—

Молибденит почти всегда локализуется в кварцевых и кварц-калишпатовых прожилках. В целом, молибденитовые месторождения  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, связанные во времени и пространстве с порфирами 1а–2а и фанеритовыми гранитами (аляскитами) 1б–2б, обладают значительным геологическим сходством.

Специфическую группу представляет уран-молибденовые месторождения  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, которые нами не рассматриваются.

Среди молибденовых месторождений наибольшим распространением пользуются штокверки, которые составляют 80% всех медно-молибденовых месторождений  $\delta$ - и  $\nu\gamma$ -ассоциаций и 39% всех собственно молибденовых месторождений  $\gamma\delta$ -  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций. В штокверках заключены почти все мировые запасы молибдена (рис. 4). Более половины суммарных запасов рассматриваемой выборки (134 месторождения) приходится на медно-молибденовые месторождения  $\delta$ - и  $\nu\gamma$ -ассоциаций и около 40% — на месторождения  $\gamma\epsilon$ -ассоциации. Месторождения  $\gamma\delta$ -ассоциации имеют второстепенное значение. Большая часть молибденовых штокверков и жил

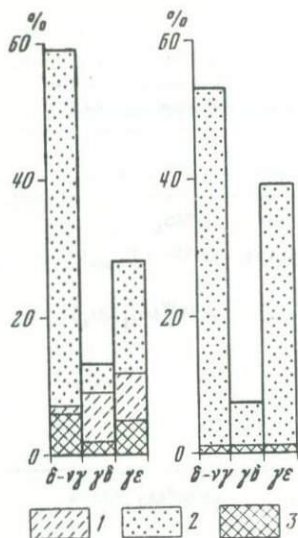


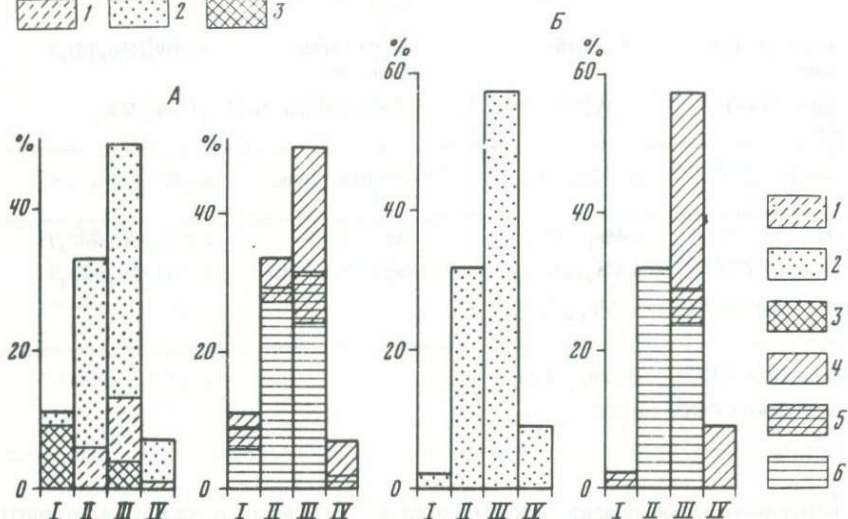
Рис. 4. Распределение количества молибденовых и молибденосодержащих месторождений  $\delta$ -,  $\nu\gamma$ -,  $\gamma\epsilon$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций (А) и запасов молибдена (Б)

1 — жилы и линейные минерализованные зоны; 2 — штокверки; 3 — метасоматические залежи; объем выборки — 134 месторождения

Рис. 5. Распределение количества молибденовых и молибденосодержащих месторождений  $\delta$ -,  $\nu\gamma$ -,  $\gamma\delta$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций (А) и запасов молибдена (Б) по рудовмещающим породам

Состав рудовмещающих пород: I — скарны, II — изверженные и метаморфические породы повышенной основности, III — граниты, порфировые породы, кислые эффузивы, IV — терригенные и алюмосиликатные метаморфические породы.

1 — жилы и линейные минерализованные зоны; 2 — штокверки; 3 — метасоматические залежи; 4-6 — месторождения: 4 —  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, 5 —  $\gamma\delta$ -ассоциации, 6 —  $\delta$ -,  $\nu\gamma$ -ассоциации; объем выборки — 123 месторождения



залегают в кислых изверженных породах (рис. 5). Метасоматические залежи  $\delta$ -,  $\nu\gamma$ - и  $\gamma\delta$ -ассоциаций приурочены к скарнам<sup>1</sup>, а метасоматические трубы  $\gamma\epsilon$ -ассоциации — к гранитам и их надынтрузивным зонам.

Максимальная горизонтальная протяженность или поперечник (l) молибденовых рудных тел не превышает 2000 м; вертикальный размах оруденения (h), как правило, составляет 100–600 м (рис. 6). Средние значения l и h для 40 рудных тел равны соответственно 690 и 320 м. Для штокверков и жил намечается положительная корреляция между l и h. Значимый коэффициент линейной корреляции равен +0,472. Уравнение линейной регрессии имеет вид  $h = 166 + 0,223 \times (l - 690)$ . Доверительные интервалы этого уравнения при 95-ной вероятности показаны на рис. 6. Размеры

<sup>1</sup> Скарны пересечены густой сетью кварц-молибденитовых прожилков, и молибденовые рудные тела, вероятно, правильнее рассматривать как штокверки, а не как метасоматические залежи.

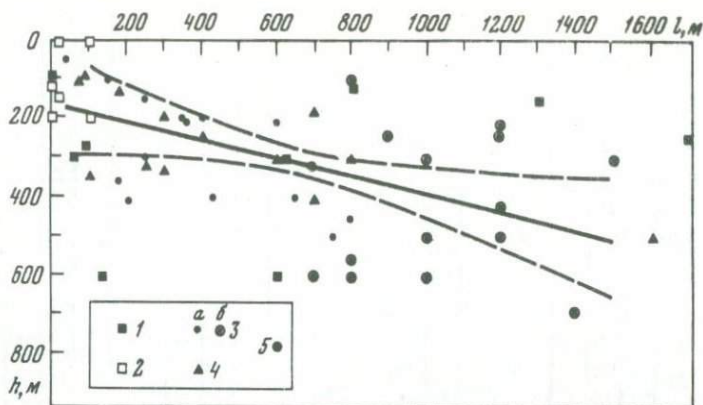


Рис. 6. Распределение горизонтальной протяженности рудных тел ( $l$ ) и вертикального размаха оруденения ( $h$ ) на молибденовых месторождениях

1 — метасоматические залежи в скарнах; 2 — метасоматические трубы в гранитах; 3 — штокверки: *a* — мелкие и средние, *b* — крупные и уникальные месторождения; 4 — жилы и линейные минерализованные зоны; 5 — среднее значение  $l$  и  $h$

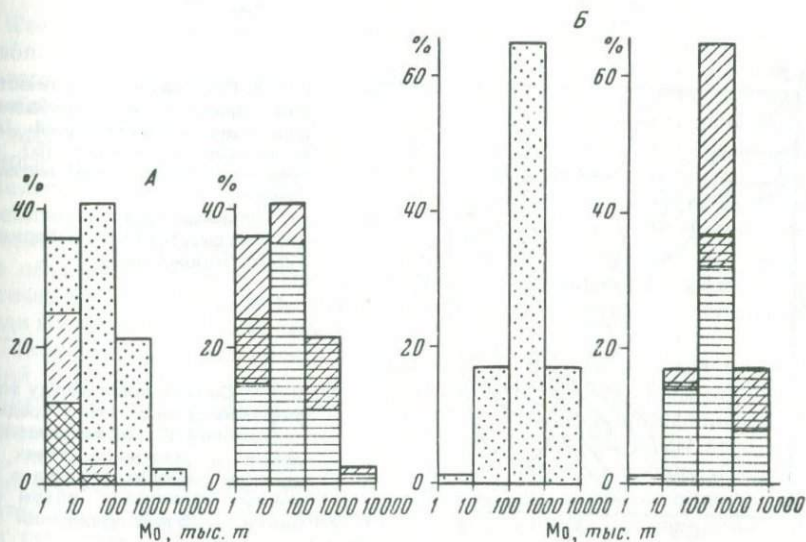


Рис. 7. Распределение количества молибденовых и молибденосодержащих месторождений (А) и запасов молибдена (Б) по масштабу оруденения

Условные обозначения те же, что и на рис. 5, объем выборки — 134 месторождения

метасоматических залежей целиком определяются условиями залегания благоприятных вмещающих пород (скарны) и особенностями их структуры (трубы в гранитах). Корреляция между  $l$  и  $h$  для метасоматических залежей отсутствует.

Большая часть молибденовых рудных тел выходит на дневную поверхность, и глубина нижних рудных тел совпадает с параметром  $h$ . Лишь на нескольких месторождениях глубина залегания рудных тел оказывается больше  $h$ . Так, штокверк месторождения Гендерсон, имеющей вертикаль-

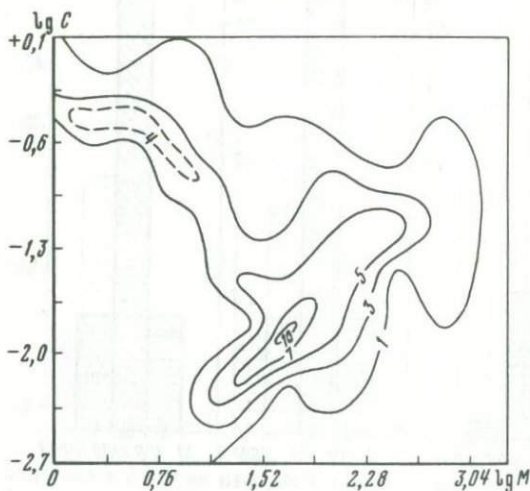
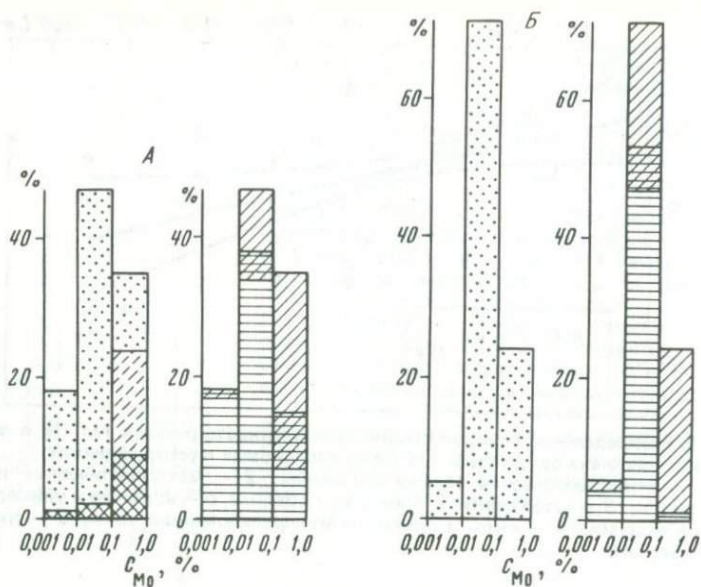


Рис. 8. Распределение количества молибденовых и молибденсодержащих месторождений (А) и запасов молибдена (Б) по среднему содержанию металла в рудах

Условные обозначения те же, что и на рис. 5, объем выборки — 125 месторождений

Рис. 9. Соотношения между логарифмами запасов (М) и средних содержаний (С) молибдена; изолинии — плотность точек на единицу площади чертежа в условных единицах; объем выборки — 125 месторождений

ную протяженность около 300 м, залегают на глубине более 1 км. Молибденовое оруденение на месторождении Верхнее Кайракты подсечено скважинами на глубинах 500—1200 м от поверхности.

По величине запасов металла месторождения молибдена могут быть разделены на мелкие (1—10 тыс.т), средние (10—100 тыс.т), крупные (100 тыс.т — 1 млн.т) и уникальные (более 1 млн.т)<sup>1</sup>. К последним относятся месторождения Клаймакс, запасы которого с учетом добытых руд составляют около 1,2 млн.т, и Эль-Тениенте, общее количество молибдена в котором, судя по оценкам запасов руды и средним содержаниям металла, также превосходит 1 млн.т. Более 3/4 известных месторождений

<sup>1</sup> Здесь и далее запасы месторождений оцениваются с учетом добытых руд.

представлены мелкими и средними объектами, а 82% суммарных запасов молибдена сосредоточено в крупных и уникальных месторождениях (рис. 7).

Средние промышленные содержания молибдена в рудах колеблются от 0,001% до 1% и лишь в единичных жилах превосходят 1%. Низкие содержания, не превышающие 0,05—0,07%, характерны для медно-молибденовых месторождений  $\delta$ -ассоциации. В собственно молибденовых месторождениях  $\nu\gamma$ -,  $\gamma\delta$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций средние содержания чаще всего измеряются сотыми и десятными долями процента; 71% суммарных запасов молибдена заключен в рудах со средними содержаниями от 0,01 до 0,1% (рис. 8).

Корреляция между запасами и содержаниями молибдена носит сложный характер. Для мелких месторождений с запасами менее 10000 т намечается слабая отрицательная корреляция, а для средних и крупных месторождений с запасами 10000—1000000 т — более отчетливая положительная корреляция (рис. 9). В настоящее время обрабатывается или подготовлено к эксплуатации не менее 60% известных молибденитовых месторождений, а оработано лишь 9% месторождений, главным образом мелких.

### 3.3. ШЕЕЛИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Шеелитовые месторождения разделены на четыре возрастных группы (табл. 11). Первую составляют единичные мелкие месторождения  $\delta$ - и  $\nu\gamma$ -ассоциаций, не имеющие в настоящее время промышленного значения. Наиболее многочисленна вторая группа месторождений, которые связаны во времени и пространстве с гидротермальной серией  $\gamma\delta$ -ассоциации. Сюда относятся жильные месторождения, в которых шеелит часто ассоциирует с золотом, а также метасоматические залежи в скарнах. Для разделения шеелитового оруденения второго и третьего поколений геологических данных не достаточно, поэтому в предлагаемой систематике это оруденение объединено в одну возрастную группу. По-видимому, среди метасоматических залежей в скарнах преобладают руды второго поколения, а среди жил — третьего поколения.

Такая же неопределенность сохраняется и для шеелитовых месторождений  $\gamma\epsilon$ -ассоциации. В некоторых рудных провинциях нельзя однозначно выделить не только поколения шеелитовых руд  $\gamma\delta$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций, но и с уверенностью отнести эти месторождения к той или иной ассоциации. Так, на месторождении Майхура и близких к нему по составу и строению японские месторождения района Ямагути рудовмещающие скарны развиваются на контакте с гранодиоритами  $\gamma\delta$ -ассоциации. Наличие вблизи рудных тел гранитов и появление в рудах касситерита послужило основанием для отнесения этих участков к месторождениям  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, что, однако, нельзя считать строго обоснованным. Не исключено, что шеелитовые месторождения в провинции Цзяньси в КНР относятся не к  $\gamma\delta$ -ассоциации, как это принято нами, а к той же  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, с которой связаны вольфрамитовые месторождения этого региона.

Четко обособленную группу образуют месторождения и проявления переотложенного шеелита, который ассоциирует с антимонитом и киноварью. Эти месторождения в общей схеме отнесены к рудам заключительного пятого поколения  $\gamma\epsilon$ -ассоциации.

Во многих вольфрамовых месторождениях  $\gamma\epsilon$ -ассоциации в соизмеримом количестве встречаются и шеелит, и вольфрамит. Среди шеелитовых рассматриваются только те месторождения, в которых шеелит заметно

Таблица 11

Систематика гидротермальных шеелитовых месторождений

Поколения месторождений	Жилы и линейные минерализованные зоны	
$\gamma\epsilon\text{-W}_5^S$	Гюмюшлер, Турция	$\gamma\epsilon\text{-W}_5^S\text{Sb}_5$
	Атолия, США	$\gamma\epsilon\text{-W}_5^S$
	Болса-Негра, Боливия	$\gamma\epsilon\text{-W}_5^S$
$\gamma\epsilon\text{-W}_2^S$	Торговское, СССР	$\gamma\epsilon\text{-W}_{1-2}^S [\text{Sn}_2^k]$
	Кти-Теберда, СССР	$\gamma\epsilon\text{-W}_{1-2}^S$
$\gamma\epsilon\text{-W}_{1-2}^S$	Отани, Канеути, Япония	$\gamma\epsilon\text{-W}_{1-2}^S$
$\gamma\delta\text{-W}_{2-3}^S$	Кумакское, СССР	$\gamma\delta\text{-}[\text{W}_{2-3}^S]$
	Ред-Роуз, Канада	$\gamma\delta\text{-W}_{2-3}^{S+W} (\text{Cu}_3\text{Au}_3)$
$\gamma\delta\text{-W}_2^S$	Хиллгроув, Австралия	$\gamma\delta\text{-W}_{2-3}^S \text{Au}_3\text{Sb}_5$
$\delta\text{-}\nu\text{-}\gamma\text{-}[\text{W}_2^S]$	—	—

	Штокверки	Метасоматические залежи
	—	Тукс, Австрия $\gamma\epsilon\text{-W}_5^S$ Фельберталь, Австрия $\gamma\epsilon\text{-W}_5^S$ Йеллоу-Пайн, США $\gamma\epsilon\text{-Au}_3\text{W}_5^S\text{Sb}_5$
Верхнее Кайракты, СССР	$\gamma\epsilon\text{-Mo}_1\text{W}_{1-2}^{S+W} (\text{Bi}_3)$	Майхура, СССР $\gamma\epsilon\text{-W}_{1-2}^S \text{Sn}_{1-2}^k$
Батыстау, СССР	$\gamma\epsilon\text{-Mo}_1\text{W}_{1-2}^S (\text{Bi}_3)$	Кивада, Куга, Япония $\gamma\epsilon\text{-W}_{1-2}^S (\text{Sn}_{1-2}^k)$
Богуты, СССР	$\gamma\epsilon\text{-}[\text{Mo}_1]\text{W}_{1-2}^S$	—
Потейто-Хиллс, Канада	$\gamma\delta\text{-W}_{2-3}^S$	Койташ-Угат, СССР $\gamma\delta\text{-W}_2^S$
Гленорхи, Новая Зеландия	$\gamma\delta\text{-W}_{2-3}^S$	Восток-2, СССР $\gamma\delta\text{-W}_2^S (\text{Cu}_3\text{Bi}_3)$
	—	Флэт-Ривер, Канада $\gamma\delta\text{-W}_2^S (\text{Cu}_3)$ Кинг-Айленд, Австралия $\gamma\delta\text{-W}_2^S$
	—	Тумское, СССР $\delta\text{-}\nu\text{-}\gamma\text{-}[\text{W}_2^S]$

преобладает. Участки с шеелит-вольфрамитовым оруденением объединены с мономинеральными вольфрамитовыми месторождениями.

Более 60% всех учтенных шеелитовых месторождений приходится на метасоматические залежи, главным образом в скарнах (рис. 10, 11). Штокверки и жилы залегают в изверженных и метаморфических породах повышенной основности и в терригенных толщах. На граниты и порфиоровые интрузивы приходится только 4% всех месторождений и 6% суммарных запасов. Эти пропорции подчеркивают решающую роль литологического контроля в локализации шеелитового оруденения.

Две трети всех месторождений и 85% метасоматических залежей относятся к рудам второго и третьего поколений  $\gamma\delta$ -ассоциации. С месторождениями этой ассоциации связано 42% суммарных запасов вольфрама, заключенных в шеелите. Более половины запасов содержится в нескольких крупных и уникальных штокверках первого-второго поколений  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций. Переотложенные руды пятого поколения составляют лишь 1% всех суммарных запасов (см. рис. 10).

Горизонтальная протяженность (l) шеелитовых рудных тел составляет обычно не более 1700 м и лишь изредка достигает 2,2–2,4 км (рис. 12). Средняя мощность (m) измеряется десятками сантиметров — первыми метрами, а средняя мощность метасоматических залежей колеблется от первых метров до 20–30 м. В отдельных раздувах мощность залежей возрастает до 80–120 м. Вертикальная протяженность (h) оруденения в жилах и ме-

тасоматических залежах чаще всего не более 300 м, и лишь в отдельных крутых залежах оруденение прослежено до глубины 600–1000 м. Вертикальный размах штокверкового оруденения в целом больше, чем метасоматических залежей и составляет 400–600 м. Корреляция между параметрами l, h и m отсутствует.

По величине запасов трехокиси вольфрама<sup>1</sup> шеелитовые месторождения могут быть разделены на мелкие (1–10 тыс.т), средние (10–100 тыс.т), крупные (100 тыс.т — 1 млн.т) и уникальные (> 1 млн.т). В крупных и уникальных месторождениях, составляющих 20% всех шеелитовых месторождений, заключено более 82% суммарных запасов, а на мелкие месторождения, составляющие 51% от общего количества, приходится лишь 2% суммарных запасов (рис. 13).

Средние промысловые содержания  $\text{WO}_3$  в рудах колеблются от тысячных долей процента до первых процентов. Преобладают месторождения с содержаниями  $\text{WO}_3$  от 0,1 до 1,0% (рис. 14). Содержания вольфрама в жилах и метасоматических залежах заметно выше, чем в штокверках. Корреляция между средними содержаниями и запасами не установлена (рис. 15).

Жильные и штокверковые месторождения шеелита, как правило, мало-сульфидные, а метасоматические залежи в скарнах наряду с шеелитом

<sup>1</sup> В трехокиси содержится около 80% металла.

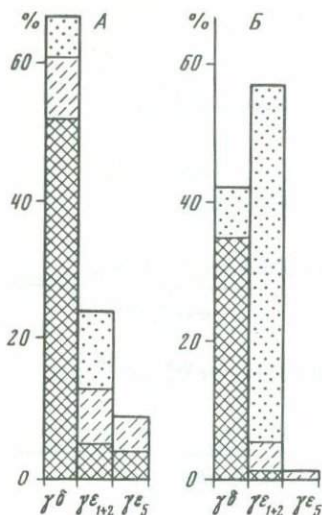


Рис. 10. Распределение количества шеелитовых месторождений второго и третьего поколений  $\gamma\delta$ -ассоциации, первого и второго ( $\gamma\epsilon_{1+2}$ ) и пятого ( $\gamma\epsilon_5$ ) поколений  $\gamma\epsilon$ -ассоциации (А) и запасов вольфрама в них (Б)

Условные обозначения те же, что и на рис. 4, объем выборки — 55 месторождений

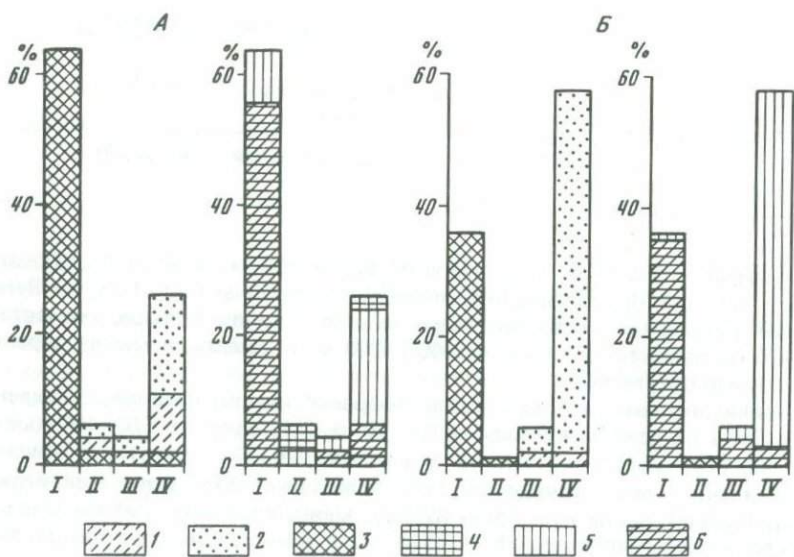


Рис. 11. Распределение количества шеелитовых месторождений  $\gamma\delta$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций (А) и запасов вольфрама в них (Б) по рудовмещающим породам

Состав рудовмещающих пород: I — скарны, II — изверженные и метаморфические породы повышенной основности, III — граниты, порфировые породы, кислые эффузивы, IV — терригенные и алюмосиликатные метаморфические породы

1 — жилы и линейные минерализованные зоны; 2 — штокверки; 3 — метасоматические залежи; 4—6 — месторождения пятого (4) и первого—второго (5) поколений  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, месторождения  $\gamma\delta$ -ассоциации (6); объем выборки — 45 месторождений

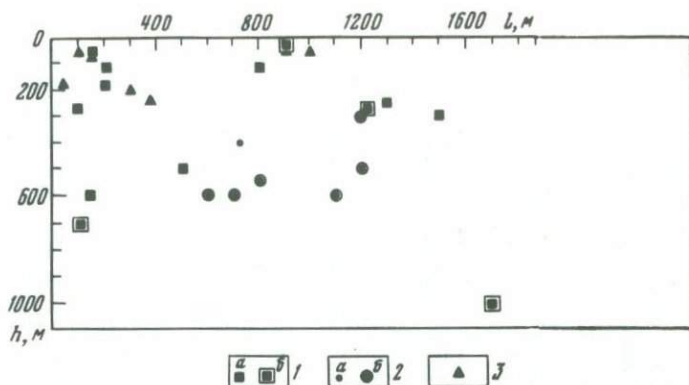


Рис. 12. Распределение горизонтальной протяженности ( $L$ ), рудных тел и вертикального размаха оруденения ( $h$ ) на шеелитовых месторождениях  
 1 — метасоматические залежи; 2 — штокервки:  $a$  — мелкие и средние,  $b$  — крупные и уникальные, 3 — жилы

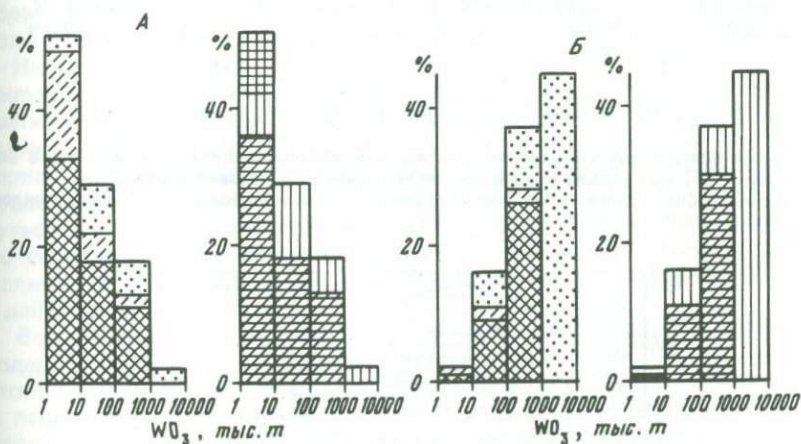


Рис. 13. Распределение количества шеелитовых месторождений (А) и запасов вольфрама в них (Б) по масштабу оруденения  
 Условные обозначения те же, что и на рис. 11; объем выборки — 55 месторождений

часто содержат большое количество сульфидов, относящихся к третьему и четвертому гидротермальным ритмам. На некоторых месторождениях в сульфидных рудах заключены промышленные запасы меди (Восток-2, Агылкинское). Эти руды могут также служить источником получения висмута [129]. Характерна устойчивая ассоциация шеелитовых месторождений  $\gamma\delta$ -ассоциации с золотым оруденением.

Более половины известных шеелитовых месторождений разрабатывается или подготовлено к эксплуатации; 13% месторождений, относящихся к категории мелких, отработано.

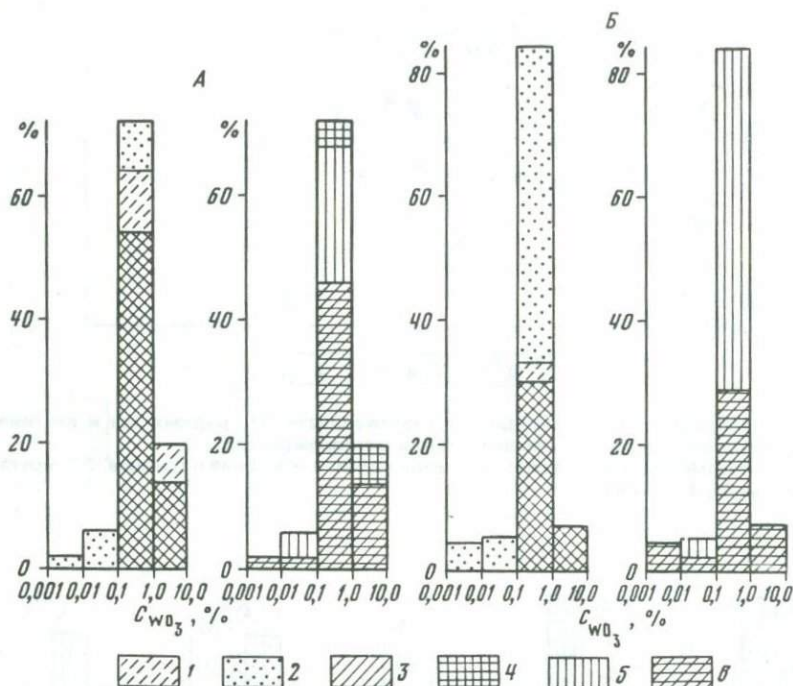


Рис. 14. Распределение количества шеелитовых месторождений (А) и запасов вольфрама в них (Б) по среднему содержанию триоксида вольфрама в рудах  
Условные обозначения те же, что и на рис. 11, объем выборки — 50 месторождений

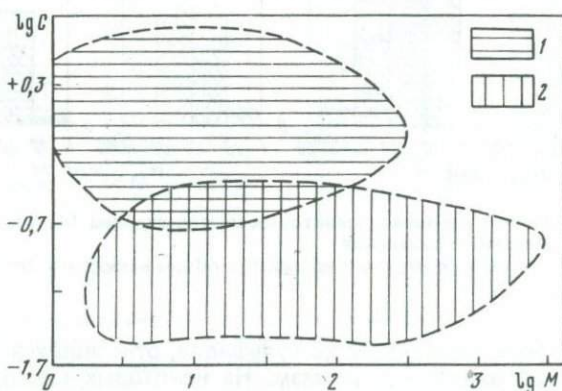


Рис. 15. Соотношения между логарифмами запасов (М) и средних содержаний (С) триоксида вольфрама на шеелитовых месторождениях  
1 — метасоматические залежи и жилы; 2 — штокверки; объем выборки — 50 месторождений

### 3.4. ВОЛЬФРАМИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

За исключением единичных месторождений, связанных с магматическими образованиями  $\gamma\delta$ - и  $\tau$ -ассоциаций, практически все промышленное вольфрамитовое оруденение относится к гидротермальной серии  $\gamma\epsilon$ -ассоциации (табл. 12).

На основании прямых возрастных соотношений между гидротермальными жилами, дайками и крупными интрузивными массивами, рассмотренными в гл. 2, могут быть выделены четыре поколения вольфрамитовых месторождений  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, которые формируются после первого, второго, третьего и пятого интрузивных ритмов. Наибольшим распространением пользуются месторождения первого и второго поколений, которые возникают непосредственно после лейкогранитов и микроклин-алаяскитов, слагающих ритмы 1б и 2б. На единичных участках вольфрамитовому оруденению предшествуют порфиновые интрузивы, которые относятся к ритмам 1а и 2а (Босс, Маунт-Плезант, Калгутинское, Инкурское), а также альбит-алаяскиты ритма 2б (месторождения Восточных Рудных гор). Во многих случаях граниты и порфиры, непосредственно предшествующие оруденению, залегают значительно глубже тех горизонтов, на которых развиты вольфрамитсодержащие жилы, и о существовании интрузивных масс на глубине можно судить лишь по роговиковым ореолам во вмещающих породах (Чикоте—Ками). Это затрудняет определение возрастной позиции вольфрамитового оруденения.

На месторождениях первого и второго поколений типичными околожильными метасоматитами являются грейзены, а на месторождениях третьего поколения околожильные оторочки образованы кварц-серицитовыми метасоматитами. Жилы третьего поколения не содержат также акцессорной редкометальной минерализации, свойственной вольфрамитовым рудам первых поколений [141]. Месторождения первого поколения мало-сульфидные, а вольфрамитовые руды второго и третьего поколений нередко сопровождаются обильными поздними сульфидами. Особенно велико количество сульфидов на тех участках, где имеются порфировые интрузивы и дайки ритмов 1а и 2а.

Вольфрамитовые месторождения второго и третьего поколений часто содержат повышенные концентрации висмута, достаточные для извлечения этого металла в качестве попутного компонента. Минералы висмута входят в парагенезис с вольфрамитом, молибденитом и арсенипитом, а также являются составной частью более поздних сульфидных парагенезисов [129].

В особую группу выделяются ферберитовые (редко гюбнеритовые) и рейнитовые месторождения пятого поколения, в которых минералы вольфрама, часто ассоциирующие с антимонитом и киноварью, образуются в результате переотложения более раннего рудного вещества.

Из-за того, что для многих участков сведения о возрастной позиции вольфрамитсодержащих жил отсутствуют, месторождения первого, второго и третьего поколений объединены в общие выборки, которые разделены на две группы. Одна из них охватывает месторождения, расположенные в молибденовых, а другая — в оловорудных провинциях. Как будет показано далее, в гл. 7, составы вольфрамитов этих групп обнаруживают систематическое различие.

Жилы третьего поколения известны на немногих месторождениях, и практически все промышленные запасы вольфрама, заключенного в вольфрамите, связаны с месторождениями первого и второго поколений, причем

Таблица 12

Систематика гидротермальных вольфрамитовых месторождений

Поколения месторождений		Жилы и линейные минерализованные зоны	
$\tau$ -W <sub>2</sub> <sup>W</sup>		Гутчуми, Камерун	$\tau$ -W <sub>2</sub> <sup>W</sup>
$\gamma\epsilon$ -W <sub>5</sub> <sup>W</sup>		Барун-Шивея, СССР Боулдер, США Бугарама, Руанда	$\gamma\epsilon$ -[W <sub>2-3</sub> <sup>W</sup> ] Sb <sub>5</sub> W <sub>5</sub> <sup>W</sup> Hg <sub>5</sub> $\gamma\epsilon$ -W <sub>5</sub> <sup>W</sup> $\gamma\epsilon$ -W <sub>5</sub> <sup>W</sup>
$\gamma\epsilon$ -W <sub>3</sub> <sup>W</sup>	Молибдено- вые про- винции	Холтосон, СССР	$\gamma\epsilon$ -W <sub>3</sub> <sup>W</sup>
$\gamma\epsilon$ -W <sub>2-3</sub> <sup>W</sup>		Хэм, США	$\gamma\epsilon$ -W <sub>2-3</sub> <sup>W</sup>
$\gamma\epsilon$ -W <sub>2</sub> <sup>W</sup>		Акчатау, СССР	$\gamma\epsilon$ -Mo <sub>2</sub> W <sub>2</sub> <sup>W</sup>
		Бом-Горхон, СССР	$\gamma\epsilon$ -[Mo <sub>1</sub> ]W <sub>2</sub> <sup>W</sup> (Bi <sub>3</sub> )
		Борун-Цогто, Монголия	$\gamma\epsilon$ -W <sub>2</sub> <sup>W</sup>
		Пасто-Буэна, Перу	$\gamma\epsilon$ -W <sub>2</sub> <sup>W</sup>
$\gamma\epsilon$ -W <sub>2</sub> <sup>W</sup>	Оловоруд- ные про- винции	Иультин, СССР	$\gamma\epsilon$ -Sn <sub>1-2</sub> <sup>k</sup> W <sub>1-2</sub> <sup>W</sup>
		Тадзишань, КНР	$\gamma\epsilon$ -Sn <sub>2</sub> <sup>k</sup> W <sub>2</sub> <sup>W</sup> (Bi <sub>2</sub> )
$\gamma\epsilon$ -W <sub>1-2</sub> <sup>W</sup>		Торрингтон, Австралия Чикоте, Ками, Боливия	$\gamma\epsilon$ -W <sub>2</sub> <sup>W</sup> (Bi <sub>2</sub> )[Sn <sub>3</sub> <sup>k</sup> ] $\gamma\epsilon$ -W <sub>2</sub> <sup>W</sup> [Sn <sub>3</sub> <sup>k</sup> ]
$\gamma\epsilon$ -W <sub>1</sub> <sup>W</sup>		Молодежное, СССР	$\gamma\epsilon$ -W <sub>1</sub> <sup>W</sup>
		Кастл-ан-Дайнс, Англия	$\gamma\epsilon$ -W <sub>1</sub> <sup>W</sup>
		Пехтельсгрюн, ГДР	$\gamma\epsilon$ -W <sub>1</sub> <sup>W</sup>
		Онгон-Хаирхан, Монголия	$\gamma\epsilon$ -W <sub>1</sub> <sup>W</sup>
$\gamma\delta$ -W <sub>3</sub> <sup>W</sup>		Кольванское, СССР	$\gamma\delta$ -W <sub>3</sub> <sup>W</sup> (Cu <sub>3</sub> )

главную роль, судя по всему, играют последние. Количество вольфрамитовых месторождений в оловорудных провинциях превышает число однотипных месторождений, развитых и в молибденовых провинциях, а по суммарным запасам соотношения обратные (рис. 16).

Промышленное вольфрамитовое оруденение представлено преимущественно жилами, которые залегают в терригенных породах и гранитах (рис. 17). Горизонтальная протяженность (l) вольфрамитсодержащих жил составляет не более 1000 м, а большей частью не более 500 м. Мощность (m) жил колеблется от 0,1 до 3,0 м (рис. 18). Средняя мощность жил в месторождениях разных поколений 0,5–1,1 м, а длина 200–400 м (табл. 13). Отдельные жилы группируются в жильные зоны и поля протя-

		Штокверки	Метасоматические залежи
Брандберг, Намибия	$\tau$ -Sn <sub>2</sub> <sup>k</sup> W <sub>2</sub> <sup>W</sup>		
Гифурве, Руанда	$\gamma\epsilon$ -W <sub>5</sub> <sup>W</sup>		
Коктенколь, СССР	$\gamma\epsilon$ -Mo <sub>1</sub> W <sub>2+3</sub> <sup>W</sup> (Bi <sub>2+3</sub> )		
Инк'рское, СССР	$\gamma\epsilon$ -W <sub>2</sub> <sup>W+S</sup>		
Маунт-Плезант, Канада	$\gamma\epsilon$ -Mo <sub>1</sub> W <sub>2</sub> <sup>W</sup> Mo <sub>2</sub> (Bi <sub>2</sub> Sn <sub>3</sub> <sup>k</sup> Zn <sub>3</sub> Cu <sub>3</sub> )		
Лево-Ингодинское, СССР	$\gamma\epsilon$ -W <sub>1-2</sub> <sup>W</sup>		Хаад-Сом-Пан, Таиланд
			Вольфрам-Кэмп, Австралия
			$\gamma\epsilon$ -(Sn <sub>1-2</sub> <sup>k</sup> )W <sub>1-2</sub> <sup>W</sup>
			$\gamma\epsilon$ -W <sub>2</sub> <sup>W</sup> Mo <sub>2</sub> (Bi <sub>2</sub> )
Босс, Франция	$\gamma\epsilon$ -W <sub>1</sub> <sup>W</sup>		Спокойнинское, СССР
			$\gamma\epsilon$ -W <sub>1</sub> <sup>W</sup>

женностью до 4 км (рис. 19) и шириной до 1,0–1,2 км (обычно до 0,5 км). Среди месторождений пятого поколения  $\gamma\epsilon$ -ассоциации известны более крупные жильные зоны, достигающие 6–8 км в длину (Боулдер, Конде-Аука). В пределах жильных зон залегают десятки, а иногда и сотни жильных тел.

Средний вертикальный размах вольфрамитового оруденения составляет не более 200–300 м (табл. 14) и лишь на единичных месторождениях вольфрамитовые руды прослежены на большую глубину. Максимальный размах оруденения отмечен на месторождении Чикоте, Боливия (1300 м). Корреляция между горизонтальными размерами жильных зон и вертикальным размахом оруденения не установлена. Обращает внимание сходство

Таблица 13

## Размеры жил на вольфрамитовых месторождениях

Поколение месторождений	Мощность ( $m$ ), м	Длина ( $l$ ), м
$\gamma\delta-W_3^W$	0,5 (1) *	250 (1)
$\gamma\epsilon-Mo_1 W_{1-2}^W$	0,8 ± 0,5 (8)	290 ± 280 (4)
$\gamma\epsilon-Mo_{1-2} W_{2-3}^W$	0,6 ± 0,5 (14)	350 ± 230 (16)
$\gamma\epsilon-Sn_{1-2}^k W_{1-2}^W$	0,8 ± 0,5 (52)	370 ± 220 (49)
$\gamma\epsilon-Sn_{2\delta}^k W_{2\delta}^W$	0,8 ± 0,4 (4)	—
$\gamma\epsilon-W_8^W$	1,1 (2)	220 (2)

\* Здесь и далее цифры в скобках — количество месторождений.

Таблица 14

## Размеры жилых зон на вольфрамитовых месторождениях \*

Поколение месторождений	Ширина $m$ , м	Длина $l$ , м	Вертикальный размах оруденения $h$ , м
$\gamma\delta-W_3^W$	—	—	200 (1)
$\gamma\epsilon-Mo_1 W_{1-2}^W$	—	—	300 ± 90 (6)
$\gamma\epsilon-Mo_{1-2} W_{2-3}^W$	340 ± 240 (11)	1900 ± 1200 (11)	270 ± 140 (13)
$\gamma\epsilon-Sn_{1-2}^k W_{1-2}^W$	440 ± 360 (26)	1600 ± 900 (31)	280 ± 150 (40)
$\gamma\epsilon-Sn_{2\delta}^k W_{2\delta}^W$	—	—	200 ± 100 (3)
$\gamma\epsilon-W_8^W$	800 (2)	7100 (2)	180 ± 20 (3)

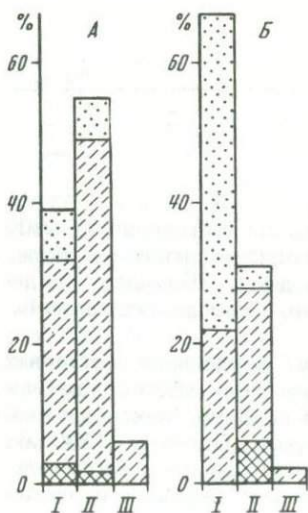


Рис. 16. Распределение количества вольфрамитовых месторождений  $\gamma\epsilon$ -ассоциации (А) и запасов вольфрама в них (Б)

I — месторождения первого, второго и третьего поколений  $\gamma\epsilon$ -ассоциации в молибденовых провинциях; II — то же в оловорудных провинциях; III — месторождения пятого поколения

Условные обозначения те же, что и на рис. 4; объем выборки — 78 месторождений

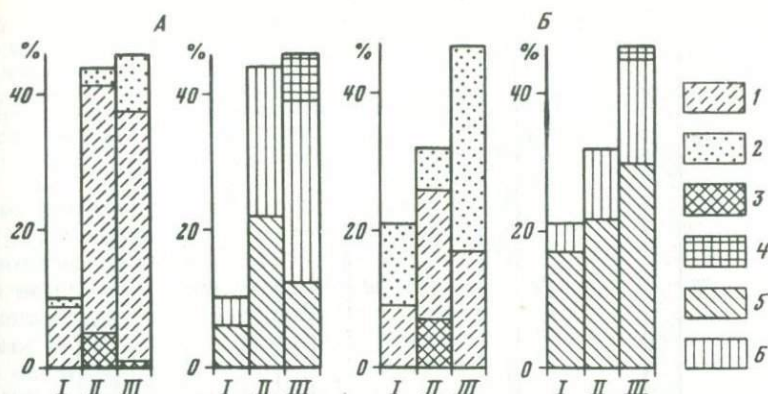


Рис. 17. Распределение количества вольфрамитовых месторождений  $\gamma$ е-ассоциации (А) и запасов вольфрама в них (Б) по рудовмещающим породам

Состав рудовмещающих пород: I — изверженные и метаморфические породы повышенной основности, II — граниты, порфировые породы, кислые эффузивы, III — терригенные и алюмосиликатные метаморфические породы

1 — жилы и линейные минерализованные зоны; 2 — штокверки; 3 — метасоматические залежи; 4—6 — месторождения пятого поколения  $\gamma$ е-ассоциации (4), первого, второго и третьего поколений  $\gamma$ е-ассоциации в молибденовых (5) и оловорудных (6) провинциях; объем выборки — 74 месторождения

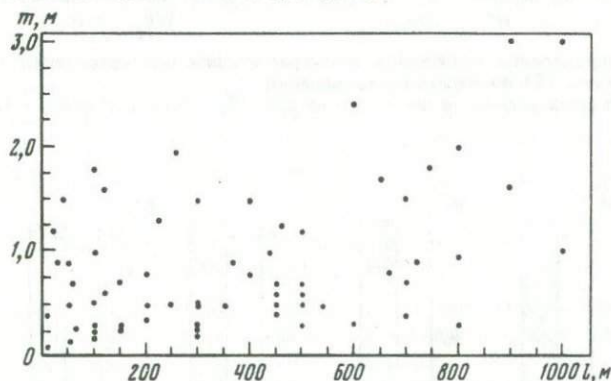


Рис. 18. Распределение горизонтальной протяженности ( $l$ ) и мощности ( $m$ ) вольфрамитсодержащих жил

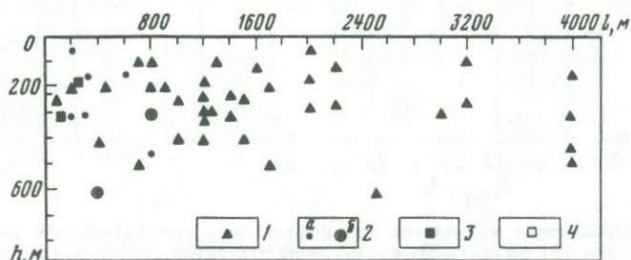


Рис. 19. Распределение ширины жильных зон ( $m$ ), их горизонтальной протяженности ( $l$ ) и вертикального размера оруденения ( $h$ ) на вольфрамитовых месторождениях 1 — жильные зоны; 2 — штокверки: а — мелкие и средние, б — крупные; 3 — пластовые метасоматические залежи; 4 — метасоматические трубы

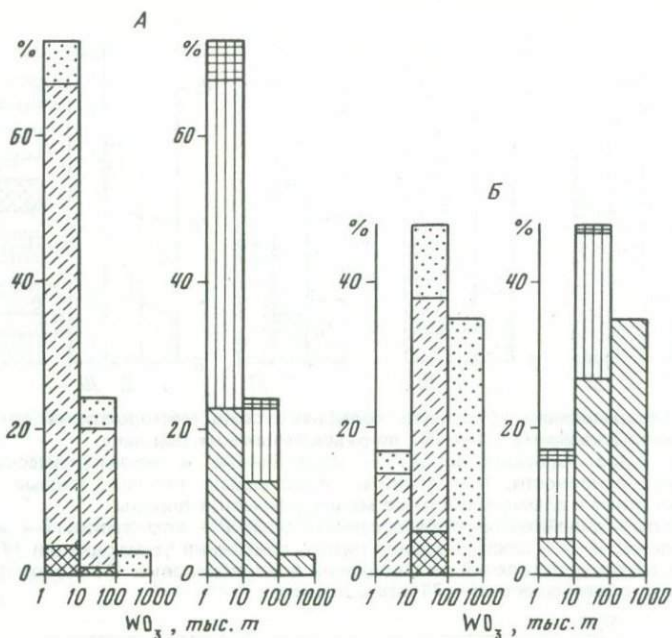


Рис. 20. Распределение количества вольфрамитовых месторождений (А) и запасов вольфрама в них (Б) по масштабу орудения

Условные обозначения те же, что и на рис. 17; объем выборки — 78 месторождений

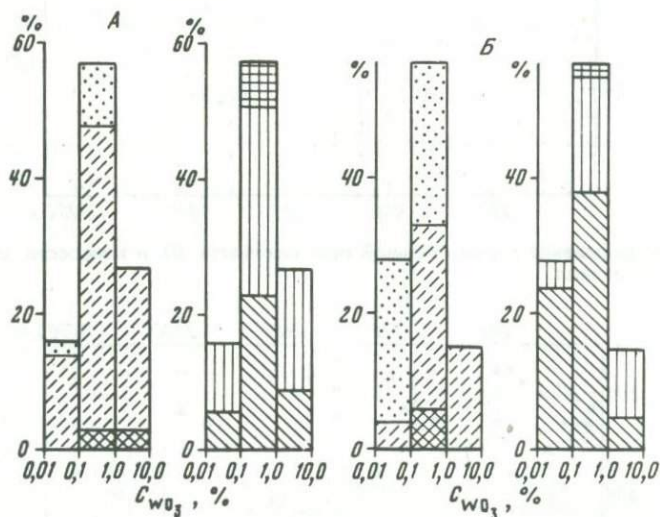
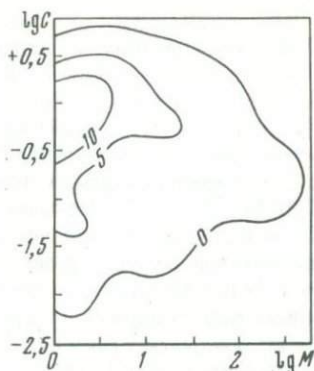


Рис. 21. Распределение количества вольфрамитовых месторождений (А) и запасов вольфрама в них (Б) по среднему содержанию трехоксида вольфрама в рудах

Условные обозначения те же, что и на рис. 17; объем выборки — 78 месторождений

Рис. 22. Соотношения между логарифмами запасов (М) и средних содержаний  $WO_3$  (С) на вольфрамитовых месторождениях

Изолинии — плотность точек на единицу площади чертежа в условных единицах; объем выборки — 78 месторождений



средних значений  $m$ ,  $l$ , и  $h$  для жильных зон и отдельных жил во всех группах вольфрамитовых месторождений.

По величине запасов трехоксида вольфрама вольфрамитовые месторождения, так же, как и шеелитовые, могут быть разделены на мелкие (1–10 тыс. т), средние (10–100 тыс. т) и крупные (100 тыс. т–1 млн. т). Около трех четвертей учтенных месторождений относится к группе мелких (рис. 20). Они составляют всего 17% суммарных запасов; 48% запасов в средних месторождениях и 35% — в крупных штокверках. Последние составляют лишь 3% всех месторождений и находятся в молибденовых рудных провинциях.

Среди промышленных вольфрамитовых месторождений преобладают участки со средним содержанием  $WO_3$ , измеряемым десятными долями процента. На этот класс приходится более половины всех месторождений и более половины суммарных запасов (рис. 21). Между средними содержаниями  $WO_3$  и запасами корреляции не установлено (рис. 22).

Количество промышленных вольфрамитовых месторождений соизмеримо с числом шеелитовых месторождений. Однако суммарные запасы  $WO_3$ , заключенные в вольфрамитовых рудах, составляют лишь 18% от запасов вольфрама в шеелитовых месторождениях.

### 3.5. ВОЛЬФРАМО-МАРГАНЦЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ВОЛЬФРАМСОДЕРЖАЩИЕ РАССОЛЫ

Кроме шеелитовых и вольфрамитовых месторождений, в мире известно несколько участков со своеобразным вольфрам-марганцевым оруденением. Наиболее крупным среди них является месторождение Голконда, которое находится на южном окончании гор Осгуд в шт. Невада, США [282]. На этом месторождении в основании горизонта плейстоценовых известковых туфов, перекрывающего терригенные породы мезозойского–палеозойского возраста, залегает пласт псиломелановых руд мощностью от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров. В лежачем боку пологой пластовой залежи имеются системы крутых прожилков, содержащих гидроокислы железа, ярозит, барит, псиломелан, кварц, кальцит. Неподалеку обнаружены крутопадающие жилы и зоны такого же состава. Известковые туфы и марганцевые руды представляют собой отложения новейших горячих источников.

Содержание  $WO_3$  в марганцевых рудах составляет 1–6%, а в подстилающих глинистых образованиях — 1–1,5%. Среднее содержание  $WO_3$  в пласте мощностью 170 см, состоящем из верхнего слоя марганцевых руд и нижнего глинистого слоя, равно 2,75%. Несмотря на столь высокие концентрации, самостоятельных минералов вольфрама не обнаружено. Весь вольфрам содержится в псиломелане (тунгопсиломелане) и гидроокислах железа. Содержание  $WO_3$  в мономинеральных пробах псиломелана составляет 1,5–3,0%.

Месторождение Голконда расположено недалеко от мезозойских шеелитовых месторождений, залегающих в скарнах (рудное поле Осгуд). Аналогичные вольфрамовые проявления в марганцевых рудах, связанных с отложениями горячих источников, обнаружены на рудном поле Льяльягуа (Боливия) и Фаральон-Негро (Аргентина). Интересно, что в термальных водах, из которых отлагаются вольфрамсодержащие туфы вблизи оловянного месторождения Льяльягуа, совершенно нет олова [286].

В СССР вольфрамо-марганцевые руды слагают Тассорское месторождение в Северном Тянь-Шане [103, 139, 143]. На этом участке развита ранняя шеелитовая и сульфидная минерализация, вероятно, палеозойского возраста и более молодые жило- и линзообразные залежи псиломелан-пиролюзитовых руд, содержащих до 1% трехоксида вольфрама. Размещение вольфрамо-марганцевого оруденения контролируется разрывом, который смещает осадки плиоцена [111]. Приуроченность близповерхностного низкотемпературного оруденения к зоне глубинного разлома позволяет связывать это с процессом тектоно-магматической активизации [139].

Особенности геологического строения и вещественного состава вольфрамо-марганцевых месторождений и проявлений, а также характер их пространственного размещения не исключают и возможность переотложения вольфрама в процессе фильтрации горячих вод через породы, обогащенные шеелитом или вольфрамитом. Горячие источники могут возникать под тепловым воздействием скрытых магматических масс базитового (?) состава, принадлежащих  $\gamma$ -,  $\nu$ - или  $T$ -ассоциациям.

Вольфрамсодержащие рассолы оз. Серлс, в Калифорнии также, вероятно, в значительной мере связаны с отложением этого металла из горячих источников. Среднее содержание в рапе оценивается в  $70 \text{ г/м}^3$ , а общие запасы оцениваются в 85000 т [317]. Озеро расположено в пределах вольфрамового пояса Калифорнии, недалеко от рудного поля Бишоп и жильного шеелитового месторождения Атолия, которое отнесено к пятому поколению месторождений  $\gamma$ -ассоциации. Между накоплением вольфрамсодержащих рассолов оз. Серлс и новейшим магматизмом также, возможно, существует какая-то связь.

### 3.6. КАССИТЕРИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В предлагаемой систематике выделено пять поколений, гидротермальных касситеритовых месторождений  $\gamma$ -ассоциации, которые формируются после магматических ритмов 1а, 1б, 2а, 2б, 3, а также месторождения  $T$ -ассоциации (табл. 15). Для месторождений первого поколения  $\gamma$ -ассоциации, которые сопровождают субвулканические тела риолитового состава, характерно деревянистое олово, которое ассоциирует со спекуляритом и локализуется в жилах, брекчиевых телах, а также встречается в виде рассеянной прожилково-вкрапленной минерализации в риолитах. Отдельные рудные тела имеют небольшие размеры. Мощность жил обычно не более 0,2 м, протяженность по простиранию — 30 м, по падению 15 м. Общий вертикальный размах оруденения составляет менее 100 м.

Прожилково-вкрапленная минерализация в субвулканических риолитах, известная в оловяносном поясе Мексики, близка к выделенному в последние годы касситерит-порфиоровому типу месторождений Боливии [309], которые связаны с порфиоровыми интрузивами, отнесенными к ритму 1а. Однако масштабы этих месторождений и их потенциальная промышленная значимость, вероятно, несоизмеримо выше. По оценке

р. Силлитоу [308], на месторождении Льяльягуа в порфировом штоке Сальвадора содержится от 100 миллионов до одного миллиарда тонн олова со средним содержанием 0,2—0,5%. Конкретные геологические и геолого-экономические данные, касающиеся касситерит-порфировых месторождений, пока отсутствуют. Поэтому они не включены в выборки, на основании которых рассчитаны приведенные ниже статистические параметры.

Субвулканический характер имеют также дайки интрузивного ритма 2а и сопровождающее их касситеритовое оруденение второго поколения. Предрудные и околорудные метасоматиты на месторождениях этого поколения представлены турмалинитами, кварц-серицитовыми и кварц-хлоритовыми метасоматитами. Такие же гидротермально измененные породы характерны и для касситеритовых месторождений, которые формируются после даек третьего интрузивного ритма. Как уже отмечалось, геологические критерии разделения оловорудных месторождений второго и третьего поколений во многих случаях недостаточны, и эти месторождения объединены в одну выборку.

Кроме наиболее распространенных жил и линейных минерализованных зон в эту же выборку включена и большая часть касситеритсодержащих метасоматических залежей в скарнах и других литологически благоприятных породах. Однако геологическая позиция таких месторождений не исключает их принадлежности к гидротермальному ритму, сформированному непосредственно после гранитов первого интрузивного ритма. Такая возможность вероятна, в частности, для месторождений Рудных гор (Брайтенбрунн, Златы-Копец), острова Кюсю (Обира и другие участки) и Юго-Восточного Китая (район Гэцзю).

Месторождения, образованные после дайковых ритмов 2а и 3, в целом, отвечают касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формации, по классификационной схеме Е.А. Радкевич [160]. Отложение сульфидов относится к третьему (колчеданному) и четвертому (полиметаллическому) этапам. Для колчеданного парагенезиса характерен станнын. Наличие или отсутствие более поздних сульфидов вряд ли могут служить хорошим критерием для классификации собственно касситеритового оруденения, и противопоставление силикатно-касситеритовых месторождений сульфидно-касситеритовым зачастую весьма условно [57]. В тех и других развит один и тот же продуктивный кварц-касситерит-арсенопиритовый парагенезис [75], который в предлагаемой систематике соответствует оруднению второго поколения.

Касситеритовое оруденение в грейзенах и кварцевых жилах формируется после фанеритовых лейкогранитов и аляскитов первого (16) и второго (26) интрузивных ритмов. Многочисленные месторождения обеих возрастных групп, как правило, невелики, но часто служат источником довольно крупных россыпей (Юго-Восточная Азия, Заир). Для разделения грейзеновых и кварцево-жилных месторождений первого и второго поколений часто не хватает данных, поэтому приходится объединять их в одну выборку.

Характерную группу представляют лишь касситеритовые месторождения апогранитного типа, связанные с литий-фтористыми альбит-аляскитами второго интрузивного ритма. Редкометалльные граниты этой группы неоднократно описывались в литературе. К гидротермальным месторождениям этого поколения отнесен и гигантский "пегматит" Манано-Китатоло в Заире, который по сути дела представляет собой массив редкометалльных гранитов. Касситеритовое оруденение на этом месторождении относится к гидротермальной грейзеновой стадии.

Таблица 15

## Систематика гидротермальных касситеритовых месторождений

Поколения месторождений	Жилы и линейные минерализованные зоны		Штокверки	Метасоматические залежи
$\tau\text{-Sn}_2^k$	Роойберг, ЮАР	$\tau\text{-Sn}_2^k$	Брандберг, Намибия	Китель-Питкьяранта, СССР
	Баньо, Камерун	$\tau\text{-Sn}_2^k$		Зайплас, ЮАР
				Джос-Букуру, Нигерия
				Месторождения Рондони, Бразилия
$\gamma\epsilon\text{-Sn}_3^k$	Учкошкон, СССР	$\gamma\epsilon\text{-(Mo}_1\text{)Sn}_3^k$		Сулливан, Канада
	Месторождения			Серро-де-Паско, Перу
	Корнуолла, Англия	$\gamma\epsilon\text{-Sn}_3^k(\text{Cu}_3)$		Маунт-Кливленд, Австралия
$\gamma\epsilon\text{-Sn}_{2\text{б}}^k$	Ташкоро-Суходол, СССР	$\gamma\epsilon\text{-Sn}_2^k\text{W}^w$	Ингодинское, СССР	Кестер, СССР
	Этыка, СССР	$\gamma\epsilon\text{-Sn}_2^k$	Гейер, ГДР	Циновец, ЧССР
	Эренфридерсдорф, ГДР	$\gamma\epsilon\text{-Sn}_2^k\text{W}_2^w$		Лост-Ривер, США
				Анкор, Австралия
$\gamma\epsilon\text{-Sn}_{2\text{а}+3}^k$	Хапчеранга, СССР	$\gamma\epsilon\text{-Sn}_{2+3}^k\text{Zn}_4\text{Pb}_4$	Хинганское, СССР	Невское, СССР
	Депутатское, СССР	$\gamma\epsilon\text{-Sn}_{2+3}^k(?)$		Ново-Джагыньское, СССР
$\gamma\epsilon\text{-Sn}_{2\text{а}}^k$	Фестивальное, СССР	$\gamma\epsilon\text{-W}_1^w\text{Sn}_2^k(\text{Cu}_3\text{Bi}_3)$		
	Рудное, СССР	$\gamma\epsilon\text{-Sn}_2^k$		
	Икуно, Акенобе, Япония	$\gamma\epsilon\text{-Sn}_1^k\text{W}_1^w\text{Sn}_{2+3}^k(\text{Cu}_3\text{Bi}_3\text{Zn}_{3-4}\text{Pb}_4\text{Ag}_{4-5})$		
	Льяльягуа, Боливия	$\gamma\epsilon\text{-[Sn}_1^k\text{]W}_1^w(\text{Bi}_1\text{)Sn}_2^k$		
	Потоси, Боливия	$\gamma\epsilon\text{-[Sn}_1^k\text{]W}_1^w(\text{Bi}_1\text{)Sn}_2^k\text{Ag}_{4-5}$		
$\gamma\epsilon\text{-Sn}_{16-26}^k$	Полярное, СССР	$\gamma\epsilon\text{-Sn}_1^k\text{W}_1^w$	Первоначальное, СССР	Хениканджа, СССР
	Бутугычагское, СССР	$\gamma\epsilon\text{-Sn}_1^k$	Ардлан, Австралия	Танненберг-Готтесберг, ГДР
$\gamma\epsilon\text{-Sn}_{16}^k$	Стори-Крик, Австралия	$\gamma\epsilon\text{-Sn}_{1-2}^k\text{W}_{1-2}^w$		Беатрис, Малайзия
$\gamma\epsilon\text{-Sn}_{1\text{а}}^k$	Месторождения Мексики	$\gamma\epsilon\text{-Sn}_1^k$		

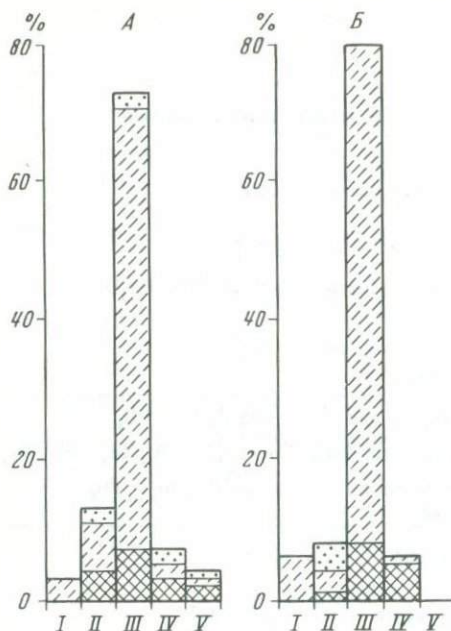


Рис. 23. Распределение количества коренных гидротермальных касситеритовых месторождений  $\gamma\epsilon$ - и  $\tau$ -ассоциаций (А) и запасов олова в них (Б)

I-IV — месторождения  $\gamma\epsilon$ -ассоциации: I — первое (1а), II — первое и второе (16-26), III — второе и третье (2а-3), IV — второе (26) поколения, V — месторождения  $\tau$ -ассоциации

Условные обозначения те же, что и на рис. 4; объем выборки — 159 месторождений

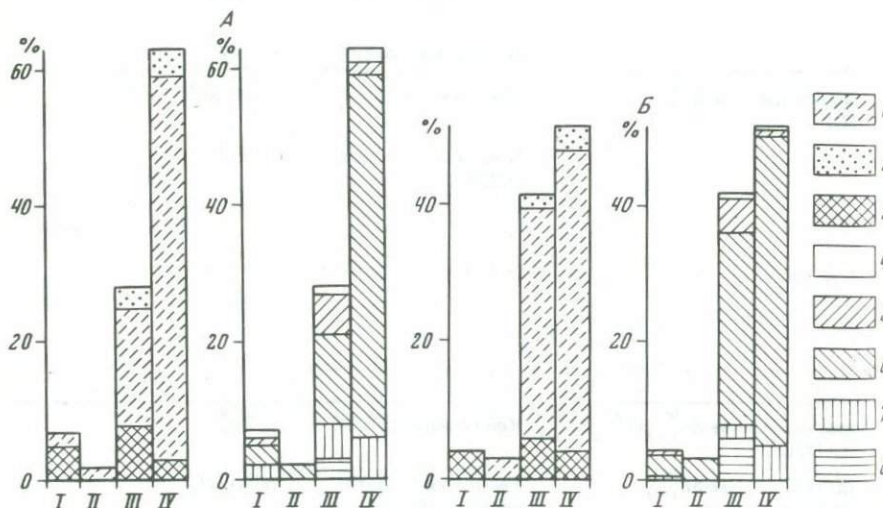


Рис. 24. Распределение количества коренных гидротермальных касситеритовых месторождений (А) и запасов олова в них (Б) по рудовмещающим породам

Состав рудовмещающих пород: I — скарны, II — изверженные и метаморфические породы повышенной основности, III — граниты, порфировые породы, кислые эффузивы, IV — терригенные и алюмосиликатные метаморфические породы

1 — жилы и линейные минерализованные зоны; 2 — штокверки; 3 — метасоматические залежи; 4 — месторождения  $\tau$ -ассоциации; 5-8 — месторождения  $\gamma\epsilon$ -ассоциации: 5 — первого (1а), 6 — первого и второго (16-26); 7 — второго и третьего (2а-3), 8 — второго (26) поколений. Объем выборки — 157 месторождений

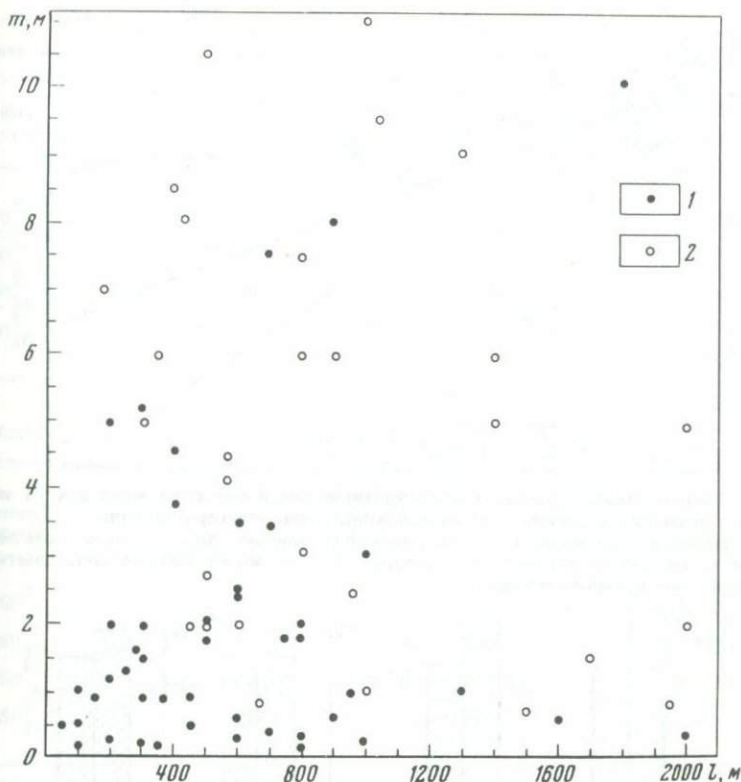


Рис. 25. Распределения горизонтальной протяженности (1) и мощности (m) касситеритосодержащих жил (1) и линейных минерализованных зон (2)

В противоположность довольно многочисленным примерам переотложения вольфрамита и шеелита с образованием месторождений и рудопроявлений пятого поколения, аналогичные процессы с участием олова крайне редки. Единственным примером может служить рудопроявление Нетка на севере Комсомольского района в Приамурье [105].

К месторождениям  $\tau$ -ассоциации отнесены участки с касситеритовым оруденением в пределах Бушвельдского рудного поля, докембрийские месторождения, связанные с гранитами рапакиви (Приладожье), а также оловорудные объекты, сопряженные с молодыми гранитами Юго-Западной Африки. Хотя геологическая позиция и вещественный состав оловоносных гранитов  $\tau$ -ассоциации весьма специфичны, связанное с ними касситеритовое оруденение не обнаруживает принципиальных отличий от однотипных месторождений  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций. Можно лишь отметить широкое распространение апогранитных метасоматических залежей.

Среди коренных гидротермальных касситеритовых месторождений резко преобладают жилы и линейные минерализованные зоны, которые представляют оруденение второго и третьего поколений  $\gamma\epsilon$ -ассоциации (рис. 23). Более 90% всех месторождений залегают в терригенных породах, гранитах и кислых эффузивах (рис. 24).

Горизонтальная протяженность (l) касситеритосодержащих жил и линейных минерализованных зон не превышает 2000 м, а мощность составляет

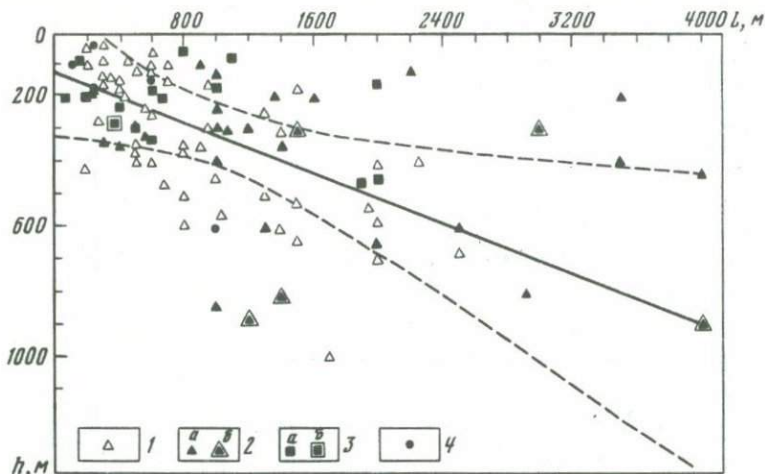


Рис. 26. Распределение горизонтальной протяженности жил и жильных зон (l) и вертикального размаха оруденения (h) на касситеритовых месторождениях  
 1 — маломощные жилы и узкие минерализованные зоны; 2 — широкие жильные зоны: а — мелкие и средние, б — крупные; 3 — линзообразные метасоматические залежи; 4 — метасоматические трубы

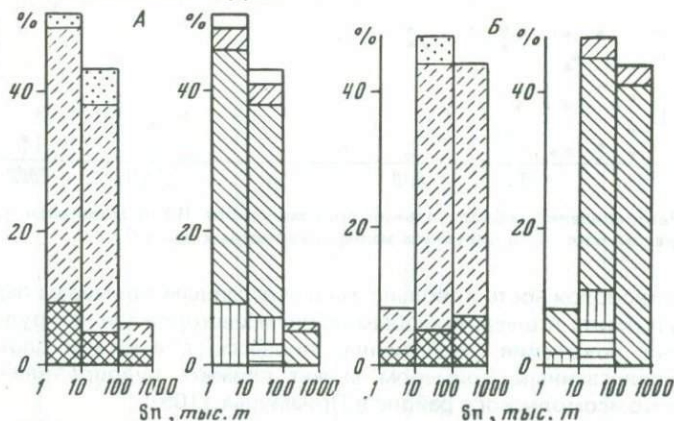


Рис. 27. Распределение количества коренных гидротермальных касситеритовых месторождений (А) и запасов олова в них (Б) по масштабу оруденения

Условные обозначения те же, что и на рис. 24; объем выборки — 159 месторождений

не более 10–11 м (рис. 25). Крупные жильные зоны, объединяющие многие рудные тела, иногда протягиваются на 3–4 км (рис. 26). Вертикальный размах оруденения на большей части месторождений не превышает 400–600 м и лишь на отдельных участках достигает 600–1000 м. Намечается положительная корреляция между горизонтальной протяженностью (l) жильных зон и вертикальным размахом оруденения. Коэффициент линейной корреляции значимый и равен +0,629. Уравнение линейной регрессии имеет вид:  $h = 113 + 0,196(l - 1100)$ . Его доверительные интервалы при вероятности 95% показаны на рис. 26.

Средние значения размеров жил и жильных зон для касситеритовых месторождений разных поколений приведены в таблицах 16 и 17. Жилы 100

Таблица 16

Размер жил и минерализованных зон на касситеритовых месторождениях

Поколение месторождений	Жилы		Минерализованные зоны	
	мощность (м), м	длина (l), м	мощность (м), м	длина (l), м
$\gamma\epsilon\text{-Sn}_{1a}^k$	$0,06 \pm 0,05$ (3)	$13 \pm 4$ (3)		
$\gamma\epsilon\text{-Sn}_{16-26}^k$	$1,1 \pm 0,4$ (15)	$460 \pm 260$ (15)	7,5 (1)	700 (1)
$\gamma\epsilon\text{-Sn}_{2a-3}^k$	$1,2 \pm 0,8$ (41)	$680 \pm 470$ (47)	$8,2 \pm 4,0$ (28)	$600 \pm 450$ (25)
$\gamma\epsilon\text{-Sn}_{26}^k$	$0,3 \pm 0,1$ (4)	$400 \pm 320$ (4)	10,5 (1)	260 (1)

Таблица 17

Размер жильных зон на касситеритовых месторождениях

Поколение месторождений	Ширина жильных зон (m), м	Длина жильных зон (l), м	Вертикальный размах оруденения (h), м
$\gamma\epsilon\text{-Sn}_{1a}^k$	160 (1)		110 (2)
$\gamma\epsilon\text{-Sn}_{16-26}^k$	$210 \pm 110$ (4)	$1900 \pm 1400$ (5)	$330 \pm 190$ (11)
$\gamma\epsilon\text{-Sn}_{2a-3}^k$	$630 \pm 370$ (20)	$1800 \pm 1200$ (23)	$380 \pm 210$ (68)
$\gamma\epsilon\text{-Sn}_{26}^k$	200 (1)	1300 (1)	$210 \pm 100$ (5)

и жильные зоны первого поколения, залегающие в субвулканических телах риолитового состава, имеют минимальные размеры. Максимальные размеры имеют жилы и минерализованные зоны второго и третьего поколений, которые формируются после даек и порфировых интрузивов, относящихся к ритмам 2а и 3. Жилы, которые сопровождают граниты ритма 26, наоборот, характеризуются относительно небольшой протяженностью и небольшим вертикальным размахом. Промышленное оруденение этого поколения обычно локализуется лишь вблизи апикальных частей гранитных массивов.

По величине запасов олова коренные касситеритовые месторождения могут быть разделены на мелкие (1–10 тыс.т), средние (10–100 тыс.т) и крупные (100 тыс.т – 1 млн.т). Мелкие и средние месторождения составляют 94% всех участков с коренным промышленным оруденением, а 92% запасов сосредоточено в средних и крупных месторождениях (рис. 27). В выборке, по которой построена гистограмма, приведенная на рис. 35, не учтены запасы, заключенные в олово-порфировых месторождениях Боливии, а также запасы месторождений Рудных гор, сведениями о которых авторы не располагают.

Средние содержания олова в рудах гидротермальных месторождений варьируют от 0,1% до нескольких процентов (рис. 28). Наиболее распространены месторождения со средним содержанием олова, измеряемым десятными долями процентов; в рудах, содержащих > 0,1% Sn, заключено 96% суммарных запасов этого металла. Корреляции между запасами и средними содержаниями не установлено (рис. 29).

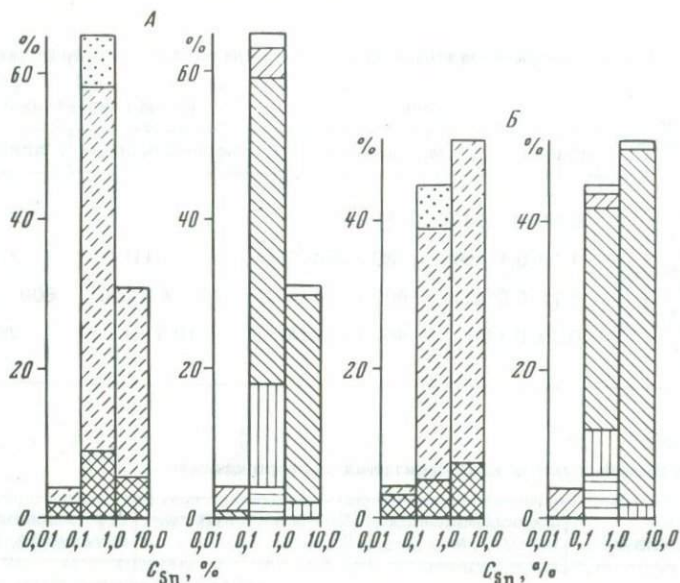


Рис. 28. Распределение количества коренных гидротермальных касситеритовых месторождений (А) и запасов олова в них (Б) по среднему содержанию олова в рудах. Условные обозначения те же, что и на рис. 24; объем выборки — 139 месторождений

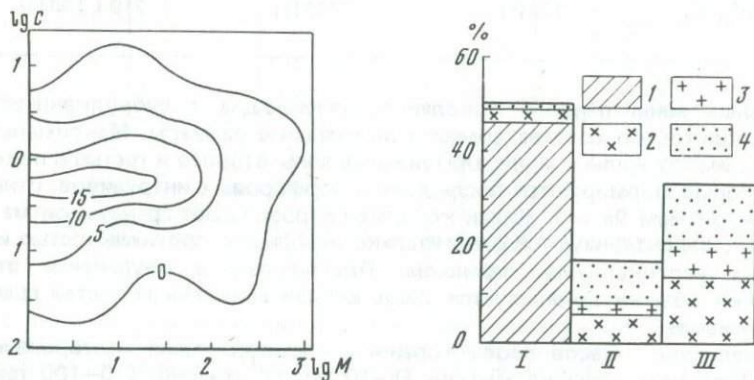


Рис. 29. Соотношения между логарифмами запасов (М) и средних содержаний олова (С) на касситеритовых месторождениях

Изолинии — плотность точек на единицу площади чертежа в условных единицах; объем выборки — 139 месторождений

Рис. 30. Распределение бериллиевых месторождений по форме рудных тел

I — метасоматические залежи, II — штокверки, III — жилы

Рудовмещающие породы: 1 — апокарбонатные метасоматиты; 2 — изверженные и метаморфические породы повышенной основности, 3 — граниты, интрузивные породы и кислые эффузивы, 4 — терригенные и алюмосиликатные метаморфические породы; объем выборки — 24 месторождения

### 3.7. МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕРИЛЛИЯ

Гидротермальные месторождения бериллия, связанные с известково-щелочным и субщелочным магматизмом, представлены разнообразными минеральными типами [33]. Все они относятся к гидротермальной серии  $\gamma\epsilon$ -ассоциации. Судя по геологическим данным, после даек первого и второго интрузивных ритмов, которые завершаются гранит-порфирами, формируются месторождения субвулканического класса. Оруденение первого поколения имеет существенно бертрандитовый состав (Спер-Маунтин, Агуачили, Голд-Хилл), а второго поколения — бертрандит-фенакитовый и бавенит-фенакитовый состав.

Большая часть гидротермальных бериллиевых месторождений формируется после богатых фтором альбит-алаяскитов и эгирин-рибекитовых гранитов, относящихся к ритму 2б. Среди них могут быть выделены участки с преобладанием бериллового, хризобериллового, гельвинового, гентгельвинового, лейкофанового оруденения. Минеральный состав руд довольно отчетливо коррелируется с составом предшествующих им гранитов. Так, лейкофановые и гентгельвиновые месторождения ассоциируют с агапитовыми эгирин-рибекитовыми гранитами, а хризоберилловые месторождения — преимущественно с плюмазитовыми альбит-алаяскитами.

Гидротермальные месторождения бериллия представлены небольшим количеством промышленных объектов, которые подробно описаны в литературе [33, 98]. Средние характеристики, полученные по малым выборкам, вряд ли могут дать дополнительную информацию по сравнению с известными материалами по отдельным месторождениям.

Среди бериллиевых месторождений преобладают метасоматические залежи в гидротермальноизмененных карбонатных породах (рис. 30). Исключение составляют лишь несколько месторождений, связанных с грейзенами и кварцевыми жилами в гранитах и терригенных породах надинтрузивных зон, а также месторождения шт. Юта, США, приуроченные к горизонтам туфогенно-обломочных пород.

### 3.8. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАНТАЛА И НИОБИЯ

Рассматриваемые месторождения тантала и ниобия представлены тремя главными минеральными типами, связанными с гранитами  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций. К первому относятся месторождения танталита-колумбита, стрюверита, микролита, которые отличаются высоким Ta/Nb отношением в рудах [66, 181]. Второй тип характеризуется колумбитовым оруденением с более низким Ta/Nb отношением [124, 147]. К третьему типу относятся существенно ниобиевые месторождения с колумбит-пирохлоровым и чисто пирохлоровым оруденением [5, 97, 128]. Все тантало-ниобиевые месторождения представлены вкрапленными рудами в апогранитах и полевошпатových метасоматитах.

Незначительное по масштабам колумбитовое оруденение встречается в микроклин-алаяскитах первого интрузивного ритма  $\gamma\epsilon$ -ассоциации. Большой частью в алаяскитах этого ритма колумбит содержится лишь в акцессорных количествах. Более крупные тантало-ниобиевые месторождения  $\gamma\epsilon$ -ассоциации представлены оруденением второго поколения, приуроченным к небольшим телам редкометалльных альбит-алаяскитов и эгирин-рибекитовых гранитов. Плюмазитовые разности этих пород сопровождаются

существенно танталовым оруденением, а агпайтовые — ниобиевой минерализацией.

Наиболее крупные колумбитовые месторождения связаны с микроклин-аляскитами второго ритма нигерийского варианта *t*-ассоциации. Именно эти редкометалльные граниты служат источником россыпей в Нигерии и Нигере. Эгирин-рибекитовые граниты, развитые в комплексах молодых гранитов Нигерии, содержат пироклор, который в настоящее время не имеет промышленного значения.

### 3.9. КРУПНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Если в качестве нижнего предела запасов крупных гидротермальных месторождений рассматриваемых элементов принять величину 1000 000 т металла (для бериллия — 30000 т), то глобальная картина распределения крупных и уникальных месторождений может быть представлена в виде

Таблица 18

Характеристика крупных гидротермальных редкометалльных месторождений,

Ведущий промышленный металл	Минеральный тип месторождений	Количество крупных и уникальных месторождений	Доля крупных и уникальных месторождений, %	
			от общего числа месторождений минерального типа	от суммарных запасов минерального типа
Mo	Молибденитовые	32	23	82
W	Шеелитовые	16 <sup>1</sup> (7) <sup>2</sup>	27 <sup>1</sup> (11) <sup>2</sup>	91 <sup>1</sup> (76) <sup>2</sup>
	Вольфрамитовые	2	2	35
Sn	Касситеритовые	8	5	44
Be	Фенакит-берtrandитовые	+		
	Прочие минеральные типы	—		
Ta-Nb	Танталитовые	—		
	Колумбитовые	+		
	Пироклоровые	—		

табл. 18. Количество крупных месторождений и их доля в суммарных запасах убывает в последовательности Mo—W—Sn—Be—(Ta) Nb. Те месторождения олова, бериллия и тантала-ниобия, которые в принятой группировке месторождений должны быть названы крупными, представлены единичными и по сути дела уникальными объектами. Отсутствие большого количества крупных скоплений оловянных, бериллиевых и тантало-ниобиевых руд, связанных с известково-щелочным и субщелочным магматизмом, является объективной закономерностью, которую следует учитывать при планировании поисковых и разведочных работ. Если для молибденитовых и шеелитовых месторождений доля участков с запасами средней величины (10—100 тыс. т) составляет 17 и 16% соответственно, то для коренных касситеритовых месторождений эта доля возрастает до 43%, и именно эта категория месторождений представляет наибольший практический интерес во многих рудных провинциях.

Положительная корреляция между средними содержаниями и запасами намечается только для месторождений молибдена в интервале от 10 до

связанных с известково-щелочным и субщелочным магматизмом

Морфологический тип оруденения	Рудовмещающие породы	Возрастные группы месторождений	Примечание
Штокверки	Гранитоиды, в том числе порфиоровые интрузивы	$\gamma\epsilon$ -Mo <sub>1-2</sub> <sup>1</sup> ; $\gamma\delta$ -Mo <sub>2</sub> <sup>2</sup> ; $\nu\gamma$ -Mo <sub>1-2</sub> <sup>3</sup> ; $\delta$ -Mo <sub>1-2</sub> <sup>4</sup>	
Метасоматические залежи	Скарны	$\gamma\delta$ -W <sub>2</sub> <sup>S</sup>	1) с запасами > 100000 т WO <sub>3</sub>
Штокверки, жилы	Терригенные породы	$\gamma\epsilon$ -W <sub>2</sub> <sup>S</sup>	2) с запасами > 100000 т W
Штокверки	Изверженные и терригенные породы	$\gamma\epsilon$ -W <sub>2</sub> <sup>W</sup>	
Минерализованные зоны	Терригенные породы, интрузивные порфиры	$\gamma\epsilon$ -Sn <sub>2a-3</sub> <sup>k</sup>	Коренные месторождения и элювиальные россыпи
Метасоматические залежи	Граниты-пегматиты	$\gamma\epsilon$ -Sn <sub>2b</sub> <sup>k</sup>	
Метасоматические залежи, штокверки	Апокарбонатные метасоматиты, туфогенные и терригенные породы	$\gamma\epsilon$ -Be <sub>1</sub> <sup>brt</sup> ; $\gamma\epsilon$ -Be <sub>2</sub> <sup>f-brt</sup>	
Метасоматические залежи	Апограниты	$\tau$ -Ta Nb <sub>3b</sub> <sup>kl</sup> ; $\gamma\epsilon$ -Ta Nb <sub>2</sub> <sup>kl</sup>	Коренные месторождения и элювиальные россыпи

300–500 тыс. т металла (см. рис. 9). Для шеелитовых, вольфрамитовых и касситеритовых месторождений такой корреляции нет. Более того, многие крупные месторождения обладают невысокими концентрациями металла по сравнению со средними и мелкими объектами. Например, крупные шеелитовые штокверки содержат меньше  $WO_3$ , чем мелкие метасоматические залежи (см. рис. 15). На месторождении Маноно-Китатоло с запасами олова более 140 тыс. т. среднее содержание металла составляет всего 0,06%.

Таким образом, крупные месторождения, в целом, отличаются от мелких и средних не аномально богатыми рудами, а большими размерами тел (см. рис. 6, 12, 19, 26). Почти все крупные месторождения представлены штокверками, протяженными минерализованными зонами и большими метасоматическими залежами. Среди собственно жильных месторождений к категории крупных относятся лишь японские шеелитовые месторождения Отани и Канеути. Малое число крупных объектов среди вольфрамитовых месторождений объясняется именно тем, что они представлены преимущественно жилами.

Крупные молибденитовые штокверки располагаются только среди изверженных пород, а шеелитовые и вольфрамитовые — главным образом в терригенных толщах. Все крупные метасоматические залежи шеелита приурочены к скарнам, а крупные скопления берtrandит-фенакитовых руд — к апкарбонатным и апотуфоженным F-метасоматитам.

Почти на всех крупных месторождениях Mo, W, Sn и Be главному продуктивному этапу предшествуют не полнокристаллические граниты, а порфировые интрузивы. Исключение составляют лишь докембрийский "пегматит" Маноно-Китатоло и несколько крупных молибденитовых штокверков, которые образовались после фанеритовых гранитов второго интрузивного ритма  $\gamma\epsilon$ -ассоциации. Однако нужно иметь в виду, что запасы послегранитовых молибденовых месторождений по крайней мере в 2,5 раза меньше запасов молибден-порфировых месторождений, относящихся к  $\gamma\epsilon$ -ассоциации. На уникальном месторождении Клаймакс даже интрузивный ритм 16 представлен порфировыми породами. Среди учтенных коренных месторождения олова после порфировых пород второго и третьего ритма было сформировано 82% запасов, а после гранитного ритма 26 — лишь 6%.

Крупные месторождения молибдена связаны с гидротермальными сериями  $\delta$ -,  $\nu\gamma$ -,  $\gamma\delta$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций, вольфрама —  $\gamma\delta$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций, олова и бериллия — только с  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, тантало-ниобия — с  $\tau\epsilon$ - и  $\tau$ -ассоциаций.

Нетрудно заметить, что с ранними гидротермальными сериями связано значительно большее число крупных месторождений, чем с поздними (см. табл. 18). Эта закономерность, скорее всего, отражает тенденцию ко все более локальной концентрации рудного вещества в процессе развития металлогенического мегацикла, и рудные тела больших размеров, представляющие крупные месторождения, с течением времени появляются все реже. Кроме того, с поздними гидротермальными сериями связаны промышленные концентрации наиболее редких (в прямом смысле этого слова) металлов, которые не образуют крупных скоплений.

Для участков крупных месторождений характерны полные последовательности магматических и гидротермальных ритмов [49]. Это не означает, что оруденение того или иного поколения формировалось значительно дольше на крупных месторождениях, чем на мелких. Различие заключается только в числе относительно кратковременных магматических и

гидротермальных эпизодов. При этом обычно главная масса редкометалльного оруденения на крупных объектах связана только с одним — двумя гидротермальными ритмами, а остальные ритмы либо несут убогую минерализацию, либо отличаются качественно иным составом руд.

Одним из наиболее ярких примеров крупного многостадийного месторождения служит знаменитый Клаймакс, где выделяются три ритма порфировых интрузивов и даек, более поздние граниты и послегранитовые дайки. Каждый магматический ритм заканчивается гидротермальной деятельностью, причем три первых гидротермальных ритма несут промышленное молибденитовое оруденение.

Многие крупные месторождения вольфрама и молибдена являются комплексными и содержат промышленные запасы того и другого металла, связанные с разными гидротермальными ритмами. При этом не всегда запасы обоих металлов являются крупными.

На крупных касситеритовых месторождениях, относящихся ко второму и третьему поколениям  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, обычно развит более ранний гидротермальный ритм, с которым сопряжено вольфрамит-касситеритовое оруденение, и почти всегда вслед за главным продуктивным этапом формируются сульфидные руды. С этими рудами связаны промышленные запасы меди, цинка, свинца, серебра, иногда значительные (олово-серебряные месторождения Боливии).

Самые короткие последовательности магматических и гидротермальных ритмов характерны для крупных шеелитовых залежей в скарнах. Появление крупных скоплений руд этого типа обусловлено прежде всего наличием благоприятных вмещающих пород, которые находятся в оптимальных структурных условиях.

#### ГЛАВА 4

### СОСТАВ РУДОНОСНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Как было показано в предыдущей главе, почти все гидротермальные месторождения Mo, W, Sn, Be, Ta, Nb связаны во времени и пространстве с орогенными магматическими ассоциациями и с нигерийским вариантом платформенной  $t$ -ассоциации (см. табл. 2). К настоящему времени накоплен очень большой материал, характеризующий вещественный состав изверженных пород, слагающих указанные ассоциации. Систематизация этого материала в глобальном масштабе должна явиться предметом специального исследования. В данной главе рассматриваются лишь некоторые геохимические и петрографические особенности рудоносных ассоциаций, главным образом с точки зрения корреляции составов магматических гидротермальных ритмов.

В качестве исходного материала использованы имеющиеся в литературе сведения о валовом химическом составе магматических пород  $\delta$ -,  $\nu\gamma$ -,  $\gamma\delta$ -,  $\gamma$ -,  $\gamma\epsilon$ -, и  $t$ -ассоциаций, развитых на площади гидротермальных редкометалльных месторождений или в непосредственной близости от них. Эти сведения относятся к месторождениям различного возраста, расположенным в разных частях земного шара. Данные о составах магматических образований, которые залегают на участках, лишенных гидротермального редкометалльного оруденения, в анализируемые выборки не включались.

Обработка первичного петрохимического материала выполнена следующим образом. Изверженные породы, развитые на том или ином участке, были разделены на магматические ассоциации и элементарные гомодромные ритмы, а породы внутри ритмов — на петрохимические типы в соответствии с принятой систематикой (см. рис. 1). После отбраковки дефектных анализов для каждого типа пород вычислялись средние содержания окислов, и совокупность этих средних содержаний принималась за единственный анализ, характеризующий данный тип пород на рассматриваемом месторождении. Единичные анализы затем были объединены в общие выборки, и для них вновь были вычислены средние содержания и стандартные отклонения<sup>1</sup>. Таким образом, каждый тип пород на месторождении характеризуется одним анализом независимо от того, сколько однотипных проб было проанализировано в действительности, а объем общих выборок равен числу месторождений (участков).

Рудоносные магматические ассоциации состоят не менее чем из пяти гомодромных ритмов, каждый из которых объединяет несколько петрохимических типов пород. Следовательно, для полной характеристики вещественного состава ассоциации необходимо иметь несколько десятков выборок. Поскольку из рассмотрения были исключены магматиты, залегающие вне рудоносных площадей, а также породы, развитые в пределах рудных полей, но не имеющие точной геологической привязки или затронутые гидротермальными изменениями, то объем выборок оказался весьма небольшим. Максимальным числом анализов охарактеризованы полнокристаллические граниты и гранитоиды, слагающие более или менее крупные массивы. Дайки и малые интрузивы, особенно относящиеся к поздним ритмам, представлены лишь единичными анализами.

В целом, имеющийся петрохимический материал остается пока фрагментарным и неравноценным. Многие выборки состоят из 1—5 анализов, и при их сравнении трудно разделить общие тенденции и особенности, свойственные породам отдельных месторождений и рудных узлов. Вместе с тем даже в малых выборках дисперсии содержаний всех компонентов, как правило, оказываются небольшими, что указывает на однородность выделенных групп пород.

Достоверные количественные данные о модалном минеральном составе изверженных пород в пределах рудных полей и месторождений еще более ограничены. Такие сведения имеются лишь для небольшого числа массивов полнокристаллических гранитов и гранитоидов. То же самое можно сказать о содержаниях в породах элементов-примесей. Систематизация петрографических и геохимических данных выполнена тем же способом, который использовался при обработке петрохимического материала.

#### 4.1. СОСТАВ $\delta$ - И $\nu$ -АССОЦИАЦИЙ

Средние химические составы интрузивных пород  $\delta$ - и  $\nu$ -ассоциаций, развитых на существенно молибденовых месторождениях, приведены в табл. 19. Для сравнения в табл. 20 даны средние составы порфириновых пород на медно-порфириновых месторождениях с низким содержанием молибдена.

<sup>1</sup> Для малых выборок ( $n < 5$ ) вычислялись наилучшие линейные оценки среднего квадратичного отклонения [192].

Таблица 19

Средний химический состав интрузивных пород  $\delta$ - и  $\gamma$ -ассоциации на молибденовых месторождениях

Окислы	1*					2		
	Сущелочное габбро (1) <sup>2*</sup>	Кварцевый диорит-сигнит (4)	Гранодиорит (5)	Адамеллит-граносигнит (3)	Граносигнит-порфир (1)	Сигнит-порфир (4)	Гранодиорит-порфир (2)	Граносигнит-порфир (1)
SiO <sub>2</sub>	46,72	59,21 <sup>3*</sup> 1,40	65,10 0,62	69,47 0,71	70,98	59,53	63,76 2,43	71,66
TiO <sub>2</sub>	0,74	0,63 0,16	0,48 0,12	0,27 0,05	0,15	0,75	0,81 0,07	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,42	17,99 0,75	15,95 1,07	15,27 1,04	15,91	17,85	16,48 1,49	16,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,68	2,55 0,63	1,85 0,37	1,74 0,20	1,35	4,81	1,85 1,72	1,38
FeO	6,64	2,97 0,87	2,12 0,50	1,44 0,28	0,45	2,26	1,70 1,02	0,34
MnO	0,21	0,06 0,04	0,05 0,02	0,05 0,02	0,01	0,23	0,04 0,02	0,01
MgO	6,26	2,60 0,28	1,47 0,34	0,79 0,21	0,42	2,08	2,18 1,05	0,43
CaO	11,20	5,14 0,55	3,78 0,72	2,45 0,22	0,93	4,47	4,12 0,46	0,79
Na <sub>2</sub> O	1,93	4,09 0,83	3,71 0,39	3,79 0,53	4,93	4,56	4,27 0,05	4,96
K <sub>2</sub> O	1,30	2,91 0,40	3,73 0,50	3,73 0,20	3,75	3,46	3,85 0,45	4,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не опр.	0,14 0,07	0,12 0,02	0,03 —	0,04	Не опр.	Не опр.	0,04
С у м м а	99,10	98,29	98,36	99,03	98,92	100,0	98,86	99,64

*Примечание.* При расчете средних содержаний использованы данные о составе изверженных пород на месторождениях Жирекен, Аманан-Макит, Сорское, Айгедзор, Каратас и др.

Здесь и далее: \* номера ритмов (соответствуют рис. 3); <sup>2\*</sup> количество месторождений; <sup>3\*</sup> числитель — средние содержания (в вес. %), знаменатель — средние квадратичные отклонения.

Таблица 20

Средний химический состав (в вес. %) порфировых пород  $\delta$ -ассоциации на медно-

Окислы	Латитовый порфирит	Кварцевый диорит-порфирит			Базокварце-
	3 (1) *	1 (4)	2 (3)	3 (1)	1 (5)
SiO <sub>2</sub>	53,85	59,65	58,17	59,23	64,30
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,64	0,59	0,96	0,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,66	16,79	16,36	15,59	16,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,03	2,35	2,85	3,10	1,92
FeO	1,05	2,29	2,71	1,71	1,79
MnO	0,02	0,08	0,07	0,05	0,07
MgO	2,43	2,68	3,22	2,13	1,60
CaO	6,64	5,10	5,09	5,41	3,66
Na <sub>2</sub> O	5,59	3,60	3,72	4,31	3,94
K <sub>2</sub> O	1,89	3,41	2,84	2,73	2,96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,44	0,36	0,29	0,21
Сумма	91,04	97,03	95,98	95,46	97,06

Таблица 21

Средний химический состав интрузивных пород  $\gamma\delta$ -ассоциации на шеелитовых

Окислы	1				
	Монзонит (2)	Кварцевый диорит (3)	Гранодиорит (8)	Адамеллит (7)	Мелкозернистый гранит (4)
SiO <sub>2</sub>	51,89	59,65	66,25	69,68	73,37
	1,04	0,71	1,41	1,11	1,32
TiO <sub>2</sub>	1,40	0,74	0,52	0,37	0,19
	0,20	0,61	0,07	0,05	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,79	17,23	15,87	14,83	13,89
	0,48	0,99	0,62	0,03	0,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,36	1,64	1,36	0,82	0,71
	0,79	0,61	0,60	0,22	0,54
FeO	6,53	4,14	2,74	2,95	1,65
	0,67	1,0	0,61	0,76	0,55
MnO	0,17	0,10	0,09	0,12	0,04
	0,08	0,03	0,02	0,07	0,01
MgO	4,49	3,34	1,63	1,15	0,54
	0,69	0,79	0,38	0,49	0,22
CaO	7,26	5,63	3,45	2,43	1,51
	0,29	0,51	0,83	0,36	0,61
Na <sub>2</sub> O	3,58	3,36	3,33	3,50	3,28
	0,77	0,33	0,23	0,35	0,50
K <sub>2</sub> O	2,35	2,36	3,28	3,92	4,47
	0,64	0,26	0,60	0,68	0,71

порфировых месторождениях в пределах континентов

вый гранодиорит-порфир		Гранодиорит-порфир с вкрапленниками кварца		Адамеллит-порфир	
2 (3)	3 (1)	1 (4)	2 (2)	1 (5)	2 (2)
64,23	64,90	65,71	66,03	68,66	69,67
0,38	0,50	0,44	0,25	0,36	0,27
16,12	15,11	16,20	16,77	15,68	15,79
2,31	2,88	2,02	1,46	1,33	2,17
1,85	2,81	1,68	2,00	1,16	1,07
0,05	0,09	0,08	0,04	0,06	0,04
1,74	1,94	1,39	1,89	0,91	0,85
3,86	4,12	2,93	2,96	2,12	1,98
3,96	2,50	4,13	3,42	4,08	3,57
2,92	3,50	3,22	2,70	3,41	3,56
0,24	0,20	0,21	Не опр.	0,14	0,09
97,66	98,58	98,01	97,82	97,91	99,06

месторождениях

2		3				4
Кварцевый диорит-порфир (1)	Гранодиорит-порфир (4)	Субщелочной габбро-диабаз (1)	Монзонит-порфир (1)	Гранодиорит-порфир (2)	Гранит-порфир (1)	Диорит-порфирит (1)
58,18	65,03	46,55	52,99	65,48	71,56	53,66
	2,17			0,75		
0,59	0,54	1,55	0,89	0,48	0,30	1,08
	0,07			0,20		
16,47	15,47	16,04	16,23	16,86	14,52	16,88
	0,97			0,16		
4,14	1,32	4,10	1,14	2,30	2,40	3,12
	0,38			2,26		
4,13	2,70	5,32	5,83	1,32	0,54	5,20
	0,50			0,41		
0,15	0,07	0,13	0,09	0,03	0,05	0,16
	0,02			0,01		
2,58	1,77	5,50	5,60	1,10	0,70	5,26
	0,58			0,08		
3,76	3,79	8,82	6,60	3,56	0,56	6,14
	0,22			2,73		
3,15	3,55	3,47	3,47	4,04	3,43	2,85
	0,41			1,14		
2,83	3,22	2,28	2,34	3,76	5,00	1,65
	0,46			1,35		

Таблица 21 (окончание)

Окислы	1				
	Монзонит (2)	Кварцевый диорит (3)	Гранодиорит (8)	Адамеллит (7)	Мелкозернистый гранит (4)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,45	0,24	0,30	0,15	0,05
	0,03	0,14	0,10	0,11	0,02
Сумма	97,25	98,43	98,82	99,92	99,70

Примечание. При расчете средних содержаний использованы данные о составе изверженных пород на месторождениях: Агылкинское, Восток-2, Ингичке, Канадиен-

Таблица 22

Средний химический состав интрузивных пород γδ-ассоциации на вольфрам-молибде-

Окислы	1					2	
	Монзонит (1)	Кварцевый диорит сиенит (2)	Гранодиорит (5)	Адамеллит (4)	Гранит (3)	Спессартит (1)	Монзонит-порфир (1)
SiO <sub>2</sub>	50,78	60,51	66,01	69,75	71,85	48,67	53,46
		1,40	1,22	0,62	0,53		
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,55	0,48	0,32	0,32	1,33	0,97
		0,13	0,05	0,05	0,04		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,94	16,04	15,80	15,00	14,84	14,85	16,98
		1,51	1,05	0,54	0,69		
Be <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,46	2,37	1,59	1,12	1,05	3,17	2,95
		1,49	0,29	0,12	0,61		
FeO	2,31	3,25	2,17	1,64	1,48	7,20	4,69
		1,72	0,28	0,22	0,47		
MnO	0,10	0,12	0,07	0,05	0,05	0,06	0,07
		0,12	0,02	0,02	0,02		
MgO	3,16	2,95	1,76	1,01	0,68	9,08	5,80
		1,77	0,74	0,24	0,20		
CaO	11,24	5,06	3,62	2,38	1,62	9,94	5,67
		0,89	0,26	0,12	0,07		
Na <sub>2</sub> O	3,30	4,69	3,38	3,78	2,82	2,86	4,04
		0,19	0,07	0,55	0,73		
K <sub>2</sub> O	1,31	2,96	3,67	4,16	4,25	0,82	2,62
		0,31	0,71	0,07	0,31		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,24	0,13	0,12	0,07	He опр.	0,32
		0,10	0,05	-	0,03		
Сумма	100,36	98,74	98,68	99,33	99,03	97,98	97,57

Примечание. При расчете средних содержаний использованы данные о составе изверженных пород на месторождениях: Бугдая, Давендинское, Камаиси, Кольванское, Тырныауз, Чавата, Чорух-Дайрон, Шахтаминское и др.

Окислы	2		3				4
	Кварцевый диорит-порфир (1)	Гранодиорит-порфир (4)	Субщелочной габбро-диабаз (1)	Монзонит-порфир (1)	Гранодиорит-порфир (2)	Гранит-порфир (1)	Диорит-порфирит (1)
He опр.		0,17	0,68	0,34	0,16	0,02	He опр.
		0,08			0,10		
95,98		97,63	94,44	95,52	99,09	99,08	96,00

Тангстен, Кинг-Айленд, Койташ, Куга, Лянгар, Мурунтау, Осгуд, Пайн-Крик, Хиллгроув и др.

новых месторождениях

Окислы	2				3	1-5	
	Гранодиорит-порфир (4)	Адамеллит-порфир (4)	Гранит-порфир (2)	Лейкократовый гранит (1)	Кварцевый диорит-порфирит (1)	Лампрофир (2)	Сиенит-порфир (1)
	63,94	70,67	75,82	74,10	61,40	49,41	57,61
	1,35	1,39	0,60			0,70	
	0,52	0,31	0,10	0,17	0,63	0,76	1,04
	0,03	0,02	0,06			0,46	
	15,32	14,51	13,05	14,45	14,16	14,72	13,87
	1,19	0,79	0,90			2,36	
	1,61	1,29	0,43	0,65	4,59	3,42	2,03
	0,30	0,55	0,33			0,35	
	2,59	1,52	0,48	0,85	1,20	5,83	4,97
	0,57	0,44	0,09			3,62	
	0,06	0,04	0,02	0,06	0,10	0,11	0,05
	0,03	0,01	0,01			0,02	
	3,19	1,04	0,24	0,30	4,77	6,93	6,01
	0,41	0,53				4,83	
	3,65	2,11	1,09	1,11	4,17	11,44	3,25
	0,14	0,57	0,93			4,49	
	3,74	3,75	3,30	3,95	3,05	2,74	3,83
	0,48	0,34	0,42			1,75	
	3,21	4,27	4,54	4,70	3,51	1,35	3,44
	0,31	0,56	0,97			0,91	
	0,10	0,14	0,03	0,04	0,23	0,07	He опр.
	0,05	0,10	0,01			0,06	
97,93	99,65	99,91	100,38	97,81	96,78	96,10	

Таблица 23

Средний модальный состав фанеритовых гранитов и гранитоидов  $\gamma\delta$ -ассоциации на шеелитовых и молибденитовых месторождениях

Минералы	Кварцевый диорит	Гранодиорит		Адамеллит		Гранит
	I(3)	I(8)	II(4)	I(7)	II(3)	II(2)
Кварц	8,6	23,7	20,3	27,8	25,7	32,0
	1,2	3,4	2,6	8,0		
Плагиоклаз	59,6	45,5	44,4	39,9	33,9	36,5
	8,2	4,1	10,1	6,6		
Кали-натровый полевой шпат	1,8	16,4	23,7	23,8	28,6	25,0
Биотит	19,8	9,4	5,2	6,9	3,5	5,0
	0,4	3,2	1,9	3,4		
Амфибол	10,2	2,0	2,8	1,2	0,8	1,0
	8,5	1,4	1,3	1,0		
Пироксен	—	—	1,8	—	1,4	—
Прочие	—	3,0	1,8	0,4	6,1	0,5

*Примечание.* Римские цифры означают месторождения: I — шеелитовые, II — шеелит-молибденитовые и молибденитовые, химический состав пород приведен в табл. 21 и 22.

Как следует из приведенных данных, составы интрузивных серий с которыми ассоциируют существенно молибденовые месторождения, отличаются наиболее высоким уровнем концентраций калия и появлением наиболее кремнекислых пород в завершающих членах серии. В рудоносных ассоциациях наряду с кварцевыми диоритами появляются сиениты, а наряду с адамеллитами — граносиениты (хакасский вариант  $\gamma\delta$ -ассоциации).

Максимальные содержания калия и наибольшая сумма ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) при минимальных концентрациях кальция характерны для пород второго интрузивного ритма, а также для граносиенит-порфиров первого ритма, которые непосредственно предшествуют оруденению. Высокая сумма щелочей в граносиенит- и гранит-порфирах (Сорское), а также в некоторых порфирах на существенно медных объектах в значительной мере связана с постмагматической калишпатизацией и альбитизацией.

#### 4.2. СОСТАВ $\gamma\delta$ -АССОЦИАЦИИ

Средние химические составы интрузивных пород  $\gamma\delta$ -ассоциации, развитых на шеелитовых и молибденитовых месторождениях, приведены в табл. 21 и 22, а средние модальные составы фанеритовых гранитов и гранитоидов первого интрузивного ритма — в табл. 23. Для сравнения даны также средние составы интрузивных пород  $\gamma\delta$ -ассоциации, распространенных на оловорудных месторождениях, относящихся к гидротермальной серии  $\gamma\epsilon$ -ассоциации (табл. 24).

Таблица 24

Средний химический состав фанеритовых интрузивных пород  $\gamma\delta$ -ассоциации на оловорудных месторождениях

Окислы	Габбро-диорит (2)	Кварцевый диорит (6)	Гранодиорит (12)	Адамеллит (8)	Гранит (1)
SiO <sub>2</sub>	<u>54,34</u> 0,63	<u>59,34</u> 1,33	<u>65,12</u> 1,12	<u>69,08</u> 0,74	72,55
TiO <sub>2</sub>	<u>0,89</u> 0,02	<u>0,73</u> 0,16	<u>0,56</u> 0,10	<u>0,35</u> 0,12	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>15,19</u> 2,59	<u>16,21</u> 1,31	<u>15,90</u> 0,64	<u>15,25</u> 0,68	13,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>1,64</u> 0,60	<u>2,20</u> 1,18	<u>1,14</u> 0,70	<u>0,49</u> 0,23	0,49
FeO	<u>7,30</u> 0,89	<u>5,35</u> 1,07	<u>3,50</u> 0,66	<u>2,37</u> 0,78	2,34
MnO	<u>0,23</u> 0,06	<u>0,14</u> 0,02	<u>0,06</u> 0,03	<u>0,13</u> 0,04	0,07
MgO	<u>5,29</u> 0,10	<u>2,87</u> 1,47	<u>2,04</u> 0,83	<u>1,02</u> 0,61	1,21
CaO	<u>7,39</u> 1,33	<u>5,18</u> 1,05	<u>3,32</u> 0,84	<u>2,47</u> 0,78	1,83
Na <sub>2</sub> O	<u>2,87</u> 0,11	<u>2,99</u> 0,75	<u>3,16</u> 0,47	<u>3,29</u> 1,12	2,46
K <sub>2</sub> O	<u>2,28</u> 1,39	<u>3,36</u> 0,98	<u>3,65</u> 1,28	<u>3,96</u> 1,21	4,71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<u>0,30</u> 0,05	<u>0,19</u> 0,12	<u>0,17</u> 0,11	<u>0,17</u> 0,11	0,17
С у м м а	97,72	98,56	98,62	98,58	99,64

*Примечание.* При расчете средних использованы данные о составе изверженных пород  $\gamma\delta$ -ассоциации на оловорудных месторождениях Приморья и Северо-Востока СССР, Боливии, Тасмании и других районов.

Как следует из приведенных материалов, валовые составы гранитоидов  $\gamma\delta$ -ассоциации на всех месторождениях близки к породам  $\delta$ -ассоциации, которые сопровождаются существенно молибденовым оруденением. Минимальные концентрации калия характерны для гранитоидов повышенной основности, развитых на шеелитовых месторождениях. Гранитоиды на молибденовых и оловорудных месторождениях незначительно, но систематически обогащены калием. Намечается не очень четко выраженная тенденция к обогащению калием порфирировых пород поздних интрузивных ритмов.

Гранитоиды и граниты  $\gamma\delta$ -ассоциации, развитые на шеелитовых и оловорудных месторождениях, характеризуются более низким отношением  $Fe_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO)$ , чем интрузивные породы  $\gamma\delta$ - и  $\delta$ -ассоциаций на молибденовых месторождениях. Это, вероятно, обусловлено обогащением

гранитоидов и гранитов, развитых на молибденовых месторождениях, магнетитом. Гранитоиды  $\gamma\delta$ -ассоциации на шеелитовых и оловорудных месторождениях содержат значительно больше биотита (см. табл. 23, 24). Существенно слюдястый состав цветных минералов указывает на близость этих пород к высокоглиноземистым гранитам, по Э.П. Изоху [80].

Наибольшее количество анализов пород первого интрузивного ритма  $\delta$ - и  $\gamma\delta$ -ассоциаций приходится на гранодиориты и адамеллиты (см. табл. 19, 21, 22, 24), что подчеркивает непрерывность интрузивных ритмов, свойственную обеим магматическим ассоциациям.

Таблица 25

Средний химический состав интрузивных пород  $\gamma$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций на молибдено-

Окислы	$\gamma$ -ассоциация		$\gamma\epsilon$ -ассоциация		
	Крупно- и среднезернистый порфировидный адамеллит (3)	Крупно- и среднезернистый порфировидный гранит (9)	1а	1б	
			Гранит-порфир (7)	Крупнозернистый лейкогранит и микроклин-аляскит (15)	Мелкозернистый гранит (6)
SiO <sub>2</sub>	70,56	72,34	73,90	74,20	75,52
	0,36	0,47	1,12	0,45	1,21
TiO <sub>2</sub>	0,32	0,27	0,16	0,14	0,13
	0,11	0,14	0,07	0,01	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,05	14,36	12,85	13,79	13,37
	0,63	0,48	0,59	0,70	0,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,90	0,91	1,54	0,94	0,46
	0,53	0,44	0,83	0,30	0,31
FeO	2,04	1,42	0,92	1,04	0,62
	1,46	0,46	0,88	0,27	0,31
MnO	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04
	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
MgO	0,58	0,52	0,45	0,33	0,26
	0,26	0,30	0,33	0,03	0,10
CaO	1,56	1,33	0,98	0,98	0,74
	0,30	0,46	0,69	0,04	0,37
Na <sub>2</sub> O	3,89	3,39	3,77	3,66	3,53
	0,15	0,51	0,52	0,16	1,21
K <sub>2</sub> O	4,39	4,31	4,38	4,42	4,99
	0,15	0,46	0,90	0,80	0,53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,21	0,13	0,08	0,07
	0,03	0,11	0,08	0,04	0,03
Сумма	99,57	99,11	99,12	99,62	99,73

Примечание. При расчете средних содержаний использованы данные о составе изверженных пород на месторождениях Кавказа, Урала, Центрального Казахстана, Забайкалья, Кордильер Северной Америки и других регионов.

Для шеелитовых месторождений характерны незавершенные интрузивные серии. Породы, содержащие более 71% SiO<sub>2</sub>, представлены только мелкозернистыми жильными гранитами, залегающими среди гранодиоритов и адамеллитов первого ритма, и дайками гранит-порфиров, которые на некоторых месторождениях заканчивают третий ритм. Такие же незавершенные серии  $\gamma\delta$ -ассоциации преобладают и на оловорудных месторождениях. Граниты появляются в них лишь в редких случаях; примером могут служить ранние "монцограниты" Комсомольского района в Приамурье [84].

На молибденовых месторождениях завершенные серии  $\gamma\delta$ -ассоциации встречаются значительно чаще, особенно в наиболее продуктивном втором

вых и вольфрам-молибденовых месторождениях

Окислы	$\gamma\epsilon$ -ассоциация					
	2а		2б			
	Керсантит (2)	Монзонит-порфир (1)	Адамеллит-порфир (3)	Среднезернистый лейкогранит и микроклин-аляскит (13)	Мелкозернистый гранит (8)	Мелкозернистый гранит, вмещающий Мо-трубы (6)
SiO <sub>2</sub>	45,93	54,70	70,68	75,36	76,12	76,24
	0,93	0,93	1,54	0,54	0,78	0,84
TiO <sub>2</sub>	1,98	1,26	0,21	0,15	0,10	0,15
	0,56	0,56	0,11	0,08	0,05	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,44	19,04	15,36	13,13	12,91	13,15
	2,23	2,23	4,56	0,54	0,74	0,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,16	4,27	1,60	0,84	0,79	0,63
	1,09	1,09	0,66	0,42	0,31	0,38
FeO	4,53	2,48	1,20	0,79	0,63	0,53
	0,85	0,85	0,66	0,35	0,52	0,22
MnO	0,24	0,24	0,04	0,05	0,02	0,04
	0,16	0,14	0,02	0,02	0,01	0,02
MgO	7,15	3,46	0,94	0,22	0,22	0,21
	0,37	0,37	0,54	0,10	0,11	0,11
CaO	6,50	2,74	1,29	0,73	0,84	0,55
	0,38	0,38	0,36	0,37	0,18	0,27
Na <sub>2</sub> O	3,66	4,59	3,12	3,62	3,65	3,26
	0,20	0,20	0,28	0,90	0,51	1,21
K <sub>2</sub> O	2,66	5,40	4,41	4,74	4,37	4,14
	0,37	0,37	1,21	1,21	0,51	0,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,78	0,78	0,03	0,03	0,08	0,03
	0,45	He опр.	He опр.	0,01	0,03	0,01
Сумма	97,03	98,08	99,35	99,66	99,73	98,93

Таблица 26

Средний химический состав интрузивных пород  $\gamma$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций на оловоруд-

Окислы	$\gamma$ -ассоциация			$\gamma\epsilon$ -ассоциация	
	Крупно- и среднезернистый порфировидный адамеллит (4)	Крупно- и среднезернистый порфировидный гранит (28)	Мелкозернистый гранит (6)	1а	
				Субщелочной габбро-диабаз (2)	Монзонит-порфир (3)
SiO <sub>2</sub>	70,43	71,84	74,74	48,10	52,95
	0,42	0,79	0,33	1,47	0,59
TiO <sub>2</sub>	0,32	0,27	0,08	0,90	0,89
	0,16	0,10	0,03	0,11	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,95	14,29	13,31	13,84	14,59
	0,41	0,48	1,09	1,76	1,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,61	0,67	0,44	1,76	1,45
	0,11	0,56	0,20	0,01	1,22
FeO	2,20	1,77	0,91	6,90	5,58
	0,28	1,11	0,40	0,83	0,97
MnO	0,04	0,06	0,04	0,28	0,17
	0,01	0,03	0,02	0,25	0,08
MgO	0,63	0,54	0,24	9,36	5,09
	0,17	0,40	0,17	3,50	1,89
CaO	1,60	1,46	0,78	7,78	5,85
	0,49	0,56	0,36	1,06	1,19
Na <sub>2</sub> O	3,53	3,36	3,42	2,40	3,04
	0,50	1,02	0,70	0,16	0,92
K <sub>2</sub> O	4,39	4,53	4,43	1,43	3,03
	0,43	1,31	0,75	0,46	1,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,18	0,15	0,24	0,25
	0,05	0,08	0,08	0,11	0,19
С у м м а	98,80	98,97	98,54	92,99	93,16

Примечание. При расчете средних содержаний использованы данные о составе изверженных пород на месторождениях Забайкалья, Приморья, Северо-Востока СССР, Коргоулла, Рудных гор, Японии, Монголии, Боливии, Тасмании и других оловорудных провинций земного шара; состав онгонита — по [94]; Аб — альбит, Ми — микроклин.

ных и вольфрам-оловорудных месторождениях

Окислы	$\gamma\epsilon$ -ассоциация				
	Кварцевый диорит-порфирит (5)	Грано-диорит-порфир — кварцевый сиенит-порфир (4)	1а		1б
			Гранит-порфир		
			SiO <sub>2</sub> < 74% (5)	SiO <sub>2</sub> > 74% (8)	
	61,75	66,40	72,15	75,20	74,85
	1,74	1,61	1,51	1,18	1,04
	0,58	0,43	0,26	0,11	0,13
	0,12	0,09	0,18	0,04	0,05
	15,67	15,19	14,60	13,49	13,36
	1,01	0,84	0,70	0,98	0,72
	1,59	0,88	0,77	1,02	0,52
	0,42	0,44	0,32	0,86	0,39
	5,58	2,65	1,82	0,84	1,18
	2,06	0,94	1,07	0,54	0,51
	0,11	0,07	0,06	0,05	0,04
	0,01	0,05	0,02	0,02	0,01
	2,48	0,96	0,59	0,22	0,25
	1,10	0,32	0,40	0,11	0,12
	3,57	2,03	0,98	0,24	0,77
	0,61	0,54	0,73	0,12	0,34
	3,30	3,72	3,48	2,85	3,39
	1,20	0,66	1,10	0,74	1,05
	2,89	4,88	4,02	4,96	4,61
	0,85	1,23	0,88	0,27	0,51
	0,25	0,32	0,06	0,05	0,07
	0,05	0,21	0,05	0,01	0,02
	97,77	97,53	98,79	99,03	99,17
					99,04
					75,18
					0,11
					13,13
					0,60
					1,00
					0,06
					0,20
					0,68
					3,38
					4,58
					0,12

Таблица 26 (окончание)

Окислы	γε-ассоциация						
	2а					Гранит-порфир	
	Субщелочной габбро-диабаз (4)	Монзонит-порфир (4)	Лампрофир (1)	Граносиенит-порфир (1)	SiO <sub>2</sub> < 74% (4)	SiO <sub>2</sub> > 74% (8)	
SiO <sub>2</sub>	47,19	52,87	55,9	69,20	72,14	74,58	
	1,67	1,77			0,72	0,63	
TiO <sub>2</sub>	2,32	1,93	1,26	0,34	0,19	0,11	
	1,08	0,53			0,07		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,98	16,57	15,09	13,18	13,98	13,10	
	1,35	0,93			0,99	0,53	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,20	3,56	1,18	0,56	1,04	0,46	
	2,03	1,51			0,84	0,27	
FeO	6,84	5,71	5,20	3,92	1,73	1,15	
	1,19	1,92			0,82	0,55	
MnO	0,11	0,08	0,12	0,04	0,03	0,04	
	0,05	0,05			0,01	0,02	
MgO	5,88	3,36	3,28	0,65	0,42	0,25	
	0,89	1,31			0,08	0,17	
CaO	8,57	5,02	5,41	1,70	0,99	0,69	
	1,62	1,32			0,62	0,39	
Na <sub>2</sub> O	2,69	3,57	2,90	2,90	2,67	3,64	
	0,49	0,65			1,12	0,70	
K <sub>2</sub> O	1,73	2,73	3,46	5,82	5,83	4,35	
	0,44	0,30			0,68	0,30	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,63	0,59	0,36	0,11	0,17	0,04	
	0,08	0,40			0,11	0,02	
С у м а	95,04	95,99	94,16	98,43	99,19	98,41	

ритме, который почти всегда заканчивается гранит-порфирами. Наиболее завершенные интрузивные серии типичны и для молибденовых месторождений γ-ассоциации. Однако всегда среди изверженных пород δ- и γδ-ассоциаций по объему преобладают гранитоиды повышенной основности.

#### 4.3. СОСТАВ γ-АССОЦИАЦИИ

Граниты γ-ассоциации, будучи безрудными, широко распространены в пределах редкометалльных рудных полей и на месторождениях, связанных как с более ранней γδ-ассоциацией, так и с более поздней γε-ассоциацией. Граниты γ-ассоциации представлены весьма однородной группой пород

Окислы	γε-ассоциация						
	2б			3	4	5	
	Онгонит (1)	Альбит-аляскит			Диорит-порфирит — монзонит-порфир (3)	Диорит-порфирит (2)	Габбро-диабаз (10)
Ab > Mu (4)		Ab > Mu (5)	Ab ≈ Mu (8)				
SiO <sub>2</sub>	70,78	72,14	72,54	75,07	53,77	53,65	46,49
		1,04	0,98	0,59	2,70	1,16	2,15
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,03	0,06	0,04	1,01	0,79	1,11
		0,01	0,02	0,02	0,18	0,07	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,78	15,67	15,64	13,58	15,64	14,93	16,55
		1,17	1,14	0,45	1,49	0,43	1,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,27	0,23	0,43	0,30	1,51	1,18	3,78
		0,11	0,31	0,18	0,28	0,93	2,49
FeO	0,26	0,50	0,59	0,78	5,86	5,85	6,02
		0,26	0,29	0,33	0,44	0,39	1,84
MnO	0,18	0,08	0,08	0,05	0,13	0,10	0,35
		0,03	0,03	0,03	0,04	0,07	0,29
MgO	0,20	0,21	0,23	0,18	4,94	5,14	5,87
		0,11	0,13	0,08	1,57	0,81	1,74
CaO	0,34	0,48	0,63	0,50	6,18	6,00	8,53
		0,24	0,31	0,15	3,07	1,31	2,44
Na <sub>2</sub> O	5,24	5,94	4,03	3,88	3,45	2,13	2,52
		1,12	1,21	0,77	1,83	0,79	1,00
K <sub>2</sub> O	3,31	3,12	4,11	4,34	1,52	2,88	1,52
		0,84	1,11	0,50	0,16	0,97	1,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,05	0,33	0,10	0,29	0,38	0,32
		0,02	0,11	0,07	0,20	0,38	0,18
С у м а	96,52	98,45	98,67	98,82	94,31	93,03	93,06

содержащих не более 72,5% SiO<sub>2</sub>, обычно 71–72% (табл. 25 – 28). Содержание кремнекислоты, достигающие 74–75%, отмечаются только в лейкократовых дополнительных интрузивах и жильных гранитах.

Крупнозернистые граниты главной интрузивной фазы обычно имеют порфировидную структуру, обусловленную широким развитием порфиро-бластических мегакристаллов калиевого полевого шпата. В гранитах содержится довольно много биотита (табл. 29, 30), а в адамеллитах появляется небольшое количество амфибола. Для оловорудных провинций характерны двуслюдяные разности (табл. 30). Особенно богаты мусковитом лейкократовые средне- и мелкозернистые граниты дополнительных интрузий. Типоморфными минералами гранитов, обогащенных слюдами, явля-

Таблица 27

Средний химический состав интрузивных пород  $\gamma$ -ассоциации на гидротермальных

Оксиды	1а		1б			2а	
	Гранит-порфир (1)	Амфибол-биотитовый граносиенит (1)	Амфибол-биотитовый гранит (3)	Эгирин-рибекитовый гранит		Монцонит-порфир (1)	Сиенит-порфир (2)
				$ab \geq mi$ (5)	$ab > mi$ (4)		
SiO <sub>2</sub>	75,24	70,46	71,16	74,01	73,48	53,07	57,20
			0,62	0,69	1,74		0,46
			0,41	0,06	0,13	1,33	0,92
TiO <sub>2</sub>	0,24	0,14	0,04	0,02	0,04		0,71
			14,27	13,70	11,01	15,29	16,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,34	16,10	1,09	1,71	0,71		0,07
			1,04	1,19	2,34	3,33	3,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,14	1,30	0,59	0,66	1,89		1,20
			2,14	0,69	2,36	6,55	2,73
FeO	0,68	0,63	1,36	0,44	0,86		0,79
			0,05	0,04	0,04	0,10	0,12
MnO	He опр.	0,03		0,02	0,01		
			0,49	0,31	0,21	3,49	1,46
MgO	0,17	0,10	0,28	0,21	0,11		1,15
			1,05	0,42	0,28	5,11	3,12
CaO	0,62	0,59	0,57	0,31	0,23		0,95
			3,56	5,07	4,56	5,41	5,74
Na <sub>2</sub> O	3,99	5,50	1,61	1,02	0,11		0,82
			4,29	3,94	4,04	2,44	4,94
K <sub>2</sub> O	4,80	5,83	0,12	1,21	0,55		2,98
			0,12		0,04	0,31	0,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	He опр.	0,02		He опр.			
			0,10	0,01			
Сумма	99,22	100,00	98,44	99,44	98,49	96,44	96,36

Примечание. При расчете средних содержаний использованы данные о составе изверженных пород на месторождениях Советского Союза и Северной Америки.

ются гранат, кордиерит, иногда силлиманит. Эти минералы в небольшом количестве постоянно встречаются в гранитах первого ритма в колымском, рудногорском и близких к ним вариантах  $\gamma$ -ассоциации, что послужило основанием для выделения класса высокоглиноземистых гранитов, свойственных оловорудным провинциям [80].

Гранитам  $\gamma$ -ассоциации никогда непосредственно не предшествуют базитовые внедрения, и эти граниты не сопровождаются базитовыми дайками. Кроме гранитов, в состав ассоциации входят только адамеллиты.

месторождениях бериллия, ниобия и вольфрама

Оксиды	2а		2б			3						
	Граносиенит-порфир (1)	Микроклин-аляскит	Субщелочной габбро-диабаз (3)	Лампрофир (1)	Монцонит-порфир (1)	Кварцевый сиенит-порфир (2)	Микроклин-аляскит		Субщелочной габбро-диабаз (3)	Лампрофир (1)	Монцонит-порфир (1)	Кварцевый сиенит-порфир (2)
							крупнозернистый (7)	среднезернистый (8)				
SiO <sub>2</sub>	71,00	74,28	75,27	75,66	47,77	51,72	55,0	62,54				
		0,79	1,03	0,82	1,21			1,49				
		0,21	0,13	0,11	1,69	0,94	0,66	0,38				
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,08	0,03	0,06	0,41	0,94	0,66	0,05				
		0,08	0,03	0,06	0,41	0,94	0,66	0,05				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,52	12,82	12,21	12,66	16,76	18,44	16,18	16,88				
		0,61	0,60	1,36	0,78	18,44	16,18	0,22				
		1,14	0,98	0,78	3,62	3,24	3,54	2,06				
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,96	0,41	0,51	0,34	1,92	3,24	3,54	0,41				
		0,99	1,11	0,79	7,26	5,09	4,92	3,25				
FeO	0,79	0,58	0,65	0,40	1,18	5,09	4,92	0,03				
		0,04	0,04	0,03	0,19	0,26	0,20	0,15				
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,26	0,20	0,01				
		0,33	0,13	0,22	4,76	3,58	4,80	1,41				
MgO	0,12	0,19	0,05	0,11	0,86	3,58	4,80	0,10				
		1,00	0,82	0,65	7,00	6,36	5,67	3,50				
CaO	0,69	0,48	0,33	0,37	1,96	6,36	5,67	0,61				
		3,87	3,59	3,78	3,97	3,20	2,90	3,78				
Na <sub>2</sub> O	4,82	0,41	0,62	1,02	1,06	3,20	2,90	0,87				
		4,41	4,75	4,73	2,05	1,95	1,50	3,20				
K <sub>2</sub> O	4,56	0,76	0,42	1,21	0,61	1,95	1,50	0,71				
		0,04	0,02	0,02	0,56	0,34	0,43	0,34				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,04	0,01	0,01	0,18	0,34	0,43	0,08				
Сумма	97,89	99,13	99,05	99,43	95,63	95,12	95,80	97,49				

4.4. СОСТАВ  $\gamma$ -АССОЦИИИ

Изверженные породы позднеорогенной  $\gamma$ -ассоциации, развитые в пределах редкометальных месторождений и рудных полей, существенно отличаются от пород  $\delta$ - и  $\gamma\delta$ -ассоциаций прежде всего тем, что в них по объему резко преобладают кремнекислые разновидности риолитов, гранитов, гранит-порфиров. Кремнекислые породы либо слагают неполные ритмы, лишенные начальных членов, либо входят в состав контрастных ритмов, которые начи-

Таблица 28

Средний химический состав (вес. %) завершающих членов наиболее полных интрузивных ритмов на гидротермальных редкометалльных месторождениях

Окислы	$\delta-1^*$		$\gamma\delta-1$		$\gamma-1$		
	(Mo)-Cu <sup>3*</sup>	Mo-(Cu)	Sn-W	W <sup>S</sup>	Mo	Mo-W	Sn-W
SiO <sub>2</sub>	68,66	70,98	69,08	69,68	71,85	72,34	71,84
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,15	0,35	0,37	0,32	0,27	0,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,68	15,91	15,25	14,83	14,84	14,36	14,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,33	1,35	0,49	0,82	1,05	0,91	0,67
FeO	1,16	0,45	2,37	2,95	1,48	1,42	1,77
MnO	0,06	0,01	0,13	0,12	0,05	0,05	0,06
MgO	0,91	0,42	1,02	1,15	0,68	0,52	0,54
CaO	2,12	0,93	2,47	2,43	1,62	1,33	1,64
Na <sub>2</sub> O	4,08	4,93	3,29	3,50	2,82	3,39	3,36
K <sub>2</sub> O	3,41	3,75	3,96	3,92	4,25	4,31	4,53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,04	0,17	0,15	He опр.	0,21	0,18
Тип месторождений	(Mo)-Cu <sup>3*</sup>	Mo-(Cu)	Sn-W	W <sup>S</sup>	Mo	Mo-W	Sn-W

\* Магматические ассоциации и ритмы.

2\* Цифры в скобках — состав мелкозернистых жильных гранитов.

3\* Подчеркнуты символы оруденения, которое развивается непосредственно после данного интрузивного ритма.

Таблица 28 (окончание)

Окислы	$\delta-2a$		$\gamma\delta-2a$		$\gamma\epsilon-2a$		
	(Mo)-Cu	Mo-(Cu)	W <sup>S</sup>	W <sup>S</sup> -Mo	Mo-W	Sn-W	Be-W
SiO <sub>2</sub>	69,67	71,66	65,03	75,82	70,68	74,58	71,00
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,14	0,54	0,10	0,21	0,11	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,79	16,07	15,47	13,05	15,86	13,10	14,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,17	1,38	1,32	0,43	1,60	0,46	0,96
FeO	1,07	0,34	2,70	0,48	1,20	1,15	0,79
MnO	0,04	0,01	0,07	0,02	0,04	0,04	0,01
MgO	0,85	0,43	1,77	0,24	0,94	0,25	0,12
CaO	1,98	0,79	3,79	1,09	1,29	0,69	0,69
Na <sub>2</sub> O	3,57	4,96	3,55	3,30	3,12	3,64	4,82
K <sub>2</sub> O	3,56	4,12	3,22	4,54	4,41	4,35	4,56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,04	0,17	0,03	0,04	0,04	0,20
Тип месторождений	(Mo)-Cu	Mo-(Cu)	W <sup>S</sup>	W <sup>S</sup> -Mo	Mo-W	Sn-W	Be-W

наются с габбро (базальтов) и сиенитов (трахитов), а заканчиваются гранитами (риолитами).

Эффузивы обычно представлены предельными по содержанию кремнекислоты риолитами. Среди даек и малых порфировых интрузивов, начинающих первый фациальный цикл на месторождениях молибдена, бериллия и тантала-ниобия преобладают гранит-порфиры, близкие к риолитам вулканических серий. На оловорудных месторождениях к первому ритму отнесено довольно много даек, мелких штоков и силлов, сложенных породами повышенной основности, которые образуют относительно непрерывный ритм (см. табл. 26). Как уже отмечалось, возрастная позиция этих пород

Зивных ритмов на гидротермальных редкометалльных месторождениях

$\gamma\epsilon-1a$			$\gamma\epsilon-1b$			$\tau-1$	
73,90	75,20	75,24	74,20 (76,24) <sup>2*</sup>	74,85 (75,18)	73,48	69,34	75,02
0,16	0,11	0,24	0,14 (0,15)	0,13 (0,11)	0,13	0,39	0,12
12,85	13,49	12,34	13,79 (13,15)	13,36 (13,13)	11,01	13,91	11,56
1,54	1,02	1,14	0,94 (0,63)	0,52 (0,60)	2,34	2,07	1,53
0,92	0,84	0,68	1,04 (0,53)	1,18 (1,00)	2,36	2,79	1,11
0,04	0,05	He опр	0,04 (0,04)	0,04 (0,06)	0,04	0,05	0,05
0,45	0,22	0,17	0,33 (0,21)	0,25 (0,20)	0,21	0,37	0,21
0,98	0,24	0,62	0,98 (0,55)	0,77 (0,68)	0,28	1,26	0,50
3,77	2,85	3,99	3,66 (3,26)	3,39 (3,38)	4,56	2,74	4,84
4,38	4,96	4,80	4,42 (4,14)	4,61 (4,58)	4,04	5,88	4,34
0,13	0,05		0,08 (0,03)	0,07 (0,12)	0,04	He опр.	0,02
Mo	Sn	Be	Mo-W	Sn-W	TaNb <sup>kl</sup> -Be-W	Sn	Ta-Nb

$\delta-2b$	$\gamma\delta-2b$	$\gamma\epsilon-2b$		$\tau-2b$		
74,22 (75,34)	74,10	75,36 (76,12)	75,07	74,28 (75,66)	74,95 (74,48)	75,49
0,26 (0,18)	0,17	0,15 (0,10)	0,04	0,21 (0,11)	0,19 (0,05)	0,12
13,42 (12,74)	14,45	13,13 (12,91)	13,58	12,82 (12,66)	12,45 (12,22)	12,62
1,08 (0,57)	0,65	0,84 (0,79)	0,30	1,14 (0,78)	1,05 (2,48)	0,62
1,10 (1,70)	0,85	0,79 (0,63)	0,78	0,99 (0,79)	1,73 (1,23)	1,02
0,05 (0,04)	0,06	0,05 (0,02)	0,05	0,04 (0,03)	0,04 (0,02)	0,02
0,60 (0,38)	0,30	0,22 (0,22)	0,18	0,33 (0,22)	0,22 (0,07)	0,16
1,69 (0,75)	1,11	0,73 (0,84)	0,50	1,00 (0,65)	0,72 (0,64)	0,54
3,79 (3,92)	3,95	3,62 (3,65)	3,88	3,87 (3,78)	2,66 (3,16)	4,18
3,37 (4,06)	4,70	4,74 (4,37)	4,34	4,41 (4,73)	4,94 (4,63)	4,63
0,08 (0,07)	0,04	0,03 (0,08)	0,10	0,04 (0,02)	He опр.	0,03
Cu-Mo	Mo	Mo-W	TaNb <sup>t-kl</sup> -Nb <sup>kl-pr</sup> -Be	Sn	TaNb <sup>kl</sup>	

на многих участках остается неопределенной, и не исключено, что часть из них принадлежит  $\gamma\delta$ -ассоциации.

Интрузивные ритмы первого фациального цикла на молибденовых и оловорудных месторождениях заканчиваются лейкократовыми двуполовошпатовыми гранитами и существенно микроклиновыми аласкитами (табл. 29, 31), содержащими 74–75% SiO<sub>2</sub> (см. табл. 25, 26). На участках с тантало-ниобиевыми и некоторыми типами бериллиевого оруденения развиты агпаитовые эгирин-рибекитовые граниты, которым предшествуют граносиениты и сиениты.

Таблица 29

Средний модальный состав адамеллитов и гранитов  $\gamma$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций на

Минералы	$\gamma$ -ассоциация		$\gamma\epsilon$ -ассоциация	
			1	
	Крупно- и среднезернистый порфировидный адамеллит (3)	Крупно- и среднезернистый порфировидный гранит (8)	Крупнозернистый лейкогранит (6)	Крупнозернистый микроклин-аляскит (6)
Кварц	28,0	32,8	30,7	32,4
	3,5	10,0	5,7	6,2
Плагиоклаз	35,6	30,2	31,7	17,8
	5,9	5,5	9,5	5,8
Кали-натровый полевой шпат	26,7	21,7	34,1	45,4
	7,1	5,9	12,2	15,8
Биотит	5,3	4,5	3,4	2,9
	1,8	1,9	1,3	1,7
Прочие	4,4	0,8	0,1	1,5

Примечание. Химический состав пород приведен в табл. 25.

Таблица 30

Средний модальный состав адамеллитов и гранитов  $\gamma$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций на оловорудных и вольфрам-оловорудных месторождениях

Минералы	$\gamma$ -ассоциация		$\gamma\epsilon$ -ассоциация				
			1		2		
	Крупнозернистый порфировидный адамеллит (1)	Крупно- и среднезернистый порфировидный гранит (16)	Крупно- и среднезернистый лейкократовый гранит (11)	Крупно- и среднезернистый микроклин-аляскит (17)	альбит-аляскит		
$Ab > Mu$ (3)					$Ab > Mu$ (3)	$Ab \approx Mu$ (5)	
Кварц	29,0	32,6	33,5	35,0	26,6	30,1	34,1
		9,3	4,7	4,8	8,7	7,6	8,1
Плагиоклаз	33,0	27,1	28,6	16,6	47,2	36,3	28,9
		5,8	12,5	7,6	9,6	10,7	6,9
Кали-натровый полевой шпат	31,4	31,3	31,1	44,3	14,9	25,4	30,5
		7,7	3,2	7,6	5,2	7,1	3,1
Биотит	6,0	5,2	5,8	2,3			2,1
		2,6	2,3	1,4			1,3
Мусковит		3,4			9,9	6,0	1,8
		3,2			5,3	2,3	1,3
Прочие	0,6	0,4	1,0	1,8	1,4	2,2	2,6

Примечание. Химический состав пород приведен в табл. 26.

молибденовых месторождениях

Минералы	$\gamma\epsilon$ -ассоциация				
	1	2			
	Мелкозернистый гранит (5)	Среднезернистый лейкогранит (8)	Среднезернистый микроклин-аляскит (3)	Мелкозернистый аляскит (6)	Мелкозернистый гранит, вмещающий Мо-трубы (5)
Кварц	35,4	33,6	36,0	36,9	35,9
	2,3	9,4	4,9	3,8	1,7
Плагиоклаз	26,0	30,4	17,0	19,0	29,8
	3,8	5,7	9,1	6,7	4,3
Кали-натровый полевой шпат	36,2	32,6	45,0	41,9	31,9
	3,1	5,6	6,6	6,2	6,2
Биотит	1,3	1,6	0,3	1,2	1,9
	1,2	0,9		0,7	0,9
Прочие	1,3	1,8	3,1	1,0	0,5

Таблица 31

Модальный состав граносиенитов и гранитов  $\gamma\epsilon$ -ассоциации на месторождениях ниобия, бериллия и вольфрама

Минералы	Граносиенит (1)	Эгирин-рибекитовый гранит	Микроклин-аляскит	
			Крупнозернистый (7)	Мелкозернистый (8)
Кварц	16,5	28,0	37,1	34,4
		3,0	4,1	2,8
Плагиоклаз	23,9	40,0	12,2	13,2
		12,0	5,8	7,6
Кали-натровый полевой шпат	48,9	24,3	48,1	50,2
		5,1	5,7	7,8
Биотит, мусковит	5,4	1,3	1,9	1,9
			1,5	1,1
Амфибол	0,5	2,0	—	—
Эгирин	—	1,2	—	—
Прочие	4,8	0,2	0,7	0,3

Примечание. Химический состав пород приведен в табл. 27.

Среди даек, начинающих второй фазиальный цикл, преобладают породы повышенной основности и щелочности (табл. 25–27). Поздние члены завершенных ритмов представлены адамеллит-, граносиенит- и гранит-порфирами, которые, в целом, содержат  $\text{SiO}_2$  меньше, чем завершающие члены первого интрузивного ритма (см. табл. 28). Полнокристаллические породы второго ритма на молибденовых месторождениях представлены среднезернистыми микроклин-аляскитами, которые отличаются от аляскитов первого ритма несколько большей кремнекислотностью и слегка пониженной глиноземистостью (см. табл. 25). На месторождениях тантала-ниобия (колумбит-пирохлоровый тип), а также на некоторых месторождениях берилитов второй ритм завершается микроклин-аляскитами, которые характеризуются пониженным содержанием алюминия и заметно обогащены натрием, что приводит к значительному увеличению коэффициента агпаитности. На оловорудных месторождениях второй интрузивный ритм заканчивается плюмазитовыми альбит-аляскитами, в которых плагиоклаз представлен альбитом первых номеров, а калиевый полевой шпат — амазонитом. Количественные соотношения между альбитом и кали-натровым полевым шпатом варьируют от 3:1 до 1:1.

Главное различие между лейкогранитами и микроклин-аляскитами  $\gamma$ -ассоциации заключается в модальном соотношении между полевыми шпатами. Если в лейкогранитах модальное отношение плагиоклаз — кали-натровый шпат примерно равно 1, то в микроклин-аляскитах содержание кали-натрового полевого шпата в 2–3 раза выше. Аляскиты также несколько обогащены кварцем и обеднены биотитом. По валовому химическому составу породы обоих минеральных типов близки (табл. 32). Сходство валовых составов лейкогранитов и микроклин-аляскитов указывает на то, что составы кали-натрового полевого шпата в них должны быть различными. Прямые наблюдения подтверждают этот вывод. Так, по данным [183], кали-натровый полевой шпат в однополевошпатовых аляскитах Центрального Казахстана содержит примерно в два раза больше натрия, чем этот же минерал в двуполевошпатовых лейкократовых гранитах.

Природа альбит-аляскитов и эгирин-рибекитовых гранитов до сих пор служит предметом дискуссий. С одной стороны, эти породы обладают отчетливыми признаками, указывающими на их интенсивное метасоматическое преобразование и перекристаллизацию. С другой — они образуют обособленные интрузивные тела и имеют закаленные аналоги в виде онгонитов, пантеллеритов и комендитов, что указывает на связь этих пород со специфическими магматическими расплавами. Довольно широкие вариации содержания альбита и связанные с этим изменения концентраций  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  (см. табл. 26, 30), часто в пределах одного интрузивного тела, свидетельствуют, что процессы перекристаллизации и замещения в альбит-аляскитах не всегда происходят в изохимических условиях. К составу расплава, вероятно, ближе всего подходят породы с максимальной кремнекислотностью, достигающей 74–75%, а породы с меньшим содержанием  $\text{SiO}_2$ , скорее всего, подверглись альбитизации с привнесением натрия и частичным выносом кремнезема. Максимальная альбитизация характерна для апикальных частей интрузивных массивов, которые чаще всего и выходят на дневную поверхность. Учитывая существование онгонитов с относительно низким содержанием  $\text{SiO}_2$  и большим количеством  $\text{Na}_2\text{O}$ , нельзя исключать и возможность отделения богатых натрием расплавов еще на магматической стадии.

Интересно отметить, что дайки гранит-порфиров в оловорудной провинции Корнуолла (элваны), которые занимают примерно такое же положение

Таблица 32

Средний модальный (объемн.%) и валовый химический (вес.%) составы лейкогранитовых гранитов и микроклин-аляскитовых первого и второго интрузивных ритмов

Минералы и окислы	Оловорудные месторождения		Молибденовые месторождения			
	лейкограниты (11)	аляскиты (17)	крупнозернистые		среднезернистые	
			лейкограниты (6)	аляскиты (6)	лейкограниты (8)	аляскиты (3)
Кварц	33,5	35,0	30,7	32,4	33,6	36,0
	4,7	4,8	5,7	6,2	9,4	4,9
Плагиоклаз	28,6	16,6	31,7	17,8	30,4	17,0
	12,5	7,6	9,5	5,8	5,7	9,1
Кали-натровый полевой шпат	31,1	44,3	34,1	45,4	32,6	45,0
	3,2	7,6	12,2	15,8	5,6	6,6
Биотит	5,8	2,3	3,4	2,9	1,6	0,3
	2,3	1,4	1,3	1,7	0,9	
Прочие минералы	1,0	1,8	0,1	1,5	1,8	1,0
SiO <sub>2</sub>	74,64	74,98	73,92	74,43	75,37	75,28
	1,08	0,69	0,47	0,51	0,47	0,97
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,14	0,16	0,17	0,15	0,12
	0,09	0,06	0,08	0,09	0,07	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,49	13,41	14,18	13,39	13,17	2,89
	0,85	0,44	0,51	0,49	0,51	1,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,44	0,65	0,70	1,04	0,83	0,90
	0,38	0,41	0,34	0,70	0,46	
FeO	1,11	1,16	0,79	1,11	0,83	0,43
	0,61	0,50	0,32	0,51	0,44	
MnO	0,03	0,03	0,04	0,04	0,05	0,02
	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	
MgO	0,35	0,23	0,37	0,30	0,21	0,30
	0,23	0,11	0,21	0,17	0,11	0,08
CaO	0,90	0,75	1,03	0,98	0,69	0,92
	0,72	0,22	0,71	0,67	0,36	0,05
Na <sub>2</sub> O	3,29	3,35	3,87	3,60	3,59	3,76
	1,02	0,50	0,90	0,71	0,87	0,42
K <sub>2</sub> O	4,51	4,68	4,44	4,28	4,78	4,52
	0,45	0,35	1,11	1,09	1,21	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,05	0,11	0,07	0,03	
	0,02	0,01	0,08	0,03	0,01	He о.нр.
С у м м а	98,99	99,43	99,61	99,40	99,70	99,14

Таблица 33

Химический состав эльванов и онгонитов, вес. %

Оксиды	Эльваны			
	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	72,3	71,3	73,8	71,8
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,26	0,22	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,46	14,05	13,28	13,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,19	1,45	2,17	1,61
FeO	0,42	1,60	0,87	1,33
MnO	0,05	0,05	0,04	0,06
MgO	0,23	0,48	0,45	0,45
CaO	0,39	0,28	0,31	0,44
Na <sub>2</sub> O	0,26	0,20	0,14	0,09
K <sub>2</sub> O	8,33	8,78	6,89	8,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,32	0,26	0,25	0,25
Li <sub>2</sub> O	0,04	0,03	0,05	0,04
Rb <sub>2</sub> O	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,36	1,41	0,91	1,25
F	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.

1-7 — дайки Корнуолла (эльваны): 1, 2 — дайки в районе Праа-Сэндс [312]: 1 — краевая часть, 2 — центр дайки; 3, 4 — дайки в районе Треггонинг-Хилл [257]: 3 — краевая часть, 4 — центр дайки, 5 — дайка в районе Треггонинг-Хилл [313]; 6, 7 — район Сент-Остелл (6) и месторождение Саут-Крофти [272], 8 — онгонит, месторождение Онгон-Хаирхан [94], 9 — микрогранит Монбра [229].

	Эльваны			Онгониты	
	5	6	7	8	9
	72,00	73,53	72,90	70,78	71,32
	0,30	0,19	0,17	Не опр.	0,09
	15,20	14,14	13,83	16,78	16,51
	2,27	0,48	0,47	0,27	0,22
		0,80	1,18	0,26	0,47
	0,03	0,02	0,03	0,18	Не опр.
	0,40	0,34	0,31	0,20	0,15
	0,57	0,55	0,72	0,34	0,57
	2,18	1,93	0,69	5,24	4,00
	6,25	5,94	7,22	3,31	4,40
	0,29	0,26	0,25	0,07	0,52
	0,04	0,10	0,16	0,42	0,35
		0,04	0,08	0,22	Не опр.
Не опр.	Не опр.	1,50	1,57	0,94	1,14
То же	0,11	0,16	0,33	1,99	0,90

Таблица 34

Средний химический состав изверженных пород мезозойской τ-ассоциации Ниге-

Оксиды	Долерит (2)	Риолит (6)	Субщелочное габбро (6)	Сиенит (11)
SiO <sub>2</sub>	49,42	74,51	47,36	62,24
TiO <sub>2</sub>	2,36	0,16	2,99	0,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,42	11,36	16,4	13,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,23	1,70	1,95	1,99
FeO	7,99	2,38	9,02	4,40
MnO	0,17	0,21	0,14	0,19
MgO	5,44	0,17	6,11	0,94
CaO	9,2	0,45	9,75	2,41
Na <sub>2</sub> O	3,31	3,80	3,28	5,43
K <sub>2</sub> O	1,01	4,66	1,12	4,64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,47	0,03	0,35	
С у м в а	99,02	99,43	98,47	96,62

рии, по [29] (в вес. %)

Фаялит-амфиболовый гранит (15)	Амфибол-биотитовый гранит (9)	Рибекитовый гранит (12)	Лампрофир (2)	Микроклин-аляскит (12)
71,52	73,96	75,02	51,21	75,49
0,37	0,22	0,12	2,63	0,12
12,88	12,68	11,56	14,12	12,62
1,26	1,12	1,53	3,42	0,62
2,68	1,30	1,11	9,14	1,02
0,09	0,05	0,05	0,26	0,02
0,26	0,24	0,21	2,99	0,16
1,17	0,87	0,50	6,27	0,54
4,29	3,93	4,84	3,10	4,18
4,88	5,14	4,34	2,60	4,63
0,06	0,03	0,02	0,78	0,03
99,42	49,54	99,30	96,52	99,43

Таблица 35

Химические составы докембрийских гранитов  $\tau$ -ассоциации

Окислы	Бушвельд [302]		Приладожье [179]		
	главный гранит	боббеянкопский гранит	выборгит	питерлит	мелкозернистый гранит
SiO <sub>2</sub>	75,39	76,60	69,34	74,95	74,48
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,10	0,39	0,19	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,04	12,30	13,91	12,45	12,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,83	1,40	2,07	1,05	2,48
FeO	1,41	1,40	2,79	1,73	0,02
MnO	He опр.	0,10	0,05	0,04	0,02
MgO	0,07	0,30	0,37	0,22	0,07
CaO	0,98	1,00	1,26	0,72	0,64
Na <sub>2</sub> O	3,57	3,00	2,74	2,66	3,16
K <sub>2</sub> O	5,10	4,80	5,88	4,94	4,63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
С у м м а	99,79	100,00	98,80	98,95	98,98

ние в структуре  $\gamma$ -ассоциации, что и онгониты Монголии, отличаются аномально высокими содержаниями K<sub>2</sub>O (табл. 33). Ультракалиевые риолиты и их порфиоровые интрузивные аналоги характерны и для других оловорудных провинций [11]. Онгониты и элваны различаются также уровнем концентраций Li<sub>2</sub>O, Rb<sub>2</sub>O и F, что подтверждает важную роль фтора в генезисе альбит-алаяскитов и их аналогов.

#### 4.5. СОСТАВ $\tau$ -АССОЦИАЦИИ (НИГЕРИЙСКИЙ ВАРИАНТ)

Для нигерийского варианта  $\tau$ -ассоциации характерно сочетание субщелочных базальтов, габбро, трахитов и сиенитов с очень кремнекислыми гранитами. В кольцевых комплексах Нигерии, Нигера и Камеруна отношение площадей, занятых: 1) анортозитами и габбро; 2) кварцевыми сиенитами, 3) гастингситовыми, 4) биотитовыми и 5) субщелочными гранитами и 6) риолитами, оцениваются как 4:10:8:29:29:20 [237]. По данным [291], в кольцевых комплексах Нигерии риолиты занимают 8,6% площади, амфибол-фаялитовые граниты и гранит-порфиры — 7,8%, амфибол-биотитовые граниты — 20,5%, биотитовые граниты — 55,6%, рибекитовые граниты — 5,6%, сиениты — 1,1%, габбро, долериты и прочие породы — 0,8%.

Средний состав пород кольцевых комплексов Нигерии приведен в табл. 34. В гранитах отмечаются повышенные концентрации натрия и калия, относительно низкие содержания алюминия и, как следствие этого, высокие значения коэффициента агпаитности. Кремнекислые породы выделяются также очень высокой железистостью. Эти петрохимические особенности отражают специфику модального минерального состава гранитов: низкое содержание плагиоклаза и наличие железосодержащих цветных минералов — фаялита, амфиболов, пироксена. К молодым гранитам Нигерии близки по составу и докембрийские граниты Бушвельда и Приладожья (табл. 35). Однако содержания натрия в этих гранитах, сопровождаемых касситеритовым оруденением, ниже, чем в нигерийских редкометалльных гранитах, несущих колумбитовое оруденение.

#### 4.6. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ F, B, Li, Rb

Оценка средних содержаний F, B, Li, Rb в изверженных породах, развитых на редкометальных месторождениях, осложняется тем, что эти породы обычно в той или иной мере затронуты гидротермальными изменениями с привнесом данных элементов. Приведенные средние содержания (табл. 36) относятся к породам, претерпевшим гидротермальные преобразования, главным образом аутометасоматические, в минимальной степени. Высокие концентрации F, B, Li, и Rb на участках с наложенной гидротермальной минерализацией из рассмотрения исключены.

Более или менее свежие граниты и гранитоиды  $\delta$ - и  $\gamma\delta$ - ассоциаций отличаются низкими средними содержаниями F, B, Li и высоким уровнем K/Rb отношения (табл. 36). В гранитах  $\gamma$ - и  $\gamma\epsilon$ - ассоциаций количество фтора заметно возрастает, причем от первого интрузивного ритма ко второму среднее содержание этого элемента в однотипных породах монотонно увеличивается. В этом же направлении возрастает среднее содержание лития и уменьшается величина K/Rb отношения. Повышенные концентрации бора характерны только для гранитов оловорудных месторождений.

Эти граниты отличаются также весьма неравномерным распределением бора, отражающим появление пород, обогащенных турмалином. Дисперсии содержаний бора в гранитах столь велики, что не позволяют вычислить средние значения для малых выборок. В некоторых пробах содержание бора достигает 0,03–0,10%, что соответствует содержанию турмалина от 1 до 3 вес. %. Судя по минимальным концентрациям, среднее содержание бора в гранитах оловорудных месторождений несколько увеличивается во времени. На молибденовых месторождениях среднее количество бора в гранитах  $\gamma$ - и  $\gamma\epsilon$ - ассоциаций остается таким же низким, как и в породах  $\delta$ - и  $\gamma\delta$ - ассоциаций.

Граниты оловорудных месторождений заметно отличаются от однотипных пород на молибденовых месторождениях более высокими средними содержаниями фтора и лития и более низким K/Rb<sup>1</sup> отношением (табл. 36). Так, оловоносные граниты первого ритма  $\gamma\epsilon$ -ассоциации содержат в 2,5 раза больше лития и в 1,5 раза больше фтора, чем такие же граниты на молибденовых месторождениях. Высокое содержание лития в гранитах оловорудных месторождений в определенной мере связано с обогащением этих гранитов слюдами, которые являются главными минералами-носителями лития. Максимальные концентрации фтора в гранитах первого ритма  $\gamma\epsilon$ -ассоциации отмечаются на бериллиевых месторождениях. Эти граниты выделяются также высоким значением коэффициента корреляции F-Be [37]. Однако они содержат очень мало лития и характеризуются высоким K/Rb отношением.

Высокие концентрации фтора, лития и низкая величина K/Rb отношения характерны также для гранитов, несущих танталовую минерализацию. Однако известны примеры редкометальных гранитов с танталитом, которые содержат небольшое количество лития [181]. Граниты  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, которые сопровождаются существенно ниобиевой колумбит-пироксеновой минерализацией, обнаруживают систематическое обеднение фтором, литием и рубидием.

<sup>1</sup> Аномально высокие значения K/Rb отношения установлены в гранитах Балыгчано-Сугойской оловорудной зоны на Северо-Востоке СССР [168].

Таблица 36

Средние содержания F, В, Li и K/Rb в гранитах и гранитоидах, развитых на редко-

Химические элементы	$\delta$ -16*	$\gamma\delta$ -16	$\gamma$ -16	
	Cu-Mo <sup>2*</sup>	W-Mo(Sn)	Mo-W	(Ta)-Sn-W
F (в %)	$\frac{0,04}{0,02-0,07}$	$\frac{0,07}{0,02-0,16}$ (6)	$\frac{0,13}{0,08-0,18}$ (2)	$\frac{0,09}{0,03-0,20}$ (25)
В (в г/т)	$\frac{12}{3-13}$ (1)	$\frac{34}{4-90}$ (8)	$\frac{10}{10-10}$ (3)	6-1170 (14)
Li (в г/т)		$\frac{48}{14-82}$ (11)	$\frac{62}{53-70}$ (2)	$\frac{119}{76-200}$ (19)
K/Rb		$\frac{152}{128-178}$ (4)	$\frac{172}{164-181}$ (2)	$\frac{139}{99-162}$ (7)

\* Магматические ассоциации и ритмы.

<sup>2</sup>\* Тип месторождений.<sup>3</sup>\* Комплекс молодых "гранитов" Нигерии [291].

Таблица 36 (окончание)

Химические элементы	$\gamma\epsilon$ -26			$\tau$ -26 <sup>3*</sup>
	Mo-W	(Ta)-Sn-W	Nb	Nb
F (в %)	$\frac{0,25}{0,06-0,42}$ (6)	$\frac{0,63}{0,12-1,50}$ (17)	$\frac{0,18}{0,07-0,32}$ (4)	$\frac{0,43}{0,22-0,60}$
В (в г/т)		10-800 (15)	$\frac{9}{2-15}$ (2)	
Li (в г/т)	$\frac{76}{40-182}$ (6)	$\frac{732}{205-3000}$ (18)	$\frac{46}{30-70}$ (4)	$\frac{80}{14-345}$
K/Rb	$\frac{71}{35-95}$ (5)	$\frac{30}{20-52}$	$\frac{100}{80-122}$ (7)	57

В колумбитоносных гранитах Нигерии количество фтора резко возрастает, а содержание лития, хотя и увеличивается, но остается на довольно низком уровне.

В соответствии с принятой систематикой (см. табл. 1) граниты  $\gamma\epsilon$ -ассоциации на многих редкометалльных месторождениях должны быть отнесены к классу F-гранитов (0,2% F). Значительная часть оловоносных гранитов первого ритма и все граниты второго ритма, развитые на оловорудных и существенно танталовых месторождениях, содержат более 0,02% лития и относятся к классу Li-гранитов. Оловоносные граниты с содержанием бора более 0,03% могут быть названы В-гранитов.

Максимальные концентрации фтора и лития характерны для редкометалльных гранитов второго ритма  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, которые нередко назы-

металльных месторождениях

$\gamma\epsilon$ -16				$\tau$ -16 <sup>3*</sup>
Mo-W	(Ta)-Sn-W	Be	Nb	Nb
$\frac{0,17}{0,04-0,31}$ (7)	$\frac{0,26}{0,04-0,74}$ (19)	$\frac{0,42}{0,30-0,53}$ (2)	$\frac{0,16}{0,15-0,20}$ (5)	$\frac{0,76}{0,30-1,24}$
$\frac{3}{2-4}$ (2)	8-300 (12)	$\frac{8}{2-15}$ (2)		
$\frac{75}{65-91}$ (5)	$\frac{199}{60-570}$ (24)	$\frac{39}{23-55}$ (2)	$\frac{78}{50-113}$ (3)	$\frac{260}{25-630}$
$\frac{87}{85-90}$ (4)	$\frac{79}{31-153}$ (14)	$\frac{134}{67-201}$ (2)	80 (1)	93

вают литий-фтористыми и по этому признаку противопоставляют аляскистам первого ритма и биотитовым гранитам  $\gamma$ -ассоциации [14]. Однако следует иметь в виду, что соизмеримые количества фтора и лития нередко отмечаются и в аляскитах первого ритма. Примером могут служить аляскиты Рудных гор [96] и Караобинского массива в Центральном Казахстане [183]. Нельзя также забывать, что свежие альбит-аляскитов второго ритма практически нет, и приведенные высокие геохимические оценки относятся к породам, в той или иной мере претерпевшим автометасоматические преобразования.

Граниты первого - второго ритмов  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, развитые на молибденовых, оловорудных и тантало-ниобиевых месторождениях с преобладанием тантала, выделяются минимальными значениями K/Rb отношения, что подтверждает известные закономерности распределения этого параметра в безрудных и рудоносных гранитах [1, 191]. Наиболее высокие значения этого отношения характерны для гранитов ниобиевых и бериллиевых месторождений, которые, как уже отмечалось, обладают ясно выраженной спецификой валового химического и модалного минерального составов.

#### 4. 7. НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Среди кремнекислых пород, завершающих наиболее полные гомодромные ритмы (табл. 28), можно выделить четыре типа.

*Первый тип* представлен гранодиоритами и адамеллитами, содержащими 65-70% SiO<sub>2</sub>, которые заканчивают ранние интрузивные ритмы  $\delta$ - и  $\gamma\delta$ -ассоциаций. На медных и медно-молибденовых месторождениях  $\delta$ -ассоциации отношение Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O<sup>1</sup> в гранитоидах больше единицы вплоть до самых кремнекислых адамеллитов и граносиенитов. На шеелитовых месторождениях  $\gamma\delta$ -ассоциации отношение Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O в адамеллитах меньше 1, а

<sup>1</sup> Отношение содержаний, выраженных в вес. %

в предшествующих гранодиоритах и кварцевых диоритах больше 1. В первом интрузивном ритме  $\gamma\delta$ -ассоциации на молибденовых месторождениях отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  становится меньше 1 уже при переходе от кварцевого диорита к гранодиориту, а на оловорудных месторождениях — от габбро-диорита к кварцевому диориту. В самих поздних адамеллитах оно составляет в среднем 0,8. Пользуясь системой терминов, предложенных Э.П. Изохом [81], можно говорить о преобладании натровых интрузивных серий на медных и медно-молибденовых месторождениях и калиевых — на молибденовых и оловорудных. В системе терминов, принятых в данной работе, те и другие являются кали-натровыми, так как абсолютное содержание  $\text{K}_2\text{O}$  даже в породах  $\delta$ -ассоциации достаточно велико.

*Второй тип* кремнекислых пород представлен нормальными биотитовыми гранитами, как правило, стандартными в геохимическом отношении, которые содержат 71,0–72,5%  $\text{SiO}_2$ . Эти граниты являются ведущей породой  $\gamma$ -ассоциации и соответствуют плутонической группе гранитов в схеме Д.С. Штейнберга и др. [218].

К *третьему типу* относятся риолиты вулканических ритмов, а также гранит-порфиры, лейкограниты и микроклин-алясциты всех рудоносных магматических ассоциаций. Эти породы содержат 74–76%  $\text{SiO}_2$ , а содержание кварца в гранитах данного типа составляет 31–36 объемн.%. Эти характеристики соответствуют предельному граниту вулканического типа [218]. Лейкограниты  $\delta$ - и  $\gamma\delta$ -ассоциаций встречаются редко и отличаются максимальной известковистостью, а граниты  $\delta$ - и  $\nu\gamma$ -ассоциаций, кроме того, наиболее низкими содержаниями калия. Относительно высокое среднее содержание СаО характерно и для гранит-порфиров второго интрузивного ритма  $\gamma\delta$ -ассоциации.

Наибольшим распространением пользуются гранит-порфиры, лейкограниты и микроклин-алясциты первого и второго ритмов  $\gamma\epsilon$ -ассоциации. Граниты и микроклин-алясциты, развитые на оловорудных месторождениях, отличаются от близких по составу пород молибденовых месторождений незначительным увеличением количества кварца и биотита и соответствующим сокращением количества полевых шпатов. Эти различия отражаются и в валовом химическом составе пород. В частности, оловоносные граниты содержат чуть больше  $\text{SiO}_2$  и меньше  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и характеризуются более низкой величиной отношения  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ .

Граниты второго ритма  $\gamma\epsilon$ - и  $\tau$ -ассоциаций, пространственно ассоциирующие с габбро и сиенитами, выделяются наиболее низкими содержаниями  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , повышенными концентрациями Na и как следствие этого высокими значениями коэффициента агапайности. Они сопровождаются колумбитовым, бериллиевым и на некоторых докембрийских месторождениях касситеритовым оруденением.

*Четвертый тип* кремнекислых пород объединяет альбит-алясциты, субщелочные граниты и их порфировые аналоги, характерные для  $\gamma\epsilon$ - и  $\tau$ -ассоциаций. В этих породах содержания фтора и лития максимальны, и они всегда в той или иной мере затронуты автометасоматическими преобразованиями. Содержание  $\text{SiO}_2$  в этих породах колеблется от 70 до 76%, что, вероятно, связано как с изменением котектического состава расплавов при разной концентрации фтора и лития, так и с постмагматической альбитизацией. Среди пород данной группы встречаются как плюмазитовые, так и агапайтовые разновидности.

же типу относятся некоторые адамеллиты с содержанием от 70 до 71%  $\text{SiO}_2$ .

Таблица 37

Средние геохимические параметры рудоносных гранитов и гранитоидов

Тип месторождений	SiO <sub>2</sub> , %	Na <sub>2</sub> O, %	K <sub>2</sub> O, %	$\frac{Na + K}{Al}$
Медно-молибденовые	60–70	3,5–4,0	2,8–3,5	< 0,7
Молибденовые	71–76	3,5–4,5	4,0–4,5	0,75–0,85
Оловорудные	74–76	2,7–4,0	4,0–5,0	0,75–0,90
Тантал-ниобиевые	74–76	3,4–4,0	4,3–4,5	0,75–0,95
танталит-колумбитовые				
колумбит-пироксоловые	73–75	3,8–5,0	4,3–4,5	0,85–1,10

Таблица 37 (окончание)

Тип месторождений	$\frac{Fe}{Fe + Mg}$	F, %	Li, %	K/Rb
Медно-молибденовые	0,4–0,7	0,02–0,07	нет данных	> 150
Молибденовые	0,6–0,8	0,04–0,45	0,004–0,02	150–90
Оловорудные	0,65–0,85	0,04–1,50	0,006–0,30	80–30
Тантал-ниобиевые	0,65–0,85	0,10–1,00	0,006–0,07	50–20
танталит-колумбитовые				
колумбит-пироксоловые	0,75–0,95	0,15–0,75	0,003–0,03	120–90

Преобладающая часть гидротермальных редкометалльных месторождений формируется после магматических ритмов, которые завершаются кремнекислыми породами двух последних типов. Эти породы выделяются максимальной кремнекислотностью и (или) щелочностью, содержат большое количество фтора, бора, лития, рубидия и могут рассматриваться как собственно рудоносные образования. Часть молибденитовых и шеелитовых месторождений непосредственно связана с порфиоровыми фациями гранитоидов повышенной основности, которые представляют первый тип кремнекислых пород. Полнокристаллические граниты второго типа, слагающие наиболее крупные плутоны, практически безрудны.

Средние геохимические параметры гранитов, гранитоидов и их порфировых аналогов, непосредственно предшествующих молибденовому, оловорудному и тантал-ниобиевому оруденению, приведены в табл. 37. Отчетливо видна специфика вещественного состава магматических образований,

которые сопровождаются качественно различным оруденением — молибденовым, оловянным, тантало-ниобиевым. Для вольфрамовых месторождений такой специфики не установлено. Можно отметить лишь связь шеелитовой минерализации с наименее кремнекислыми гранитоидами. Вольфрамит и шеелит встречаются в ассоциации как с молибденитовыми, так и с касситеритовыми рудами. На многих участках интрузивные породы, непосредственно предшествующие вольфрамовому оруденению, не достигают доступных для наблюдения глубин.

## ГЛАВА 5

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВО ВРЕМЕНИ

#### 5.1. РАЗВИТИЕ ОРОГЕННОГО МАГМАТИЗМА И СВЯЗАННОГО С НИМ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Как показывает сравнительный анализ, в редкометальных рудных провинциях могут быть выделены устойчивые типы последовательностей, в которых сменяют друг друга во времени орогенные магматические ассоциации и связанное с ними оруденение. Во внешних зонах подвижных поясов с молибденовым металлогеническим профилем (см. гл. 6) орогенный магматический ряд начинается с наиболее непрерывных и, как правило, незавершенных вулканических и (или) интрузивных серий  $\delta$ -ассоциации, с которыми сопряжено медно-молибденное оруденение. Раннеорогенная  $\delta$ -ассоциация характерна для андезитовидных интрузивно-вулканических поясов Тихоокеанского кольца и широтной зоны Тетиса и Палеотетиса [152]. В Кордильерах, Андах и других регионах имеются провинции, в которых  $\delta$ -ассоциация повторяется во времени несколько раз (в триасе, юре и палеогене в Британской Колумбии, в палеогене и неогене в Перуанско-Чилийских Андах). Раннеорогенная  $\delta$ -ассоциация обнаруживает отчетливую преемственность по отношению к предшествующему парагеосинклинальному этапу развития подвижных поясов [131, 152], и ее неоднократное появление связано с асинхронным замыканием андезитовых и флишевых парагеосинклиналей.

Раннеорогенный магматический цикл часто остается незавершенным. Однако в некоторых рудных провинциях (восточный склон Кузнецкого Алатау, Северное Прибалхашье) вслед за гранитоидами повышенной основности, слагающими  $\delta$ -ассоциацию, формируются дайки, адамеллиты и граниты  $\gamma$ -ассоциации, которая может быть представлена также субщелочными габброидами и гранитоидами. Медно-молибденные месторождения, связанные с  $\gamma$ -ассоциацией, выделяются повышенными содержаниями молибдена (олигоцен-миоценовые месторождения Армении, среднетретичные месторождения Юго-Запада США).

Первый позднеорогенный цикл начинается с вулканических и интрузивных ритмов  $\gamma\delta$ -ассоциации. С ними сопряжено шеелитовое и молибденитовое оруденение, в том числе и крупные месторождения.

Первый позднеорогенный цикл завершается  $\gamma\epsilon$ -ассоциацией, в которой главную роль играют лейкократовые граниты, микроклин-алюскиты и гранит-порфиры. Существенно гранитные серии сопровождаются молибден-вольфрамовым оруденением, нередко весьма значительным, а также акцес-

сорной бериллиевой минерализацией, представленной главным образом бериллом.

Магматические ритмы  $\gamma\delta$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций иногда разделены во времени безрудными биотитовыми гранитами  $\gamma$ -ассоциации (эльджуртинский вариант). Однако во внешних тектонических зонах  $\gamma$ -ассоциация часто отсутствует, и позднеорогенный цикл состоит только из  $\gamma\delta$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций. Двучленное строение цикла характерно, в частности, для тех регионов, в которых развиты биотитовые граниты раннеорогенного цикла (юг Токрауской впадины, Чаткало-Кураминская зона).

Второй позднеорогенный цикл в рассматриваемом типе последовательностей почти всегда неполный и представлен только  $\gamma\epsilon$ -ассоциацией, которая отличается широким развитием эффузивов, субвулканических даек и порфировых интрузивов, а также нередко значительной долей меланократовых пород. Кремнекислые интрузивы поздней  $\gamma\epsilon$ -ассоциации сопровождаются молибден-вольфрамовым и комплексным редкометальным оруднением.

При отсутствии раннеорогенной  $\delta$ -ассоциации медно-молибденовое оруднение не получает развития, и первые поколения месторождений представлены шеелит-молибденитовыми рудами, связанными с  $\gamma\delta$ -ассоциацией (Урал). Раннеорогенные магматические образования чаще всего отсутствуют во внутренних зонах подвижных поясов, особенно в оловорудных провинциях. Орогенный магматизм в таких провинциях начинается с  $\gamma\delta$ -ассоциации, обычно представленной незавершенными интрузивными сериями, которые либо вообще не имеют интересующего нас оруднения, либо сопровождаются шеелитовыми месторождениями. Вслед за этим формируются безрудные биотитовые граниты  $\gamma$ -ассоциации, а затем существенно гранитные серии  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, которые сопровождаются мелкими касситеритовыми и вольфрамитовыми месторождениями. Наиболее крупные месторождения олова, вольфрама и редких металлов связаны с  $\gamma\epsilon$ -ассоциацией второго позднеорогенного цикла, которые отличаются широким развитием вулканических и субвулканических фаций. Такая последовательность установлена в варисцидах Западной и Центральной Европы, на Северо-Востоке СССР, во многих регионах Дальнего Востока и Юго-Восточной Азии.

Общая тенденция развития орогенного магматизма во всех подвижных поясах заключается в смене непрерывных ассоциаций контрастными. При этом доля кремнекислых пород возрастает от раннеорогенной  $\delta$ -ассоциации к  $\gamma$ -ассоциации, а затем снижается (иногда до нуля) при переходе к  $\gamma\epsilon$ -ассоциации второго позднеорогенного цикла. Не трудно заметить, что, в принципе, такая схема магматического развития характерна, с одной стороны, для последовательности ритмов в пределах одной ассоциации (см. рис. 3), а с другой — для всего магматического мегацикла (см. табл. 2). При этом намечается аналогия не только в изменении составов во времени, но и в эволюции структуры сочетаний изверженных пород. С течением времени повторение магматических циклов, ассоциаций, элементарных ритмов происходит все более часто. Так, орогенные циклы повторяются чаще, чем геосинклинальные, а позднеорогенные — чаще, чем раннеорогенные. Заключительные ассоциации циклов более разнообразны, чем начальные. Граниты обычно образуют не более 1–2 элементарных ритмов, а послегранитовые дайки — значительно больше ритмов и т. п.

Как следует из геологического материала, промежутки времени, которые разделяют орогенные магматические ассоциации и циклы, могут быть различными. Состав, строение и металлогения магматической ассоциации определяются не временем, которое отделяет ее от предыдущего магмати-

ческого эпизода, а положением в общей последовательности магматических событий. Другими словами, магматическое и металлогеническое развитие носит автокорреляционный характер, и в каждой магматической ассоциации заложена информация, какова будет следующая ассоциация. Нарушение направленной последовательности магматических образований и повторение однотипных циклов свидетельствуют, что существует причина, которая периодически возвращает магматические системы на более ранние ступени их развития.

$\gamma\epsilon$ -ассоциация, которая завершает орогенный магматизм в подвижных поясах и состоит из основных, щелочных и кремнекислых пород, представляет собой переходное звено между орогенным и платформенным магматизмом. По составу и строению она близка к некоторым вариантам платформенной  $t$ -ассоциации, в частности, к нигерийскому варианту. Типоморфные признаки платформенных базальт-трахит-риолитовых и габбро-сиенит-гранитных серий — повышенная щелочность основных и средних пород и высокий уровень содержания в них титана, высокая железистость, повышенные концентрации натрия и низкая глиноземистость гранитов — все они в той или иной мере проявлены и в породах  $\gamma\epsilon$ -ассоциации. По характеру постмагматических гидротермальных процессов и качественному составу редкометалльных руд "гранитные" варианты  $t$ -ассоциации также во многом сходны с позднеорогенной  $\gamma\epsilon$ -ассоциацией.

В фанерозойских магматических рядах геологическим критерием для отнесения того или иного сочетания пород к  $\gamma\epsilon$ - или  $t$ -ассоциации служат возрастные соотношения с траппами  $\nu$ -ассоциации. Базальт-трахит-риолитовые и габбро-сиенит-гранитные серии, которые формируются раньше траппов, рассматриваются как  $\gamma\epsilon$ -ассоциация, а во многом близкие серии, возникшие позднее траппов, рассматриваются как  $t$ -ассоциация. В тех регионах, где трапповый магматизм не развит или где он оказывается синхронным габбро-сиенит-гранитным сериям, однозначное разделение  $\gamma\epsilon$ - и  $t$ -ассоциаций затруднено. Преимущество состава, строения и металлогении  $\gamma\epsilon$ - и  $t$ -ассоциаций подчеркивает единство всего магматического и металлогенического мегацикла, который начинается с геосинклинальных, а заканчивается платформенными образованиями [186].

Следует заметить, что определенное сходство существует не только между  $\gamma\epsilon$ - и  $t$ -ассоциациями, но и между всеми комплексами субщелочных и щелочных пород, которые завершают двучленные магматические циклы и объединены в  $\mu$ -,  $\nu\gamma$ -,  $\gamma\epsilon$ - и  $t$ -ассоциации (см. табл. 2). Много общего можно найти и между непрерывными  $\alpha$ -,  $\delta$ - и  $\gamma\delta$ -ассоциациями, которые начинают магматические циклы. Таким образом, двучленный цикл: непрерывная ассоциация — контрастная ассоциация является консервативным структурным элементом, который многократно повторяется в ходе магматического развития всех подвижных поясов. Геохимические различия между циклами носят скорее количественный, чем качественный характер. Плутоническая  $\gamma$ -ассоциация, представленная однородными безрудными гранитами, вклиниваясь между  $\gamma\delta$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциациями, нарушает ритмичность строения мегацикла и подчеркивает общую направленность и необратимость развития орогенного магматизма во времени. В ходе развития мегацикла, рассматриваемого в пределах однородной тектоно-магматической зоны, плутоническая  $\gamma$ -ассоциация всегда появляется только один раз и фиксирует кульминационный момент магматической эволюции, после которого возникают суббаскентные ассоциации, характеризующие регрессивный магматический период.

Направленность и необратимость магматических процессов ярко отражены в смене качественного состава гидротермальных руд, связанных с разновозрастными магматическими ассоциациями. Медно-молибденовые месторождения, свойственные раннеорогенным  $\delta$ - и  $\gamma$ -ассоциациям, сменяются во времени шеелитовыми и молибденитовыми рудами, характерными для  $\gamma\delta$ -ассоциации, те, в свою очередь, — молибденит-вольфрамитовым и касситерит-вольфрамитовым оруденением, связанным с ранней  $\gamma\epsilon$ -ассоциацией, и наконец, — комплексным редкометальным оруденением (Ta, Nb, Be, Sn, Mo, W), типичным для поздней  $\gamma\epsilon$ -ассоциации. Наличие или отсутствие раннеорогенных магматических проявлений не отражается на составе последующих поколений редкометальных месторождений. Однотипные шеелит-молибденитовые руды формируются в связи с  $\gamma\delta$ -ассоциацией как на тех участках, где развиты породы  $\delta$ -ассоциации и медно-молибденовые руды, так и в зонах, где  $\gamma\delta$ -ассоциации предшествует амагматичная нижняя моласса. Следовательно, ранне- и позднеорогенный магматизм и металлогения в определенной мере автономны.

## 5.2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВО ВРЕМЕНИ

Если исключить пегматиты и карбонатиты, то наиболее древними редкометальными месторождениями, вероятно, следует считать молибденитовые месторождения рудного района Лакорн-Прейсак в Канаде, которые ассоциируют с изверженными породами с абсолютным возрастом 2500—2300 млн. лет. Абсолютный возраст гранитов и касситеритового оруденения Бушвелда равен 2000 млн. лет. Оловорудные месторождения Приладожья были сформированы 1700—1500 млн. лет. тому назад. Близкий возраст имеют вольфрамит-шеелитовые руды месторождения Хэтчис-Крик в Австралии. Многочисленные оловорудные и другие редкометальные месторождения имеют абсолютный возраст 1000—900 млн. лет. (месторождения Центральной Африки, Бразилии, США). Гидротермальные редкометальные месторождения докембрия не обнаруживают принципиальных отличий от однотипных фанерозойских объектов. В табл. 38—42, характеризующих распределение оруденения во времени, все докембрийские месторождения объединены в одну группу, а все раннепалеозойские месторождения — в другую. Месторождения среднего—позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя разделены на 8 возрастных групп.

Наибольшее количество молибденовых месторождений связано с  $\delta$ -,  $\gamma\delta$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциациями карбона—ранней перми, средней-поздней юры и палеогена (табл. 38). Более половины крупных и уникальных месторождений было сформировано в кайнозое, на который приходится 64% общих запасов молибдена. Из 38% запасов, относящихся к олигоцену—миоцену, большая часть заключена в рудах двух месторождений — Клаймакс и Гендерсон.

Наибольшее количество шеелитовых месторождений относится по возрасту к карбону—ранней перми и мезозою (табл. 39). На эти возрастные группы приходится 74% крупных и уникальных месторождений. Более половины запасов шеелитовых месторождений заключено в позднепалеозойских месторождениях. Принципиально такое же распределение во времени характерно и для вольфрамитовых месторождений (табл. 40).

Около 55% оловорудных месторождений имеют мезозойский возраст, из них 37% приходится на поздний мел (табл. 41). Половина крупных объектов представлена плиоценовыми месторождениями Боливии, которые с

Таблица 38

## Распределение гидротермальных молибденитовых месторождений во времени

Геохронологическая шкала	Абсолютный возраст, млн. лет	Доля от общего числа месторождений (в %)		Доля от суммарных запасов (в %)
		всех	крупных и уникальных	
N <sub>2</sub> -Q	10	5	9	12
P <sub>3</sub> -N <sub>3</sub>	40-10	8	28	38
P <sub>1-2</sub>	70-40	24	19	14
K <sub>1</sub> -K <sub>2</sub>	120-70	4	-	-
J-K <sub>1</sub>	180-120	16	13	13
P <sub>2</sub> -T	260-180	2	-	-
C-P <sub>1</sub>	350-260	24	13	12
S-D	430-350	2	-	-
Є-O	570-430	5	6	4
PЄ	570	4	-	-
Возраст не ясен		6	12	7

Таблица 39

## Распределение гидротермальных шеелитовых месторождений во времени

Геохронологическая шкала	Абсолютный возраст, млн. лет	Доля от общего числа месторождений (в %)		Доля от суммарных запасов (в %)	Среднегарифмическое содержание металла в рудах (в вес. %)		
		всех	крупных и уникальных		метасоматические залежи	жилы	штокверки
N <sub>2</sub> -Q	10	1	7	14	0,19 (1)		
P <sub>3</sub> -N <sub>1</sub>	40-10	1	-	-			0,1 (1)
P <sub>1-2</sub>	70-40	6	-	2	0,7 (1)	0,96 (1)	
K <sub>1</sub> -K <sub>2</sub>	120-70	21	27	14	1,22 (10)	0,5 (2)	
J-K <sub>1</sub>	180-120	10	20	7	0,59 (3)		0,03 (1)
P <sub>2</sub> -T	260-180	1	-	-			25 (1)
C-P <sub>1</sub>	350-260	30	27	57	0,48 (9)	0,41 (2)	0,13 (4)
S-D	430-350	2	13	4	0,75 (1)		0,27 (1)
Є-O	570-430	2	-	-	0,02 (1)		
PЄ	570	2	-	-	0,52 (3)		
Возраст не ясен		21	6	2			

другими месторождениями того же возраста содержат около трети общих запасов олова. Эти запасы в 1,5 раза больше суммарных запасов наиболее многочисленных позднемиоценовых месторождений.

Гидротермальные месторождения бериллия и тантала-ниобия обладают однотипными распределениями во времени с максимумами количества месторождений в позднем палеозое и середине мезозоя (табл. 42).

## Среднегарифмическое содержание металла в рудах (в вес. %)

метасоматические залежи		жилы		штокверки	
δ- и νγ-ассоциация	γδ- и γε-ассоциации	δ- и νγ-ассоциации	γδ- и γε-ассоциации	δ- и νγ-ассоциации	γδ- и γε-ассоциации
				0,03 (5)	0,06 (2)
				0,03 (8)	0,17 (5)
		0,44 (2)	0,45 (2)	0,12 (21)	0,08 (4)
	0,13 (1)				0,25 (1)
	0,25 (2)		0,34 (4)	0,02 (8)	0,10 (8)
0,2 (1)	0,34 (4)			0,01 (9)	0,04 (11)
	0,44 (1)			0,14 (2)	
0,04 (4)				0,02 (4)	
			0,22 (3)		0,1 (1)

Таблица 40

## Распределение гидротермальных вольфрамитовых месторождений во времени

Геохронологическая шкала	Абсолютный возраст, млн. лет	Доля от общего числа месторождений (в %)		Доля от суммарных запасов (в %)	Среднегарифмическое содержание металла в рудах (в вес. %)		
		всех	крупных и уникальных		метасоматические залежи	жилы	штокверки
N <sub>2</sub> -Q	10	3	-	2			0,36 (3)
P <sub>3</sub> -N <sub>1</sub>	40-10	5	-	2			1,47 (2)
P <sub>1-2</sub>	70-40	1	-	-			
K <sub>1</sub> -K <sub>2</sub>	120-70	13	-	11	0,1 (1)	0,52 (10)	0,04 (1)
J-K <sub>1</sub>	180-120	27	50	30	0,33 (1)	0,89 (20)	0,12 (2)
P <sub>2</sub> -T	260-180	10	-	1		0,71 (4)	
C-P <sub>1</sub>	350-260	28	50	52	3,0 (1)	0,31 (23)	0,13 (6)
S-D	430-350	2	-	1		0,68 (3)	
Є-O	570-430	-	-	-			
PЄ	570	8	-	1			0,79 (5)
Возраст не ясен		3	-	-			

В целом, распределение суммарных запасов молибдена, олова и вольфрама во времени носит ясно выраженный прерывистый характер с несколькими максимумами, которые приходятся на эпохи наиболее широкого развития орогенного магматизма (рис. 31). Эти эпохи выделяются примерно в одних и тех же возрастных границах по всему земному шару. Хорошо известны, например, максимумы редкометального рудообразования,

Таблица 41

Распределение гидротермальных оловорудных месторождений во времени

Геохронологическая шкала	Абсолютный возраст, млн. лет	Доля от общего числа месторождений (в %)		Доля от суммарных запасов (в %)	Среднегарифмическое содержание металла в рудах (в вес. %)		
		всех	крупных и уникальных		метасоматические залежи	жилы	штокверки
N <sub>2</sub> - Q	10	7	50	29		1,68 (10)	
P <sub>3</sub> - N <sub>1</sub>	40-10	5	-	7		0,67 (6)	
P <sub>1-2</sub>	70-40	-	-	-			
K <sub>1</sub> - K <sub>2</sub>	120-70	37	-	19	1,15 (3)	0,70 (53)	0,32 (5)
J - K <sub>1</sub>	180-120	18	26	20	0,44 (4)	0,69 (16)	0,12 (2)
P <sub>2</sub> - T	260-180	-	-	-			
C - P <sub>1</sub>	350-260	24	-	16	0,48 (7)	0,66 (16)	0,22 (1)
S - D	430-350	4	12	4	1,02 (4)	0,47 (3)	0,6 (1)
E - O	570-430	-	-	-			
PC	570	5	12	5	0,27 (5)	0,86 (2)	
Возраст не ясен		-	-	-			

Таблица 42

Распределение во времени гидротермальных месторождений бериллия и тантала-ниобия

Геохронологическая шкала	Абсолютный возраст, млн. лет	Доля от общего числа месторождений (в %)		Геохронологическая шкала	Абсолютный возраст, млн. лет	Доля от общего числа месторождений (в %)	
		бериллия	тантала-ниобия			бериллия	тантала-ниобия
N <sub>2</sub> - Q	10	-	-	C - P <sub>1</sub>	350-260	37	40
P <sub>3</sub> - N <sub>1</sub>	40-10	9	-	S - D	430-350	9	10
P <sub>1-2</sub>	70-40	-	-	E - O	570-430	-	-
K <sub>1</sub> - K <sub>2</sub>	120-70	13	-	PC	570	13	10
J - K <sub>1</sub>	180-120	16	40	Возраст не ясен		3	-
P <sub>2</sub> - T	260-180	-	-				

падающие на поздний девон в каледонидах, на пермь в варисцидах, поздний мел - ранний палеоген в мезозоидах, на конец палеогена и неоген - в альпидях.

Для молибдена и олова выявляется отчетливая тенденция к увеличению суммарных запасов от докембрия к кайнозою. Абсолютные максимумы запасов обоих металлов приходятся на кайнозойские возрастные группы - на олигоцен-миоцен для молибдена и плиоцен - для олова. С этими эпохами связано формирование уникальных скоплений молибденовых руд на востоке Колорадского плато и касситеритовых руд в Боливии. Абсолютные максимумы запасов вольфрама приходятся на карбон-пермь и юр-мел.

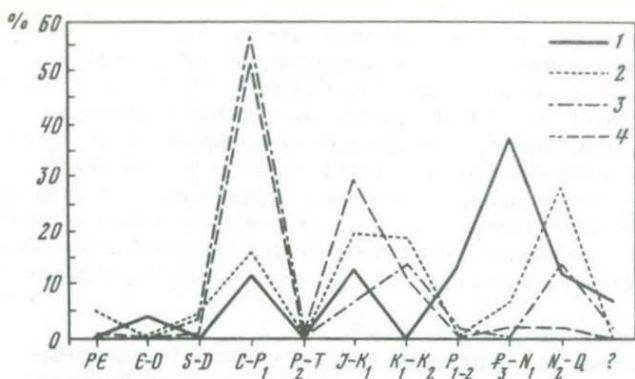


Рис. 31. Распределение суммарных запасов металлов во времени  
 1 — молибден; 2 — олово; 3 — вольфрам в вольфрамите; 4 — вольфрам в шеелите

Молибденитовые и касситеритовые месторождения отличаются от вольфрамитовых и шеелитовых и по распределению во времени средних содержаний металлов в рудах. В фанерозойских молибденитовых жилах и штокверках, а также в касситеритовых жилах и минерализованных зонах средние содержания металлов заметно возрастают во времени (см. табл. 38, 41). Для метасоматических залежей этой тенденции нет, так как концентрация рудного вещества в залежах обусловлена прежде всего локальными литологическими и структурными факторами. Количество касситеритовых штокверков слишком мало для сравнения. В вольфрамовых месторождениях направленного изменения средних содержаний металла в разновозрастных группах не установлено (табл. 39, 40).

Увеличение во времени содержаний и запасов олова в рудах отмечается не только при сравнении резко разновозрастных групп месторождений, но и близких по возрасту месторождений, связанных с двумя последовательными орогенными магматическими циклами. Так, в палеозоидах Европы касситеритовые месторождения позднепермского возраста (280–250 млн. лет), развитые в Корнуолле и на востоке Рудных гор, заметно крупнее раннепермских (300–280 млн. лет) месторождений. В северо-восточной части Тихоокеанского кольца позднемеловые—палеогеновые месторождения значительно крупнее и богаче, чем раннемеловые. В Боливии все самые крупные объекты связаны с  $\gamma\epsilon$ -ассоциацией плиоценового возраста, а масштаб касситеритового оруденения, сформированного в неогене, значительно скромнее.

## ГЛАВА 6

### РАЗМЕЩЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ПРОСТРАНСТВЕ

Для выявления общих закономерностей размещения гидротермальных редкометальных месторождений в рудных провинциях различного возраста и географического положения были составлены металлогенические схемы отдельных регионов (рис. 32–44). Картографической основой этих схем служат Тектоническая карта Евразии [199] и Тихоокеанского сегмента Земли [200], а также Геологическая карта континентов мира [34]. При составлении схем использована Карта полезных ископаемых континентов мира [91].

На всех схемах показано положение месторождений относительно одних и тех же главных тектонических элементов; на схемах выделены:

- 1) области кратонов, срединные и краевые массивы, сложенные комплексом основания и местами перекрытые осадочной оболочкой;
- 2) эвгеосинклинали, заполненные инициальными вулканитами  $\sigma$ - и  $\beta$ -ассоциаций и кремнисто-сланцевыми осадочными толщами;
- 3) парагеосинклинали, заполненные терригенными, в том числе флишевыми и флишоидными толщами, а также вулканитами  $\alpha$ -ассоциации;
- 4) миогеосинклинали, заполненные терригенно-карбонатными толщами;
- 5) геоантиклинальные поднятия, сопряженные с эв-, пара- и миогеосинклиналями;
- 6) молассовые впадины и прогибы;
- 7) орогенные интрузивно-вулканические и интрузивные пояса и поля с преимущественным развитием тех или иных магматических ассоциаций, перечисленных в табл. 2;
- 8) главные линеаменты.

В отличие от редкометальных пегматитов и месторождений в щелочных породах и карбонатах, которые размещены, главным образом в пределах древних кратонов [188], преобладающая часть гидротермальных редкометальных месторождений сосредоточена в подвижных поясах позд-непротерозойского—фанерозойского возраста. Тектоно-магматическая зональность этих поясов определяется положением в пространстве эвгеосинклиналей [69]. Эвгеосинклинали представляют собой рифтогенные структуры, состоящие из узких раздвиговых зон [132], заполненных офиолитами, и более широких прогибов, в которых накапливались вулканиты  $\beta$ -ассоциации, кремнисто-сланцевые, терригенные и карбонатные толщи. В процессе последующей складчатости офиолитовые пояса испытывают сильное поперечное сжатие и превращаются в системы чешуйчатых надвигов и зоны метаморфизма высокого давления. Терригенные прогибы, замыкаясь, превращаются в геоантиклинальные поднятия, в пределах которых геосинклинальные толщи испытывают метаморфизм низкого давления. Эти поднятия обычно насыщены син- и посторогенными гранитоидными плутонами, что указывает на наличие под терригенными толщами сиалического основания.

Эвгеосинклинали окружены краевыми системами [69], которые состоят из парагеосинклинальных терригенных и миогеосинклинальных терригенно-карбонатных прогибов, а также андезитоидных интрузивно-вулканических поясов, образованных магматическими породами  $\alpha$ -ассоциации. Краевые системы отделяют эвгеосинклинали от срединных массивов и соседних кратонов. Они всегда имеют сиалическое основание. Одни краевые системы начинают формироваться одновременно с прогибанием эвгеосинклиналей и продолжают развиваться после их замыкания, другие представляют собой совокупность поздних терригенных, карбонатных и вулканогенных прогибов, которые накладываются как на древнее основание, так и на эвгеосинклинальный складчатый комплекс. Поздние парагеосинклинали и андезитоидные интрузивно-вулканические пояса могут появляться не только по периферии, но и внутри эвгеосинклинальных зон.

В ходе дальнейшего развития подвижных поясов происходит заложение молассовых впадин. Наиболее крупные впадины обычно располагаются на срединных и краевых массивах, которые до этого представляли собой относительно поднятые блоки. Во внутренних эв- и парагеосинклинальных зонах в это время возникают приразломные прогибы, заполненные молассой. Поднятые блоки служат ареной интенсивного орогенного магматизма.

Латеральные переходы от эвгеосинклиналей к парагеосинклинальным или миогеосинклинальным краевым системам, а затем к срединным массивам, кратонам и внешним молассовым впадинам характерны для всех подвижных поясов позднего протерозоя — фанерозоя. Картина усложняется лишь тем, что в крупных подвижных поясах имеется несколько поколений эвгеосинклиналей, которые начинают и завершают свое развитие в разное время, а также несколько пространственно обособленных эвгеосинклинальных зон, которые существуют в одно и то же время. Вокруг каждой из этих эвгеосинклиналей формируется своя краевая система.

Учитывая эти особенности развития подвижных поясов, рассмотрим характер размещения редкометаллических гидротермальных месторождений в отдельных рудных провинциях. При этом главное внимание уделим общим закономерностям и тенденциям и не будем касаться многих деталей, имеющих региональное значение.

### 6. 1. ЗАПАДНАЯ И ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЕВРОПА

В западной и Центральной Европе известны гидротермальные месторождения молибдена, вольфрама, олова, а также проявления тантало-ниобиевой минерализации. Почти все месторождения оловорудного профиля сосредоточены в палеозоидах, а молибденовые, медно-молибденовые и вольфрам-молибденовые месторождения — в альпидах. Касситеритовое оруденение в Альпийском складчатом поясе обнаружено только в Спишско-Гемерских горах в Словакии, где оно приурочено к позднемеловым гранитам  $\gamma$ -ассоциации, прорывающим породы палеозойского фундамента [53]. Этот фундамент, судя по всему, является непосредственным продолжением палеозойских структур, расположенных к северо-западу от Карпатской дуги.

В палеозоидах Западной и Центральной Европы выделяются пять пространственно обособленных рудных провинций: Корнуолл, Рудные горы, Центральный Французский и Армориканский массивы и палеозоиды Иберийского полуострова (рис. 32, см. вкладку). Во всех этих провинциях преимущественным распространением пользуются касситеритовые, вольфрам-касситеритовые и вольфрамитовые месторождения  $\gamma$ -ассоциации пермского возраста.

Рудная провинция Корнуолла, расположенная в пределах эвгеосинклинальной Рено-Герцинской зоны, характеризуется преобладанием касситеритовых месторождений третьего поколения  $\gamma$ -ассоциации пермского возраста и широким развитием более поздней сульфидной минерализации. Зоны кварц-турмалиновых и кварц-хлоритовых метасоматитов с касситерит-сульфидным оруденением, типичные для месторождений Корнуолла, резко отличаются от кварцево-жильных и грейзеновых месторождений других европейских редкометаллических провинций, приуроченных к срединным массивам и геоантиклинальным поднятиям, насыщенным гранитами.

Месторождения Корнуолла расположены в относительно узкой части Рено-Герцинской зоны, разделяющей в этом месте докембрийские структуры Армориканского массива<sup>1</sup> и каледониды Уэльса. Появление на этом участке позднепалеозойских гранитов, вероятно, маркирует поперечное поднятие с относительно неглубоким залеганием сиалического фундамента. Вместе с тем непосредственно в пределах оловорудных полей Кор-

<sup>1</sup> Докембрийский комплекс полуострова Лизард является непосредственным продолжением Армориканского массива.

нуолла и вблизи них широким распространением пользуются эффузивы и субвулканические тела основного состава, сформированные в девоне и раннем карбоне.

Возрастным и вещественным аналогом гранитов Корнуолла являются гранитные массивы Гарца: Брокен и Рамберг, расположенные на восточном окончании Рено-Герцинской зоны. Эти граниты не сопровождаются касситеритовым оруденением, что обусловлено развитием только  $\gamma$ -ассоциации. Аляскиты и дайки гранит-порфиры  $\gamma\epsilon$ -ассоциации в Гарце отсутствуют, а именно эти интрузивные ритмы являются продуктивными в Корнуолле и других редкометалльных провинциях земного шара.

Металлогеническая провинция Рудных гор расположена в Саксо-Тюрингской зоне в пределах геоантиклинального поднятия, примыкающего с севера к Чешскому срединному массиву (см. рис. 32). Саксо-Тюрингская зона, в целом, представляет собой краевую систему, которая отделяет звгеосинклиналь Рено-Герцинской зоны от срединных массивов Молданубикума.

Геологическое строение и металлогения Западных и Восточных гор различны. На западе на дневную поверхность выведены крупные плутоны, образованные гранитами  $\gamma$ -ассоциации и первого интрузивного ритма  $\gamma\epsilon$ -ассоциации (горские и рудогорские граниты). Гранитные ритмы разделены во времени контрастной серией даек, сложенных лампрофирами и гранит-порфирами. Оруденение представлено кварцевыми жилами и грейзенами с касситеритом и вольфрамитом, которые относятся к месторождениям первого поколения  $\gamma\epsilon$ -ассоциации. Касситеритовые месторождения расположены внутри Айбенштоцкого аляскитового массива (рудногорский комплекс) и в зоне его ближнего экзоконтакта (рудное поле Готтесберг-Танненберг). Вольфрамитовые месторождения образуют внешнюю металлогеническую зону [306]. Кварц-вольфрамитовые жилы залегают среди гранитов горского комплекса (Пехтельсгрюн), во вмещающих породах (Ауэ-Цшорлау). Вольфрамит-касситеритовые месторождения рудного поля Красно (Губский шток, Шнеда), вероятно, связаны с литий-фтористыми альбитовыми гранитами второго ритма, слагающими скрытый интрузивный купол. Это рудное поле находится в экзоконтакте Карловарского гранитного массива, который расположен не в Саксо-Тюрингской, а в Молданубской тектонической зоне на краю Чешского срединного массива.

На востоке Рудных гор преобладают вольфрам-оловорудные месторождения алогранитного типа, заведомо приуроченные к альбит-аляскитам второго интрузивного ритма (Крупка, Циновец, Альтенберг, Садисдорф, Гейер и др.). Эти породы образуют небольшие многофазовые массивы, которым предшествуют гранит-порфиры, широко распространенные в Восточных Рудных горах, и дайки лампрофиров [252]. Тела гранитов первого и второго интрузивных ритмов по размерам значительно уступают плутонам Западных Рудных гор. К северу от главных оловорудных месторождений расположено Фрейбергское рудное поле, в пределах которого развиты многочисленные жилы, несущие полиметаллическое и серебряное оруденение. Сульфидным парагенезисам Фрейберга предшествует убогая касситеритовая минерализация, вероятно, отделенная от них во времени дайками гранит-порфиров [297]. Южнее на поверхность выходят гранитоиды раннекаменноугольной  $\gamma\delta$ -ассоциации, с которыми связано молибденовое оруденение (Телнице).

Граниты Западных Рудных гор и сопровождающее их оруденение относятся главным образом к позднекаменноугольному—раннепермскому

магматическому циклу (~ 300 млн. лет). На востоке Рудных гор широко развиты позднепермские интрузивные образования (порфиры, альбит-аляскиты, лампрофиры) с абсолютным возрастом 260–270 млн. лет [235]. Именно с ними связаны самые крупные оловорудные месторождения рассматриваемой провинции. По-видимому, различия в металлогении Западных и Восточных Рудных гор объясняются не изменением глубины денудационного среза, как это обычно предполагают, а именно принадлежностью гранитов к разным магматическим циклам. Порфировые интрузивы и небольшие штоки литий-фтористых апогранитов Восточных Рудных гор залегают среди более древних вмещающих пород, чем крупные гранитные плутоны Западных Рудных гор. Это противоречит представлениям о меньшей глубине денудационного среза на востоке.

К востоку и югу от Рудных гор в пределах Судет и Чешского массива известны молибденовые проявления, связанные с позднедевонскими и раннекаменноугольными гранитоидами  $\gamma\delta$ -ассоциации, а также отдельные участки с касситеритовыми рудами пермской (?)  $\gamma\epsilon$ -ассоциации (Нове-Место-Черчин и др.).

В Центральном Французском и Армориканском массивах распространены небольшие касситеритовые и вольфрамовые кварцево-жильные и грейзеновые месторождения первого поколения пермской  $\gamma\epsilon$ -ассоциации (Сан-Ренан), а также проявления редкометальной минерализации в апогранитах второго поколения этой ассоциации (Монбра, Бовуар и др.). Аналогичное оруденение, но в более крупном масштабе, развито в геантиклинальной Галицийско-Кастильской зоне на Иберийском полуострове (см. рис. 32). Сходство редкометальной металлогении этой зоны с оруденением Армориканского массива подтверждает давно высказанное предположение, что структуры Арморики и Иберийского полуострова образуют складчатую дугу, центральная часть которой погружена под воды Бискайского залива. Западная и южная границы палеозойской редкометальной провинции Иберийского полуострова проходят вдоль края вулканогенного прогиба Осса-Морена и вдоль фаса альпийской миогеосинклинали на южном окончании полуострова.

Совершенно иной стиль металлогении свойствен Альпийскому складчатому поясу. Среди рассматриваемых месторождений доминирующая роль принадлежит участкам с молибденовым оруденением, сосредоточенным, с одной стороны, в Северной Италии и на острове Сардиния, а с другой — в Карпатско-Балканском отрезке пояса (см. рис. 32). Молибденовые месторождения Западных Альп и о. Сардиния, вероятно, имеют палеозойский возраст. На востоке Альпийского пояса можно выделить три полосы разновозрастных месторождений, связанных с пространственно обособленными орогенными интрузивно-вулканическими поясами. Эти пояса наложены на древние структуры Венгерского и Родопского срединных массивов и образуют краевую тектоническую систему по отношению к эв- и миогеосинклинальным системам Карпат, балканид и динарид-эленид. Самое северное положение занимают молибденитовые месторождения в горах Бихор и Пояна Рускэ в Румынии (Бейца-Бихор и др.). Они представлены штокверками кварц-молибденитовых прожилков и залежами молибденитосодержащих скарнов на контакте карбонатных пород с гранитоидами юрской (?)  $\gamma\delta$ -ассоциации.

Далее к югу расположена зона молибденитосодержащих медно-порфировых месторождений, которая протягивается от Румынского Баната в Сербское и Болгарское Среднегорье (Суббалканская зона). В Банате кроме медно-порфирировых штокверков развиты разновозрастные с ними

метасоматические залежи в скарнах. Медно-молибденовое оруденение (месторождения Медет, Асарел, Молдова-Ноуз и др.) связано во времени и пространстве с порфировыми породами  $\delta$ -ассоциации позднемиоценового—палеоценового возраста. Еще южнее протягивается полоса жильных и штокверковых шеелит-молибденитовых месторождений, связанных с вулканоплутоническими комплексами олигоценового или раннемиоценового возраста ( $\gamma\delta$ -ассоциация). Эти месторождения (Мачкатица, Стари-Глог, Сьяр и другие) сосредоточены в линейной зоне северо-западного простирания, которая пересекает по диагонали Родопский срединный массив. Вдоль юго-западного края этого массива группируются также медно-порфировые месторождения палеогеновой  $\delta$ -ассоциации (Бучим, Боров Дол). Таким образом, в рассматриваемой части Альпийского складчатого пояса возраст орогенных интрузивно-вулканических поясов с северо-востока на юго-запад становится все более молодым. В соответствии с этим меняется и возраст молибденовых месторождений. В зонах молибденового оруденения встречаются участки с шеелитовой и золото-шеелитовой минерализацией второго—третьего поколений  $\gamma\delta$ -ассоциации (Благоев Камень, Танда и др.).

Для альпийского складчатого пояса характерно также телетермальное шеелитовое оруденение, часто в ассоциации с антимонитом и киноварью, известное на юге о. Сардиния (Су-Сюзрго и другие рудопроявления), в Восточных Альпах (месторождения Тукс, Фельберталь) и на продолжении Альпийского пояса в Турции (месторождение Гюмюшлер). Оруденение, по-видимому, имеет позднекайнозойский возраст и не обнаруживает видимой связи с какими-либо магматическими образованиями. По мнению А. Маухера [292], шеелит-антимонитовые руды представляют собой первичноосадочные образования, однако геологические особенности месторождений скорее свидетельствуют о гидротермальном происхождении (259). Шеелит-антимонитовое оруденение Альпийского пояса можно сопоставить с участками сурьмяной минерализации, развитой по периферии рудных полей плиоценовой  $\gamma\epsilon$ -ассоциации (Тырныауз). Такое же возрастное положение, вероятно, занимают телетермальные ферберитовые и гюбнеритовые рудопроявления Югославии (Сребрница, Чумавица).

## 6. 2. КАВКАЗ

Кавказ, так же, как и Альпийская Европа, относится к числу вольфрам-молибденовых рудных провинций. В Закавказье преобладают медно-молибденовые месторождения. Наиболее ранние проявления медно-молибденового оруденения связаны с магматическими породами юрской  $\alpha$ -ассоциации, развитыми в Сомхето-Карабахской андезитовой парагеосинклинали (Техутское, Шихахоское месторождения). Месторождения Мисхано-Зангезурской зоны принадлежат  $\delta$ -ассоциации эоцен—олигоценового (Агарак) и  $\nu\gamma$ -ассоциации олигоцен—раннемиоценового (Каджаран, Джиндара, Дастакерт) возраста. Относительно молодые месторождения выделяются повышенными содержаниями молибдена в рудах. Абсолютный возраст этих месторождений равен 21—23 млн. лет. Мисхано-Зангезурский интрузивно-вулканический пояс наложен на структуры Закавказского срединного массива и представляет собой краевую систему по отношению к Севанской эвгеосинклинали.

В ядре Кавказского мегантиклинория и на Северном Кавказе распространены гранитоидные неинтрузии миоплиоценового возраста, которые

принадлежат  $\gamma\delta$ -ассоциации и сопровождаются молибденовой минерализацией. Примером служат рудопроявления в районе Сангутидонской неинтрузии, в частности, оруденение в брекчиевой трубке Бурстаранта [211]. К этой же ассоциации относятся ранние порфировые интрузивы и шеелит-молибденитовое оруденение Тырнауза. Плиоценовые эльджуртинские граниты Тырнаузского рудного поля представляют  $\gamma$ -ассоциацию, а близкие по возрасту порфировые интрузивы и вулканические покровы в районе Эльбруса, Чегема и Кавказских Минеральных вод образуют  $\gamma\epsilon$ -ассоциацию. С этой ассоциацией связано формирование касситерит- и станнинсодержащих сульфидных руд на участке Малый Мукулан и аналогичных ему рудопроявлениях на северном склоне Кавказа, в осевой части хребта и на южном склоне, где кроме касситерита в рудах содержится вольфрамит (Чорох). Ни касситерит, ни вольфрамит промышленного значения не имеют. Порфировые интрузивы плиоценового возраста сопровождаются также молибденитовым оруденением (Кароби). Ферберит-антимонитовые месторождения Горной Рачи тоже, вероятно, относятся к заключительным гидротермальным сериям  $\gamma\epsilon$ -ассоциации.

Все участки с молодым молибденитовым, вольфрамитовым и касситеритовым оруденением расположены в пределах Главного Транскавказского поперечного поднятия и приурочены к периферическим частям Северо-Кавказского краевого и Грузинского срединного массивов. Во флишевой парагеосинклинали Большого Кавказа развиты существенно сульфидные, главным образом арсенопиритовые, рудопроявления.

На Северном Кавказе известно шеелитовое оруденение палеозойского возраста (Кти-Теберда). В палеозое, возможно, были сформированы и некоторые вольфрамит- и шеелитсодержащие сульфидные жилы в осевой части хребта [211]. Это позволяет полагать, что вольфрам-молибденовая специфика альпийской металлогенической эпохи наследует такие же черты палеозойской металлогении.

Преобладание месторождений молибденового профиля и отсутствие сколько-нибудь значительного касситеритового оруденения характерно не только для Кавказа, но и для всего средневосточного отрезка Альпийского пояса от Турции до Пакистана.

### 6.3. УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

В пределах Урало-Монгольского складчатого пояса находится несколько редкометальных рудных провинций палеозойского и мезозойского возраста. Самое северное положение занимают молибденовые, вольфрамовые и другие редкометальные месторождения Полярного Урала, сосредоточенные, главным образом, в Харбейском блоке [5, 144]. На некоторых участках, например, на Торговском месторождении, имеются касситеритсодержащие руды, но в целом для Полярного Урала характерен вольфрам-молибден-редкометальный профиль металлогении. Возрастная позиция многих месторождений остается неопределенной. По крайней мере, часть молибденитовых месторождений, возможно, была сформирована в ордовике [144], но наиболее крупные объекты, скорее всего, относятся к позднепалеозойской  $\gamma\epsilon$ -ассоциации.

Вольфрам-молибден-редкометальные гидротермальные месторождения характерны и для Южного Урала. Месторождения, масштаб которых, за редким исключением, незначителен, расположены в Восточно-Уральском геоантиклинальном поднятии (Рис. 33, см. вкладку). Шеелитовые место-

рождения связаны с гранитоидами повышенной основности, входящими в состав  $\gamma\delta$ -ассоциации позднепалеозойского и, возможно, позднедевонского возраста. Вольфрамитовое и редкометальное оруденение сопровождается граниты пермской  $\gamma\epsilon$ -ассоциации. В пределах девонского интрузивно-вулканического пояса, наложенного на каледонское основание Мугоджар, расположено штокверковое молибденовое месторождение Восток. Возраст этого месторождения остается пока не ясным. В Зауральской и Тургайской зонах развиты интрузивы и эффузивы раннекаменноугольной  $\alpha$ -ассоциации, которые сопровождаются медно-молибденовым оруденением (Баталинское месторождение). Близкие по возрасту и характеру рудной минерализации участки известны и в других тектоно-магматических зонах Среднего и Южного Урала (Салаватское, Еленовское месторождения).

Вольфрам-молибденовый профиль редкометальной металлогении сохраняется и в Чаткало-Кураминской зоне Тянь-Шаня. Эта зона представляет собой краевую систему, окаймляющую эвгеосинклиналь Южного Тянь-Шаня, которая в металлогеническом отношении существенно отличается от Урала. В западной ее части преобладают шеелитовые месторождения позднепалеозойской  $\gamma\delta$ -ассоциации (Ингичке, Койташ и др.), а также встречаются небольшие проявления касситеритовой минерализации (Кочкарлы). Восточнее проявляются шеелит-касситеритовые (Майхура), вольфрамит-касситеритовые (Трудовое, Ташкоро-Суходол) и чисто касситеритовые (Учкошкон) месторождения  $\gamma\epsilon$ -ассоциации пермского возраста.

Шеелитовые месторождения приурочены к геантиклинальным поднятиям внутри эвгеосинклинальной зоны. Оловорудные месторождения Акийракского и Сарыджазского районов Восточной Киргизии, которые во многом напоминают месторождения Корнуолла, расположены в наиболее узком месте эвгеосинклинальной зоны, разделяющей Таримскую плиту и каледонский массив Северного Тянь-Шаня. Это сужение, вероятно, совпадает с поперечным антиклинальным перегибом. Вольфрамит-касситеритовое оруденение появляется в восточной части не только Южного, но и Северного Тянь-Шаня (месторождение Карагайлы-Актас).

Центральный Казахстан так же, как и Урал, является вольфрам-молибденовой рудной провинцией. Лишь вдоль внешнего западного края Джунгаро-Балхашской складчатой системы — в Бетпакдале и на Сарысу-Тенизском водоразделе — известны мелкие касситеритовые месторождения девонского (?) возраста [47]. Все более или менее крупные месторождения молибдена и вольфрама сосредоточены в краевой системе, отделяющей эвгеосинклиналь от внешних каледонских массивов и представленной дугообразным интрузивно-вулканическим поясом — девонским во внешней своей части и позднепалеозойским во внутренней (см. рис. 33). С ранне-среднекаменноугольной  $\delta$ -ассоциацией связаны медно-молибденовые месторождения, причем наиболее крупные штокверки находятся во внутренней зоне орогенного интрузивно-вулканического пояса вблизи его границы с эвгеосинклиналью (Коунрад, Бешоқы, Актогай). Во внешней части пояса развиты мелкие месторождения, обычно с повышенным содержанием молибдена в рудах вплоть до существенно молибденовых участков (Каратас IV).

Вольфрам-молибденовые месторождения, связанные с гранитами и гранит-порфирами раннепермской  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, представленной акчатауским интрузивным комплексом, расположены во внешней западной части краевой системы, главным образом в Жаман-Сарысуиском поднятии и его об-

рамлении. Исключение составляет Восточно-Коунрадское месторождение, расположенное в Коунрадском поднятии недалеко от эвгеосинклинальной зоны.

К востоку от Жаман-Сарысуйского и Новалы-Кызылэспинского поднятий в пределах Токрауской впадины известны мелкие вольфрамовые месторождения (Майтас, Тайшек), сопряженные во времени и пространстве с прибалхашским вариантом позднепермской (?)  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, к которой относятся граниты кызылрайского интрузивного комплекса [173]. Если акчатауский комплекс, характерный для западного обрамления Токрауской впадины, образован только лейкократовыми гранитами и микроклин-аляскитами, которым предшествуют дайки гранит-порфиров, то в ареале распространения кызылрайского комплекса появляются вулканические серии, образованные контрастными сочетаниями латитов и риолитов, а в сериях догранитных и послегранитовых даек широко распространены базитовые породы. Сам кызылрайский комплекс представлен микроклин-аляскитами с повышенной аспаитностью.

Аналогом кызылрайского комплекса в Северо-Восточном Прибалхашье является баканасский комплекс. Доля пород повышенной основности в позднепермской  $\gamma\epsilon$ -ассоциации этого региона еще выше. Микроклин-аляскитам предшествуют покровы субщелочных базальтоидов и трахитов, а также интрузивные субщелочные породы, слагающие ушобинский и кикунтайский комплексы. Последний образован субщелочными гранитоидами с рибекитом и эгирином [194]. Все эти изверженные породы, включая аляскиты баканасского комплекса, практически безрудны.

Возрастные соотношения между гранитами акчатауского комплекса и аляскитами кызылрайского (баканасского) комплексов остаются неопределенными, поскольку те и другие всюду пространственно разобщены. На основании косвенных данных можно полагать, что первые являются более древними, чем вторые [119, 173].

Орогенный интрузивно-вулканический пояс, образующий краевую систему Джунгаро-Балхашской складчатой области, окружен широкой зоной так называемого распыленного гранитного магматизма [70], совпадающей с каледонским обрамлением этой области. Среди полей развития докембрийских, ниже- и среднепалеозойских пород залегают единичные изолированные плутоны позднепалеозойской  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, сложенные гранитами акчатауского типа или сочетаниями сиенитов и гранитов, близкими к  $\gamma\epsilon$ -ассоциации Восточного Прибалхашья. С гранитами акчатауского типа связано молибден-вольфрамовое месторождение Караоба, которое находится в Бетпакдале и занимает крайнее западное положение среди однотипных месторождений Центрального Казахстана. В рудах этого месторождения содержится аксессуарная редкометальная минерализация и небольшое количество касситерита. Граниты Караобинского массива выделяются среди других плутонов акчатауского комплекса максимальными концентрациями фтора, лития, рубидия [183], что согласуется с общей тенденцией обогащения гранитов и гранитоидов внешних тектонических зон фтором и легкими щелочными металлами [202].

Молибденовое месторождение Жаксы-Койтас в Тарбагатае связано с гранитами каракольского комплекса [59], которые по составу близки к породам контрастного сиенит-гранитного варианта  $\gamma\epsilon$ -ассоциации.

Для внешней зоны характерно появление в составе  $\gamma\epsilon$ -ассоциации альбит-алясцитов и эгирин-рибекитовых гранитов первого и второго ритмов, несущих аксессуарную ниобиевую минерализацию [118]. Акцес-

сорный колумбит содержится и в микроклин-алаяскитах второго (?) интрузивного ритма [90]. Важной особенностью внешней зоны является то, что в ее пределах кроме позднепалеозойских рудоносных комплексов развиты близкие по составу, строению и металлогенической специфике комплексы девонского возраста, завершающие каледонский магматический мегацикл. Так, недалеко от месторождения Караоба находится молибденовое месторождение Шалгия, связанное с девонскими порфирированными интрузивами.

Касситеритовое оруденение характерно как для Караобы, так и для девонских гранитов Бетпакдалы. Среди них выделяются амазонитовые граниты второго интрузивного ритма, обогащенные аксессуарным касситеритом (Майкуль). В Северном Казахстане известны девонские граниты  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, которые так же, как и их позднепалеозойские аналоги, содержат аксессуарный колумбит [147]. В системе каледонид Чингиза-Тарбагатая кроме пермских эгирин-рибекитовых гранитов имеются и близкие по составу породы девонского возраста.

Прибалхашский вариант пермской  $\gamma\epsilon$ -ассоциации повторяется в Жарма-Саурской и Рудно-Алтайской тектоно-магматических зонах Зайсанской складчатой системы (см. рис. 33). Однако эта ассоциация не сопровождается здесь редкометальным гидротермальным оруденением, имеющим промышленное значение. Колумбит и другие редкометалльные минералы встречаются только в аксессуарных количествах [59].

Среди этих зон резко выделяется гранитный пояс Восточной Калбы, для которого характерны мелкие касситеритовые и вольфрамитовые месторождения и редкометалльные пегматиты. Насыщенная гранитами Восточно-Калбинская зона представляет собой краевую геоантиклиналь, примыкающую к эвгеосинклинали Западной Калбы.

Редкометалльная рудная провинция Горного Алтая вновь имеет отчетливо выраженную вольфрам-молибденовую специализацию. Месторождения вольфрама и молибдена приурочены главным образом к гранитам и порфирированным интрузивам позднепалеозойской  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, залегающим среди пород каледонского складчатого комплекса. По характеру редкометалльного оруденения Горный Алтай близок к внешней северо-западной части краевой системы Джунгаро-Балхашской складчатой системы. В частности, так же, как и в Центральном Казахстане, здесь имеются месторождения с относительно высокими содержаниями молибдена, вольфрама и висмута (Калгутинское).

Обособленная молибденовая провинция расположена в Хакасии на восточном склоне Кузнецкого Алатау, где развиты штокверковые месторождения (Сорское, Ипчуйское, Агаскыр) и их аналоги в виде метасоматических скарновых залежей (Киялых-Узень и др.). Месторождения сосредоточены в краевой геоантиклинальной зоне, окаймляющей с востока эвгеосинклинали Мариинской тайги. Все месторождения относятся к  $\nu\gamma$ -ассоциации позднего кембрия — ордовика (тигертышский комплекс). Для пород этой ассоциации и для более молодых магматических ассоциаций Хакасии характерна повышенная щелочность. Широко развиты сиениты и граносиениты. В остальной части каледонской Алтае-Саянской складчатой системы и в прилегающих зонах байкалид единичные проявления редкометалльной гидротемальной минерализации связаны с зонами кварц-полевошпатовых метасоматитов докембрийского возраста и с девонскими субщелочными гранитами тувинского варианта  $\gamma\epsilon$ -ассоциации. Эгирин-рибекитовые граниты этой ассоциации содержат аксессуарную колумбит-пирохлоровую минерализацию.

К востоку от Алтае-Саянской складчатой области расположены редко-металльные провинции Советского Забайкалья, Прибайкалья и Монголии. Эта часть Урало-Монгольского складчатого пояса характеризуется четко выраженной тектонической и металлогенической зональностью [187]. Центральное положение в системе палеозойских и мезозойских структур занимает Хэнтэй-Даурская геоантиклинальная зона (см. рис. 33), возникшая в начале мезозоя на месте палеозойского эвгеосинклинального прогиба. К этой зоне приурочены вольфрамитовые и касситеритовые месторождения, связанные с  $\gamma\epsilon$ -ассоциациями ранне-среднеюрского и позднеюрского возраста. Преобладают кварцево-жильные и грейзеновые месторождения первого поколения. Среди них выделяются оловорудные месторождения Шерловой горы и Хапчеранги, представленные зонами турмалинитов с касситеритом, которые относятся к месторождениям второго—третьего поколений. Обращает внимание специфическая тектоническая позиция этих месторождений. Шерловогорское рудное поле приурочено к наиболее узкому месту шовной эвгеосинклинальной зоны, вытянутой вдоль Восточно-Ононского поперечного разлома, а Хапчерангинское рудное поле расположено в зоне крупного разрыва, разделяющего Южно-Даурский и Агинский блоки. Позднеюрские касситеритовые и вольфрамит-касситеритовые месторождения, характерные для Хэнтэй-Даурской зоны, встречаются и на ее восточном продолжении в Шилка-Газимуровской зоне (Этыка, Антоновогорское, Будюмкан).

Внешние тектонические зоны (Западно-Забайкальская, Нерча-Хилокская, Приаргунская, Центрально-Монгольская), имеющие каледонское основание и в совокупности образующие краевую систему вокруг Хэнтэй-Даурской эвгеосинклинали, характеризуются вольфрам-молибденовой металлогенической специализацией. В раннеорогенном Селенгинском интрузивно-вулканическом поясе, расположенном ближе всего к эвгеосинклинали, локализуются медно-молибденовые месторождения пермского возраста с относительно низким содержанием молибдена (Эрдене-туин-Обо). В Нерча-Хилокской зоне на большем удалении от эвгеосинклинали получают развитие  $\delta$ - и  $\gamma\delta$ -ассоциации ранне- и позднеюрского возраста, представленные, главным образом, интрузивными породами амананского и амуджикано-сретенского комплексов. С ними связано существенно молибденовое оруденение (Жирекен, Давендинское и другие месторождения). В Западно-Забайкальской зоне, кроме того, имеются вольфрам-молибденовые месторождения юрской  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, представленной гуджирским комплексом (Джидинское, Булуктаевское месторождения и др.). Специфическая редкометалльная минерализация характерна для сиенит-гранитного варианта  $\gamma\epsilon$ -ассоциации позднепалеозойского—раннемезозойского и позднеюрского возраста, к которому относятся породы куналейского и нерчуганского интрузивных комплексов. В целом, гидротермальное редкометалльное оруденение  $\gamma\epsilon$ -ассоциации тяготеет к внешней части краевой системы, находящейся на максимальном удалении от эвгеосинклинальной зоны.

В Шилка-Газимуровской, Приаргунской и Центрально-Монгольской зонах, окаймляющих Хэнтэй-Даурскую эвгеосинклиналь с востока и юга, известны молибденитовые месторождения  $\gamma\delta$ -ассоциации средней—поздней юры (Шахтаминское), вольфрамит-молибденитовые и чисто вольфрамитовые месторождения  $\gamma\epsilon$ -ассоциации позднеюрского возраста (Букука, Белуха, Борун-Цогто и др.). Более ранняя  $\delta$ -ассоциация в этих зонах развития не получила. Как следствие этого медно-молибденовые месторождения отсутствуют.

Территория Северо-Востока СССР охватывает Верхояно-Чукотскую и Корякско-Камчатскую складчатые области. Центральное положение в структуре мезозойских Верхояно-Чукотской области занимают Алазейская и Олойская эвгеосинклинальные зоны (рис. 34). Внутреннее строение этих зон изучено пока недостаточно. На металлогенической схеме принят вариант, согласно которому на месте выделявшегося ранее Колымского срединного массива развит палеозойский—раннемезозойский эвгеосинклинальный комплекс, характерный также и для Олойской зоны [216]. Однако этот комплекс вряд ли занимает все то обширное пространство, которое охватывает указанные выше зоны. Скорее всего, строение этих зон более гетерогенно [48], и кроме относительно узких рифтогенных эвгеосинклинальных трогов в их пределах существуют андезитовые парагеосинклинали, наложенные на более древнее складчатое основание, геоантиклинальные поднятия и, возможно, даже блоки типа срединных массивов.

Однако важно подчеркнуть, что центральное положение в структуре Верхояно-Колымской области занимают именно эвгеосинклинальные прогибы, по отношению к которым зоны развития терригенных пород верхоянского комплекса могут рассматриваться как парагеосинклинальная краевая система. В этой системе сосредоточены все главные оловорудные месторождения Северо-Востока СССР, которые группируются в компактные рудные провинции с четкими границами, совпадающими с крупными линейными элементами.

Первая группа оловорудных месторождений сосредоточена в западной части Яно-Колымской зоны, где расположены Депутатский рудный узел, Яно-Борулахская, Дербек-Нельгехинская и ряд других рудных зон, приуроченных к так называемым поперечным рядам гранитоидных интрузий. Мезозойский орогенный магматизм этой провинции начинается с формирования позднеюрских—раннемеловых гранитоидов басугуньинского (мордзотского) интрузивного комплекса, который вместе с сопровождающими его дайками образует  $\gamma\delta$ -ассоциацию. Интрузивные породы этой ассоциации развиты как в продольных гранитоидных поясах, которые окаймляют Алазейскую эвгеосинклинальную зону, так и в поперечных цепочках интрузий, пересекающих структуры Яно-Колымской зоны. Абсолютный возраст гранитоидов составляет 130—140 млн. лет [64]. С гидротермальными сериями  $\gamma\delta$ -ассоциации связано шеелитовое оруденение, в частности, Агылкинское месторождение, расположенное на стыке Восточно-Верхоянской и Южно-Верхоянской зон.

Более молодая  $\gamma$ -ассоциация представлена гранитами колымского комплекса, максимум абсолютного возраста которых приходится на 120 млн. лет (ранний мел). Примерно такой же возраст имеют некоторые оловорудные кварцево-жильные и грейзеновые месторождения, залегающие в гранитах и экзоконтактовых зонах гранитных плутонов [32], что позволяет связывать их с раннемеловой  $\gamma\epsilon$ -ассоциацией, объем и распространение которой остаются пока неясными. Абсолютный возраст дорудных даек и околорудных метасоматитов на касситеритовых месторождениях второго и третьего поколений  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, к которым относится Депутатское, Эге-Хая, Улахан-Эгелях, Кестер, Илинтас и многие другие участки, оказывается равным 90—70 млн. лет, что указывает на значительный хронологический разрыв между гранитами раннего мела, с одной стороны, и дайками и оруденением с другой [32, 62]. Если имеющиеся определения отражают истинный возраст даек и метасоматитов, их следует связывать с

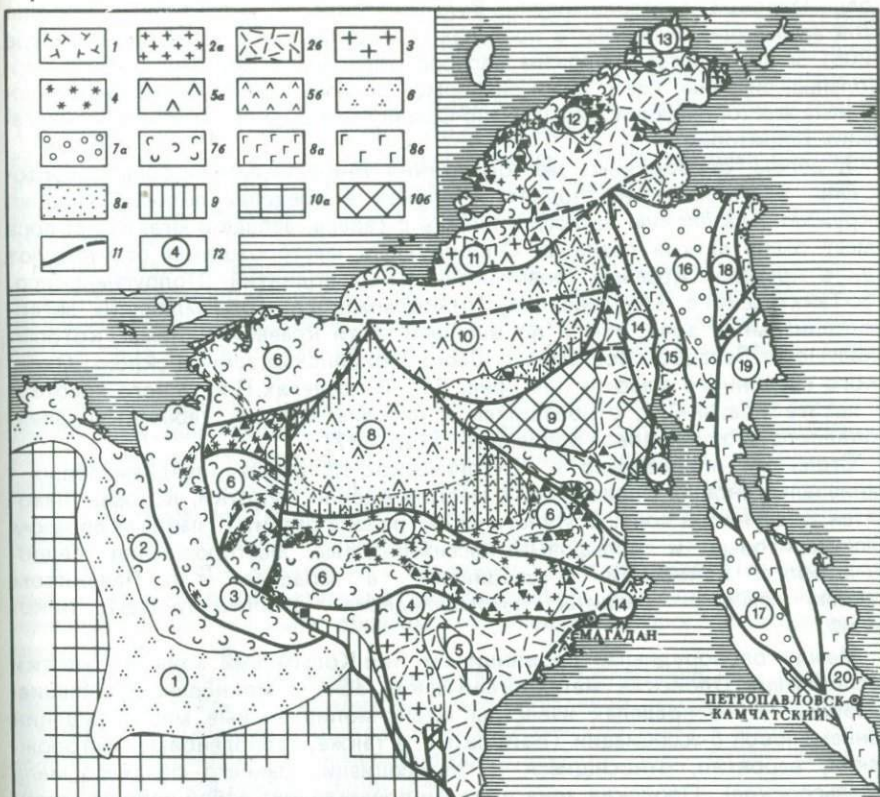


Рис. 34. Схема размещения вольфрамовых и оловянных месторождений на Северо-Востоке СССР

1 — интрузивно-вулканические пояса и поля с преимущественным развитием магматических пород  $\gamma\delta$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций среднего и позднего палеогена; 2 — интрузивные (а) и интрузивно-вулканические (б) пояса и поля с преимущественным развитием магматических пород  $\gamma\delta$ -,  $\gamma$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций позднего мела и раннего палеогена; 3 — интрузивные пояса с преимущественным развитием магматических пород  $\gamma\delta$ -ассоциации раннего мела; 4 — интрузивные пояса с преимущественным развитием магматических пород  $\gamma\delta$ -,  $\gamma$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций поздней юры — раннего мела; 5 — интрузивно-вулканические пояса с преимущественным развитием магматических пород а-, б- и  $\gamma\delta$ -ассоциаций: а — поздней юры — раннего мела и б — а-ассоциации поздней юры; 6 — молассовые прогибы, выполненные отложениями мелового возраста; 7 — парагеосинклинали, выполненные терригенными толщами: а — позднего мела и палеогена, б — позднего палеозоя, триаса и юры; 8 — эвгеосинклинали, выполненные: а — осадочно-вулканогенными толщами позднего мела — палеогена, б — поздней юры — раннего мела, в — позднего палеозоя; 9 — геосинклинальные поднятия; 10 — срединные и краевые массивы, стабилизированные: а — в среднем и б — позднем протерозое; 11 — главные линейменты; 12 — номера тектоно-магматических зон

Тектоно-магматические зоны: 1 — Предверхоянская, 2 — Западно-Верхоянская, 3 — Восточно-Верхоянская, 4 — Южно-Верхоянская, 5 — Охотская, 6 — Яно-Кольмская, 7 — Адыча-Бохапчинская, 8 — Алазейская, 9 — Омолонская, 10 — Олойская, 11 — Анойская, 12 — Чаунская, 13 — Восточно-Чукотская, 14 — Тайгоноская, 15 — Пенжинско-Анадырская, 16 — Корякская, 17 — Центрально-Камчатская, 18 — Хатырская, 19 — Олюторская, 20 — Восточно-Камчатская

Условные обозначения месторождений те же, что и на рис. 32

позднемеловой  $\gamma\epsilon$ -ассоциацией. Вулканические и интрузивные породы этой ассоциации известны в пределах Полоусненского поднятия на севере [205] и пользуются широким распространением в восточной части Яно-Колымской зоны, где с ними заведомо связаны многочисленные оловорудные месторождения Балыгычано-Сугойского рудного района и прилегающих территорий.

В целом, оловорудные месторождения Яно-Колымской зоны сосредоточены в относительно поднятых блоках в пределах полосы, которая окружает Алазейскую эвгеосинклиналь с севера, запада и юга. Эта полоса имеет очень четкие границы. Оловорудные месторождения отсутствуют как в пределах краевых геосинклинальных поднятий (Полоусненского, Тас-Таяхтахского, Омuleвского, Приколымского), обрамляющих эвгеосинклинальную зону, так и во внешней части краевой системы, которая охватывает Западно-, Восточно- и Южно-Верхоянские зоны и склоны Охотского срединного массива (см. рис. 34). В пределах Полоусного хребта и в хребте Улахан-Сис, относящихся к системе краевых геосинклиналей, появляется молибденовое оруденение [115, 137].

Столь же определено и тектоническое положение позднемеловых—раннепалеогеновых оловорудных месторождений Чукотки, которые находятся в Чаунской зоне. В Иультинском районе развиты главным образом касситеритовые и вольфрамит-касситеритовые месторождения первого—второго поколений  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, а западнее — в Певекском рудном районе развиты месторождения второго—третьего поколений.

Между оловорудными провинциями Яно-Колымской зоны и Чукотки расположена Олойская металлогеническая зона с молибденовой специализацией. В ее пределах известны медно-молибденовые месторождения раннемеловой  $\delta$ -ассоциации (Баимское), а также молибденовые месторождения, вероятно, относящиеся к  $\gamma\delta$ -ассоциации раннего—позднего мела (Медьгорское). Олойская зона вряд ли представляет собой единую эвгеосинклиналь, как это схематически показано на рис. 34. Относительно узкие эвгеосинклинальные трюги, по-видимому, разделены более широкими андезитовыми парагеосинклиналями и орогенными интрузивно-вулканическими поясами юрского и раннемелового возраста, которые заложены на сиалическом основании, возможно, на продолжении палеозойских и докембрийских структур Омолонского массива. В этой связи важно подчеркнуть, что палеозойская металлогения Омолонского массива также имеет молибденовую специализацию [125]. Оловорудные месторождения палеогенового возраста, выявленные в последние годы в Корякско-Камчатской складчатой области [123], приурочены к терригенным парагеосинклиналям, расположенным между эвгеосинклинальными зонами. Парагеосинклинали, выполненные флишоидной толщей позднего мела—раннего палеогена, представляют собой опущенные блоки сиалического основания, зажатые между полосами палеозойских и мезозойских офиолитов.

## 6.5. ДАЛЬНИЙ ВОСТОК

В обширном регионе, охватывающем северо-восточную часть Тихоокеанского кольца, известно большое количество касситеритовых, шеелит-вольфрамитовых и молибденитовых месторождений, которые могут быть сгруппированы в несколько рудных провинций. Самая северная из них охватывает краевую систему, которая расположена между эвгеосинкли-

нальными Горинской и Амурской зонами, с одной стороны, и Буреинским срединным массивом, с другой (рис. 35, см. вкладку). В ее пределах обособляется несколько рудных районов (Комсомольский, Баджальский, Хинганский, Эзопский), связанные с обособленными ареалами распространения  $\gamma\delta$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций раннего и позднего мела. Раннемеловой возраст (110—120 млн. лет) имеют рудоносные магматические и гидротермальные серии Хинганского района, который занимает самое внешнее положение и находится внутри Буреинского массива. Оловорудные месторождения, расположенные восточнее, были сформированы в позднем мелу (80—100 млн. лет).

В пределах Буреинского массива известны также мелкие месторождения и рудопоявления молибдена. Часть из них связана с раннемеловой  $\gamma\delta$ -ассоциацией, представленной бутакано-чуркинским интрузивным комплексом, а часть с  $\gamma\epsilon$ -ассоциацией ранне- или позднемелового возраста (Умальтинское).

Для Хинганского, Баджальского и Комсомольского районов характерны оловорудные месторождения, тесно связанные с вулканоплутоническими комплексами  $\gamma\epsilon$ -ассоциации. Они контролируются одной тектонической зоной северо-восточного простираения (см. рис. 35). Кварцево-жильные и грейзеновые месторождения первого поколения, развитые севернее, занимают обособленное положение в пространстве.

В южной части Ханкайского срединного массива находятся оловорудные и другие редкометалльные месторождения палеозойского возраста, представленные главным образом оруденением второго поколения  $\gamma\epsilon$ -ассоциации [41, 167].

В Сихотэ-Алине известны шеелитовые, вольфрамитовые и касситеритовые месторождения. Шеелитовые месторождения расположены преимущественно в Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинской зонах в пределах ареалов распространения раннемеловой  $\gamma\delta$ -ассоциации, представленной ранними членами хунгарийской серии [84].

Оловорудные месторождения Сихотэ-Алиня связаны во времени и пространстве с  $\gamma\epsilon$ -ассоциацией позднемелового—палеогенового возраста (80—50 млн. лет) и сосредоточены в южной и центральной частях Восточного эвгеосинклинального прогиба (см. рис. 35). Блок, насыщенный касситеритовыми месторождениями, ограничен со всех сторон продольными и поперечными разрывами. Восточнее в пределах Прибрежной зоны имеются лишь незначительные проявления касситеритовой минерализации. Вместе с тем здесь появляются молибденовые рудопоявления, которые сопровождают порфириновые фации гранитоидов эоценовой  $\gamma\delta$ -ассоциации, представленной ранними членами прибрежной интрузивной серии, а также комагматическими им эффузивами и дайками. Молибденовая минерализация описана, например, на некоторых участках Дальнегорского рудного района [10].

Прибрежная зона, судя по всему является краевой частью крупного "молибденового" блока, скрытого под водами Японского моря. Его противоположный край выходит на дневную поверхность на о. Хонсю в Японии. Вдоль западного берега этого острова протягивается полоса молибденовых месторождений [77], которые сопряжены с гранитоидами палеогенового возраста (40—60 млн. лет) — полными аналогами прибрежной серии Сихотэ-Алиня. Здесь известны месторождения молибден-порфирирового типа (Камиока), жильные месторождения (Дайто, Хирасе) и трубообразные метасоматические залежи (Комаки). На севере о. Хонсю в горах Китаками расположены молибденитовые и шеелитовые месторождения

$\gamma\delta$ -ассоциации раннего мела, также подчеркивающие молибденовый профиль металлогении этого региона.

Юго-восточная часть о. Хонсю характеризуется преобладанием вольфрамитовых и шеелитовых месторождений. Они связаны с позднемеловой  $\gamma\epsilon$ -ассоциацией и имеют абсолютный возраст в интервале от 96 до 90 млн. лет, что соответствует позднему мелу [307]. В этой же зоне расположены вольфрамит-касситеритовые месторождения рудного поля Икуно-Акенобе и Эбису-Тогане, сформированные в начале палеогена (73–64 млн. лет). Судя по этим данным, во внутренней зоне Юго-Западной Японии имеет место такое же двукратное повторение позднеорогенного магматического цикла в позднем мелу и начале палеогена, которое установлено в Сихотэ-Алине [84, 175], причем с  $\gamma\epsilon$ -ассоциацией раннего цикла сопряжены существенно вольфрамовые месторождения, а с  $\gamma\epsilon$ -ассоциацией позднего цикла — касситеритовые.

Абсолютный возраст рудоносных интрузивов  $\gamma\epsilon$ -ассоциации и гидротермального оруденения последовательно уменьшается с юго-запада на северо-восток [307], что указывает на смещение во времени магматического фронта в этом направлении.

Оловорудные месторождения известны также на о. Кюсю, где они залегают в пределах эвгеосинклинальной зоны Симанто и имеют позднемиоценовый возраст. Так же как и в рудном поле Икуно-Акенобе,  $\gamma\epsilon$ -ассоциация представлена вулканическими и интрузивными ритмами, а оруденение — касситеритсодержащими турмалинитами второго—третьего поколений. За исключением месторождений о. Кюсю, внешние эвгеосинклинальные зоны Юго-Восточной Японии лишены сколько-нибудь крупных гидротермальных редкометалльных месторождений, которые почти все сосредоточены во внутренней зоне, представляющей собой часть краевой системы. Продолжением "молибденового" блока с широко развитым палеогеновым магматизмом, который сохранился в Прибрежной зоне Сихотэ-Алиня и на западном побережье о. Хонсю, служат Южно-Корейская зона и зона Вэньжоу—Фучжоу в Китае (см. рис. 35). Обширное пространство, которое протягивается вдоль Тихоокеанского побережья от Южно-Приморской зоны на севере до зоны Чанша—Наньчан в Юго-Восточном Китае, характеризуется распространением медно-молибденовых и вольфрам-молибденовых месторождений. Эти месторождения связаны главным образом с  $\delta$ - и  $\gamma\delta$ -ассоциациями средне-позднеюрского магматического цикла. Южнее, в зоне Цзянси широко развиты граниты  $\gamma$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций, завершающие этот цикл. Эти граниты сопровождаются многочисленными вольфрамитовыми и касситерит-вольфрамитовыми месторождениями. Шеелитовые месторождения в скарнах, которые локализируются в этой же зоне, вероятно, относятся к гидротермальной серии  $\gamma\delta$ -ассоциации. На ряде месторождений этого региона установлено пересечение шеелитоносных скарнов и кварц-шеелитовых жил вольфрамитовыми жилами. Восточнее, в зоне Хунань—Наньлинь и в зоне Северо-Восточного Вьетнама — Юньнани развиты касситеритовые месторождения, приуроченные к ареалам распространения  $\gamma\epsilon$ -ассоциации позднемелового возраста. С поздними гидротермальными ритмами этой ассоциации связано, вероятно, образование перетолженной шеелитовой минерализации. Позднемеловые оловорудные месторождения имеются также в зоне Гуандун, которая расположена на побережье Тихого океана, и, вероятно, является продолжением полосы одновозрастных вольфрамитовых и касситеритовых месторождений Юго-Восточной Японии.

## 6.6. ЮГО-ВОСТОЧНАЯ АЗИЯ

Почти все гидротермальные редкометальные месторождения Юго-Восточной Азии расположены в пределах интрузивного пояса, который протягивается от Восточной Бирмы через Таиланд и Малайзию к островам Индонезии (рис. 36). Центральное положение в системе тектонических зон этого региона занимает узкая среднепалеозойская эвгеосинклиналь, расположенная в южной части Малаккского полуострова. К западу от нее протягивается широкая краевая система — терригенная парагеосинклиналь, заполненная осадками среднего и позднего палеозоя, которые во многом напоминают верхоянский комплекс Северо-Востока СССР [158]. Именно в этой зоне и сосредоточена большая часть касситеритовых и вольфрамитовых месторождений, связанных с гранитами  $\gamma\epsilon$ -ассоциации позднего триаса. Среди них преобладают кварцево-жильные и грейзеновые месторождения первого поколения. Основное промышленное значение имеют россыпи.

Краевая система, расположенная к востоку от эвгеосинклинали, представлена андезитовыми парагеосинклиналями карбона и орогенными интрузивно-вулканическими поясами позднего палеозоя и раннего мезозоя с преимущественным развитием пород  $\delta$ -ассоциации (карбон—пермь, ранний триас) и  $\gamma\delta$ -ассоциации (средний—поздний триас). С  $\delta$ -ассоциацией связаны медно-молибденовые месторождения Таиланда, а с  $\gamma\delta$ -ассоциацией — шеелитовые метасоматические залежи в скарнах, распространенные в Восточно-Малайской зоне. В этой же зоне известны касситеритовые месторождения, которые относятся к гидротермальной серии юрского возраста. Среди них преобладают месторождения второго—третьего поколений  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, представленные жильными зонами минерализованных турмалинитов. Отмечены прямые пересечения, указывающие на более молодой возраст оловорудных жильных зон и предшествующих им даек по отношению к шеелитоносным скарнам [262].

## 6.7. ВОСТОЧНАЯ АВСТРАЛИЯ

Большая часть гидротермальных редкометальных месторождений Австралии находится в пределах палеозойского складчатого пояса, вытянутого вдоль восточного края континента. Вне этого пояса известны лишь отдельные участки с касситеритовым и вольфрамитовым оруденением докембрийского возраста, залегающие в породах основания Австралийского кратона.

В Лакланской складчатой системе, общий формационный ряд которой соответствует каледонидам Европы, известны гидротермальные месторождения молибдена и олова. Проявления молибденитовой минерализации сосредоточены в зоне Хилл-Энд — Молонг, которая представляет собой краевую систему, окаймляющую с востока раннепалеозойскую эвгеосинклиналь Уогга (рис. 37). В зоне Хилл-Энд — Молонг имеются мелкие штокверки (Эвертон) и метасоматические залежи в скарнах (Маунт-Теннисон), связанные с гранитоидами  $\delta$ - и  $\gamma\delta$ -ассоциаций силурийского—девонского возраста, а также метасоматические трубы с молибденитом в грейзенизированных породах кровли над позднедевонскими гранитами  $\gamma\epsilon$ -ассоциации (Уипстик).

Наиболее крупными оловорудными объектами являются месторождения рудного поля Ардлан, которые тоже связаны с изверженными породами позднедевонской  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, но расположены в пределах геоантисклиналиного поднятия, возникшего на месте эвгеосинклинали Уогга.

Для складчатой системы Ходжкинсон (см. рис. 37) характерно преобладание вольфрамит-касситеритовых месторождений  $\gamma\epsilon$ -ассоциации (рудные поля Куктаун, Гербертон, Кангару—Хиллс). Здесь же имеются и вольфрам-молибден-висмутовые месторождения Вольфрам-Кэмп и Бамфорд. Позднепалеозойская  $\gamma\epsilon$ -ассоциация характеризуется широким развитием как интрузивных, так и вулканических пород. Эффузивы, среди которых преобладают риолиты, риодациты и латиты, слагают четко очерченные кальдеры и кольцевые комплексы, в которые вписываются и интрузивные образования [238, 242]. К одним вулканоплутоническим структурам приурочены месторождения вольфрама и молибдена, а к другим — вольфрам-оловорудные месторождения. Те и другие показаны на геологических картах одновозрастными, что, однако, не очевидно. Возможно, оловоносные комплексы были сформированы несколько позднее, чем комплексы, несущие вольфрам-молибденовое оруденение.

Еще одна редкометальная рудная провинция расположена в эвгеосинклинальной зоне Новой Англии в пределах крупного батолита позднепалеозойского—раннемезозойского возраста. В этой провинции имеются жильные золото-шеелитовые месторождения, связанные с  $\gamma\delta$ -ассоциацией позднего палеозоя (Хиллгроув), висмут-молибденовые месторождения в метасоматических трубах (Кингсгейт, Дипуотер) и кварц-вольфрамитивые жилы с висмутом (Торрингтон), сопровождающие лейкократовые граниты триасовой  $\gamma\epsilon$ -ассоциации. Развиты и оловоносные граниты  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, с которыми сопряжена грейзеновая касситеритовая минерализация — источник россыпей в рудном поле Станторп. Касситерит содержится и в висмут-молибденитовых трубах на участках Кингсгейт, Дипуотер и в жилах месторождения Торрингтон.

Андезитовые парагеосинклинали и орогенные интрузивно-вулканические пояса зоны Тамуорт—Яррол образуют внешнюю систему, которая окаймляет эвгеосинклиналь Новой Англии с запада. В этой зоне имеются проявления молибденового и медно-молибденового оруденения.

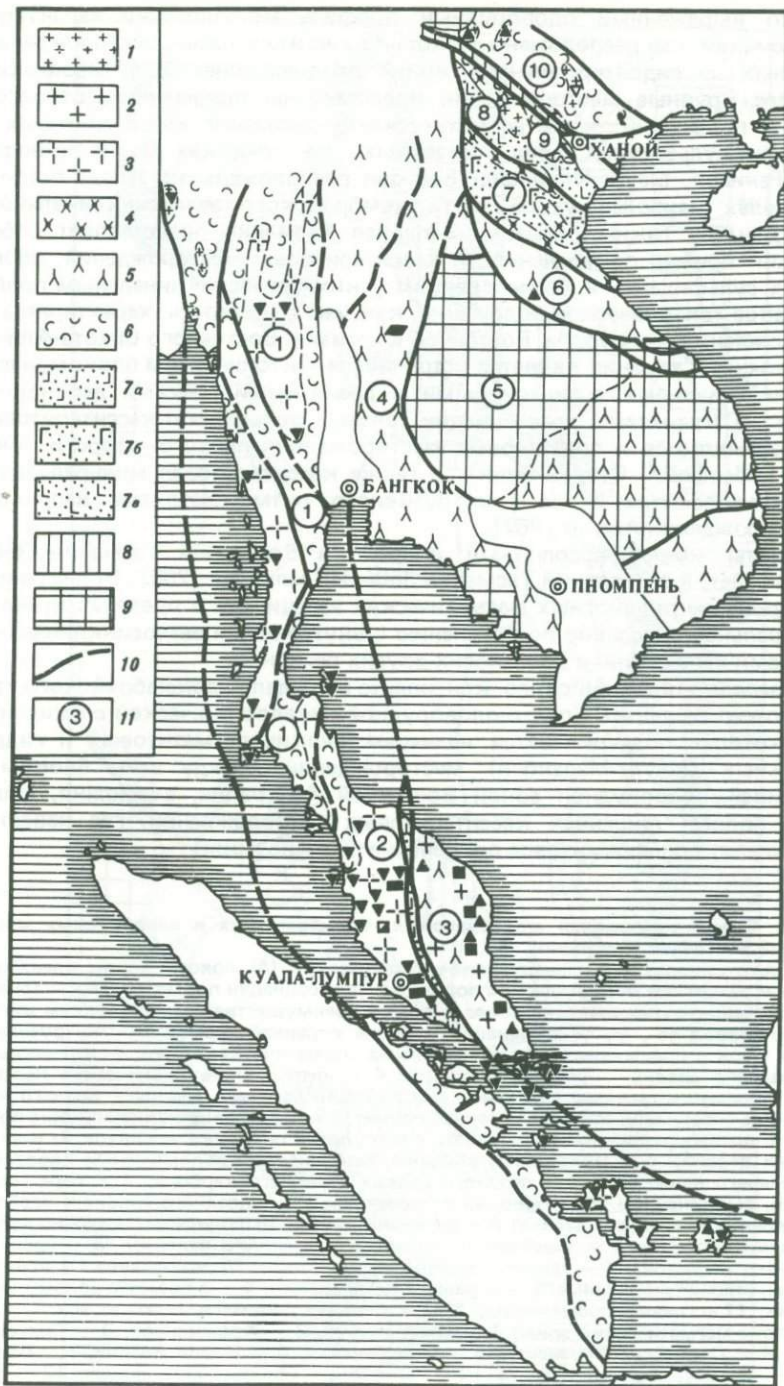
В целом, меридионально вытянутый блок, охватывающий краевые системы зон Хилл-Хнд — Молонг и Тамуорт — Яррол (см. рис. 37), может рассматриваться как молибденовая металлогеническая провинция, а эвгеосинклинали, расположенные к западу и востоку от этого блока — как оловорудные блоки.

Рис. 36. Схема размещения вольфрамовых и оловорудных месторождений Юго-Восточной Азии

1 — интрузивно-вулканические и интрузивные пояса и поля с преимущественным развитием магматических пород  $\gamma\delta$ -,  $\gamma$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций позднего мела; 2, 3 — интрузивные пояса и поля с преимущественным развитием магматических пород  $\gamma\delta$ -,  $\gamma$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций поздней юры (2) и позднего триаса (3); 4 — интрузивные пояса и поля с преимущественным развитием магматических пород  $\gamma\delta$ -ассоциаций раннего триаса,  $\gamma$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций позднего триаса; 5 — интрузивно-вулканические пояса и поля с преимущественным развитием магматических пород  $\alpha$ -ассоциации карбона,  $\delta$ -ассоциации карбона, перми и раннего триаса и  $\gamma\delta$ -ассоциации среднего и позднего триаса; 6 — парагеосинклинали, выполненные терригенными и терригенно-карбонатными отложениями среднего и позднего палеозоя; 7 — эвгеосинклинали, выполненные: а — осадочно-вулканогенными толщами среднего палеозоя, б — среднего и позднего палеозоя, в — триаса; 8 — геантиклинальные поднятия; 9 — срединные и краевые массивы, стабилизированные в раннем докембрии; 10 — главные линеаменты, 11 — номера тектоно-магматических зон

Тектоно-магматические зоны: 1 — Восточной Бирмы — Западного Таиланда, 2 — Западно-Малайская, 3 — Восточно-Малайская, 4 — Пасакская, 5 — Индосинийская, 6 — Чыонгшон, 7 — Северо-Вьетнамская, 8 — Черной реки, 9 — Фансипан, 10 — Северо-Восточного Вьетнама

Условные обозначения месторождений те же, что и на рис. 32



Ярко выраженный оловорудный профиль металлогении характерен для Тасмании, где расположено несколько касситеритовых месторождений, связанных с гидротермальной серией позднедевонской  $\gamma\epsilon$ -ассоциации. Наиболее крупные месторождения представлены оруденением второго—третьего поколений — метасоматическими залежами касситеритовых и касситерит-сульфидных руд, развитых на участках Маунт-Бишофф, Маунт-Ренисон, Маунт-Кливленд. Все они расположены на западе острова в пределах наиболее узкой части кембрийского эвгеосинклинального трога Дандас. Таким образом, Западная Тасмания представляет собой еще один пример приуроченности касситеритовых месторождений, обогащенных сульфидами, к более древним узким эвгеосинклинальным прогибам. Такое тектоническое положение, как уже отмечалось, характерно для месторождений Корнуолла, Восточной Киргизии, Восточного Сихотэ-Алиня.

Восточная Тасмания является устойчивым тектоническим блоком, насыщенным крупными гранитоидными и гранитными массами девонского возраста. С гранитами  $\gamma\epsilon$ -ассоциации связаны вольфрамит-касситеритовые кварцево-жильные и грейзеновые месторождения первого—второго поколений (Аберфойл, Стори—Крик), а также касситеритовая минерализация в альбит-аляскитах второго интрузивного ритма, развитая, например, на месторождении Анкор [267].

Граниты имеют абсолютный возраст в Восточной Тасмании 390—350 млн. лет, а в Западной Тасмании 350—340 млн. лет [266]. Более раннее формирование рудоносных магматических ассоциаций в пределах краевых и центральных массивов по сравнению с внутренними эвгеосинклинальными зонами характерно и для многих других регионов.

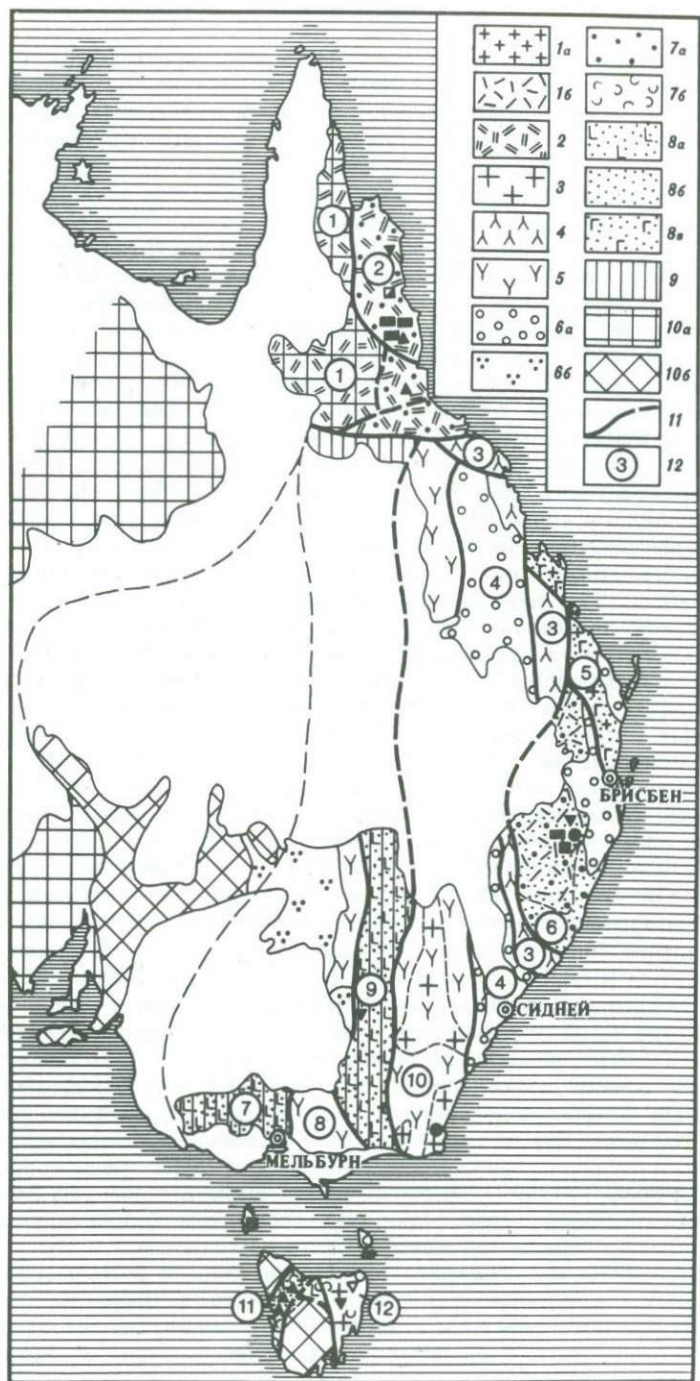
На западе Австралийского континента в пределах докембрийского кратона можно выделить блок с оловорудной металлогенической специализацией, которая подчеркивается наличием мелких пегматитовых и гидротермальных (Маунт-Маранбой) месторождений. Между этим блоком и внутренней оловорудной зоной Восточной Австралии, возможно, существует полоса, лишенная касситеритовых месторождений, где известно лишь шеелит-вольфрамитовое оруденение (Хэтчис-Крик).

Рис. 37. Схема размещения молибденовых, вольфрамовых и оловорудных месторождений Восточной Австралии

1 — интрузивные (а) и интрузивно-вулканические (б) пояса и поля с преимущественным развитием магматических пород  $\gamma$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциации поздней перми — триаса; 2 — интрузивно-вулканические пояса и поля с преимущественным развитием магматических пород  $\gamma\delta$ -,  $\gamma$ -,  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций карбона и ранней перми; 3 — интрузивные пояса и поля с преимущественным развитием магматических пород  $\gamma$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциации позднего девона — раннего карбона; 4 — интрузивно-вулканические пояса и поля с преимущественным развитием  $\alpha$ -ассоциации позднего девона — раннего карбона,  $\delta$ -,  $\gamma\delta$ -ассоциаций карбона и ранней перми; 5 — интрузивно-вулканические пояса и поля с преимущественным развитием  $\alpha$ -ассоциации ордовика — силура,  $\delta$ - и  $\gamma\delta$ -ассоциаций девона; 6 — молассовые впадины, выполненные обломочными породами: а — позднего палеозоя и б — позднего девона — раннего карбона; 7 — парагеосинклинали, выполненные терригенными отложениями: а — позднего девона и карбона, б — ордовика — среднего девона; 8 — эвгеосинклинали, выполненные осадочно-вулканогенными толщами: а — кембрия, б — среднего и раннего палеозоя, в — среднего и позднего палеозоя; 9 — геовантклинальные поднятия; 10 — срединные и краевые массивы, стабилизированные: а — в раннем докембрии и б — в позднем докембрии — кембрии; 11 — главные линейменты; 12 — номера тектоно-магматических зон

Тектоно-магматические зоны: 1 — Джорджтаун, 2 — Ходжкинсон, 3 — Тамуорт-Яррол, 4 — Сиднейско-Боуэнская, 5 — Брисбенская, 6 — Новой Англии, 7 — Болларат, 8 — Мельбурнская, 9 — Уогга, 10 — Хилл-Энд — Молонг, 11 — Дандас, 12 — Восточно-Тасманская

Условные обозначения месторождений те же, что и на рис. 32.



Территория Африки также может быть разделена на блоки, в которых преобладают качественно различные редкометалльные месторождения (рис. 38). Наиболее крупный блок, который охватывает большую часть континента и протягивается от Средиземноморского побережья на севере до Родезийского массива на юге, характеризуется развитием касситеритового и вольфрамит-касситеритового оруденения, что свидетельствует об оловорудной специализации этого блока. В пределах Западно-Африканского кратона и в примыкающих к нему с севера структурах Антиатласа известны единичные вольфрамитовые месторождения без касситерита (Табринкут, Мавритания), а также шеелит-молибденитовые месторождения (Азгур, Марокко); это указывает на молибденовый профиль редкометалльной металлогении Западной Африки.

Лишены гидротермальных оловорудных месторождений массив Бенгуэл, расположенный вблизи Атлантического побережья Юго-Западной Африки, структуры системы Кейс, синеклиза Карру, Мозамбикский пояс, вытянутый вдоль юго-восточного края континента, продолжение этого пояса на территории Эфиопии, остров Мадагаскар. Касситеритовое оруденение появляется лишь на востоке Сомали (Маджиян, Далан), в Трансвальском массиве (рудное поле Бушвельд, восточный край редкометалльного пояса вдоль долины реки Оранжевая) и в Капском складчатом поясе (Стелленбос). Эти небольшие оловорудные блоки отделены от главной оловорудной провинции Африки зонами с иной металлогенической специализацией. В этих зонах развиты редкометалльные пегматиты с тантало-ниобатами и бериллом (Алту-Лигонья, месторождения Мадагаскара, пояс вдоль долины реки Оранжевая). К этим же зонам тяготеют и тантало-ниобиевые месторождения в карбонатитах и щелочных кольцевых комплексах, приуроченные к системе молодых рифтов. Эта система частично наложена на край оловорудной провинции, и отдельные массивы редкометалльных карбонатитов расположены на тех же участках, что и гидротермальные оловорудные месторождения, например, массив Луэш и в Заире. Однако главная масса магматических пород  $\nu$ -,  $\tau$ - и  $\epsilon$ -ассоциаций, связанных с рифтовой системой Юго-Восточной Африки, сосредоточена в полосе с редкометалльной металлогенией бериллий-ниобиевого профиля.

Разделение блоков с различной редкометалльной металлогенией, вероятно, относится к самому началу геологической истории Африки. Так, оловорудная специализация Родезийского массива проявилась уже в глубоком архее, когда были сформированы касситеритсодержащие пегматиты с абсолютным возрастом 2600–2700 млн. лет (Камативи, Бикита).

Самая ранняя эпоха собственно гидротермального касситеритового оруденения относится к посторогенной стадии эбурнийского мегацикла (1950 ± 150 млн. лет). В это время были образованы месторождения Бушвельдского рудного поля. Поскольку оловоносные граниты Бушвельда являются более поздними по отношению к серии расщепленных базит-гипербазитовых плутонов  $\nu$ -ассоциации, они, скорее всего, принадлежат  $\tau$ -ассоциации, что подтверждается и особенностями их состава.

Неоднократно высказывались предположения, что бушвельдские граниты возникли в результате пирометаморфизма вмещающих пород под воздействием тепла крупных базитовых интрузивов. Однако нужно иметь в виду, что бушвельдский базит-гипербазитовый комплекс представляет собой систему обособленных лополитов, в центре которой расположено поднятие, сложенное метаморфическими породами основания. Именно

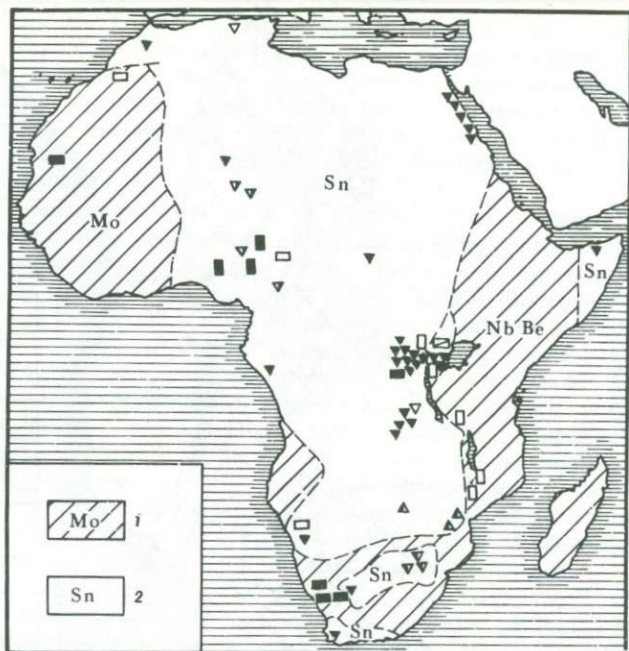


Рис. 38. Схема размещения редкометальных месторождений Африки

1 — блоки с преобладанием молибденового, бериллиевого и ниобиевого оруденения; 2 — блоки с преобладанием оловянного оруденения; остальные обозначения те же, что и на рис. 32

к этому поднятию и приурочены гранитные плутоны, причем, по геофизическим данным, граниты нигде не подстилаются сколько-нибудь крупными базитовыми массами [254]. Эти данные позволяют считать, что оловянные граниты Бушвельда представляют такие же ювенильные магматические образования, что и граниты всех других оловянных полей.

Траппы *v*-ассоциации и граниты *t*-ассоциации, возникшие после завершения эбурнийского тектоно-магматического цикла, пространственно приурочены к древнему Трансваальскому ядру (рис. 39), не затронутому эбурнийской складчатостью и игравшему роль срединного массива.

Следующая эпоха массового касситеритового и вольфрамитового оруденения относится к орогенной стадии кибарского мегацикла. Граниты  $\epsilon$ -ассоциации, с которыми связано это оруденение, имеют абсолютный возраст  $900 \pm 50$  млн. лет [246]. Месторождения приурочены к зонам парагеосинклинальных терригенных прогибов системы кибарид — ирумид, заложенных на более древнем метаморфическом основании. Месторождения расположены на территории Заира (Митваба, Калима, Касесе и др.), Руанды (Рутонго, Ньяваронго и др.), Танзании (Карагве, Анколе), Уганды (Кигези и др.). Преобладают месторождения первого и, возможно, второго поколений  $\epsilon$ -ассоциации, представляющие кварцевыми жилами и грейзеновыми залежами с касситеритом и вольфрамитом в гранитах и их надынрузивных зонах. Промышленное значение в большинстве случаев имеют только россыпи. Встречаются редкометальные пегматиты с касситеритом, среди которых выделяется уникальный по размерам и запасам

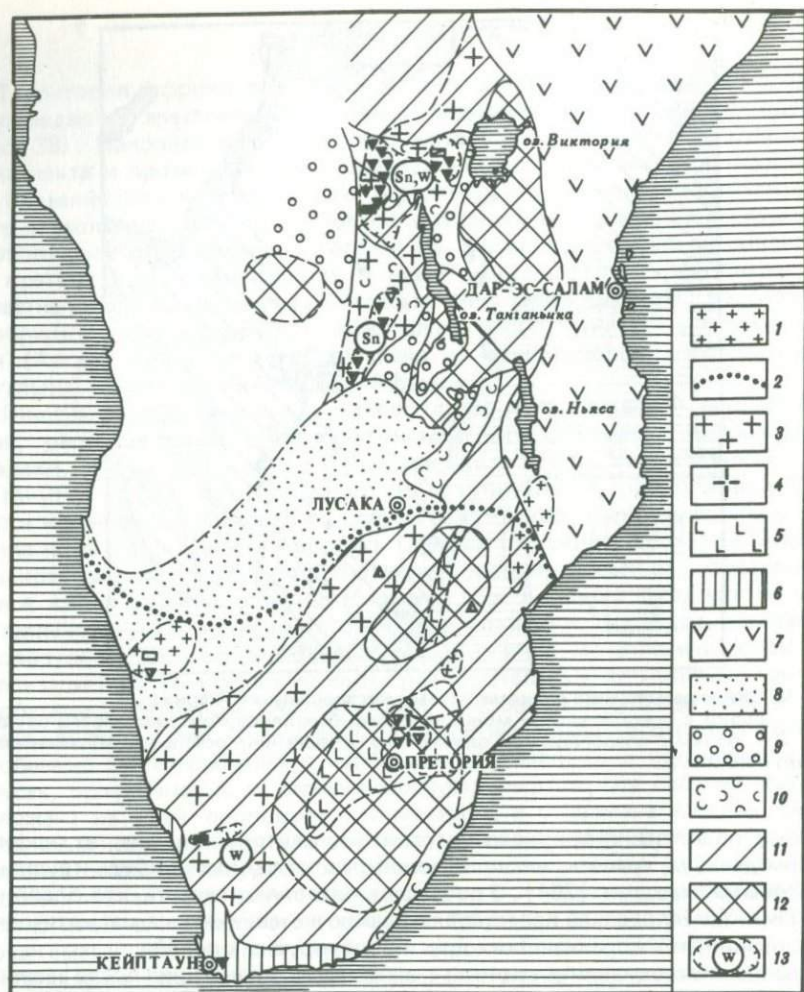


Рис. 39. Схема размещения вольфрамовых и оловянных месторождений Южной Африки

1,2 — ареалы распространения: 1 — гранитов  $\tau$ -ассоциации мезокайнозойского возраста, 2 — базитов и ультрабазитов  $\nu$ -ассоциации юрского возраста; 3 — ареалы распространения гранитов  $\gamma$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, завершающих кибарский мегацикл (абсолютный возраст гранитов  $900 \pm 50$  млн. лет); 4 — ареал распространения гранитов  $\tau$ -ассоциации збурийского мегацикла (абсолютный возраст гранитов  $1950 \pm 150$  млн. лет); 5 — ареалы распространения базитов и ультрабазитов  $\nu$ -ассоциации збурийского мегацикла; 6 — палеозойды Капской складчатой системы; 7 — Мозамбикский пояс панафриканской активизации ( $550 \pm 100$  млн. лет); 8 — катангиды и их аналоги (завершение магматического мегацикла  $550 \pm 100$  млн. лет); 9 — пост-кибарские молассовые впадины; 10 — кибариды и их аналоги (завершение магматического цикла  $1100 \pm 200$  млн. лет); 11 — збуриды и их аналоги (завершение магматического цикла  $1850 \pm 250$  млн. лет); 12 — древние ядра ( $> 2500$  млн. лет); 13 — редкометалльные провинции

Условные обозначения месторождений те же, что и на рис. 32.

участок Маноно-Китатоло. На схеме этот участок показан как гидротермальное месторождение в редкометалльных гранитах второго интрузивного ритма  $\gamma\epsilon$ -ассоциации. Многие касситеритовые месторождения Руанды сопровождаются ферберитовой (рейнитовой) минерализацией [260], которая согласно принятой систематике, отнесена к оруднению пятого поколения  $\gamma\epsilon$ -ассоциации (см. табл. 12). Имеются и самостоятельные рейнитовые месторождения (Гифурве).

К вольфрамит-касситеритовым месторождениям кибарид, вероятно, близки по возрасту существенно вольфрамитовые месторождения, которые группируются в субширотный пояс, вытянутый вдоль долины реки Оранжевая. На месторождениях этого пояса (Бизис, Восточный Тведам) развиты ранний гюбнерит и поздний ферберит. Наиболее богатое вольфрамовое оруднение приурочено к горизонтам пород, обогащенных силлиманитом. Хотя литологический контроль оруднения весьма отчетливо проявляется на многих вольфрамитовых месторождениях Африки, все остальные признаки определенно указывают на гидротермальный характер месторождений и противоречат гипотезе об их первично-осадочном генезисе [259].

Позднекембрийский—раннепалеозойский возраст имеет жильное вольфрамит-касситеритовое оруднение, развитое на побережье Красного моря (месторождение Игла и др.). В Аравийской пустыне обнаружено тантало-ниобиевое и бериллиевое оруднение, приуроченное к массивам автотоматически измененных гранитов [26, 263].

С палеозойским тектоно-магматическим циклом связано образование кварц-касситеритовых месторождений Марокко (Эль-Карит) и Северного Алжира (Эль-Миля). Интересно, что на участке Эль-Миля кроме касситерита в жилах обнаружено самородное олово [314]. Судя по парагенезису касситерита с танталитом-колумбитом и хризобериллом, месторождение относится ко второму поколению  $\gamma\epsilon$ -ассоциации.

Группа наиболее поздних гидротермальных редкометалльных месторождений Африки связана с комплексами молодых гранитов нигерийского варианта  $t$ -ассоциации. Самый западный пояс этих гранитов протягивается в меридиональном направлении через территорию Нигерии и Нигера. Абсолютный возраст северных кольцевых комплексов Нигера (Аирский пояс) — палеозойский, а более южных комплексов Нигерии, обладающих сходным составом и строением — юрский [241]. Восточнее, вдоль борта грабена Бенуэ протягивается пояс молодых гранитов Камеруна (рис. 40), имеющих палеогеновый возраст [237]. Редкометалльные граниты Нигера и Нигерии служат источниками известных россыпей месторождений колумбита и касситерита (Джос-Букуру, Лиру, Эль-Мекка и др). С молодыми гранитами Камеруна связаны коренные жильные месторождения касситерита (Баньо) и вольфрамита (Гутчуми). Касситеритовые и вольфрамит-касситеритовые месторождения Намибии (Арандиз, Западный Брандберг) тоже приурочены к гранитам мезозойского или кайнозойского возраста.

Как древние оловяносные граниты Бушвельда были сформированы после трапповой  $\nu$ -ассоциации, так и молодые граниты Юго-Западной Африки были внедрены после образования мезозойских траппов серии Карру, что определяет принадлежность этих гранитов к платформенной  $t$ -ассоциации. Несколько более древние комплексы гранитов Нигерии и Нигера формировались вслед или одновременно с послевизейскими—доюрскими долеритами трапповой  $\nu$ -ассоциации, которые распространены на Западно-Африканском кратоне [237].

Появление большого количества редкометалльных гранитов в платформенных магматических ассоциациях является характерной особенностью

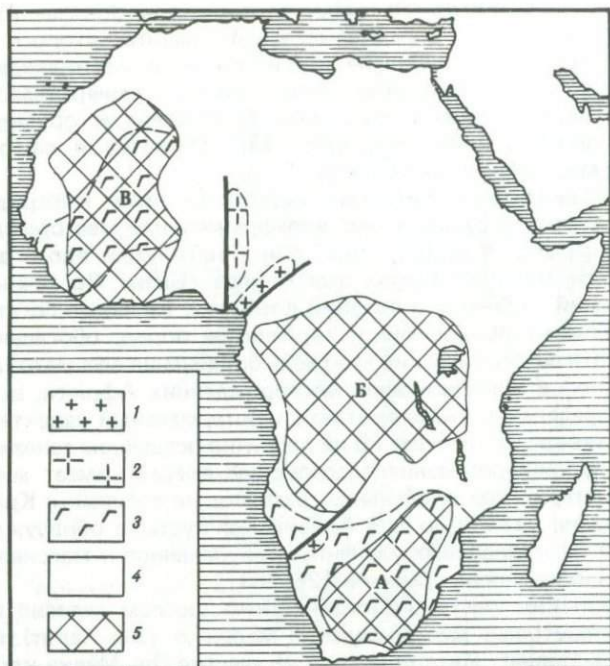


Рис. 40. Схема размещения молодых гранитов в Юго-Западной Африке

1 — молодые граниты Намибии и Камерунский пояс гранитов  $t$ -ассоциации палеогенового возраста; 2 — Нигерийско-Аирский пояс палеозойских и мезозойских гранитов  $t$ -ассоциации; 3 — ареалы распространения мезозойских траппов  $v$ -ассоциации; 4 — области байкальского орогенеза ( $\leq 550$  млн. лет); 5 — древние массивы ( $\geq 1100 \pm 200$  млн. лет): А — Калахарский, Б — Конголезский, В — Западно-Африканский

Африканского континента, которая не повторяется ни на одном другом материке. Все фанерозойские граниты  $t$ -ассоциации, с которыми связано редкометальное оруденение, расположены в зонах позднепротерозойской (байкальской) складчатости, а траппы тяготеют к более древним ядрам (см. рис. 40). В пределах древних структур расположена и большая часть ультраосновных—ультращелочных массивов  $\epsilon$ -ассоциации. Исключение составляет провинция Дамараленд в Намибии, где граниты, ультращелочные породы и карбонатиты образуют единые кольцевые комплексы (Месум, Калькфельд и др.).

Южный ареал распространения мезозойских траппов серии Карру и более молодых магматических образований  $t$ - и  $\epsilon$ -ассоциаций, охватывающий древний массив Калахари и прилегающую территорию, можно рассматривать как внешнюю магматическую зону по отношению к палеозоидам Капского складчатого пояса. Мезозойские траппы и молодые граниты Северо-Западной Африки, вероятно, занимают такое же положение относительно палеозоид Антиатласа и их юго-западного продолжения, скрытого под водами Атлантического океана. В том и другом регионах граниты  $t$ -ассоциации удалены от складчатых поясов в сторону кратона на большее расстояние, чем траппы  $v$ -ассоциации. За исключением докембрийских траппов в районе Бушвелда, ареалы массового распространения базитовых магматических образований  $v$ -ассоциации находятся вне оловорудных

блоков и совмещаются в пространстве с зонами бериллий-ниобиевого оруденения.

Пояса редкометальных молодых гранитов расположены вблизи Атлантического побережья и контролируются разрывами, которые ориентированы перпендикулярно к береговой линии. Активизация этих тектонических линий каким-то образом, вероятно, связана с заложением Атлантического океана.

### 6.9. СЕВЕРНЫЕ АППАЛАЧИ

В структурах Северных Аппалачей и острова Ньюфаундленд известно несколько мелких молибденовых и вольфрамовых месторождений, связанных с  $\gamma\epsilon$ -ассоциацией позднедевонского возраста. Эти месторождения расположены главным образом в зонах Мирамайчи, Мегума и на Авалонской платформе (рис. 41). На полуострове Гаспе и в Новой Шотландии обна-

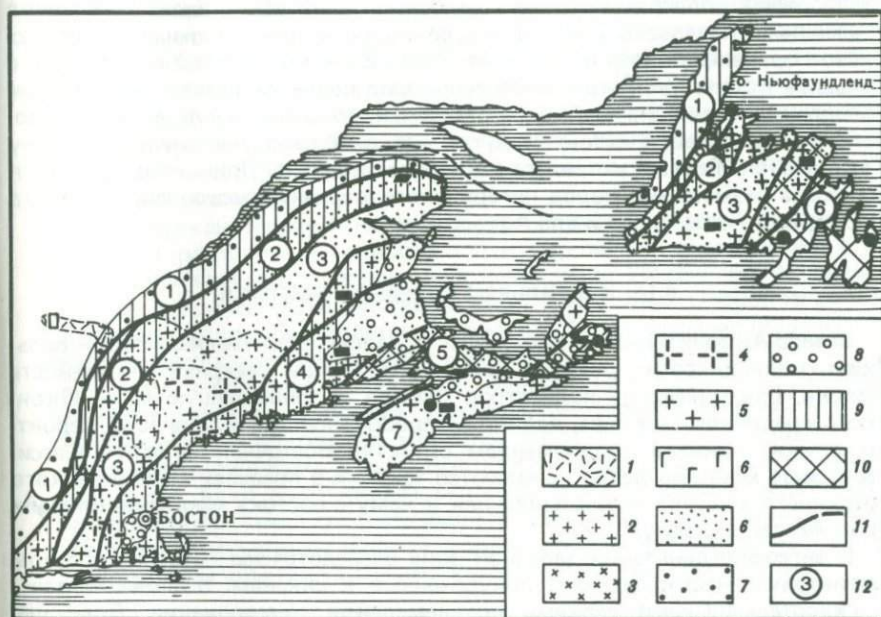


Рис. 41. Схема размещения вольфрамовых, молибденовых и ниобиевых месторождений Северных Аппалачей и Ньюфаундленда

1 — интрузивный пояс, образованный щелочными породами  $\epsilon$ -ассоциации мелового возраста; 2 — интрузивный пояс, образованный габбро-гранитной  $\tau$ -ассоциацией юрского возраста; 3 — выходы гранитов  $\gamma$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциации пермского возраста; 4 — ареал аномально молодых (пермских) значений абсолютного возраста средне- и нижнепалеозойских пород; 5 — интрузивные пояса и поля с преимущественным развитием магматических пород  $\gamma\delta$ -,  $\gamma$ -,  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций среднего—позднего девона; 6 — эвгеосинклинали, выполненные вулканогенно-осадочными толщами: а — позднего протерозоя и б — раннего палеозоя; 7 — миогеосинклинали, выполненные терригенно-карбонатными толщами нижнего палеозоя; 8 — молассовые впадины, выполненные терригенными и вулканогенными толщами карбона и перми; 9 — геоантиклинальные поднятия; 10 — срединные массивы, стабилизированные в позднем протерозое — раннем кембрии; 11 — главные линейменты; 12 — номера тектоно-магматических зон

Тектоно-магматические зоны: 1 — Гудзон—Лонг-Рейндж, 2 — Грин-Маунтинс — Барлингтон, 3 — Нотр-Дам, 4 — Мирамайчи, 5 — Ново-Шотландская, 6 — Авалонская, 7 — Мегума

Условные обозначения месторождений те же, что и на рис. 32

ружены участки медно-молибденового оруденения, которые относятся к девонской  $\delta$ -ассоциации.

Самым крупным объектом является вольфрам-молибден-висмутовое месторождение Маунт-Плезант в Нью-Брансуике, имеющее позднепалеозойский возраст.

В южной части зоны Нотр-Дам протягивается диагональный пояс габбро-сиенит-гранитных интрузивов и комагматичных им вулканитов, которые относятся к комплексу Уайт-Маунтин [236]. Этот комплекс был сформирован в юре вслед за поздне триасовыми траппами. Его абсолютный возраст составляет около 190 млн. лет [290]. По геологической позиции и составу комплекс Уайт-Маунтин следует отнести к нигерийскому варианту  $t$ -ассоциации. Однако в отличие от молодых гранитов Нигерии этот комплекс не несет редкометаллического оруденения, что вероятно, обусловлено его расположением в пределах молибденовой, а не оловорудной провинции.

На продолжении пояса юрских кольцевых комплексов Нью-Гэмпшира расположена поперечная зона щелочных и карбонатитовых массивов  $\epsilon$ -ассоциации мелового возраста. Карбонатиты содержат промышленное ниобиевое оруденение (месторождение Ока). Если комплекс Уайт-Маунтин с большим количеством кремнекислых пород целиком локализуется внутри каледонского складчатого пояса Аппалачей, то щелочные породы и карбонатиты  $\epsilon$ -ассоциации "выплеснуты" на внешнюю тектоническую зону Гудзон—Лонг-Рейндж и прилегающую часть кратона. Принципиально такая же схема размещения пород нигерийского варианта  $t$ -ассоциации и пород  $\epsilon$ -ассоциации характерна и для Африки.

#### 6.10. КОРДИЛЬЕРЫ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Северо-Американские Кордильеры в целом представляют собой вольфрам-молибденовую рудную провинцию. Лишь северная оконечность Аляски, охватывающая полуостров Сьюард и прилегающую часть Юконского срединного массива, является оловорудной зоной. Эта зона, вероятно, служит прямым продолжением структур Восточной Чукотки. Касситеритовые месторождения появляются также и в пределах Мексиканского срединного массива и примыкающей к нему с востока миогеосинклинали (рис. 42, см. вкладку).

В звгеосинклинали западной зоне сосредоточены главным образом шеелитовые месторождения, приуроченные к скарнам. Все они связаны с гидротермальными сериями поздне меловой  $\gamma\delta$ -ассоциации. Пояс шеелитовых месторождений прослеживается от Аляски до Мексики. Шеелитовые месторождения тяготеют к внешней восточной части звгеосинклинали, в которой слабо развиты инициальные вулканиты и преобладают терригенно-карбонатные породы. Наиболее крупные шеелитовые месторождения находятся в зоне Селвин в Канаде (Флэт-Ривер и др., а также в Сьерра-Неваде (рудный район Бишоп). Вблизи шеелитовых месторождений  $\gamma\delta$ -ассоциации встречаются участки с более поздним переотложенным шеелитовым оруденением, а также тунгпосиломелановые месторождения (Голконда).

В краевой системе, охватывающей восточную миогеосинклиналию зону Кордильер и примыкающие к ней краевые и срединные массивы, оруденение более разнообразно. На Юго-Западе США краевая система насыщена медно-молибденовыми месторождениями, связанными с порфировыми породами  $\delta$ -ассоциации палеогенового возраста. Наибольшее

количество этих месторождений сосредоточено в полосе северо-западного простирания, разделяющей Мексиканский массив и плато Колорадо.

Медно-молибденовые и молибденовые месторождения мезозойского и кайнозойского возраста характерны также для Межгорной зоны Канадских Кордильер. В триасе и юре эта зона представляла собой андезитовую парагеосинклиналь, а в палеогене — орогенный интрузивно-вулканический пояс с широким распространением изверженных пород  $\delta$ - и  $\gamma\delta$ -ассоциаций. Сходная история магматического развития устанавливается для Островной зоны, в которой тоже имеются медно-молибденовые месторождения.

Вдоль восточного края Колорадского плато протягивается интрузивно-вулканический пояс, образованный преимущественно магматическими породами  $\gamma\epsilon$ -ассоциации олигоцена—раннего миоцена. С этой ассоциацией связаны крупнейшие молибден-порфиновые месторождения Клаймакс и Гендерсон. В этой же зоне расположены ферберитовое месторождение Боулдер, которое, вероятно, относится к поздней гидротермальной серии  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, рудное поле Рэдскин—Бумер с бертрандит-берилловым оруденением докембрийского возраста. Бертрандитовое оруденение в бериллиевой провинции Западной Юты, судя по определению абсолютного возраста, было сформировано в плиоцене [287]. Оно связано с магматическими породами  $\gamma\epsilon$  ассоциации, которые завершают поздне третичный магматический цикл. Для этой ассоциации характерно широкое развитие кремнекислых вулканических пород, в том числе специфических топазсодержащих риолитов.

Поствулканические и постинтрузивные касситеритовые месторождения Мексики расположены в восточной и южной частях неогенового интрузивно-вулканического пояса, наложенного на Мексиканский срединный массив и прилегающие миогеосинклинальные зоны. Оловоносная область довольно четко обособляется от обширной вольфрам-молибденовой провинции, расположенной севернее и западнее.

Кроме небольших по площади оловоносных блоков на Аляске и в Мексике, единичные мелкие касситеритовые месторождения на Северо-Американском континенте известны лишь в Южных Аппалачах (месторождение Айриш-Крик и др.). Вся остальная территория континента характеризуется ярко выраженным молибденовым профилем редкометальной металлогении. Такая специализация возникла еще в глубоком докембрии, о чем свидетельствуют наличие молибденовых месторождений, связанных с докембрийскими сиенитовыми комплексами Канадского щита.

### 6.11. ЮЖНАЯ АМЕРИКА

Территория Южной Америки, так же, как и другие континенты, может быть разделена на блоки с различной редкометальной металлогенией (рис. 43). Вдоль Тихоокеанского побережья протягивается узкая молибденовая провинция, охватывающая Анды Колумбии, Эквадора, Перу и Чили. Эта полоса объединяет андезитовые парагеосинклинали и орогенные интрузивно-вулканические пояса, образующие краевую систему относительно эвгеосинклинальной зоны, расположенной западнее. Эвгеосинклинальные комплексы, обнаженные в береговых кордильерах Колумбии, Эквадора, Чили, на значительном протяжении скрыты под водами Тихого океана. В пределах внутренней зоны краевой системы локализуются главным образом медно-молибденовые месторождения, связанные с  $\delta$ -ассоциациями палеогена и неогена. В Перу во внешней части краевой системы появляются вольфрамитовые (Пасто-Бузна) и молибденитовые (Компаска) месторождения

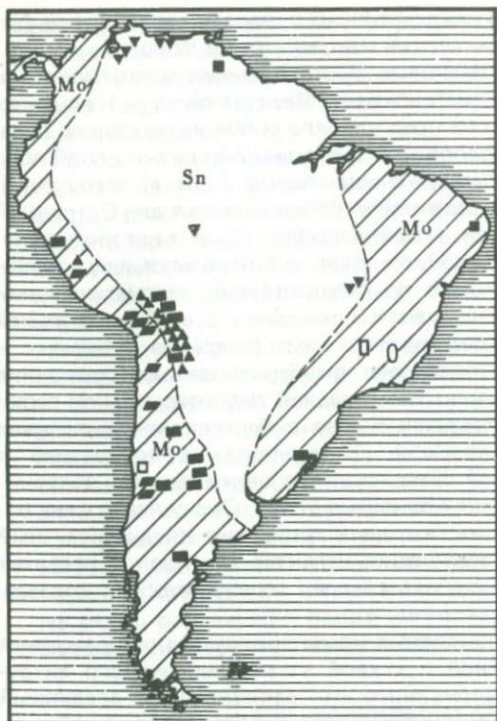


Рис. 43. Схема размещения редкометальных месторождений Южной Америки

Условные обозначения те же, что и на рис. 32 и 38

плиоценового возраста, которые относятся к гидротермальным сериям  $\gamma\delta$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций. Касситерит встречается лишь в виде второстепенного компонента в массивных сульфидных рудах месторождения Серро-де-Паско. Такая форма нахождения касситерита вообще характерна для молибденовых провинций.

От медно-молибденового пояса Анд резко отличается вольфрам-оловорудная провинция Боливии, расположенная во внешней части Андийской краевой системы и приуроченная к палеозойской терригенной парагеосинклинали (рис. 44). На севере Боливии развиты гранитоидные плутоны  $\gamma\delta$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций триасового возраста, а южнее распространены аналогичные ассоциации миоценового и плиоценового возраста.

В отличие от мезозойских комплексов в их составе преобладают эффузивы и порфировые интрузивы, а не полнокристаллические граниты и гранитоиды. Плиоценовая  $\gamma\epsilon$ -ассоциация является наиболее продуктивной.

Резко отличный стиль металлогении Перуанско-Чилийских и Боливийских Анд свидетельствует, что эти зоны были заложены на разном фундаменте. Основанием Боливийских Анд, вероятно служит край Центрально-Бразильского щита, в пределах которого также развито касситеритовое оруденение, представленное месторождениями Рондонии (Верхней Мадейры и штата Гояс). Месторождения Рондонии связаны с докембрийскими гранитами, во многом сходными с породами нигерийского варианта  $t$ -ассоциации [316].

Вольфрамит-касситеритовые месторождения выявлены также в Венесуэльских Андах, что, возможно, указывает на оловорудную тенденцию докембрийской металлогении Гвианского щита.

Иной характер гидротермального редкометального оруденения свойствен Восточно-Бразильскому блоку, где известны шеелитовые и молибденит-шеелитовые месторождения (Брежу, Серро-Верде и другие), редкометальные пегматиты с тантало-ниобиевым и берилловым оруденением, гидротермальные бериллиевые месторождения (Боа-Виста), ниобиевые руды в мезозойских карбонатах. Вольфрамитовые и молибденитовые месторождения, лишенные касситерита, характерны и для массива Сьерра-Пампа в Аргентине. Их появление фиксирует границу между Боливийско-Бразильским оловорудным и Аргентинским молибденовым блоками.

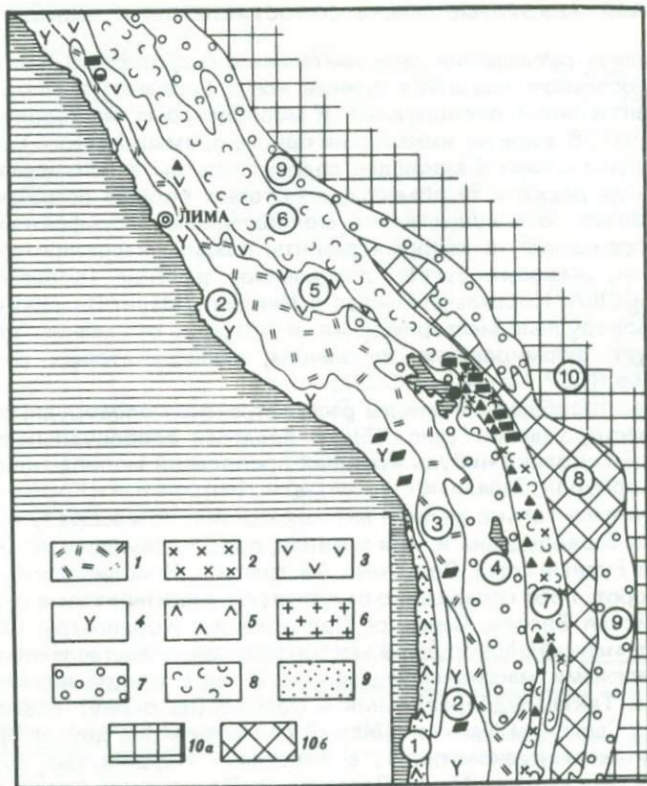


Рис. 44. Схема размещения молибденовых, вольфрамовых и оловорудных месторождений в Центральных Андах

1 — вулканические пояса с преимущественным развитием магматических пород  $\delta$ -ассоциации позднего плиоцена и антропогена; 2 — интрузивно-вулканические пояса с преимущественным развитием магматических пород  $\gamma\delta$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциации миоцена и плиоцена; 3 — интрузивно-вулканические пояса с преимущественным развитием магматических пород  $\delta$ - и  $\gamma\delta$ -ассоциаций позднего миоцена и плиоцена; 4 — интрузивно-вулканические пояса с преимущественным развитием магматических пород  $\delta$ -ассоциации позднего мела и палеогена; 5 — интрузивно-вулканические пояса с преимущественным развитием магматических пород  $\alpha$ -ассоциации юры и раннего мела; 6 — интрузивные пояса с преимущественным развитием магматических пород  $\gamma\delta$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций триаса; 7 — молассовые впадины, выполненные обломочными отложениями мезокайнозоя; 8 — парагеосинклинали, выполненные терригенными и терригенно-карбонатными отложениями палеозоя; 9 — эвгеосинклинали, выполненные вулканогенными и осадочными толщами среднего палеозоя; 10 — краевые массивы, стабилизированные: а — в раннем докембрии, б — позднем докембрии — палеозое

Тектоно-магматические зоны: 1 — Береговая Кордильера Чили, 2, 3 — Главная Кордильера Чили и Береговая Кордильера Перу; 2 — западная зона, 3 — восточная зона; 4 — Альтиплано; 5, 6 — Кордильера Реаль; 5 — западная зона, 6 — восточная зона; 7 — Южно-Боливийская зона, 8 — зона Пуна, 9 — Субандийская зона, 10 — Южно-Американская платформа

Условные обозначения месторождений те же, что и на рис. 32

## 6.12. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ СОПОСТАВЛЕНИЯ И ВЫВОДЫ

При анализе размещения редкометальных гидротермальных месторождений в глобальном масштабе прежде всего бросается в глаза пространственный антагонизм оловорудных и молибденовых месторождений [15, 172, 187, 294]. В мире не известно ни одного промышленного месторождения, в котором олово и молибден содержались бы в соизмеримых количествах. Очень редки и те объекты, в которых вообще встречаются руды обоих металлов. Это существенно молибденовые (вольфрам-молибденовые) месторождения, в которых развиты поздние касситеритосодержащие парагенезисы, имеющие сугубо подчиненное значение (Караоба в СССР, Клаймакс в США, Корраль-де-Пьедро в Мексике, Маунт-Плезант в Канаде), а также оловорудные месторождения, в которых отложению касситерита предшествует формирование небольших молибденитовых рудных тел (Учкошкон в СССР, Крупка в ЧССР).

Отчетливо разобщены и ареалы распространения оловорудных и молибденовых месторождений (рис. 45). В пределах оловорудных провинций либо вовсе нет сколько-нибудь крупных проявлений молибденовой минерализации (Корнуолл, Западные Рудные горы, Центральная и Южная Боливия), либо встречаются только мелкие месторождения, по масштабу значительно уступающие оловорудным и, как правило, предшествующие им во времени (Восточные Рудные горы, Восточная Австралия). В молибденовых провинциях, наоборот, либо совершенно отсутствуют касситеритовые руды (почти вся Альпийская Европа, Северное Прибалхашье, Кордильеры США), либо встречаются мелкие оловорудные месторождения, представленные главным образом залежами массивных сульфидных руд с тонкой вкрапленностью касситерита. Такие рудопроявления и мелкие (по олову) месторождения известны на Северном Кавказе (Малый Мукулан и ряд других проявлений в Тырнаузском рудном поле), в Канадских Кордильерах (Сулливан), в Северных Аппалачах (Маунт-Плезант), в Перуанских Андах (Серро-де-Паско) и в других регионах [230]. Пространственное разделение оловорудных и молибденовых провинций, подчеркнутое С.С. Смирновым [187] для Забайкалья, отчетливо выражено на всех континентах и может рассматриваться как глобальная закономерность.

Как для молибденовых, так и для оловорудных провинций характерна преемственность металлогенической специфики разновозрастных эпох. Наиболее показательна в этом отношении Африка, где в оловорудных блоках известны, по крайней мере, четыре возрастные группы касситеритовых месторождений — от оловоносных пегматитов, сформированных более 2 млрд. лет тому назад, до апогранитных и жильных месторождений мезокайнозойского возраста. В противоположность Африке, на большей части Северо-Американского континента, начиная с раннего докембрия, возникли молибденовые месторождения. Они связаны с архейскими и протерозойскими рудномагматическими комплексами Канадского щита, с комплексами палеозоя в Северных Аппалачах и мезокайнозоя в Кордильерах. Пояс оловорудных месторождений Боливии, в котором сосредоточено оруденение триасового, миоценового и плиоценового возраста, расположен на краю того же металлогенического блока, в пределах которого известно докембрийское касситеритовое оруденение. В молибденовом блоке Восточной Австралии локализуются молибденовые месторождения силурийско-девонского и позднепалеозойского-раннемезозойского возраста. Однотипные редкометальные месторождения в каледонском обрамлении Джунгаро-Балхашской складчатой системы формировались в девоне и

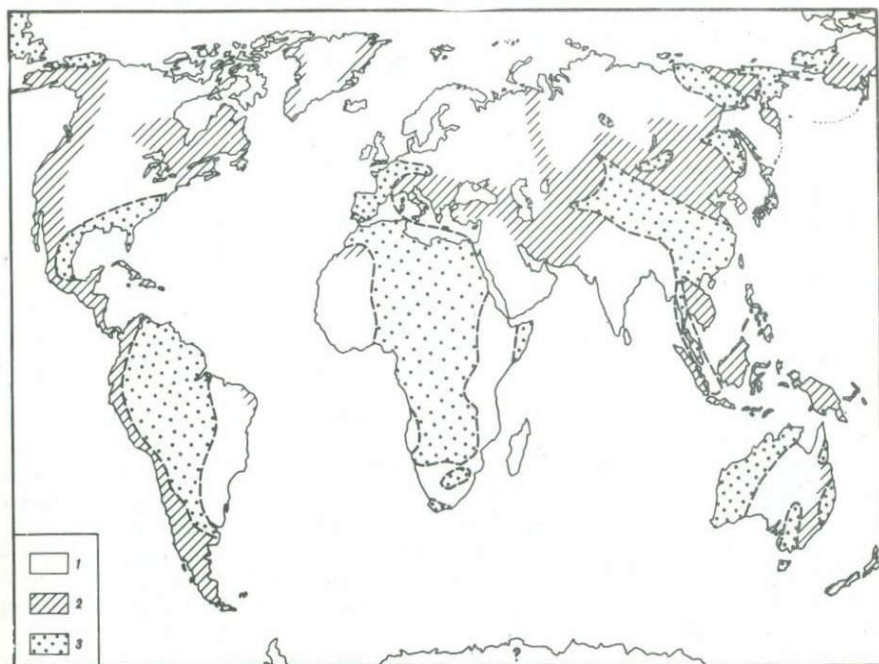


Рис. 45. Схема размещения блоков с преобладанием оловорудных и молибден-бериллий-ниобиевых месторождений

1, 2 — блоки с преобладанием молибден-бериллий-ниобиевых месторождений, в том числе молибденовые рудные провинции (2); 3 — блоки с преобладанием оловорудных месторождений

перми. Скопление позднемеловых и палеогеновых касситеритовых месторождений Приморья в СССР находится рядом с палеозойскими оловорудными месторождениями Ханкайского массива и т.п. Важно подчеркнуть, что корни металлогенической специализации отдельных блоков, как это видно на примерах Африки, Северной и Южной Америки, уходят в глубокий докембрий.

Геологическое строение оловорудных и молибденовых провинций гетерогенно. Эти провинции охватывают разновозрастные кратоны и подвижные пояса, иногда фрагменты и тех и других. Размеры блоков также различны (см. рис. 45).

Границы оловорудных и молибденовых блоков в одних случаях очень четкие, как например, раздел между Перуанско-Чилийскими и Боливийскими Андами или между Западно-Забайкальской и Хэнтей-Даурской зонами; в других регионах эти границы более размытые (Южный Казахстан, Бетпақдала). При точном совпадении границ металлогенических провинций с контурами тех или иных тектонических зон иногда появляются небольшие "заливы" — участки с чуждой для данной зоны металлогенией. Так, при общем молибденовом профиле металлогении Альпийского подвижного пояса в нем имеется оловорудный район Спишско-Гемерских гор в Словакии [53]. Касситеритовое оруденение приурочено к позднемеловым гранитам, прорывающим породы палеозойского фундамента, который является продолжением структур Чешского массива под Восточными

Альпами и Западными Карпатами [315]. Таким образом, металлогенические особенности данного района определяются характером древнего фундамента, который оказывается таким же, как и фундамент палеозойской оловорудной провинции Западной и Центральной Европы. Комплекс основания на остальной части Альпийского пояса, вероятно, имеет иную природу.

Боливийские Анды, заложенные на краю докембрийского оловорудного блока Центральной Бразилии, в металлогеническом отношении резко отличаются от расположенного рядом молибденового пояса Перуанских и Чилийских Анд, несомненно имеющего другое основание. Разнородный фундамент, вероятно, подстилает восточное окончание оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья. Наряду с районами, в которых развиты месторождения олова и вольфрама (Кукульбейский, Борщовочный), обособляются блоки с молибденовым оруденением, например, Шахтаминский блок [54].

Пространственное разделение оловорудных и молибденовых провинций является частным выражением более общей закономерности, которая проявлена в распределении месторождений и других металлов. Так, около трех четвертей мировых запасов вольфрама, заключенного в вольфрамите и шеелите, приходится на месторождения, которые расположены в молибденовых провинциях. В этих провинциях находятся и все самые крупные вольфрамовые месторождения. Здесь же, по данным Э.Ф. Минцера, сосредоточена и преобладающая часть учтенных запасов висмута, заключенных в вольфрамовых месторождениях.

Вне оловорудных провинций размещена большая часть гидротермальных месторождений бериллия, в том числе и все самые крупные промышленные объекты. В оловорудных провинциях, кроме акцессорного берилла в грейзенах, не имеющего самостоятельного промышленного значения, бериллиевая минерализация связана только с редкими интрузивными телами литий-фтористых альбит-аляскитов. Главным рудным минералом в подобных месторождениях является хризоберилл, с которым ассоциируют гельвин и фенакит. Месторождения этого типа, примером которых служит участок Лост-Ривер на Аляске, расположены в краевых частях оловорудных провинций вблизи границ с молибденовыми блоками.

Наиболее крупные месторождения бериллия в пегматитах, известные в Северной Америке, на востоке Бразилии, в Восточной и Южной Африке, на Мадагаскаре, в Индии [98], также находятся вне оловорудных блоков. В пределах последних берилл встречается лишь в комплексных редкометалльных пегматитах [149], где он обычно имеет второстепенное промышленное значение.

В размещении месторождений тантала и ниобия также можно уловить корреляцию с распределением в пространстве месторождений олова и молибдена. Так, редкометалльные граниты, которые содержат танталит-колумбит и характеризуются высоким Ta/Nb отношением в рудах, известны только в оловорудных провинциях. Колумбитовые и пироклор-колумбитовые месторождения с низким Ta/Nb отношением в рудах, которые приурочены к агпайтовым и близким к агпайтовым гранитам, за редким исключением расположены вне оловорудных провинций.

Размещение массивов карбонатитов и щелочных пород, несущих тантал-ниобиевое оруденение, как известно контролируется разрывными нарушениями рифтогенной природы, многие из которых являются сквозь-структурными [215]. Однако анализируя размещение этих пород на земном шаре [39], нельзя не обратить внимание, что преобладающая часть

щелочных и карбонатитовых массивов с промышленным редкометальным оруденением расположена вне оловорудных блоков. Так, среди крупнейших месторождений Северной и Южной Америки и Африки в пределах оловорудных провинций находится лишь карбонатитовый массив Луэш в Заире, да и тот приурочен к частному ответвлению рифтовой системы, которая, в основном, протягивается восточнее.

Таким образом, если попытаться разделить всю поверхность континентов на крупные редкометальные провинции, то оловорудным блокам следует противопоставить блоки с преобладанием молибденового, бериллиевого и ниобиевого оруденения (рис. 45). При этом существенно ниобиевые месторождения обнаруживают более тесную пространственную связь с бериллиевыми месторождениями, нежели с молибденовыми. В этом отношении интересны сведения об обнаружении докембрийской тантало-ниобиевой минерализации на участке с гидротермальным редкометальным оруденением, имеющим мезозойский возраст [110].

Границы между оловорудными и молибден-бериллий-ниобиевыми провинциями наиболее четко могут быть проведены на основе размещения касситеритовых месторождений  $\gamma\epsilon$ -ассоциации. Оловорудные месторождения  $\tau$ -ассоциации могут быть распространены там же, где и базиты, ультрабазиты, щелочные породы и карбонатитовые массивы, характерные для молибден-бериллий-ниобиевых провинций (Трансваальский массив в Южной Африке).

Если большая часть редкометальных месторождений, связанных с пегматитами, щелочными породами и карбонатитами, сосредоточена в пределах кратонов, стабилизированных в докембрии, то почти все гидротермальные месторождения Sn, Mo, W, Be, Ta, Nb, сопряженные с известково-щелочным, существенно гранитным магматизмом, размещены в подвижных поясах позднепротерозойского—фанерозойского возраста. Оловорудные месторождения локализуются во внутренних эвгеосинклинальных зонах, в примыкающих к ним терригенных прогибах краевой системы и в сопряженных с ними геосинклиналях (рис. 46). В прогибах преимущественное развитие получают касситеритовые месторождения с высоким содержанием сульфидов, а на поднятиях развиты главным образом малосульфидные кварцево-жильные и грейзеновые месторождения. Молибденовые, бериллиевые и тантал-ниобиевые месторождения сосредоточены преимущественно во внешних тектонических зонах — в краевых системах и примыкающих к ним жестких массивах, причем от внутренних частей краевой системы к периферии подвижного пояса обычно намечается такая зональность: Cu-Mo  $\rightarrow$  Mo  $\rightarrow$  Mo-Be-Nb. Вольфрамовые руды встречаются как во внутренних зонах (в виде собственно шеелитовых месторождений или в ассоциации с касситеритом), так и во внешних зонах (в ассоциации с молибденитом).

Внутренние эвгеосинклинальные зоны подвижных поясов насыщены безрудными аллохтонными и параавтохтонными гранитами плутонического типа [218], которым соответствуют S-граниты, по терминологии австралийских авторов [249]. В оловорудных провинциях ареалы S-гранитов "выплескиваются" и на внешние зоны, в том числе на срединные и краевые массивы (Ханкайский, Центральный Французский массивы, Восточная Тасмания). Безрудные S-граниты, по-видимому, всюду предшествуют продуктивным магматическим ассоциациям, с которыми сопряжено промышленное касситеритовое оруденение. Во внешних зонах молибденовых провинций S-граниты развиты спорадически, и известны участки, на которых вообще нет подобных гранитов (Кураминский хребет, Северо-Запад-

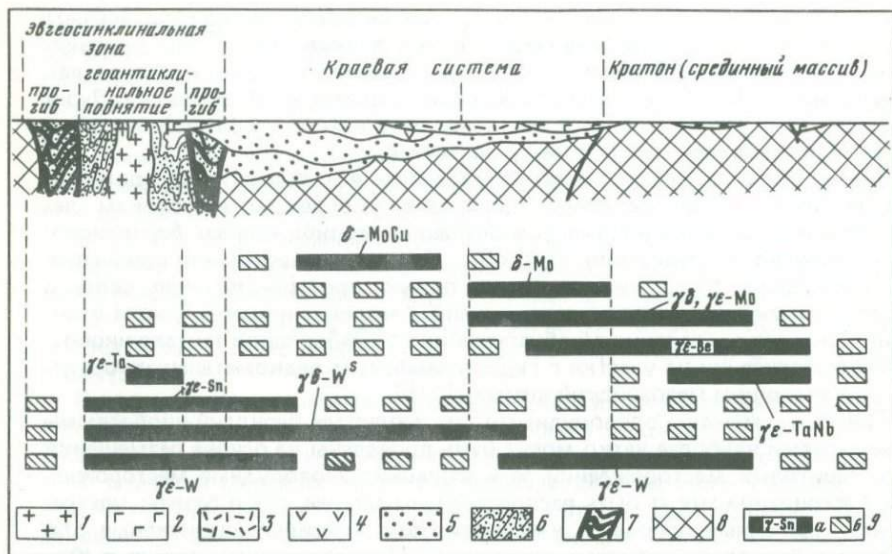


Рис. 46. Принципиальная схема размещения гидротермального редкометалльного оруденения в фанерозойских подвижных поясах

1 — граниты  $\gamma$ -ассоциации; 2—4 — вулканиты  $\gamma\epsilon$ - (2),  $\gamma\delta$ - (3) и  $\delta$ -ассоциаций (4); 5 — парагеосинклинальные терригенные толщии; 6 — звгеосинклинальные осадочные толщии; 7 — звгеосинклинальные магматические образования, 8 — комплекс основания; 9 — ареалы наиболее широкого (а) и спорадического (б) распространения отдельных поколений месторождений. Интрузивы  $\gamma\epsilon$ -,  $\gamma\delta$ - и  $\delta$ -ассоциаций, пространственно сопряженные с эффузивами, на схеме не показаны

ное Прибалхашье). Для оловорудных провинций типичны высокоглиноземистые граниты и гранитоиды [80], обогащенные слюдами и содержащие гранат и кордиерит.

Скопления месторождений часто приурочены к крупным тектоническим блокам, ограниченными линеаменами. Например, в Центральном Казахстане наибольшее количество редкометалльных месторождений сосредоточено в блоке, охватывающем Токраускую впадину и ее западное обрамление (см. рис. 40). К востоку от меридионального Центрально-Казахстанского разлома промышленных молибден-вольфрамовых месторождений нет. На Северо-Востоке СССР блоки, насыщенные оловорудными месторождениями, расположены в западном и южном обрамлении Алазейско-Олойской звгеосинклинали, а также в пределах Чаунской зоны Чукотки (рис. 33). Оловорудные месторождения Приморья сосредоточены в южной части Восточно-Сихотэ-Алинской зоны, ограниченной двумя широтными поперечными линеаменами (см. рис. 35). Аналогичные примеры можно привести и для других регионов.

Нередко зоны редкометалльных месторождений расположены на периферии металлогенических блоков и вытянуты вдоль границ этих блоков. Примерами могут служить оловорудные зоны Корнуолла, Боливии, Восточного Сихотэ-Алиня, которые находятся в непосредственной близости от границ с молибденовыми блоками. Область максимальной концентрации медно-молибденовых месторождений Юго-Запада США и Северной Мексики примыкает к оловорудному блоку, расположенному южнее. Эти и другие примеры показывают, что определенные тектонические линии не

только служат границами рудных провинций, но и контролируют размещение самих редкометальных месторождений. Этот аспект глобальной металлогении подробно рассматривается в специальных исследованиях [40, 180] и в данной работе не затрагивается так же, как и вопросы тектонического контроля оруденения, важные для крупномасштабного прогнозирования [73].

В последние годы были предприняты многочисленные попытки объяснить закономерности распределения в пространстве эндогенных рудных месторождений, в том числе и редкометальных, с позиций "новой глобальной тектоники". Однако именно при глобальном подходе отчетливо проявляется множество противоречий и необъяснимых соотношений, которые порождаются этой гипотезой. Унаследованное развитие однотипной металлогении на протяжении сотен миллионов и миллиардов лет, мозаично-блоковое размещение редкометальных провинций во многих регионах, широкое распространение орогенных гранитов в пределах эвгеосинклинальных зон, которые, как полагают мобилисты, возникли на океанической коре, — эти и многие другие факты заставляют искать иной генетический смысл в рассмотренных выше закономерностях размещения редкометальных месторождений.

## ГЛАВА 7

### НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

#### 7.1. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА В ВОЛЬФРАМИТАХ

Распределение железа и марганца в вольфрамитах изучалось многими исследователями. Все попытки использовать отношение ферберитовой и гюбнеритовой молекул как универсальный геотермометр или барометр окончились неудачей. *Систематической* общей корреляции между составами вольфрамитов и вмещающей среды также не установлено. Значительные изменения состава вольфрамитов были обнаружены не только в однотипных месторождениях, но и в отдельных жилах и даже монокристаллах. В настоящее время можно считать доказанным, что соотношение между железом и марганцем в вольфрамитах зависит главным образом от активностей этих металлов в гидротермальных растворах и что это соотношение не несет однозначной информации ни о P—T условиях рудоотложения, ни о летучестях кислорода и серы в растворе [78, 126, 142, 276].

Вместе с тем при сравнении состава вольфрамитов в глобальном масштабе отчетливо видна общая статистическая тенденция, которая до сих пор не привлекала должного внимания. Она заключается в том, что вольфрамиты из молибден-вольфрамовых и чисто вольфрамовых месторождений, расположенных в молибденовых рудных провинциях, как правило, обогащены гюбнеритовой молекулой по сравнению с вольфрамитами из олововольфрамовых и чисто вольфрамовых месторождений, расположенных в оловорудных провинциях. Эта статистическая закономерность подтверждается как характером распределения  $MnWO_4$  (рис. 47), так и средними содержаниями  $MnWO_4$  в вольфрамитах разных поколений (табл. 43). Для молибденовых рудных провинций характерно увеличение доли гюбнеритовой молекулы от вольфрамитов первого поколения  $\gamma$ -ассоциации ко второму и третьему поколениям, а для месторождений оловорудных провинций типична противоположная тенденция [225]. Если принять во

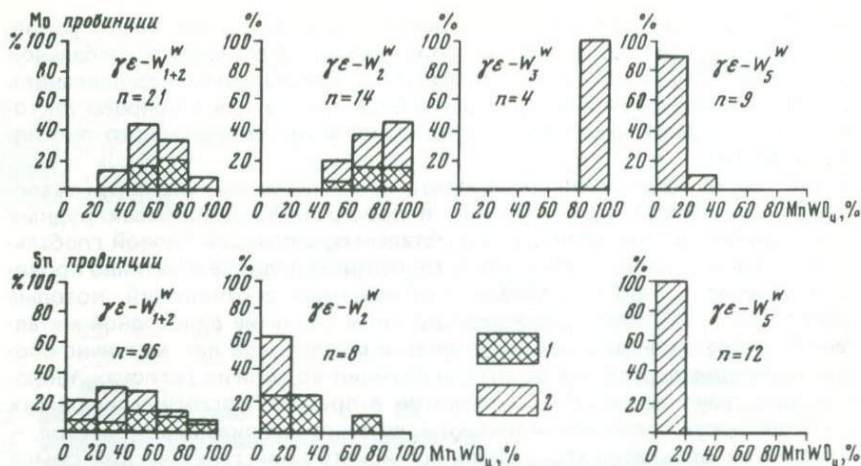


Рис. 47. Распределение гюбнеритовой молекулы ( $MnWO_4$ ) в вольфрамитах  
 1 — жилы, штокверки и метасоматические залежи, расположенные в гранитах  $\gamma\epsilon$ -ассоциации и в их ближайшем экзоконтакте (месторождения ближней зоны);  
 2 — то же в более древних породах (месторождения дальней зоны)

внимание единичные анализы вольфрамитов из месторождений  $\gamma\delta$ - и  $\tau$ -ассоциаций, то интервалы противоположно направленного изменения доли  $MnWO_4$  в вольфрамитах сравниваемых провинций могут быть увеличены.

Минимальные содержания  $MnWO_4$  отмечаются в вольфрамитах пятого поколения  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, которые как в молибденовых, так и в оловорудных провинциях, представлены ферберитом. Как уже отмечалось, вольфрамиты пятого поколения несут явные признаки переотложения и этим принципиально отличаются от более ранних гипогенных вольфрамитов. Генетическая специфика, вероятно, является и главной причиной аномального состава самых поздних вольфрамитов.

Несмотря на то, что средние составы ферберитов пятого поколения в молибденовых и оловорудных провинциях практически одинаковы, в распределении  $MnWO_4$  отмечается некоторое обогащение марганцем ферберитов из молибденовых провинций (см. рис. 47). В молибденовых провинциях отмечены и гюбнериты этого поколения [261, 278]. Обращает внимание и то, что наиболее крупные проявления переотложений вольфрам-псиломелановой минерализации также приурочены к молибденовым провинциям.

В оловорудной провинции Центральной Африки широко распространены рейнитовые месторождения пятого поколения. Рейнит, представляющий собой псевдоморфозу ферберита по шеллиту, выделяется минимальным содержанием  $MnWO_4$ , не превышающим 2,0–5,5% [260].

Преобладание гюбнеритовой компоненты в вольфрамитах молибденовых провинций и ферберитовой составляющей в вольфрамитах оловорудных провинций следует рассматривать только как статистическую тенденцию. Среди месторождений первого и второго поколений  $\gamma\epsilon$ -ассоциации как в тех, так и в других провинциях имеются участки, в пределах которых развиты вольфрамиты одного и того же состава. Интересно, что вольфрамиты из тех месторождений молибденовых провинций, которые содержат промышленные запасы олова, выделяются пониженными содержаниями

Таблица 43

Среднее содержание  $MnWO_4$  (вес. %) в вольфрамитах

Поколения месторождений (руд)	Молибденовые провинции	Оловорудные провинции
$\gamma\delta-W_3^W$	40 (1) *	—
$\gamma\epsilon-W_1^W$	61 ± 16 (2)	47 ± 23 (71)
$\gamma\epsilon-W_{1-2}^W$	57 ± 17 (19)	28 ± 13 (25)
$\gamma\epsilon-W_2^W$	71 ± 17 (14)	21 ± 7 (7)
$\gamma\epsilon-W_3^W$	90 ± 6 (4)	—
$\gamma\epsilon-W_5^W$	5 ± 2 (9)	4 ± 2 (12)
$\tau-W_2^W$	—	8 ± 3 (2)

\* Цифры в скобках — количество месторождений.

*Примечание.* При расчете средних содержаний использованы аналитические данные В.Ф. Барабанова, И.В. Булдакова, Л.З. Быховского, И.Г. Ганеева, Б.А. Дьячкова, Ю.Г. Иванова, Г.Ф. Ивановой, С.Ф. Лугова, А.М.Подольского, И.Е.Максимюк, Д.О.Онтоева, Е.А. Радкевич, В.И. Сотникова, Б.Л. Флерова, И.И. Четырбоцкой, В.С. Чурикова, Ф.В. Чухрова, Л.П. Ермиловой, Ф. Альфельда, Х. Болдуана, Л. Баумана, Г. Дэггера, Д. Гровса, Н. Варламова, Ф. Лейтвейна, У. Петрука, Р. Тейлора, У. Уайта, В. Фриша, С.Хоули, А. Эдвардса и др.

$MnWO_4$ . Например, вольфрамиты из месторождений Маунт-Плезант и Караоба содержат в среднем 47 и 21%  $MnWO_4$  соответственно, что значительно ниже средних содержаний в общих выборках (см. табл. 43). В оловорудных провинциях максимальная (выше 80%) концентрация  $MnWO_4$  характерна для вольфрамитов из тех месторождений, в которых практически не содержится касситерита (Барун-Ундурское, Их-Хаирхан, жилы Спокойнинского месторождения).

В месторождениях первого и второго поколений  $\gamma\epsilon$ -ассоциации, расположенных в оловорудных провинциях, наиболее железистые разности вольфрамитов, как правило, отмечаются на тех участках, где среди прерудных и околорудных метасоматитов широко развит турмалин. Если в общей выборке, включающей 96 месторождений, средние содержание  $MnWO_4$  равно 42%, то в 37 месторождениях, обогащенных турмалином, среднее содержание  $MnWO_4$  составляет лишь 22%. В рудных телах, расположенных в рудоносных гранитах, вольфрамиты часто (но не всегда) содержат больше  $MnWO_4$ , чем вольфрамиты из рудных тел, расположенных в более древних вмещающих породах. Примером могут служить вольфрамитовые месторождения Руанды [260]. В молибденовых провинциях чаще проявлены обратные соотношения.

Накопление марганца в вольфрамитах поздних поколений и в наиболее удаленных от магматического источника рудных телах, свойственное молибденовым провинциям, отражается в правой асимметрии распределения  $MnWO_4$ , а противоположная тенденция, характерная для оловорудных провинций — в левой асимметрии этого распределения (см. рис. 47). Несмотря на некоторую асимметрию гистограмм, средние арифметические оценки содержания  $MnWO_4$  остаются эффективными.

Существенные различия в распределении составов вольфрамитов в молибденовых и оловорудных провинциях являются одной из главных причин

противоречивости имеющихся в литературе данных о вариации отношения гюбнерит/ферберит. Изучение месторождений молибденовых провинций, естественно, приводит к выводу, что в ходе развития гидротермального процесса вольфрамиты обогащаются марганцем [171, 213, 223], а данные по месторождениям оловорудных провинций — к противоположному выводу [260, 288, 296]. Еще раз подчеркнем, что изменение состава вольфрамитов прямо не зависит от температуры их образования. Как показывают результаты термометрических исследований, температура отложения вольфрамита заключена в узком интервале 320—280°C и не зависит от соотношения гюбнеритовой и ферберитовой молекул [78]. По экспериментальным данным, все члены изоморфного ряда гюбнерит — ферберит устойчивы в широком температурном интервале от 400 до 900° [276].

Частая ассоциация гюбнерита с родохрозитом, триплитом и другими марганецсодержащими минералами служит прямым доказательством высокой активности марганца в гидротермальных растворах, из которых отлагался гюбнерит. Минералы марганца характерны и для многих молибденовых и медно-молибденовых месторождений (Клаймакс, Куэста, Бьютт). На некоторых молибденовых месторождениях появляется марганецсодержащий гранат (Комаки, Уипстик). Марганцевая минерализация широко проявлена и в районах с бериллиевым оруденением, расположенных в пределах молибден-бериллиевых провинций [287]. Оловорудные месторождения обладают признаками, указывающими на высокую активность железа в гидротермальных растворах: парагенезис касситерита со спекуляритом, характерный для поствулканических месторождений, развитие в предрудных и околорудных метасоматитах железистых слюд (сидерофилита, циннвальдита) и хлорита (тюрингита), а также фаялита, темного турмалина и других железистых минералов. Эти признаки позволяют связать повышенную железистость вольфрамитов на оловорудных месторождениях с высокой активностью железа в гидротермальном растворе. Повышенная железистость характерна не только для гидротермальных образований, развитых на оловорудных месторождениях, но и для оловоносных гранитов, в которых отношение  $Fe/(Fe + Mg)$  в целом, выше, чем в гранитах молибденовых провинций. Систематических различий в содержании MnO в изверженных породах оловорудных и молибденовых провинций не установлено.

Парагенезис богатых железом сульфидов (пирит, пирротин, арсенипирит, халькопирит) встречается как на гюбнеритовых, так и на ферберитовых месторождениях. Отрицательная корреляция между содержанием железа в вольфрамите и наличием колчеданной минерализации, отмеченная В.К. Денисенко [50], сохраняется только на месторождениях молибденовых провинций. На касситерит-вольфрамитовых месторождениях, богатых сульфидами, почти всегда развивается ферберит, содержащий не более 20—30%  $MnWO_4$ . Отсутствие общей зависимости между распределением  $MnWO_4$  в вольфрамитах и интенсивностью колчеданной минерализации свидетельствует о связи первичного вольфрамита и основной массы сульфидов с разными гидротермальными ритмами.

Гидротермальные растворы колчеданного этапа лишь преобразуют первичный вольфрамит, что приводит к появлению вторичного ферберита и замещению вольфрамита шеелитом. Такие преобразования описаны на многих месторождениях (Пехтельсгрюн, Пасто-Буэна, Инкурское). Появление ферберита пятого поколения как результата переотложения вольфрама самыми поздними порциями гидротермальных растворов подтверждает

увеличение активности железа на заключительной стадии развития гидротермальных систем.

Как показывает статистический анализ, вольфрамитовые месторождения оловорудных провинций, в которых преобладают железистые разности вольфрамитов, более многочисленны, чем существенно гюбнеритовые месторождения молибденовых провинций (см. рис. 16). Однако в последних заключено две трети суммарных запасов всех вольфрамитовых месторождений, и следовательно, гюбнеритовые месторождения, в целом, крупнее ферберитовых.

## 7.2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТАНТАЛА И НИОБИЯ В ВОЛЬФРАМИТАХ И КАССИТЕРИТАХ

В молибденовых провинциях максимальные концентрации тантала и ниобия в вольфрамитах отмечаются в рудных телах первого—второго поколений, которые залегают непосредственно в рудоносных полнокристаллических гранитах  $\gamma\epsilon$ -ассоциации (табл. 44, 45). Эти участки, рассматриваемые как месторождения *ближней* зоны, могут быть противопоставлены месторождениям *дальней* зоны, которые расположены в более древних вмещающих породах и отличаются более низким средним уровнем концентраций тантала и ниобия в вольфрамитах. Минимальные концентрации тантала и ниобия характерны для вольфрамитов третьего и пятого поколений  $\gamma\epsilon$ -ассоциации.

В оловорудных провинциях наиболее обогащены танталом и ниобием вольфрамиты, которые выделены из метасоматитов и жил, залегающих в гранитах (апогранитах) второго интрузивного ритма. Высокие содержания  $Ta_2O_5$  и  $Nb_2O_5$  отмечается также и в месторождениях первого поколения, расположенных в ближней зоне.

Вольфрамиты из месторождений ближней и дальней зон различаются по содержанию  $Ta_2O_5$  значительно сильнее, чем по содержанию  $Nb_2O_5$ . Если для ближней зоны отношение  $Ta_2O_5/Nb_2O_5$  в вольфрамитах первого поколения равно  $1/3 - 1/4$ , то для дальней зоны оно возрастает до  $1/9 - 1/10$ , причем изменение отношения определяется главным образом вариацией содержания  $Ta_2O_5$ . Вольфрамиты из месторождений ближней зоны в оловорудных провинциях содержат больше  $Ta_2O_5$  и  $Nb_2O_5$  по сравнению с вольфрамитами из месторождений, расположенных в молибденовых провинциях. Особенно велики концентрации тантала и ниобия в вольфрамитах из апогранитов второго поколения.

Распределение тантала и ниобия в касситеритах (рис. 48, табл. 46) повторяет рассмотренные выше закономерности. В месторождениях ближней зоны касситерит содержит значительно больше  $Ta_2O_5$  и  $Nb_2O_5$ , чем в месторождениях дальней зоны. Последние выделяются также более низкими средними величинами отношения  $Ta_2O_5/Nb_2O_5$ . Поскольку в месторождениях ближней зоны преобладает оруденение первого поколения, а в месторождениях дальней зоны — оруденение второго и третьего поколений, можно говорить и о снижении концентраций тантала и ниобия в поздних касситеритах по сравнению с ранними. Аномально высокие содержания  $Ta_2O_5$  и  $Nb_2O_5$  характерны для касситеритов из апогранитов второго интрузивного ритма (26).

Статистические данные согласуются с выводом, что повышенные содержания  $Ta_2O_5$  и  $Nb_2O_5$  в вольфрамитах и касситеритах связаны с появлением микровключений тантало-ниобатов [126]. Максимальные количества таких микровключений захватываются вольфрамитами и касситеритами в

Таблица 44

Среднее содержание  $Ta_2O_5$  (вес. %) в вольфрамитах

Поколение месторождений (руд)	Молибденовые провинции		Оловорудные провинции	
	ближняя зона	дальняя зона	ближняя зона	дальняя зона
$\gamma\delta-W_3^W$	—	0,008 (1)	—	—
$\gamma\epsilon-W_{1-2}^W$	$\frac{0,12^*}{0,003-0,037}$ (6)*	$\frac{0,025}{0,004-0,058}$ (9)	$\frac{0,14}{0,008-0,48}$ (18)	$\frac{0,018}{0,003-0,11}$ (30)
$\gamma\epsilon-W_2^W$	$\frac{0,019}{0,002-0,063}$ (5)	$\frac{0,021}{0,002-0,061}$ (7)	$\frac{0,62}{0,43-1,00}$ (7)	—
$\gamma\epsilon-W_3^W$	—	0,006 (1)	—	—
$\gamma\epsilon-W_5^W$	—	0,003 (1)	—	0,04 (1)

Здесь и далее:

\* В табл. 45—46: числитель — среднее содержание, знаменатель — минимальное и максимальное содержание.

\*\* Цифры в скобках — количество месторождений.

Примечание. При расчете средних содержаний использованы аналитические данные В.Ф. Барабанова, И.В. Булдакова, Л.З. Быховского и И.Г. Ганеева, Ю.Г. Иванова, Г.Ф. Ивановой, И.Е. Максимюк, Д.С. Онтоева, Е.А. Радкевич, В.И. Сотникова, И.И. Четырбоцкой, В.С. Чурикова, Ф.В. Чухрова и Л.П. Ермиловой, Х. Болдуана, Л. Баумана, Ф. Лейтвейна, У. Петрука и др.

Таблица 45

Среднее содержание  $Nb_2O_5$  (вес. %) в вольфрамитах

Поколение месторождений (руд)	Молибденовые провинции		Оловорудные провинции	
	ближняя зона	дальняя зона	ближняя зона	дальняя зона
$\gamma\delta-W_3^W$	—	0,2 (1)	—	—
$\gamma\epsilon-W_{1-2}^W$	$\frac{0,33}{0,11-0,69}$ (6)	$\frac{0,23}{0,06-0,47}$ (9)	$\frac{0,52}{0,14-0,93}$ (18)	$\frac{0,18}{0,007-0,93}$ (30)
$\gamma\epsilon-W_2^W$	$\frac{0,22}{0,03-0,44}$ (5)	$\frac{0,24}{0,03-0,46}$ (8)	$\frac{0,72}{0,24-1,2}$ (7)	—
$\gamma\epsilon-W_3^W$	—	$\frac{0,04}{0,03-0,05}$ (2)	—	—
$\gamma\epsilon-W_5^W$	—	0,01 (1)	—	0,12 (1)

Таблица 46

Среднее содержание  $Ta_2O_5$  и  $Nb_2O_5$  (в вес. %) в касситеритах

Зона	$Ta_2O_5$	$Nb_2O_5$	$Ta_2O_5/Nb_2O_5$
Ближняя	$\frac{0,32}{0,0003-2,9}$ (41)	$\frac{0,43}{0,003-2,38}$ (41)	0,74
Дальняя	$\frac{0,0044}{0,0003-0,0242}$ (47)	$\frac{0,0354}{0,003-0,26}$ (47)	0,12

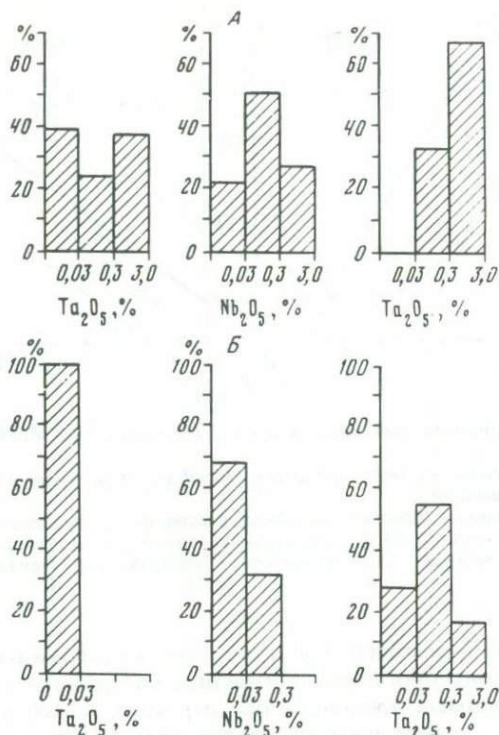


Рис. 48. Распределение  $Ta_2O_5$  и  $Nb_2O_5$  в касситеритах из месторождений  $\gamma$ - и  $\tau$ -ассоциаций

А — жилы, штокверки и метасоматические залежи, расположенные в гранитах  $\gamma$ -ассоциации и их ближайшем экзоконтакте (месторождения ближней зоны), Б — то же в более древних породах (месторождения дальней зоны)

Использованы аналитические данные Ф.Р. Апельцина, Л.З. Быховского, Ив.Ф. Григорьева, Е.И. Долмановой, В.В. Иванова, Л.И. Канищевой, С.Ф. Лугова, И.Е. Максимюк, А.В. Зильберминца, Л.И. Никулина, Г.А. Осиповой, Е.А. Радкевич, Э.А. Северова, Б.Л. Флерова, Р.А. Хазова, И.И. Четырбицкой, Н.П. Юшкина, Р. Бермана, К. Сейнсбери, У. Петрука, Г. Фессера и других авторов по месторождениям Северо-Востока и Дальнего Востока СССР, Приладожья, Центрального Казахстана и Средней Азии, Забайкалья, Армориканского массива, Канады, Аляски

Объем выборки: А — 40 месторождений преимущественно первого поколения  $\gamma$ -ассоциации (16) и апограниты второго поколения (26), Б — 46 месторождений преимущественно второго и третьего поколений  $\gamma$ -ассоциации (2а—3)

самих рудоносных гранитах (месторождения ближней зоны), где тантало-ниобаты встречаются в виде акцессорной примеси, а иногда образуют и промышленные скопления.

Установлена значимая линейная корреляция между содержаниями  $Ta_2O_5$  и  $MnWO_4$  в вольфрамитах. Для вольфрамитов из месторождений, расположенных в молибденовых провинциях, корреляция отрицательная, а в оловорудных провинциях — положительная (рис. 49). Уравнение линейной регрессии в первом случае имеет вид:  $\lg C_{MnWO_4} = -0,205 (\lg C_{Ta_2O_5} - 2,4994) + 1,7814$ , во втором:  $\lg C_{MnWO_4} = 0,232 (\lg C_{Ta_2O_5} - 2,3310) +$

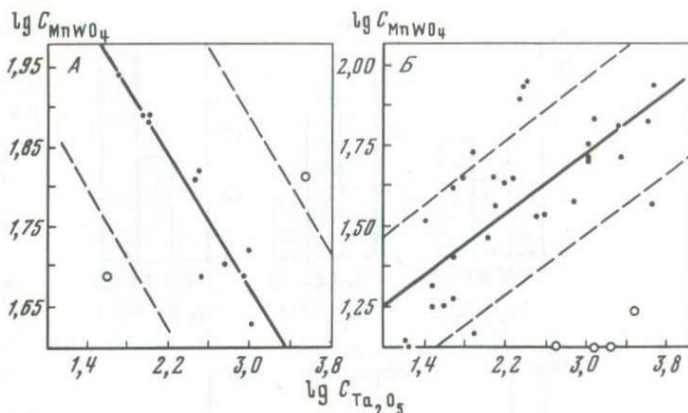


Рис. 49. Корреляционная зависимость между содержаниями  $MnWO_4$  и  $Ta_2O_5$  в вольфрамитах

А — вольфрамиты из месторождений молибденовых провинций; Б — то же из оловорудных провинций

Сплошные линии — прямые линейной регрессии, пунктир — их доверительные интервалы (вероятность 95%), anomальные точки (в кружках): месторождения Борун-Цогто, Шара-Хада (А), Шнееберг, Тирперсдорф, Пехтельсгрюн, Бага-Газрын (Б)

+ 1,5600. Это различие обусловлено тем, что вольфрамиты ранних поколений и ближней зоны обогащены танталом, а содержания марганца в вольфрамитах сравниваемых провинций при переходе от ранних поколений руд к поздним и от ближней зоны к дальней изменяются в противоположных направлениях.

### 7.3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕНИЯ В МОЛИБДЕНИТАХ

Имеющиеся в литературе сведения о содержании рения в молибденитах из гидротермальных месторождений суммированы в табл. 47. Рений распределен в молибденитах весьма неравномерно, и даже геологически однородные группы молибденитовых месторождений характеризуются высокими значениями коэффициента вариации, а в ряде случаев — двумя выборками с резко различными средними содержаниями.

Общая закономерность в распределении рения в молибденитах сводится к последовательному снижению концентраций этого элемента от месторождений  $\delta$ -ассоциации к месторождениям  $\gamma\delta$ -ассоциации, а от них — к участкам, связанным с магматическими образованиями  $\gamma\epsilon$ -ассоциации. Максимальные концентрации рения, составляющие иногда 1000—2000 г/т, характерны для медно-молибденовых месторождений  $\delta$ -ассоциации, причем имеется общая положительная корреляция между содержанием рения в молибдените и содержанием меди с руде [74, 152]. Среди месторождений  $\gamma\delta$ -ассоциации аномально высокие содержания рения, достигающие 300—700 г/т, отмечены в молибдените румынского месторождения Бейца-Бихор, а также на участках Окаваме (Япония) и Биггенден (Австралия). Все эти месторождения представляют собой метасоматические залежи в скарнах. В остальных месторождениях  $\gamma\delta$ -ассоциации содержание рения в молибдените составляет не более 200—220 г/т, а в месторождениях  $\gamma\epsilon$ -ассоциации — не более 100 г/т.

Таблица 47

Средние содержания рения (С/в г/т) в молибденитах

Магматические ассоциации	Рудные провинции	Жилы, мелкие штокверки и метасоматические трубы	
δ-ν γ	Mo	— 679 ± 127 (4) *	
γδ	Mo Sn	120 ± 44 (17) —	
γε	Mo Sn	7 ± 3 (5) 5 ± 4 (11)	36 ± 17 (18) 38 (1)

Таблица 47 (окончание)

Магматические ассоциации	Крупные штокверки		Крупные метасоматические залежи в скарнах	
δ-ν γ	780 ± 515 (35) <sup>2*</sup> 49 ± 28 (3) <sup>3*</sup>		10 — 100 (1) <sup>2*</sup> 53 ± 16 (4) <sup>3*</sup>	
γδ	119 ± 2 (2)	34 ± 24 (6)	0 (1)	366 ± 207 (5) 40 ± 10 (4)
γε	19 ± 9 (11)	74 ± 14 (6)	—	—

\* Цифры в скобках — количество месторождений.

<sup>2\*</sup> Существенно медные месторождения.<sup>3\*</sup> Существенно молибденовые месторождения.

*Примечание.* При расчете средних содержаний использованы аналитические данные С.Т. Бадалова, И.Г. Магакьяна, Дж. Райли, К. Терада и других авторов по месторождениям Кавказа, Средней Азии, Центрального Казахстана, Горного Алтая, Хакасии, Забайкалья, Румынии, Японии, Канады, США, Австралии.

В жилах, мелких штокверках и метасоматических трубах γε-ассоциации, расположенных в пределах молибденовых рудных провинций, среднее содержание рения в молибденитах заметно выше, чем в однотипных месторождениях, находящихся в оловорудных провинциях.

Степень обогащения молибденитов рением зависит от многих факторов [74, 152], и при отсутствии данных о геологических и минералогических особенностях анализированных проб сделать какие-либо выводы о причинах вариаций содержания рения не представляется возможным. Ясно лишь, что температура отложения молибденита, которую часто рассматривают как главный параметр, определяющий уровень содержания рения в молибдените, таковым не является. Нет никаких оснований полагать, что в месторождениях, в которых концентрации рения низки, молибденит отлагался при более высокой температуре, чем в месторождениях, где уровень концентраций рения выше.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ГЕНЕЗИСА  
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Уровень современных знаний о генезисе описанных типов месторождений так же, как и постмагматического оруденения в целом, отличается двойственностью. С одной стороны, имеются достаточно полные и обоснованные данные о геохимических и физико-химических условиях формирования месторождений молибдена [24, 148, 166], вольфрама [25, 77, 78], олова [8, 136], бериллия [18, 65], ниобия и тантала [97, 113]. Эти данные включают сведения о важнейших параметрах гидротермального процесса (Т, Р, рН, Eh), составе рудообразующих сред, условиях образования метасоматитов, жил, рудных минералов и их парагенетических сочетаний. С другой стороны, фундаментальные проблемы источников металлов и гидротермальных растворов, генетических соотношений между магматическими и гидротермальными системами, развития тех и других во времени и пространстве остаются пока предметом дискуссий и гипотетических построений. Сравнительный анализ гидротермального редкометального оруденения, выполненный в глобальном масштабе, позволяет сделать ряд генетических выводов, которые должны учитываться при разработке любой модели, объясняющей образование рассматриваемых месторождений.

1. Все гидротермальные месторождения молибдена, олова, бериллия, тантала и ниобия и большая часть месторождений вольфрама носят отчетливо выраженный постмагматический характер. Всюду они сопряжены в пространстве и во времени с орогенными и платформенными магматическими ассоциациями. Прямой связи с конкретными магматическими образованиями не обнаруживают лишь поздние поколения вольфрамитовых (преимущественно ферберитовых) и шеелитовых месторождений часто ассоциирующие с сурьмяно-ртутной минерализацией, а также вольфрамо-марганцевые и вольфрамо-ртутные месторождения и проявления. Некоторые типы позднего вольфрамового оруденения формируются за счет переотложения рудного вещества, которым обогащены породы, залегающие в непосредственной близости от рассматриваемых объектов [12, 319], другие типы, возможно, связаны с глубинными источниками [139].

Следует подчеркнуть, что переотложение вольфрама осуществляется гидротермальными растворами [259, 260] и что особенности геологического строения известных телетермальных вольфрамовых месторождений противоречат гипотезе о первично-осадочном генезисе этих месторождений, развиваемой геологами мюнхенской школы [292].

Несмотря на то, что в настоящее время известно большое количество телетермальных вольфрамовых месторождений, в том числе стратиформных и локализованных в слабоизмененных породах, [50, 51], единственным доказательством их первично-осадочного происхождения продолжает оставаться строгий литологический и стратиграфический контроль оруденения. Однако отчетливый литологический контроль характерен не только для шеелит-сульфидно-скарноидного и шеелит-сульфидно-кварцитового типов [51] телетермального оруденения, но и для многих скарново-шеелитовых месторождений. На основании этого такие крупные и по всем остальным признакам несомненно гидротермальные месторождения, как Сандон и Кинг-Айленд, также рассматриваются некоторыми авторами как первично-осадочные образования. Не касаясь всех слабых сторон осадочной гипотезы, заметим только, что руды телетермальных месторождений вольфрама

почти всегда комплексные: в них содержатся минералы молибдена, висмута, сурьмы, ртути, большое количество разнообразных сульфидов. Стадийность минералообразования и зональность размещения рудных компонентов на таких месторождениях не обнаруживают каких-либо отличий от заведомо гидротермальных объектов и не могут быть удовлетворительно объяснены с позиции осадочной гипотезы.

2. Гидротермальное редкометальное оруденение, имеющее промышленное значение, сопровождается лишь строго определенными магматическими образованиями. Однотипные руды всюду оказываются связанными во времени и пространстве со столь же однотипными магматическими ассоциациями, сериями и геохимическими типами извержения пород. Жесткая, практически не имеющая исключений корреляция между качественным составом гидротермального оруденения и предшествующих магматитов (см. рис. 3, табл. 37), является веским доказательством, что именно эти магматиты служат источником металлов, сконцентрированных в гидротермальных месторождениях.

3. Все рудоносные магматические ассоциации относятся к вулканическому классу [218]. Эти ассоциации представлены разнородными по составу породами, в общем случае от базальтов и габбро до риолитов и гранитов; вулканиды и интрузивы образуют сложные ритмически построенные серии. Первичное отношение изотопов  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в изверженных породах, в том числе часто и в кремнекислых, не превышает 0,706—0,710. Эти и другие особенности ассоциации вулканического класса указывают на генетическую связь этих ассоциаций со сложными магматическими системами, имеющими значительную вертикальную протяженность.

Плутоническая  $\gamma$ -ассоциация, сложенная однородными биотитовыми и двуслюдяными гранитами, практически безрудна. Геологические, петрографические и геохимические особенности гранитов  $\gamma$ -ассоциации не оставляют сомнения, что эти граниты представляют продукт плавления сиалического корового материала, и именно для этих пород полностью применима мигматитовая модель происхождения гранитов. Отсутствие поствагматических гидротермальных месторождений, связанных с гранитами  $\gamma$ -ассоциации, показывает, что процессы ультраметаморфизма, последующего анатектического плавления и затвердевания возникающих при этом гранитных расплавов не приводят к локальной концентрации рудных компонентов, в том числе и литофильных элементов, в какой-либо иной обстановке, кроме пегматитовых тел. Ничего другого, кроме пегматитов, не находим мы и в катазональных мигматитовых полях докембрийского возраста, представляющих собой более глубокие срезы зон гранитообразования.

Общие геологические и геофизические данные, а также особенности структуры магматических ассоциаций вулканического класса позволяют утверждать, что появление более или менее крупных объемов магмы, по крайней мере, в фанерозое, связано с эпизодическим и локальным плавлением твердого глубинного субстрата. В результате процессов первичного и вторичного плавления, относящихся к отдельным магматическим эпизодам, формируются элементарные ритмы изверженных пород, а при многократном повторении эпизодов — мультилетные серии, магматические ассоциации, циклы и мегациклы. Изменение состава магматических пород во времени обусловлено как перемещением зон плавления в пространстве, так и дифференциацией глубинного субстрата, вызванной многократным переплавлением.

Наиболее важной величиной, определяющей степень дифференциации, или зрелости субстрата, служит содержание в нем калия, а также отно-

шения K/Rb и  $Sr^{87}/Sr^{86}$ . Поскольку магматические породы, с которыми сопряжены во времени и пространстве гидротермальные редкометалльные месторождения, отличаются высоким уровнем содержания калия (см. гл. 4), следует полагать, что рудоносные расплавы возникают в результате плавления достаточно зрелого субстрата. Наиболее древние из этих месторождений имеют абсолютный возраст около 2500 млн. лет и образовались после того, как впервые в геологической истории Земли появились калинатровые изверженные породы [256]. Более ранние существенно натровые магматиты архейского возраста, образующие контрастные толеит-дацитовые серии [233], не сопровождаются гидротермальным редкометалльным оруденением. В фанерозойских мегациклах редкометалльное оруденение также появляется только в связи с орогенными и платформенными магматическими ассоциациями, в состав которых входят гранитоиды и граниты с высоким содержанием калия.

Ярким примером, подтверждающим зависимость качественного состава руд от степени зрелости глубинного субстрата, является вариация средних содержаний молибдена в медно-молибденовых месторождениях. В пределах островных дуг и внешних зон континентальных окраин, для которых характерен наиболее примитивный глубинный субстрат, развиваются натровые магматические ассоциации, которые сопровождаются медным оруденением. Молибден в промышленных количествах появляется только в месторождениях, которые связаны с калинатровым магматизмом и расположены во внутренних континентальных зонах, имеющих более зрелый сиалический фундамент [283].

Вероятность появления дифференцированных магм, в наибольшей степени обогащенных рудным веществом, возрастает во времени. С этим, возможно, связана тенденция к увеличению среднего содержания металла в молодых молибденовых и оловорудных месторождениях. Однако в целом металлогения однопипных магматических ассоциаций, относящихся к разновозрастным циклам и мегациклам, оказывается в значительной мере сходной. По-видимому, каждый магматический цикл сопровождается не только увеличением зрелости субстрата за счет переплавления, но и разбавлением этого субстрата слабо дифференцированным магматическим материалом, вынесенным с еще больших глубин.

4. В настоящее время в теории постмагматического рудообразования развиваются генетические модели двух типов. Одни модели исходят из представлений, что рудоносные гидротермальные растворы отделяются от магматических масс при затвердевании, а вторые модели связывают возникновение рудных тел с перераспределением и локальной концентрацией металлов в процессе метасоматической переработки твердых изверженных пород. При этом допускается, что гидротермальные растворы могут не иметь прямой генетической связи с магматическими образованиями. Поскольку ни одна из моделей пока не может быть однозначно доказана геологическими фактами, остается предполагать, что в природе реализуются процессы обоих типов.

Если растворы действительно отделяются от затвердевающих магматических тел, то для образования постмагматических гидротермальных месторождений необходимо, чтобы количество металла в расплаве было больше того, которое фиксируется в твердой породе в рассеянном состоянии. В качестве оценки металлоемкости изверженной породы примем кларковые содержания металлов в наименее измененных разностях. Сравнивая кларки Mo, W, Sn, Be, Ta, Nb в базитах и безрудных гранитах (табл. 48) можно видеть, что при одинаковом темпе накопления всех элементов от

основных пород к кремнекислым предельная металлоемкость гранитов достигается в последовательности: Mo—W—(—Sn, Be, Ta)—Nb. Именно в такой последовательности возникают гидротермальные редкометалльные месторождения в ходе развития магматического мегацикла. Первые скопления бедных молибденовых руд связаны во времени и пространстве с гранитоидами, входящими в состав  $\alpha$ - и  $\delta$ -ассоциаций; первые вольфрамовые месторождения, представленные шеелитовыми рудами, появляются в связи с гранитоидами и гранитами  $\gamma$ - и  $\gamma\delta$ -ассоциаций. Промышленные гидротермальные месторождения олова, бериллия, тантала и ниобия сопряжены лишь с магматическими образованиями  $\gamma\epsilon$ - и  $\tau$ -ассоциаций.

С позиций генетической модели, объясняющей возникновение рудных тел перераспределением металлов, первоначально рассеянных в твердых породах, такая интерпретация последовательности формирования месторождений не может быть признана удовлетворительной. Поскольку запасы гидротермальных месторождений составляют лишь незначительную часть от общего количества металлов, рассеянных в изверженных породах, а фоновые содержания этих металлов заключены в довольно узких пределах во всем спектре составов магматических пород, то исходная концентрация рудного вещества вряд ли может иметь какое-либо значение как фактор, определяющий возможность формирования рудных тел. Действительно, нет оснований думать, что перераспределение металла при исходном содержании его в породе, равном 1 или 5 г/т, приведет к качественно различным результатам. Рассматривая рудные тела как результат перераспределения рассеянной минерализации, закономерное изменение набора металлов в возрастных рядах промышленных гидротермальных месторождений следует связывать не с накоплением рудного вещества в расплавах, а с эволюцией во времени анионной части гидротермальных растворов и с соответствующим изменением их экстрагирующей и транспортирующей способностей.

Относительно высокие содержания хлора в породообразующих и акцессорных минералах [217], широкое развитие кварц-полевошпатовых и кварц-биотитовых пород среди прерудных и околорудных метасоматитов [152], наличие высокоминерализованных хлоридных рассолов во включениях в минералах [295] — все это указывает на то, что гидротермальные растворы, которые сопровождают гранитоиды  $\delta$ -и, возможно,  $\gamma\delta$ -ассоциаций, характеризуются повышенной щелочностью и относительно высокой концентрацией хлора. Совокупность признаков свидетельствует, что растворы, связанные во времени и пространстве с кремнекислыми породами  $\gamma\epsilon$ - и  $\tau$ -ассоциаций, обогащены фтором и, вероятно, являются более кислыми.

Щелочные хлорсодержащие растворы служат хорошей транспортирующей и экстрагирующей средой для молибдена, который, обладая халькофильными свойствами, переносится в форме хлоркомплексных соединений и (или) тио- и окситиомолибдатных ионов [24, 25, 174]. Растворы с большим количеством фтора наиболее подходят для переноса литофильных элементов: олова, бериллия, тантала, ниобия, которые мигрируют в форме фтор-содержащих комплексных соединений [8, 65, 174].

Вольфрам, по данным [25], переносится в гидротермальных растворах в виде анионов  $WO_4^{2-}$  и  $HWO_4^-$ , а также в виде фтор-комплексных соединений. Первые, вероятно, играют главную роль в транспортировке вольфрама, который концентрируется в месторождениях  $\delta$ - и  $\gamma\delta$ -ассоциаций, а вторые — при переносе этого металла более поздними растворами, связанными с гранитами  $\gamma\epsilon$ -ассоциации. В ранних поколениях месторождений вольфрам

Таблица 48

Средние содержания Mo, W, Sn, Be, Ta, Nb (в г/т) в изверженных породах

Металл	Основные породы	Безрудные граниты	Литература
Mo	1,1	1,3	[166]
W	1,0	1,5–2,0	[29]
Sn	1,0–1,5	3–5	[8]
Be	0,4	3–5	[17]
Ta	0,7	1,2–5,3	Данные М.В. Кузьменко
Nb	12	12–21 (49)	

В оливиновых толеитах и пикритах до 3–10 г/т [8]. В скобках — содержание Nb в щелочных гранитах.

фиксируется главным образом в виде шеелита, причем источником кальция явно служат вмещающие породы, а в месторождениях поздних поколений отлагается преимущественно в форме вольфрамита. Источником железа и марганца, входящих в вольфрамит, вероятно, служат те же растворы, которые переносят и вольфрам.

Относительно высокая растворимость вольфрама-иона является главной причиной, что вольфрамовая минерализация, особенно шеелитовая, в том или ином количестве встречается в самых разнообразных гидротермальных месторождениях. Эта же причина определяет широкое распространение явлений перетолжения вольфрама и его частую концентрацию в теле термальных условий.

Важное генетическое значение имеют пространственные соотношения между оловорудными и бериллиевыми месторождениями. Наряду с примерами совмещения касситеритового и бериллиевого оруденения в одних месторождениях (Лост-Ривер) известны крупные бериллиевые месторождения лишенные промышленных содержаний олова (бериллиевые провинции на Западе США), и оловорудные месторождения, не содержащие промышленного бериллиевого оруденения (Рудные горы). Поскольку те и другие, безусловно, связаны с расплавами и растворами, весьма богатыми фтором, следует признать, что в данном случае фактором, определяющим качественный состав руд, является катионная, а не анионная часть растворов. Металлогенетическая специфика молибден-бериллий-ниобиевых провинций в определенной мере связана и с тем, что среди гранитов  $\gamma$ - и  $\tau$ -ассоциаций довольно широко развиты агапитовые разности, которые также, как и агапитовые щелочные породы [99], обладают малой способностью к отделению гидротерм.

5. Во всех рудоносных магматических ассоциациях устанавливается принципиально сходная последовательность магматических и гидротермальных ритмов (см. рис. 3). Ранние вулканические ритмы, за исключением мало распространенных оловоносных эффузивов, не сопровождаются гидротермальным редкометальным оруденением, хотя постмагматические метасоматиты и жилы нередко пользуются достаточно широким развитием.

Продуктивные гидротермальные ритмы формируются вслед за более поздними интрузивными образованиями. При этом все типы постмагматического гидротермального оруденения возникают вслед за теми магматическими ритмами, которые завершаются наиболее кремнекислыми для данной ассоциации породами. Следовательно, появление гидротермаль-

ных редкометальных месторождений определяется накоплением металлов в ходе предшествующего магматического процесса. Одновременно накапливаются летучие компоненты, которые имеют решающее значение при переносе рудного вещества.

Ни для одного поколения промышленных гидротермальных месторождений молибдена, вольфрама (имеются в виду первичные руды), олова, бериллия, тантала и ниобия нет данных, которые позволили бы говорить об их генетической связи оруденения с магматическими образованиями основного состава. За исключением молибденитовой и шеелитовой минерализации  $\delta$ - и  $\gamma\delta$ -ассоциаций, которая сопровождает породы гранодиоритового-адамеллитового составов (64–71%  $\text{SiO}_2$ ), все остальные типы рассматриваемых гидротермальных редкометальных месторождений формируются вслед за гранитными породами, содержащими не менее 74%  $\text{SiO}_2$ .

Отсутствие подобных пород на дневной поверхности или в приповерхностной зоне многих месторождений обусловлено, главным образом, тем, что равновесная кристаллизация рудоносных гранитных расплавов, относительно обогащенных водой, происходит на большей глубине, чем затвердевание предшествующих безрудных гранитов. Хорошо известно, что рудоносные граниты слагают скрытые купола, не выходящие на поверхность, значительно чаще, чем более ранние безрудные граниты. Исключение составляют лишь породы, сильно обогащенные фтором и литием. Присутствие этих элементов снижает температуру солидуса, и соответствующие расплавы могут достигать высокого гипсометрического уровня и даже выходить на поверхность.

Для рудоносных магматических ритмов характерно широкое развитие малых интрузивов, сложенных породами с порфировой структурой. Именно интрузивные порфиры чаще всего непосредственно предшествуют оруденению, особенно на крупных месторождениях. Порфировые интрузивы представляют собой результат неравновесного затвердевания более или менее протяженных апофиз, отходящих от магматических тел, которые залегают на значительной глубине. Неравновесное затвердевание сопровождается массовым отделением флюидной фазы, при котором могут возникнуть мощные гидротермальные системы [151]. Специфическая структура кристаллического агрегата фанеритовых рудоносных гранитов [14] позволяет предположить, что эти граниты являются результатом эпигенетической перекристаллизации порфировых пород, основная масса которых в момент затвердевания имела тонкозернистое, возможно, афанитовое сложение.

6. Самые последние интрузивные ритмы во всех рудоносных магматических ассоциациях остаются незавершенными и представлены только базитовыми дайками: диабазами, диорит-порфирами и разнообразными лампрофирами. Иногда вслед за ними внедряются единичные дайки сиенитового состава, но более кремнекислые породы отсутствуют практически всегда.

Послегранитовые базитовые дайки, по всем признакам являются производными базальтовой магмы и не имеют прямой генетической связи с гранитами. Доказательством этому служат петрографическое и геохимическое сходство послегранитовых диабазов и лампрофиров с базальтами, тождество составов послегранитовых даек и габброидных внедрений, начинающих гомодромные интрузивные серии, наличие грубинных ксенолитов и включений в дайках, случаи пространственной разобщенности базитовых даек и гранитов и другие факты.

Исходя из представлений о генетической независимости гранитов и базитовых даек, можно утверждать, что поздние гидротермальные ритмы,

которые формируются вслед за этими дайками, также в определенной мере независимы по отношению к собственно послегранитовым гидротермалитам. Источники свинца, цинка, золота, серебра, урана, сурьмы, ртути и ряда других металлов, высокие концентрации которых отмечаются в поздних гидротермальных ритмах, скорее, следует искать не в гранитных, а в базальтоидных магматических системах. Однозначное решение проблемы осложняется, однако, тем, что часть поздних гидротермальных растворов, причем значительная, может быть связана с мобилизацией нагретых метеорных вод, а металлы, переносимые этими растворами, могут быть выщелочены из пород, которые залегают относительно недалеко от дневной поверхности. Выше неоднократно отмечалась ведущая роль процессов переотложения в формировании позднего вольфрамового оруденения.

Последовательность более поздних интрузивных ритмов, наблюдаемая в пределах месторождений, рудных полей и провинций, отражает регрессивную стадию развития магматических систем. Объемы, занятые изверженными породами, а следовательно, площади выходов из этих пород и частота их встречаемости уменьшается от ранних ритмов к поздним. Крупные интрузивные массивы сменяются небольшими штоками, силлами, дайкообразными телами, а те, в свою очередь — маломощными дайками. Особенно редко встречаются самые поздние базитовые дайки. По-видимому, магматические очаги, с которыми они связаны, сохраняются лишь на больших глубинах и генерируют малое количество расплава, так что магматические инъекции почти не достигают приповерхностной зоны. Гидротермы, сопровождающие абиссальные магматические процессы, могут мигрировать и принимать участие в формировании телотермального оруденения.

Дайки и другие малые интрузии, наблюдаемые в близповерхностной зоне, вероятно, являются апофизами, отходящими от более крупных магматических камер, залегающих на глубине нескольких километров. Прогрев земной коры над такими камерами может вызвать возникновение конвективных гидротермальных систем, питаемых вадозными водами. Как полагают, современные гидротермальные системы связаны с тепловым влиянием интрузивов, расположенных на глубине 7—15 км [258].

7. Этапы постмагматического минералообразования, наиболее продуктивные в отношении редкометального оруденения, как правило, представлены двумя гидротермальными ритмами (рис. 3). В раннем ритме наиболее полно развиты продукты щелочного метасоматоза, а поздний ритм образован преимущественно более кислотными метасоматитами и жилами. Меняется и качественный состав редкометального оруденения.

Ранний гидротермальный ритм, вероятно, формируется в результате отделения растворов от верхней части магматической колонны, главным образом от порфирировых апофиз, которые уходят вверх от главного магматического тела и затвердевают в неравновесных условиях. Поздний гидротермальный ритм возникает в связи с отделением флюидной фазы от насыщенного ею остаточного расплава на заключительной стадии затвердевания магматической колонны. Эта модель, близкая к схеме двухстадийного затвердевания магматических тел, предложенной Л.В. Таусоном [197], подтверждается тем, что на некоторых месторождениях гидротермалиты раннего и позднего ритмов разделены во времени инъекциями аплитовидных гранитов, аплитов, гранит-порфириров, имеющих остаточный характер (Караоба, Байназар). Особенно четко проявлены внутриминерализационные гранитные тела на оловорудных месторождениях Восточных Рудных гор, что обусловлено высокими концентратиями в остаточном расплаве лития и фтора, при которых этот расплав смог подняться до высокого уровня. Весьма вероятно, что в формировании поздних гидротермальных ритмов существенную роль играют также нагретые поверхностные воды.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главная цель настоящего исследования состояла в том, чтобы представить совокупность фактов, относящихся к гидротермальным редкометальным месторождениям различного возраста и географического положения, в виде общей глобальной картины, которая могла бы служить основой как для генетических моделей, так и для прикладных прогнозных и оценочных работ. Хотя предложенная система фактов, безусловно, далека от совершенства, она позволяет сделать ряд важных в теоретическом и практическом отношениях выводов

1. Все промышленные гидротермальные месторождения молибдена, олова, вольфрама, бериллия, тантала и ниобия связаны во времени и пространстве с орогенными и посторогенными магматическими ассоциациями вулканического класса [218]. Рудоносные магматические ассоциации — это сложные последовательности изверженных пород, которые могут быть представлены в виде совокупности элементарных гомодромных ритмов, развитых с различной полнотой. После каждого магматического ритма формируется гидротермальный ритм, состоящий из закономерно построенного ряда метасоматитов и жил.

Структура всех рудоносных магматических ассоциаций оказывается однотипной (см. рис. 3), но вещественный состав магматических образований, слагающих отдельные ритмы, испытывает направленное изменение во времени. Вследствие этого меняется и качественный состав гидротермального оруденения. Раннеорогенные  $\delta$ - и  $\gamma\gamma$ -ассоциации (см. табл. 2) сопровождаются медно-молибденовым оруденением, а позднеорогенная  $\gamma\delta$ -ассоциация — молибден-вольфрамитовым оруденением с резким преобладанием шеелита над вольфрамитом. Наиболее разнообразен состав редкометального оруденения, связанного с  $\gamma\epsilon$ -ассоциацией, завершающей позднеорогенный магматический цикл. С этой ассоциацией сопряжены гидротермальные месторождения Mo, W, Sn, Be, Ta, Nb. С гранитами платформенной  $\tau$ -ассоциации обнаруживают связь месторождения олова, бериллия, тантала и ниобия.

Во всех ассоциациях наиболее продуктивны в отношении редких металлов ранние интрузивные ритмы, которые, в общем случае, заканчиваются предельными по содержанию кремнезема гранитами или гранит-порфирами. Поздние интрузивные ритмы, образованные базитовыми дайками, сопровождаются сульфидным полиметаллическим, золото-серебряным, сурьмяно-ртутными оруденением.

Вслед за каждым ритмом, за исключением самых последних, обычно формируются два гидротермальных ритма. В раннем ритме преимущественным развитием пользуются кварц-полевошпатовые метасоматиты и жилы, а в позднем — более "кислотные" гидротермалиты: грейзены, березиты, турмалиниты и др. С ранними ритмами связано тантал-ниобиевое, бериллиевое, касситеритовое, шеелитовое и молибденитовое оруденение, а для поздних ритмов характерны вольфрамитовые и шеелит-вольфрамитовые руды, а также повышенное содержание сульфидов.

Таблица 49

Доля запасов в гидротермальных месторождениях (в%)

Магматические ассоциации	Mo	W		Sn	Be	Ta, Nb
		шеелит	вольфрамит			
Платформенная T-ассоциация	<1	<1	<1	<1	<1	100
Позднеорогенная $\gamma\epsilon$ -ассоциация	39	58	~100	~100	100	
Позднеорогенная $\gamma\delta$ -ассоциация	8	42	<1	—	—	—
Раннеорогенные $\delta$ - и $\gamma\gamma$ -ассоциации	53	<1	—	—	—	—

2. Рудоносные магматические ассоциации, представляющие собой совокупность многих элементарных гомодромных ритмов, формируются в течение сотен или первых миллионов лет. Продолжительность самих элементарных магматических и гидротермальных ритмов не превышает десятков тысяч или первых сотен тысяч лет.

3. Предложенная систематика гидротермального редкометалльного оруденения основана на выделении *поколений* месторождений или руд, возникших в течение одного гидротермального этапа (ритма). Разделение минеральных типов месторождений на поколения, а тех, в свою очередь, на морфологические типы позволило сгруппировать гидротермальные редкометалльные месторождения в однородные совокупности, которые отличаются не только признаками, положенными в основу систематики, но и другими геологическими особенностями.

Суммарные запасы Mo, W, Sn, Be, Ta, Nb распределены между гидротермальными сериями, связанными с разными магматическими ассоциациями (см. табл. 49).

Наиболее продуктивной в отношении гидротермального редкометалльного оруденения является  $\gamma\epsilon$ -ассоциация, завершающая позднеорогенный магматический цикл.

Более 80% суммарных запасов молибдена, 75% запасов вольфрама в шеелитовых месторождениях и 35% в вольфрамитовых месторождениях, 45% запасов олова и значительная доля запасов Be, Ta, Nb, связанных с гидротермальным оруденением, заключены в крупных месторождениях. Количество крупных месторождений и их доля в суммарных запасах убывает в последовательности: Mo—W—Sn—Be—Ta—Nb.

4. Изверженные породы рудоносных магматических ассоциаций отличаются высоким содержанием калия во всем диапазоне кремнекислотности — от базальта (габбро) до риолита (гранита). Кремнекислые породы, непосредственно предшествующие во времени гидротермальному редкометалльному оруденению, как правило, содержат 74—76% кремнезема (31—36 объем. % кварца) и соответствуют по составу предельному граниту вулканического типа [218]. Установлена специфика вещественного состава магматических образований, которые сопровождаются молибденовым, оловянным и тантало-ниобиевым оруденением (см. табл. 37).

5. На всех континентах имеет место пространственное разделение редкометалльных провинций с преобладанием молибденового, вольфрамового, бериллиевого и ниобиевого оруденения, с одной стороны, и оловянного, вольфрамового и танталового оруденения, с другой (рис. 45).

Оловорудные месторождения локализуются во внутренних эвгеосинклинальных зонах, примыкающих к ним терригенных прогибах краевой системы и сопряженных с ними геоантиклиналях (см. рис. 46). Молибденовые, бериллиевые и тантало-ниобиевые месторождения сосредоточены преимущественно во внешних тектонических зонах — в краевых системах и прилегающих жестких массивах. Вольфрамовые руды встречаются как во внутренних зонах в виде шеелитовых месторождений или в ассоциации с касситеритом, так и во внешних зонах в ассоциации с молибденитом.

6. Вольфрамиты из молибден-вольфрамовых и чисто вольфрамовых месторождений, расположенных в молибденовых рудных провинциях, в целом, обогащены гюбнеритовой молекулой по сравнению с вольфрамитами из олово-вольфрамитовых и чисто вольфрамовых месторождений, расположенных в оловорудных провинциях (см. рис. 47, табл. 43).

Исходя из установленных закономерностей, можно сформулировать ряд необходимых условий размещения гидротермальных редкометальных месторождений, которые следует учитывать при конкретном прогнозировании любого масштаба.

Перспективы той или иной территории на редкометальное гидротермальное оруденение определяются: 1) принадлежностью ее к оловорудному или молибден-бериллий-ниобиевому типу рудных провинций, 2) наличием магматических ассоциаций, с которыми связан рассматриваемый тип месторождений, 3) структурой этих ассоциаций, в первую очередь, наличием собственно рудоносных магматических и гидротермальных ритмов. Хотя эти условия очень просты, они являются необходимыми критериями, которые должны быть положены в основу прогнозных оценок. Локализация месторождений определяется оптимальным сочетанием общих условий и местных факторов, контролирующих размещение оруденения. К последним относятся разнообразные структурные и литологические особенности отдельных участков, величина денудационного среза и многие другие параметры, зависящие от специфики геологического строения конкретных районов. С точки зрения глобальных закономерностей, местные факторы локализации месторождений в значительной мере случайны и не могут быть предсказаны теоретически без глубокого знания региональной геологии.

Многие рудные месторождения были открыты либо случайно, либо исходя из правильной оценки локальных условий размещения оруденения. В настоящее время, когда поиски новых месторождений требуют все больших затрат времени и материальных средств, учет общих необходимых условий локализации оруденения, вытекающих из глобальных закономерностей, становится важным элементом прогнозирования и оценки рудных объектов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Александров И.В., Ларичева О.О.* Содержания рубидия и отношения K/Rb и Na/Rb как показатели танталоносности гранитов. — *Геохимия*, 1976, № 2, с. 256—263.
2. *Александров С.М.* Геохимические особенности образования борооловянных руд на месторождениях Аляски, США. — *Геохимия*, 1975, № 4, с. 483—495.
3. *Алхазов В.Ю., Ефименко В.Н.* Краткая геолого-минералогическая характеристика Тагобиккуль-Кумархского оловорудного поля (Центральный Таджикистан). — В кн.: *Вопросы гелигии Таджикистана*. Душанбе, 1973, Вып. 3, с. 154—158.
4. *Алхазов В.Ю., Климов Г.К.* Взаимоотношение даек базальтов и оруденения на Кумархском оловорудном месторождении (Центральный Таджикистан). — *Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук*, 1973, № 3, с. 101—104.
5. *Апельцин Ф.Р., Скоробогатова Н.В., Якушин Л.Н.* Генетические черты гранитоидов Полярного Урала и условия их редкометальной металлогенической специализации. М.: Недра, 1967. 199 с.
6. *Афанасьев Г.Д., Зыков С.И.* Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. М.: Наука, 1975. 99 с.
7. *Азров Г.Д., Кудрявцев Ю.К., Мареева Р.Н., Попов В.С.* Геологическое строение Бектауатинского гранитного массива (Центральный Казахстан). — *Сов. геология*, 1966, № 11, с. 92—103.
8. *Барсуков В.Л.* Основные черты геохимии олова. М.: Наука, 1974, 150 с.
9. *Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В.* О мантийном источнике рудного вещества и его роли в формировании и размещении некоторых месторождений полезных ископаемых. — В кн.: *Источники рудного вещества эндогенных месторождений*. М.: Наука, 1976, с. 12—30.
10. *Баскина В.А.* Магматизм Тетюхинского района (Южное Приморье) и закономерности развития некоторых вулканоплутонических формаций. М.: 1965, 212 с.
11. *Баскина В.А.* Ультракалиевые липариты Приморья. — *Сов. геология*, 1978, № 1, с. 72—84.
12. *Бергер В.И.* Условия размещения ртутно-сурьяно-вольфрамовых месторождений. — В кн.: *Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений*. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975, с. 46—54.
13. *Бертман Э.Б.* Минерально-геохимические парагенезисы и зональность месторождения Мурунтау. — *Докл. АН УзССР*, 1975, № 5, с. 45—47.
14. *Бескин С.М., Марин Ю.Б.* Некоторые вопросы изучения гранитоидных формаций малых и средних глубин. — *Зап. ВМО*, 1972, ч. 101, вып. 2, с. 203—222.
15. *Бескин С.М., Марин Ю.Б.* Типы редкометальных месторождений гранитовых формаций. — *Зап. ВМО*, 1973, ч. 102, вып. 3, с. 306—319.
16. *Бескин С.М., Смертенко В.М.* Геологические особенности Баянаульского гранитного массива и место пегматитов в процессе его формирования. — *Изв. вузов. Геол. и разв.*, 1968, № 5, с. 65—71.
17. *Беус А.А.* Уточненный подсчет среднего содержания бериллия в литосфере. — *Геохимия*, 1974, № 2, с. 308—309.
18. *Беус А.А., Диков Ю.П.* Геохимия бериллия в процессах эндогенного минералообразования. М.: Недра, 1967. 159 с.
19. *Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д.* Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М.: Изд-во АН СССР, 1962. 196 с.
20. *Блохина Н.А.* Условия формирования оловянно-вольфрамового месторождения Майхура. Душанбе: Дониш, 1973. 197 с.
21. *Бонштедт-Куллестская Э. М.* К минералогии Карасевского и Юго-Коневского вольфрамовых месторождений на Северном Урале. — *Докл. АН СССР*, 1943, т. 40, № 9, с. 25—30.
22. *Бородяевский Н.И., Бородяевская М.Б.* Березовское рудное поле. М.: Metallurgиздат, 1947. 267 с.

23. Борсук А.М., Аракелянц М.М., Шанин Л.П. Этапы кайнозойского гранитоидного магматизма и молибденового рудогенеза на Северном Кавказе по геологическим и радиологическим данным. — Изв. АН СССР. Сер.геол., 1972, № 2, с. 135—138.
24. Брызгалин О.В. Вольфрам и молибден в постмагматических процессах. — В кн.: Геохимия молибдена и вольфрама. М.: Наука, 1971, с. 63—80.
25. Брызгалин О.В. Геохимия вольфрама в гидротермальном процессе. М.: Наука, 1976. 72 с.
26. Бугров В.А. Новые данные о рудоносности восточной пустыни Египта. — Тр. Всесоюз.заоч.политехн.ин-та, 1976, вып. 101, 133—145.
27. Василенко Г.П., Колесников Н.В., Осипова Г.А., Сапрыкин Е.П. Условия локализации висмутового оруденения на одном касситерит-сульфидном месторождении Сихоте-Алиня. — Геол.рудн. месторожд., 1973, № 6, с. 59—68.
28. Василенко Г.П., Храмова Л.И., Сапрыкин Е.П. Геологические особенности оловорудных месторождений с высоким содержанием сульфостаннатов. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1974, № 9, с. 86—91.
29. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 641—664.
30. Воин М.И. О зональности редкометалло-золоторудной минерализации в рудных телах Кумакского рудного узла (Мугуджары). — Минер. сырьё, 1970, вып. 20, с. 87—98.
31. Волков В.Н., Негрей Е.В. Строение плутона Раумид и проблема становления гранитных интрузивов. — Сов. геология, 1974, № 3, с. 47—29.
32. Воронцова Л.А., Столяров И.С., Пантелеев А.И., Дрыбо Н.П. Возраст интрузивных образований и оловянного оруденения Центрально-Янского района (Якутия). — Сов. геология, 1976, № 8, с. 111—118.
33. Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия. А.И. Гинзбург и др. М.: Недра, 1975, 247 с.
34. Геологическая карта континентов мира. М.; Л., 1970.
35. Геология и рудные месторождения Центрального Кавказа. М.; Л.; Изд-во АН СССР, 1948, 228 с.
36. Гинзбург А.И. Проблема редкометалльных гранитов. — В кн.: Редкометалльные граниты. М.: Недра, 1972, с. 7—27.
37. Гинзбург А.И., Иовчева Э.И. Критерии рудоносности гранитоидов (на примере бериллия). — В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. М.: Недра, 1975, с. 113—129.
38. Гинзбург А.И., Фельдман Л.Г. Месторождения тантала и ниобия. — В кн.: Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974, т. 3, с. 353—402.
39. Гинзбург А.И., Элштейн Е.М. Карбонатитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 152—219.
40. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М.А. Фаворская и др. М.: Недра, 1974. 193 с.
41. Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 252 с.
42. Горохов И.М. Rb—Sr-возраст гранитов Бектау-Ата (Центральный Казахстан). — Изв. АН СССР. Сер.геол., 1964, № 8, с. 94—97.
43. Грачева О.С. Грейзены Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1974. 171 с.
44. Грей Р.Ф., Хорфман В.Дж., Бейган Р.Дж., Мак-Кинли Х.Л. Вольфрамоносный район Бишоп в Калифорнии. — В кн.: Рудные месторождения США. М.: Мир, 1973, т. 2, с. 263—286.
45. Григорьев И.Ф., Доломанова Е.И. Об оловорудных месторождениях переходных типов кварцевой и кварцево-сульфидной формации. — В кн.: Вопросы геологии южной части Дальнего Востока и Забайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1956, вып. 3, с. 279—301.
46. Грушкин Г.Г., Ведерников П.Г. О "риолитовой" формации оловорудных месторождений. — Сов. геология, 1977, № 8, с. 98—106.
47. Гуляев А.П. К проблеме оловоносности Казахстана. — Сов. геология, 1975, № 8, с. 117—122.
48. Гуляев П.В. К тектонике Алазейского поднятия. — Геотектоника, 1975, № 6, с. 30—43.
49. Денисенко В.К. Критерии оценки крупных вольфрамоносных и оловянных месторождений. — Разв. и охр. недр, 1974. № 4, с. 14—18.
50. Денисенко В.К. Месторождения вольфрама. М.: Недра, 1978. 143 с.
51. Денисенко В.К., Рундквист Д.В. Новые перспективные типы стратиформного вольфрамового оруденения. — Сов. геология, 1977. № 6. с. 32—46.
52. Доломанова Е.И. Оловянно-вольфрамовые месторождения Ингодинского рудного узла и их генетические особенности. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 23. 299 с.

53. Дрнзик Э., Дрнзикова Л., Мандакова К. Геологические предпосылки, критерии и перспективы поисков Sn-W-Mo-оруденения в Спешско-Гемерских рудных горах (Словакия). — *Miner, Slovaca*, 1973, вып. 5 № 2, с. 157—164.
54. Дружинин А.В. Размещение оловорудных, вольфрамовых и молибденовых месторождений Восточного Забайкалья в связи с его блоковым строением. — В кн.: Геология и разведка месторождений полезных ископаемых. М., 1977, с. 3—23.
55. Дружинин А.В., Онтово Д.О., Игнатов А.В., Соколов Е.М., Целин А.И. Стадийность и минеральные ассоциации сульфидно-шеелитового месторождения Кти-Теберда (Северный Кавказ) — Геол. рудн. месторожд., 1975, т. 17, № 5, с. 25—35.
56. Дубровский В.Н. Стадии минерализации и зональность касситерито-сульфидного Хрустального месторождения (Дальний Восток СССР). — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Прага, 1963, т. 1, с. 86—90.
57. Дубровский В.Н. Что такое касситерито-силикатная формация? (К вопросу о классификации оловорудных месторождений на формационной основе). — В кн.: Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР. М.: Наука, 1969, с. 278—292.
58. Дьячков Б.А. Интрузивный магматизм и металлогения Восточной Калбы. М.: Недра, 1972. 211 с.
59. Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарев А.П., Тянь В.Д. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1977. 246 с.
60. Ермолов П.В., Лопатников В.В., Тянь В.Д., Кашапов Т.К. О гетерогенности позднергцинских гранитоидов Зайсанской складчатой системы (Восточный Казахстан). — Геол. и геофиз., 1975, № 9, с. 62—72.
61. Ефременко Э.А. Гранитоидная формация высокоглиноземистого типа в Яно-Борулахском рудном районе Якутии. — Геол. и геофиз., 1976, № 3, с. 33—44.
62. Ефременко Э.А., Иванов О.П. Синхронное проявление однотипных парагенезисов в оловорудных районах Северной Якутии как отражение единого регионального процесса геохимической эволюции глубинного вещества. — Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 5, 1149—1152.
63. Жариков В.А., Омеляненко В.И., Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. — В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М.: Недра, 1965, с. 119—194.
64. Загрузин И.А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1977. 279 с.
65. Закономерности формирования гидротермальных месторождений бериллия. А.И. Гинзбург и др. М.: Недра, 1977. 230 с.
66. Залашкова Н.Е. Зональность метасоматически измененных танталосных гранитов (апогранитов). — В кн.: Минералогические, геохимические и генетические особенности редкометалльных апогранитов. М.: Наука, 1969, с. 5—29.
67. Звягинцев Л.И. Палеозойский вулканизм юго-восточной части Рудного Алтая. М.: Наука, 1965. 157 с.
68. Зив. Е.Ф. Шеелитоносность скарнов Восточного склона Кузнецкого Алатау. — Тр. ВИМС, 1939, вып. 145. 164 с.
69. Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. — Труды НИЛ-Зарубежгеология, 1972, вып. 26. 240 с.
70. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Латеральная магматическая и металлогенетическая зональность на основе палеотектонических реконструкций. — Геол. рудн. месторожд., 1974, т. 16, № 4, с. 3—17.
71. Иванов В.В. О парагенезисах гидротермальных месторождений, их геохимических особенностях и возможных источниках оруденения. — Труды ИМГРЭ, 1963, вып. 10. 91 с.
72. Иванов В.В. Минералого-геохимические черты и индиенность оловорудных месторождений Якутии. М.: Наука, 1964. 252 с.
73. Иванов В.В., Мейтуе Г.М. Геолого-химические исследования рудных провинций. М.: Недра, 1972. 288 с.
74. Иванов В.В., Поплаво Е.М., Горохова В.Н. Геохимия рения. М.: Недра, 1969. 160 с.
75. Иванов О.П. О генетическом единстве продуктивных парагенезисов главных оловорудных формаций Якутии. — Науч. труды ЦНИИ оловянной промышленности, 1973, № 1, с. 7—12.
76. Иванов О.П., Ефременко Э.А., Бейков И.С., Ефременко Л.Я. Возрастные и пространственные соотношения между изверженными породами и оловянным орудене-

- нием полуострова Певек. — Науч. труды ЦНИИ олеванной промышленности, 1976, № 4, с. 10—18.
77. *Иванова Г.Ф.* Геохимические условия образования вольфрамитовых месторождений. М.: Наука, 1972. 151 с.
  78. *Иванова Г.Ф.* Минералогия и геохимия вольфрамового оруденения Монголии. — Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, 1976, вып. 15. 259 с.
  79. *Игнатович В.И.* Структура одного молибденового месторождения в Западном Забайкалье. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, 1972, вып. XV, с. 66—75.
  80. *Изох Э.П.* Гипербазит—габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск: Наука, 1965. 138 с.
  81. *Изох Э.П.* Схема классификации гранитоидных формаций с различной рудоносностью и пример ее применения в Западном Узбекистане. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с. 34—44.
  82. *Изох Э.П., Загрузина И.А.* Двуслюдяные оловоносные граниты Чукотки. — Геол. и геофиз., 1969, № 7, с. 63—72.
  83. *Изох Э.П., Налетов Б.Ф.* Принципы классификации и применения номенклатуры гранитоидов. — Зап. ВМО, 1974, ч. 103, вып. 2. с. 205—218.
  84. *Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Назовская Т.И.* Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Недра, 1967. 383 с.
  85. *Индолев Л.Н., Лир Ю.В., Марин Ю.Б.* О последовательности магматизма и рудообразования в Депутатском рудном узле (Якутия). — В кн.: Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Л.: Наука, 1971, с. 58—75.
  86. *Индолев Л.Н., Невойса Г.Г.* Серебро-свинцовые месторождения Якутии. Новосибирск: Наука, 1974. 251 с.
  87. *Казанский В.И., Лавров Н.П.* Месторождения урана. — В кн.: Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974, т. 2, с. 319—384.
  88. *Казыцын Ю.В., Александров Г.В., Панов Е.Н., Шульдинер В.И., Павлова В.В.* Мезозойские металлоносные интрузии Шилка-Олекминского района (Северо-Восточное Забайкалье). М.: Недра, 1967. 155 с.
  89. *Капсамун В.П.* Интрузивные породы и вольфрамовое оруденение Их-Хаирхана. М.: Наука, 1976. 103 с.
  90. *Карабанов В.А., Кроль О.Ф., Андришин В.В.* Время проявления и роль метасоматических явлений в образовании аршалинских колумбитоносных гранитов. — В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, 1972, ч. 1, с. 278—288.
  91. Карта полезных ископаемых континентов мира. М.; Л., 1970.
  92. *Кигай И.Н.* Лифудзинское оловорудное месторождение и некоторые вопросы гидротермального минералообразования. М.: Наука 1966. 248 с.
  93. *Кигай И.Н.* О пульсационной теории и критериях стадийности гидротермального минералообразования. — В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1974, т. 2, с. 155—164.
  94. *Коваленко В.И., Коваленко Н.И.* Онгониты. — В кн.: Труды Совместной Советско-Монгольской науч.-исследовательской геологической экспедиции. М., 1976, вып. 15. 127 с.
  95. *Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Летников Ф.А.* О магматическом генезисе редкометалльных литий-фтористых гранитов. — Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 2, с. 446—449.
  96. *Коваленко В.И., Тишendorf Г., Антипин В.С., Пальхен В., Ланге Х.* Геохимическое сопоставление редкометаллических гранитоидов ГДР и МНР. — Геохимия, 1976, № 12, с. 1845—1856.
  97. *Коваль П.В.* Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. Новосибирск: Наука, 1975. 260 с.
  98. *Коган Б.И., Капустинская К.А., Топунова Г.А.* Бериллий. М.: Наука, 1975. 371 с.
  99. *Козарко Л.Н.* Режим летучих компонентов в щелочных породах. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с. 173—181.
  100. О вольфрамовой минерализации в одном из полиметаллических месторождений Карамазара. Коноплев А.И. М., 1976.7 с. Рукопись деп. в ВИНТИ 22.06.76, № 2305—76 Деп.
  101. *Коплус А.В., Пантелеев А.И.* О возрасте флюоритового оруденения комплексных месторождений Карагайлы-Актас и Солнечное (Казakhstan). — Геол. рудн. месторожд., 1975, № 1, с. 86—95.
  102. *Кормилицын В.С.* Рудные формации и процессы рудообразования (на примере Забайкалья). Л.: Недра, 1973. 327 с.

103. *Королева Н.Н., Романенко Д.Я., Хамрабаева З.И.* О генезисе некоторых вольфрам-марганцевых рудопоявлений Киргизии. — Зап. Узбекистан. отд-ния ВМО, 1975, вып. 28, с. 116—122.
104. *Короновский Н.В.* Строение Верхнекегемского вулканического нагорья (Северный Кавказ) и проблема подвижности кислых лав. — Вестник МГУ. Сер. 4, геология, 1976, № 5, с. 16—29.
105. *Коростелев П.Г.* Минералого-геохимические особенности сурьмяно-ртутной минерализации Комсомольского рудного района. — В кн.: Вопросы геологии и рудности Дальнего Востока, Владивосток, 1965, с. 145—147.
106. *Корчегин У.А., Поляков О.П.* О возрасте гранитоидов и оловянно-вольфрамового оруденения Центрального Забайкалья. — Труды СНИИГГИМС, 1974, вып. 191, с. 27—28.
107. *Косалс Я.А.* Основные черты геохимии редких элементов в гранитоидных расплавах и растворах. Новосибирск: Наука, 1976. 232 с.
108. *Косалс Я.А., Дмитриева А.Н.* О последовательности и температурных условиях формирования Булуктаевского месторождения (Юго-Западное Прибайкалье). — Геол. и геофиз., 1972, № 2, с. 11—19.
109. *Косенко В.И.* О молибденовой минерализации на Верхне-Кенцухинском месторождении (Приморье). — В кн.: Вопросы геологии рудных месторождений Дальнего Востока, Владивосток, 1971, с. 132—135.
110. *Кренделев Ф.П., Мионов А.Г., Гофман А.М., Цыденов А.Б.* Тантал-ниобиевая минерализация в редкометалльно-флюоритовой провинции. — Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 2, с. 459—462.
111. *Крикунова Л.М.* Поисковые критерии марганцево-вольфрамового оруденения. — В кн.: Поиски, разведка и оценка рудных месторождений Средней Азии, Ташкент, 1976, с. 44—49.
112. *Кудрявцев Ю.К., Семина В.А., Попов В.С., Мареев Р.Н.* Вторичные кварциты Коунрадского района и их взаимоотношения с интрузиями и медно-молибденовым оруденением. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1971, № 10, с. 39—44.
113. *Кузьменко М.В., Еськова Е.М.* Тантал и ниобий. М.: Наука, 1968. 341 с.
114. *Кузьмин А.М.* К генезису Туимского вольфрамового месторождения. — Изв. Зап.-Сиб. фил. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 1, с. 123—139.
115. *Куликов Ю.С., Иванова А.М.* Молибденовые проявления в восточной части хребта Полуосного. — В кн.: Новые данные по металлогении и геологическому строению Яно-Кольмского междуречья. Л., 1972, с. 119—122.
116. *Левецкий О.Д., Аристов В.В., Константинов Р.М., Станкеев Е.А.* Этыкинское оловорудное месторождение Восточного Забайкалья. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 100, 123 с.
117. *Леонтьев А.Н.* Формация позднегерцинских редкометаллоносных гранитов и редкометалльные пояса Прииртышья. М.: Недра, 1969, 166 с.
118. *Леонтьев А.Н., Бескин С.И., Казарин В.И., Ларин В.Н.* О геохимической позиции редкометалльных щелочных гранитов Чингиза-Тарбагата в связи с обоснованием их магматического генезиса. — В кн.: Редкометалльные граниты. М.: Недра, 1972, с. 68—82.
119. *Леонтьев А.Н., Попов В.С.* Возрастные ряды позднепалеозойских гранитоидов Казахстана и проблема их корреляции. — В кн.: Металлогенетические и геологические исследования, М., 1973, вып. 4, с. 3—16.
120. *Лугов С.Ф.* Куйвиевемо-Гыргычанский рудный узел и некоторые его геологические особенности. — Сов. геология, 1962, № 4, с. 28—39.
121. *Лугов С.Ф.* Геологические особенности оловянно-вольфрамового оруденения Чукотки и вопросы поисков. М.: Недра, 1965. 336 с.
122. *Лугов С.Ф.* Закономерности формирования и размещения оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1972. 360 с.
123. *Лугов С.Ф., Рожков Ю.П., Иванов А.А.* Геологические особенности оловянного оруденения Корякского нагорья и его перспективы. — Геол. рудн. месторожд., 1974, т. 16, № 3, с. 27—39.
124. *Луговской Г.П., Матвас В.В., Тимофеев И.П., Фельдман Л.Г.* Строение массивов редкометалльных гранитов и особенности их генезиса. — В кн.: Редкометалльные граниты. М.: Недра, 1972, с. 131—161.
125. *Лычегин П.П.* Среднепалеозойский вулканизм Омолонского массива и его металлогения. — В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976, с. 100—102.
126. *Максимюк И.Е.* Касситериты и вольфрамиты. М.: Недра, 1973. 135 с.
127. *Материков М.П.* Месторождения олова. — В кн.: Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974, т. 3, с. 215—277.

128. *Минеев Д.А.* Геохимия апогранитов и редкометалльных метасоматитов Северо-Западного Тарбагатая. М.: Наука, 1968. 185 с.
129. *Минцер Э.Ф., Нечелюстов Г.Н., Хоханов В.И.* Систематика висмутового оруденения в постагматических месторождениях. — Сов. геология, 1975, № 4, с. 89—103.
130. *Мирошниченко Л.А., Русаков Б.И.* Дайки Саякской мульды (Центральный Казахстан). — Сов. геология, 1967, № 2, с. 98—110.
131. *Моссаковский А.А.* Оrogenные структуры и вулканизм палеозойд Евразии. М.: Наука, 1975. 318 с.
132. *Муратов М.В.* Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975. 176 с.
133. *Назарова А.С., Пантелеев А.И., Александрова Е.П.* К вопросу о возрасте оловянного оруденения в Южном Приморье. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 1, с. 60—72.
134. *Нартиков В.Д.* Геологоструктурная позиция Светлинского рудного узла (Чукотка). — Изв. вузов. Геол. и разв., 1976, № 6, с. 84—93.
135. *Некрасов И.Я.* Об оловоносности сурьмяных и ртутных месторождений Северо-Востока СССР. — Сов. геология, 1973, № 6, с. 18—29.
136. *Некрасов И.Я.* Фазовые соотношения в оловосодержащих системах. М.: Наука, 1976. 362 с.
137. *Некрасов И.Я., Яблоков К.В.* Основные черты металлогении хребта Улахан-Сис на северо-востоке Якутии. — Геол. рудн. месторожд., 1961, № 2, с. 79—89.
138. *Овчинников Д.И., Пантелеев А.И., Бейгуленко В.И.* Калий-аргоновое датирование гранитоидов и дайковых пород в Центрально-Янском районе Якутии. — В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород. М.: Наука, 1976, с. 293—296.
139. *Овчинников Л.Н., Крикунова Л.М., Максимюк И.Е., Отрощенко В.Д., Лапутина И.П., Базилевская Е.С.* Геология и состав руд Тоссорского вольфрамо-марганцевого месторождения (Северный Тянь-Шань). — Геол. рудн. месторожд., 1979, № 1, с. 48—61.
140. *Омельяненко С.А., Козлов В.Д., Шерemet Е.М.* К генезису Шумиловского оловянно-вольфрамового месторождения (Центральное Забайкалье). — В кн.: Ежегодник Института геохимии СО АН СССР, 1973. Новосибирск: Наука, 1974, с. 213—216.
141. *Онтоев Д.О.* Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья. М.: Наука, 1974. 244 с.
142. *Онтоев Д.О.* К вопросу о причинах вариации составов вольфрамитов. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975, с. 279—297.
143. *Отрощенко В.Д., Крикунова Л.М.* Генетические особенности марганцево-вольфрамового оруденения в Северном Тянь-Шане. — Зап. ВМО, 1975, ч. 104, вып. 4 с. 481—485.
144. *Охотников В.Н.* Геология рудных образований Полярного Урала. Л.: Наука, 1975. 170 с.
145. *Павловский А.Б., Машукова Н.К.* Особенности бериллий-вольфрам-оловянных месторождений скарново-рудного комплекса. М.: Недра, 1971. 103 с.
146. *Петренко Н.Л., Санников Ф.Н.* Зональность минерализации в жилах одного касситерит-сульфидного месторождения Приморья. — Геол. и геофиз., 1969, № 12, с. 89—94.
147. *Подольский А.И.* Геологические и геохимические признаки ниобиевых гранитов на примере некоторых массивов северо-западной части Центрального Казахстана. — В кн.: Металлогенетическая специализация магматических комплексов. М.: Недра, 1964, с. 267—282.
148. *Покалов В.Т.* Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М.: Недра, 1972. 217 с.
149. Поля редкометалльных гранитных пегматитов (геохимическая специализация и закономерности размещения). М.: Наука, 1976. 332 с.
150. *Полов В.С.* Дайки Кызыл-Омпульских гор (Северный Тянь-Шань) и их соотношения с сиенитами и гранитами. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 1, с. 87—93.
151. *Полов В.С.* Растворение воды в магме и выделение ее из расплавов. — В кн.: Гранитообразование и летучие. Свердловск, 1975, с. 55—64.
152. *Полов В.С.* Геология и генезис медно- и молибден-порфирировых месторождений. М.: Наука, 1977. 203 с.
153. *Полов В.С., Михайлов А.Е., Кудрявцев Ю.К.* О палеозойских интрузивных комплексах Северного Прибалхашья. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, № 1, с. 88—100.

154. *Попов М.Г., Найденов В.М., Семенова Т.В., Хашелов В.А.* О возрасте оруденения редкометального месторождения Карагайлы-Актас. — В кн.: Исследования в области химического и физического методов анализа минерального сырья. Алма-Ата, 1973, вып. 3, с. 190—198.
155. *Потальев В.В.* Граниты Колыванского массива и связанное с ними оруденение. — В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1965, с. 39—115.
156. *Потальев В.В.* Внутреннее строение и рудоносность мезозойского гранитного массива. — В кн.: Гранитоидные массивы Сибири и оруденение. Новосибирск: Наука, 1971, с. 5—90.
157. *Проценко В.Ф.* О золото-швелитовом парагенезисе Мурун-Тау. — Зап. Узбекистан. отд-ния ВМО, 1976, вып. 29, с. 20—22.
158. *Пуштаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. — Труды ГИН АН СССР, 1972, вып. 234, 222 с.
159. *Пэк А.В.* Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырныауз. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 56. 168 с.
160. *Радкевич Е.А.* К вопросу о классификации оловорудных месторождений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 6, с. 58—69.
161. *Радкевич Е.А.* О сульфостаннатах в касситерито-сульфидном Синанчинском месторождении. — Труды ИГН АН СССР, 1959, вып. 18, с. 30—45.
162. *Радкевич Е.А.* Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977. 176 с.
163. *Радкевич Е.А., Кокорин А.М., Кокорина Д.К., Коростылев П.Г.* Вольфрамовая минерализация Комсомольского оловорудного района. — В кн.: Вопросы металлогении и зональности месторождений Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1974, с. 51—58.
164. *Радкевич Е.А., Томсон И.Н.* Наложение слюдисто-флюоритово-топазовой минерализации на сульфидную минерализацию в Щербакловском рудном поле. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 10, с. 107—114.
165. Редкометальные граниты Монголии. М.: Наука, 1971. 239 с.
166. *Рехарский В.И.* Геохимия молибдена в эндогенных процессах. М.: Наука, 1973. 268 с.
167. *Руб М.Г.* Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлоносности. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 33. 359 с.
168. *Руб М.Г.* Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов. М.: Наука, 1970. 363 с.
169. *Руб М.Г., Гладков Н.Г., Павлов В.А., Шершаков Б.И.* Новые данные о возрасте магматических образований западной части Кавалеровского района (Приморье). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 12, с. 36—45.
170. *Руб М.Г., Павлов В.А., Говоров И.Н.* О формационных типах рудоносных гранитоидных комплексов. — В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976, с. 289—299.
171. *Рундквист Д.В., Денисенко В.К.* Веерообразные и дугообразные структуры жильных полей грейзеновых месторождений и зональность оруденения. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1973, т. 185, с. 27—50.
172. *Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г.* Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). М.: Недра, 1971. 328 с.
173. *Рыбалтовский Е.В., Серых В.И.* Особенности вещественного состава, радиогеохронология, возрастные соотношения и закономерности размещения интрузивов ультракислых гранитоидов Северного Прибалхашья. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974, с. 128—129.
174. *Рябчиков И.Д.* Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.
175. *Салун С.А., Филатова Н.И.* Сравнительная характеристика геологических формаций Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканических поясов. — В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976, с. 119—121.
176. *Сандиминова Г.П., Плюснин Г.С., Коваленко В.Н.* Первичное отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  и рубидий-стронциевый возраст редкометальных гранитоидов МНР. — Ежегодник Ин-та геохимии СО АН СССР, 1975 г. Иркутск, 1976, с. 183—188.
177. *Сапожников В.Г.* Геохимические особенности гранит-порфиров кольцевых структур южной части Токрауского синклинория (Центральный Казахстан). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 10, с. 40—49.
178. *Сахарова М.С.* Минеральный состав и особенности формирования ферберит-антимонитовых месторождений Горной Рачи. — Геол. рудн. месторожд., 1959, т. 1, № 2, с. 62—73.

179. *Свириденко Л.П.* Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). — Труды Ин-та геол. Карел. фил. АН СССР, 1968, вып. 3. 116 с.
180. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М.А. Фаворская и др. М.: Недра, 1969. 264 с.
181. *Северов Э.А., Залашкова Н.Е., Сарин Л.П., Смирнов И.А.* Новый тип танталосных апогранитов. — Геол. рудн. месторожд., 1975, т. 17, № 4, с. 98—102.
182. *Сейнсбери Ч.Л.* Месторождения олова и бериллия в центральной части хребта Йорк на западе полуострова Сьюард, Аляска. — В кн.: Рудные месторождения США. М.: Мир, 1973, т. 2, с. 289—309.
183. *Серых В.И., Габов Ю.А., Новикова А.П., Самойлова В.А., Назарова К.М.* Минеральный и химический состав ультракислых гранитоидов Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1976. 194 с.
184. *Синяков Е.Я.* Зоны брекчий Хинганского оловорудного месторождения и некоторые вопросы их генезиса. — Геол. и геофиз., 1975, № 6, с. 95—101.
185. *Скрипченко Н.С.* Молибденовое месторождение Эндако в Канаде. — Геол. рудн. месторожд., 1973, т. 15, № 2, с. 56—63.
186. *Смирнов В.И.* Металлогенетический цикл. — Разв. и охр. недр, 1973, № 9, с. 1—5.
187. *Смирнов С.С.* Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М.; Л.: Госгеолиздат, 1944. 91 с.
188. *Солодов Н.А.* Главные закономерности распределения редкометалльного оруденения в земной коре. — Геол. и геофиз., 1977, № 2, с. 11—23.
189. *Соляников В.П.* Внутрирудные субвулканические дайки оловорудного месторождения Дальнее. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1968, № 8, с. 72—81.
190. Сорское медно-молибденовое месторождение В.Л. Хомичев и др. — Труды СНИИГГИМС, 1976, вып. 202. 159 с.
191. *Ставров О.Д.* К проблеме гранита и его рудоносности в связи с геохимией рубидия. — Геохимия, 1971, № 10, с. 1192—1208.
192. Статистические методы при геохимических поисках месторождений. М., 1973. 122 с.
193. *Степанов Г.Н.* Минералогия, петрография и генезис скарново-шеллит-сульфидных месторождений Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 178 с.
194. *Стеркин В.Д., Ковалевский А.Ф.* Интрузивные комплексы западной части Баканасского синклинория (Северо-Восточное Прибалхашье). — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Алма-Ата. Наука, 1971, вып. 4 (29), с. 193—214.
195. *Строгачев А.Н.* Взаимоотношения даек и оруденения на месторождении Карвоба в Центральном Казахстане. — Бул. МОИП. Отд. геол., 1959, т. 34, вып. 6. с. 21—23.
196. *Тананаева Г.А., Томсон И.Н.* О выделении плутонического и вулканического типов оловянного оруденения. — Геол. рудн. месторожд., 1973, т. 15, № 3, с. 3—15.
197. *Таусон Л.В.* О механизме кристаллизации гипабиссальных интрузий. — Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 2, с. 447—450.
198. *Таусон Л.В.* Геохимические типы гранитоидов. — Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 2, с. 446—449.
199. Тектоническая карта Евразии. М.: Наука, 1965.
200. Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1969.
201. *Тилепов З.Т.* Некоторые генетические особенности месторождения Каратас в Северо-Западном Прибалхашье. — Изв. АН КазССР, Сер.геол., 1966, № 5, с. 56—62.
202. *Тихомирова Н.И.* Распределение редких щелочных металлов в гранитоидах различного структурно-тектонического положения. — Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 6, с. 1458—1462.
203. *Уоллес С.Р., Мункастер Н.К., Джонсон Д.С., Маккензи У.Б., Букстром А.А., Сурфейс В.Э.* Многократная интрузия Клаймакс в штате Колорадо. — В кн.: Рудные месторождения США. М.: Мир, 1973, т. 2, с. 217—260.
204. *Федчин Ф.Г., Федчина Г.Н.* Магматические породы и оловянная минерализация Хинганско-Олонойской вулканической зоны. — В кн.: Взаимоотношения оруденения и магматизма. М.: Наука. 1970, с. 99—118.
205. *Флеров Б.Л.* Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1976. 286 с.
206. *Флеров Б.Л., Дорофеев А.В., Бичус Б.Я., Ганеев А.Ш., Жданов Ю.Я., Индолев Л.Н.* Минералогия и генезис Чыбагалахского месторождения оловоносных скарнов. — В кн.: Минералогия эндогенных месторождений Якутии. Новосибирск: Наука, 1974, с. 3—40.
207. *Флеров Б.Л., Индолев Л.Н., Яковлев Я.В., Бичус Б.Я.* Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии. М.: Наука, 1971. 318 с.

208. Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана Э.П. Изох и др. Новосибирск: Наука, 1975. 518 с.
209. Хазов Р.А. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. Л.: Наука, 1973. 85 с.
210. Хилик Б.А. Взаимоотношение даек и оруденения на Лифудзинском месторождении и вопросы его генезиса. — В кн.: Вопросы геологии рудных месторождений Дальнего Востока. Владивосток, 1972, с. 45—48.
211. Черницын В.Б. Металлогения Большого Кавказа. М.: Недра, 1977. 190 с.
212. Чичинадзе К.И. Металлогения Горной Рачи и Сванетии в связи с геологическим строением области. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1945. 93 с.
213. Чухров Ф.В., Ермилова Л.П. О некоторых особенностях минерализации месторождений молибденовой и вольфрамовой формации Центрального Казахстана. — В кн.: Проблемы генезиса руд. М.: Недра, 1964, с. 258—272.
214. Швее Д. Геология бериллиевых месторождений района Спер-Маутин, штат Юта. — В кн.: Рудные месторождения США. М.: Мир, 1973, т. 2, с. 313—328.
215. Шейнманн Ю.М., Апельцин Ф.Р., Нечвева Е.А. Щелочные интрузии; их размещение и связанная с ними минерализация. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. М.: Госгеолтехиздат, 1961, вып. 12—13. 178 с.
216. Шило Н.А., Мерзляков В.М., Терехов М.И., Тильманн С.М. Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система — новый элемент мезозойд Северо-Востока СССР. — Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 5, с. 1174—1176.
217. Штейнберг Д.С., Бушляков И.Н., Вилисов В.А. Фтор-хлор-водные отношения как индикатор условий образования эндогенных минералов и горных пород. — В кн.: Гранитообразование и летучие. Свердловск, 1975, с. 76—94.
218. Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Малахова Л.В., Бушляков И.Н., Краснобаев А.А., Чашухина В.А. Основные проблемы петрологии гранитоидов. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с. 3—33.
219. Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964, с. 166—187.
220. Щеголов А.Д. Генетические особенности ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Забайкалья. — В кн.: Генетические проблемы рудообразования. 21-я сессия ИГК. Докл. сов. геол. Прол. 16. М., 1960, с. 139—144.
221. Щеголов А.Д., Буткевич Т.В. Месторождения вольфрама. — В кн.: Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974, т. 3, с. 170—214.
222. Щербя Г.Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960. 381 с.
223. Щербя Г.Н., Гукова В.Д., Кудряшов А.В., Сенчило Н.П. Грейзены, жильный кварц и калишлаты молибдено-вольфрамовых месторождений Казахстана. — Труды ИГН АН КазССР, 1964, т. 8, 308 с.
224. Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В. Четвертичный кислый вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. — В кн.: Кислый вулканизм. Новосибирск: Наука, 1973, с. 4—39.
225. Яковлев Я.В. Типохимизм вольфрамитов оловорудных месторождений. — В кн.: Минералы эндогенных образований Якутии. Якутск, 1977, с. 55—66.
226. Асејев В.Н., Harlass E. Zum Problem der Alterstellung von Lamprophyren in westlichen Erzgebirge. — Géologie, 1968, Bd. 17, N 10, S. 1178—1194.
227. Agard J., Permingeat F. Géologie des gîtes minéraux marocains (zone française du Maroc). Casablanca, 1952, 416 p.
228. Ahlfeld F. The Chicote tungsten deposits, Bolivia. — Econ. Geol., 1945, vol. 40, N 6, p. 394—407.
229. Aubert G. Les couples granitiques du Montebas et d'Echassières (Massif Central français) et la genèse de leurs minéralisation en étain, lithium, tungstène et beryllium. — Mém. Bur. rech. géol. et minières, 1969, N 46, 349 p.
230. Aye F., Picot P. Sur les minéraux d'étain dans les amas sulfurés massifs: découvertes récentes, inventaire, géologie. — C. r. Acad. sci. D, 1976, vol. 282, N 22, p. 1909—1912.
231. Bailey D.K., Schairer J.F. Feldspar-liquid equilibria in peralkaline liquids — the orthoclase effect. — Amer. J. Sci., 1964, vol. 262, N 6, p. 1198—1206.
232. Ball C.W. The Emerald, Feeny and Dodger ore bodies, Salmo B.C. — Econ. Geol., 1954, vol. 49, N 6, p. 625—637.
233. Barker F., Peterman Z.E. Bimodal tholeiitic-dacitic magmatism and the early Precambrian crust. — Precamb. Res., 1974, vol. 1, N 1, p. 1—12.
234. Baumann L., Schlegel G. Zur Geologie und Mineralisation der Zinnerzlagertstätte Altenberg. — Freiberg. Forschungsh. S. 1967, N 218, S. 9—34.
235. Bernard J.H., Klominsky J. Geochronology of the Variscan plutonism and mineralization in the Bohemian Massif. — Věstn. Ústřed. ústavu geol., 1975, t. 50, N 2, s. 71—81.

236. *Billings M.P.* Mechanics of igneous intrusion in New Hampshire. — *Amer. J. Sci.*, 1945, vol. 243-A, p. 40–68.
237. *Black R., Girod M.* Late paleozoic to recent igneous activity in West Africa and its relationship to basement structure. — In: *African magmatism and tectonics*. Edinburgh, 1970, p. 185–210.
238. *Blake D.* Regional and economic geology of the Herberton/Mount Garnet area — Herberton Tinfield, North Queensland. — *Austral. Bur. Miner. Res. Bull.*, 1972, N 124, 266 p.
239. *Baumann L.* Zur Frage der varistischen und postvaristischen Mineralisation im sächsischen Erzgebirge. — *Freiberg. Forschungsh. C*, 1967, N 209, S. 15–38.
240. *Bolduan H.* Geologie und Genese der Zinn-Wolfram-Lagerstätte Geyer (Erzgebirge). — *Freiber. Forschungsh. C*, 1962, N 167, S. 7–34.
241. *Bowden P., Breemen O. van, Hutchinson J., Turner D.C.* Palaeozoic and Mesozoic age trends for some ring complexes in Niger and Nigeria. — *Nature*, 1976, vol. 259, N 5541, p. 297–299.
242. *Branch C.D.* Volcanic cauldrons, ring complexes and associated granites of the Georgetown Inlier, Queensland. — *Austral. Bur. Miner. Res. Bull.*, 1966, N 76, 160 p.
243. *Brooks C., Compton W.* The age and initial  $Sr^{87}/Sr^{86}$  of the Heemskirk Granite, Western Tasmania. — *J. Geophys. Res.*, 1965, vol. 70, p. 6249–6262.
244. *Brown G.C., Bowden P.* Experimental studies concerning the genesis of the Nigerian younger granites. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1973, vol. 40, N 2, p. 131–139.
245. *Buchanan M.S., MacLeod W.N., Turner D.C., Berridge N.G., Black R.* The geology of the Jos Plateau. Vol. 2. Younger granite complexes. — *Geol. Surv. Nigeria Bull.*, 1971, N 32, 159 p.
246. *Cahen L.* Igneous activity and mineralization episodes in the evolution of the Kibaride and Katangide orogenic belts of Central Africa. — In: *African magmatism and tectonics*. Edinburgh, 1970, p. 97–118.
247. *Cahen L., Delhal J., Deutsch S.* A comparison of the ages of granites of S.W. Uganda with those of the Kibaran of Central Shaba (Katanga), Rept. Zaire. — *Musée Roy. Afr. Centr. Ann. Sci. géol.*, 1972, N 73, p. 49–67.
248. *Carpenter R.H.* Geology and ore deposits of the Questa Molybdenum Mine Area, Taos County, New Mexico. — In: *Ore deposits of the United States*. N.Y., 1968, vol. 2, p. 1328–1350.
249. *Chappell B.W., White A.J.R.* Two contrasting granite types. — *Pacif. Geol.*, 1974, vol. 8, p. 173–174.
250. *Charoy B.* Les phénomènes de greisenisation dans le district minéralisé de Penfeunteun (Massif de Saint-Renan, Massif armoricain): aspects pétrologiques, géochimiques et caractérisation génétique. — *Bull. Bur. rech. géol. et minières. Ser. 2*, 1975, Sect. 11, N 5, p. 363–383.
251. *Chauris L., Lulzax Y.* Les apatites à topaze et les stockscheider du leucogranite de Scaër (Finistère). — *Bull. Soc. géol. et minér. Bretagne*, 1973, vol. 5, N 1, p. 21–30.
252. *Chrt J., Malasék F., Tichý K.* Metallogenic importance and dependence of the late variscan platform multiphase granitic intrusions on tectonic directions in the Krúsné Hory Mts. — In: *Metallization associated with acid magmatism*. Praha, 1974, vol. 1, p. 86–89.
253. *Cooper J.R.* Geology of the tungsten, antimony and gold deposits near Stibnite, Idaho. — *Geol. Surv. Bull.*, 1951, N 969-F, p. 151–197.
254. *Cousins C.A.* The structure of the mafic portion of the Bushveld igneous complex. — *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 1959, N 62, p. 179–202.
255. *Donath E.* Das Zinnbergauegebiet von Göttesberg und Mühlleithen. — *Freiberg. Forschungsh. C*, 1964, N 181, S. 119–134.
256. *Engel A.E.J., Itson S.P., Engel C.G., Stickney D.M., Cray E.J. Jr.* Crustal evolution and global tectonics: a petrogenic view. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1974, vol. 85, N 6, p. 843–858.
257. *Exley C.S., Stone M.* The granitic rocks of South-West England. — In: *Views of some aspects of the geology of Cornwall and Devon*. Penrance, 1964, p. 131–184.
258. *Facca G.* The structure and behaviour of geothermal fields. — In: *Geothermal energy*. P., 1973, p. 61–69.
259. *Frisch W.* Scheelit-Lagerstätten in Zentral Afrika und in der Ostalpen — ein genetischer Vergleich. — *Anz. Osterr. Akad. Wiss. Math-naturwiss. Kl.*, 1972, N 14, S. 324–333.
260. *Firsch W.* Die Wolfram-Lagerstätte Giwurfe (Rwanda) und die Genese der zentralafrikanischen Reinitt-Lagerstätten. — *Jahrb. Geol.*, 1975, Bd. 118, S. 119–191.
261. *Gianella P.* Epithermal hubnerite from the Monitor district, Alpine County, California. — *Econ. Geol.*, 1938, vol. 33, N 3, p. 339–348.
262. *Gobbett D.J., Hutchinson C.S.* Geology of the Malay Peninsula (West Malaysia and Singapore). N.Y.: L.: Wiley-Intersci., 1973, 438 p.

263. *Gost E.F.* Die Molybdänerzlagerstätte von Homr Akarem in der östlichen Wüste Ägyptens: Diss. Dokt. Naturwiss. Univ. Stuttgart, 1976. 110 S.
264. *Grant J.N., Noelsen R.L.* Geology and geochronology of the Yandera porphyry-copper deposits, Papua, New Guinea. — *Econ. Geol.*, 1975, vol. N 7, p. 1157–1174.
265. *Griffitts W.R.* Recently discovered beryllium deposits near Gold Hill, Utah. — *Econ. Geol.*, 1965, vol. 60, N 6, p. 1298–1305.
266. *Groves D.I., Baker W.E.* The regional variation in compositions of wolframites from Tasmania. — *Econ. Geol.*, 1972, vol. 37, N 3, p. 362–368.
267. *Groves D.I., Taylor R.G.* Greisenization and mineralization at Anchor mine, northeast Tasmania. — *Trans. Inst. Mining and Met.*, 1973, N 82, p. 135–146.
268. *Guérange B., Guigues J., Moussu R., Parfenoff A.* On granite niobio-tantalifère: le massif des Epesses (Massif armoricain, Vendée, France). — In: *Roches plutoniques et leurs rapports avec les gîtes minéraux*. P., 1973, p. 130–137.
269. *Gustafson L.B., Hunt J.P.* The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. — *Econ. Geol.*, 1975, vol. 70, N 5, p. 857–912.
270. *Haake R.* Zur Alterstellung granitoider Gesteine in Erzgebirge. — *Geologie*, 1972, Bd. 21, N 6, S. 641–676.
271. *Hawkes J.R.* Volcanism and metallogenesis: the tin province of South-West England. — *Bull. Volcanol.*, 1974, vol. 38, N 4, p. 1125–1146.
272. *Hawkes J.R., Harding R.R., Darbyshire D.P.F.* Petrology and Rb: Sr age of the Branrel South Crofty and Wherry Elvan dykes, Cornwall. — *Bull. Geol. Surv. Gr. Brit.*, 1975, N 52, p. 27–42.
273. *Hawley C.C., Huffman C., Hamilton J.C.* Geological and geochemical features of the Redskin granite and associated rocks, Lake George Beryllium area, Colorado. — *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1966, N 550-C, p. 138–147.
274. *Hosking K.F.* Geology, mineralogy and paragenesis of the Mount Pleasant area, New Brunswick. — *Canad. Mining J.*, 1963, vol. 84, N 4, p. 95–102.
275. *Hosking K.F.* The nature of the tin ores of the south-west of England. — In: *A Second Technical Conf. on tin*, Bangkok, 1969, 1970, vol. 3, p. 1155–1245.
276. *Hsu L.C.* The stability relations of the wolframite series. — *Amer. Miner.*, 1976, vol. 61, N 9–10, p. 944–55.
277. *Ishihara S.* Major molybdenum deposits and related granitic rocks in Japan. — *Geol. Surv. Jap. Rept.*, 1971, N 239. 250 p.
278. *Jankovic S.* *Metalogenetske* epohe rudosna područja Jugoslavije. Beograd, 1967. 312 s.
279. *Jensen M.L.* Provenance of Cordilleran intrusives and associated metals. — *Econ. Geol.*, 1971, vol. 66, N 1, p. 34–42.
280. *Kear D.* Mineralization at Castle-an-Dinas wolfram mine, Cornwall. — *Bull. Inst. Mining and Met.*, 1952, N 542, p. 129–140.
281. *Kelly W.C., Turneure F.S.* Mineralogy, paragenesis and geothermometry of the tin and tungsten deposits of the Eastern Andes, Bolivia. — *Econ. Geol.*, 1970, vol. 65, N 6, p. 609–680.
282. *Kerr P.F.* Tungsten-bearing manganese deposit at Golconda, Nevada. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1940, vol. 51, N 9, p. 1359–1389.
283. *Kesler S.E.* Copper, molybdenum and gold abundances in porphyry copper deposits. — *Econ. Geol.*, 1973, vol. 68, N 1, p. 106–112.
284. *Kimura E.T., Drummond A.D.* Geology of the Endako molybdenum deposits. — *Canad. Mining and Met. Bull.*, 1969, vol. 62, N 687, p. 699–708.
285. *Kun N.* The mineral resources of Africa. Amsterdam: Elsevier, 1965. 740 p.
286. *Lindgren W.* A recent deposits of a thermal spring in Bolivia. — *Econ. Geol.*, 1922, N 17, p. 201–206.
287. *Lindsey D.A.* Epithermal beryllium deposits in waterlaid tuff, Western Utah. — *Econ. Geol.*, 1977, vol. 72, N 2, p. 291–232.
288. *Leutwein F.* Die chemische Zusammensetzung der Wolframite und ihre lagerstättenkundliche Bedeutung. — *Acta geol. Acad. sci. hung.*, 1952, kd. 1, fasc. 1/4, old., 133–141.
289. *Lovering T.S., Tweto O.* Geology and ore deposits of the Boulder county tungsten district, Colorado. — *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1953, N 245. 199 p.
290. *Lyons J.B., Faul H.* Isotope geochronology of the northern Appalachians. — In: *Studies of Appalachian geology*. N.Y., 1968, p. 305–318.
291. *MacLeod W.N., Turner D.C., Wright E.P.* The geology of the Jos Plateau. Vol. 1. General geology. — *Geol. Surv. Nigeria Bull.*, 1971, N 32. 110 p.
292. *Maucher A.* Zeitgebundene Erzlagerstätten. — *Geol. Rdsch.*, 1974, Bd. 63, N 1, S. 263–275.

293. *MacAnulty W.N., Sewell C.R., Atkinson D.R., Rasberry J.M.* Aguachile beryllium-bearing fluor spar district, Coahuila, Mexico. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1963, vol. 74, p. 735—743.
294. *Mitchell A.Y.G., Garson M.S.* Relationship of porphyry copper and Circum-Pacific tin deposits to palaeo-Benioff zones. — *Trans. Inst. Mining and Met. B.*, 1972, vol. 81, N 793, p. 10—25.
295. *Nash J.T.* Fluid-inclusion petrology — data from porphyry copper deposits and applications to exploration. — *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1976, N 907—D. 16 p.
296. *Oelsner O.W.* Über Erzgebirgische Wolframite. — *Ber. Freiberg. geol. Ges.*, 1944, Bd. 20, S. 44—49.
297. *Oelsner O.W.* Die Abhängigkeit der Paragenesen erzgebirgischer Lagerstättenbezirke vom Intrusionsalter der zugehörigen Granite. — *Freiberg. Forschungsh. C.*, 1952, N 3, S. 24—35.
298. *Ossenkopf P., Helbig C.* Zum geologischen Aufbau der Zinnerlagerstätte Altenberg und speziell zum Pyknitgestein. — *Ztschr. angew. Geol.*, 1975, Bd. 21, N 2, S. 57—67.
299. *Page R.W.* Geochronology of late tertiary and quaternary mineralized intrusive porphyries in the Star Mountains of Papua, New Guinea and Irian Java. — *Econ. Geol.*, 1975, vol. 70, N 5, p. 928—936.
300. *Page R.W., MacDougall J.* Geochronology of the Panguna porphyry copper deposits, Bougainville Island, New Guinea. — *Econ. Geol.*, 1972, vol. 67, N 8, p. 1065—1074.
301. *Page R.W., MacDougall J.* Ages of mineralization of gold and porphyry copper deposits in the New Guinea Highlands. — *Econ. Geol.*, 1972, vol. 67, N 8, p. 1034—1048.
302. *Rhodes R.C.* Petrochemical characteristics of Bushveld granite and Rooiberg felsite. — *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 1974, vol. 77, N 2, p. 93—98.
303. *Ridge J.D.* Annotated bibliographies of mineral deposits in the Western Hemisphere. — *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1972, vol. 1, N 131, 678 p.
304. *Rösler H.J., Pilot J.* Die zeitliche Einstufung der Sächsisch-thüringischen Ganglagerstätten mit Hilfe der K-Ar Methode. — *Freiberg. Forschungsh. C.*, 1967, N 209, S. 87—98.
305. *Schröcke H.* Sächsische Zinnlagerstätten, ihre Paragenesen und Alterstellung. — *Freiberg. Forschungsh. C.*, 1952, N 3, S. 19—23.
306. *Schust F.* Zur geologischen und strukturellen Charakterisierung der wolframführenden Mineralisationen, insbesondere der Quarz-Wolframit-Gänge des Westerzgebirgischen Teilplutons. — *Ztschr. angew. Geol.*, 1972, Bd. 18, H. 2, S. 56—61.
307. *Shibata K., Ishihara Sh.* K-Ar ages of the major tungsten and molybdenum deposits in Japan. — *Econ. Geol.*, 1974, vol. 69, N 8, p. 1207—1214.
308. *Sillitoe R.H.* Author's reply to R.G. Taylor. — *Econ. Geol.*, 1976, vol. 71, N 6, p. 1064—1066.
309. *Sillitoe R.H., Halls C., Grant J.N.* Porphyry tin deposits in Bolivia. — *Econ. Geol.*, 1975, vol. 70, N 5, p. 913—927.
310. *Soregaroli A.E.* Geology and genesis of the Boss Mountain molybdenum deposits, British Columbia. — *Econ. Geol.*, 1975, vol. 70, N 1, p. 4—14.
311. *Stille H.* Zur Frage der Herkunft der Magmen. — *Abh. Preuss. Akad. Wiss. Math.-naturwiss. Kl.*, 1940, N 19, S. 1—22.
312. *Stone M.* A study of the Praa Sands elvan and its bearing on the origin of elvans. — *Proc. Ussher. Soc.*, 1968, N 2, p. 37—42.
313. *Stone M.* Structure and petrology of the Tregonning-Godolphin granite, Cornwall. — *Proc. Geol. Assoc.*, 1975, vol. 86, N 2, p. 155—170.
314. *Tchmichkian G.* Sur la présence d'étain natif dans la gisement stannifère de l'Oued Berkou (Algérie). — *Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr.*, 1974, vol. 97, N 1, p. 87—88.
315. *Tollmann A.* Die Bruchtektonik Österreichs in Satellitenbild. — *Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abh.*, 1977, Bd. 153, N 1, S. 1—27.
316. *Tomaszewski J.B.* Prowincja cynconosna gornej Madeiry (Brazylia). — *Biul. Inst. geol.*, 1973, N 264, s. 261—279.
317. *Tungsten in Searles Lake.* — *Mining Eng. (USA)*, 1959, vol. 11, N 3, p. 301—303.
318. *Tuener D.G.* Structure and tectonic setting of the younger granite ring complexes of Nigeria and Southern Niger. Part II. Structural and tectonic patterns in the young granite province. — *Savanna*, 1973, vol. 2, N 1, p. 51—60.
319. *Tweto O.* Scheelite in the Precambrian gneisses of Colorado. — *Econ. Geol.*, 1960, vol. 55, N 7, p. 1406—1428.
320. *Wall S.A. de.* The Bushveld granites in the Zaaiplaats Area. — *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 1972, vol. 75, N 2, p. 135—148.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ . . . . .	3
<i>Глава 1</i>	
ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЙ И ИСХОДНЫЕ КЛАССИФИКАЦИИ . . . . .	5
<i>Глава 2</i>	
ПОЛОЖЕНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РИТМОВ В СТРУКТУРЕ ОРОГЕННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ . . . . .	15
<i>Глава 3</i>	
СИСТЕМАТИКА И ГЕОЛОГО-СТАТИСТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ . . . . .	73
<i>Глава 4</i>	
СОСТАВ РУДОНОСНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ . . . . .	107
<i>Глава 5</i>	
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВО ВРЕМЕНИ . . . . .	138
<i>Глава 6</i>	
РАЗМЕЩЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ПРОСТРАНСТВЕ . . . . .	145
<i>Глава 7</i>	
НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ . . . . .	181
<i>Глава 8</i>	
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ГЕНЕЗИСА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ . . . . .	190
ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .	197
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	200

Виктор Сергеевич Попов, Владимир Васильевич Белевितिц,  
Вера Аркадиевна Семина

### МЕТАЛЛОГЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

*Утверждено к печати*

*Институтом минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов*

Редактор *Т.Б. Гришина*, Художник *Е.Н. Волков*

Художественный редактор *Т.И. Алексеева*, Технический редактор *Н.А. Посканина*

Корректоры *В.Я. Пчелкина*, *Г.Б. Шишкова*

ИБ № 21459

Подписано к печати 26.03.81. Т — 03080. Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1

Печать офсетная. Усл.печ.л. 13,3 + 0,6 вкл. Уч.-изд. л. 18,0. Тираж 900 экз.

Тип. зав. 1985 Цена 2р. 80к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Производственно-издательский комбинат ВИНТИ,  
Люберцы, Октябрьский просп., 403

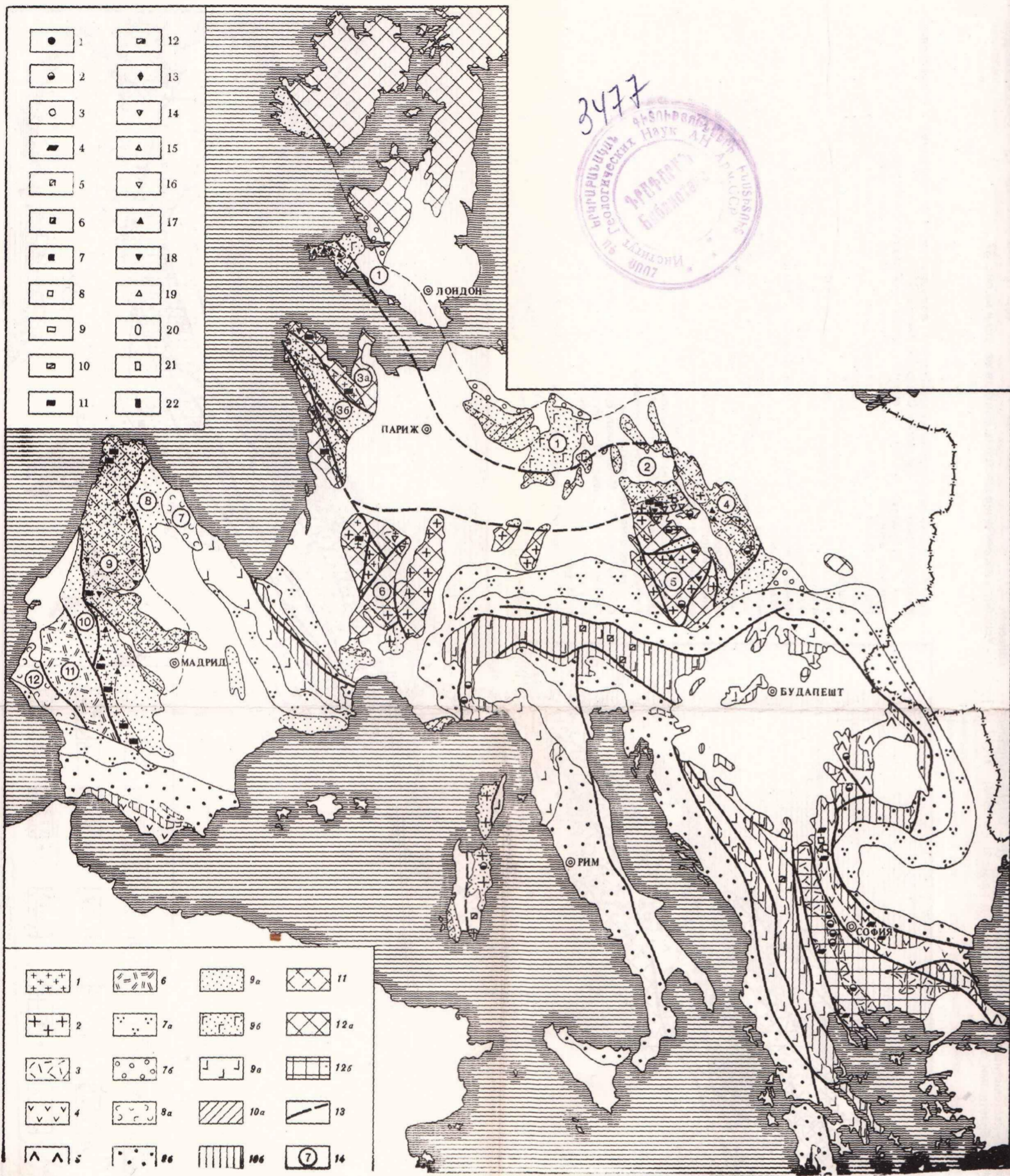


Рис. 32. Схема размещения молибденовых, вольфрамовых и оловянных месторождений Европы

7 — интрузивные пояса и поля с преимущественным развитием гранитов  $\gamma$ -ассоциации перми; 2 — интрузивные пояса и поля с преимущественным развитием магматических пород  $\gamma$ - и  $\gamma\delta$ -ассоциаций раннего карбона и позднего девона; 3 — интрузивно-вулканические пояса и поля, сложенные магматическими породами  $\gamma\delta$ -ассоциаций олигоцена и раннего миоцена; 4 — интрузивно-вулканические пояса и поля, с преимущественным развитием магматических пород  $\alpha$  и  $\delta$ -ассоциаций позднего мела — палеогена; 5 — интрузивно-вулканические пояса и поля с преимущественным развитием магматических пород  $\alpha$ ,  $\delta$ - и  $\gamma\delta$ -ассоциаций юры; 6 — интрузивно-вулканические пояса и поля с преимущественным развитием  $\alpha$ - и  $\delta$ -ассоциаций позднего девона — раннего карбона; 7 — молассовые впадины, выполненные:  $a$  — обломочными отложениями кайнозоя и  $b$  — позднего палеозоя; 8 — пара- и миегосинклинали, выполненные:  $a$  — терригенными и терригенно-карбонатными отложениями палеозоя,  $b$  — флишем мелового и палеогенового возраста; 9 — звгесинклинали, выполненные:  $a$  — сланцевыми,  $b$  — осадочно-вулканогенными толщами палеозоя (6) и мезозоя (в); 10 — геоантиклинальные поднятия, возникшие:  $a$  — в позднем докембри и палеозое и  $b$  — в мезокайнозое; 11 — тектонические зоны, сложенные на ассинтском (байкальском) основании с широким развитием позднедокембрических-раннекембрических гранитоидов; 12 — срединные и краевые массивы:  $a$  — в палеозондах

и  $b$  — альпидях, сложенные ассинтскими, каледонскими и герцинскими (в альпидях) комплексами; 13 — главные ливневенты; 14 — тектоно-магматические зоны (номера в кружках): 1 — Рено-Герцинская, 2 — Саксо-Тюрингская, 3 — Армориканская ( $a$  — северная и  $b$  — центральная подзоны), 4 — Западно-Судетская — Лаузитская, 5 — Чешская, 6 — Центрально-Французская, 7 — Кантабрийская, 8 — Западно-Астурийская — Леонская, 9 — Галицийско-Кастильская, 10 — Восточно-Луизитанская — Алкудийская, 11 — Осса-Морена, 12 — Южно-Португальская

Тип месторождений: 1—3 — молибденовые месторождения: 1 —  $\gamma\epsilon$ -ассоциация, 2 —  $\gamma\delta$ -ассоциация, 3 —  $\delta$ - и  $\gamma\gamma$ -ассоциация; 4 — медно-молибденовые месторождения  $\gamma$ - и  $\gamma\gamma$ -ассоциаций; 5—8 — швелитовые месторождения: 5 — пятого поколения  $\gamma\epsilon$ -ассоциация, 6 — первого и второго поколений  $\gamma\epsilon$ -ассоциация, 7 —  $\gamma\delta$ -ассоциация, 8 —  $\gamma\gamma$ -ассоциация; 9—12 — вольфрамитовые месторождения: 9 —  $\tau$ -ассоциация, 10 — пятого поколения  $\gamma\epsilon$ -ассоциация, 11 — первого, второго и третьего поколений  $\gamma\epsilon$ -ассоциация, 12 —  $\gamma\delta$ -ассоциация, 13 — тунгпопсломелановые месторождения; 14—19 — касситеритовые месторождения: 14 —  $\tau$ -ассоциация, 15 — перматиты  $\gamma$ -и  $\gamma\epsilon$ -ассоциация, 16 — второго (26) поколения  $\gamma\epsilon$ -ассоциация в связи с гранитами, 17 — второго (2а) и третьего поколений  $\gamma\epsilon$ -ассоциация в связи с порфирами и дайками, 18 — первого (16) поколения  $\gamma\epsilon$ -ассоциация, 19 — первого (1а) поколения  $\gamma\epsilon$ -ассоциация, 20 — гидротермальные месторождения бериллия, 21, 22 — месторождения тантала и ниобия: 21 —  $\epsilon$ -ассоциация, 22 —  $\tau$ -ассоциация

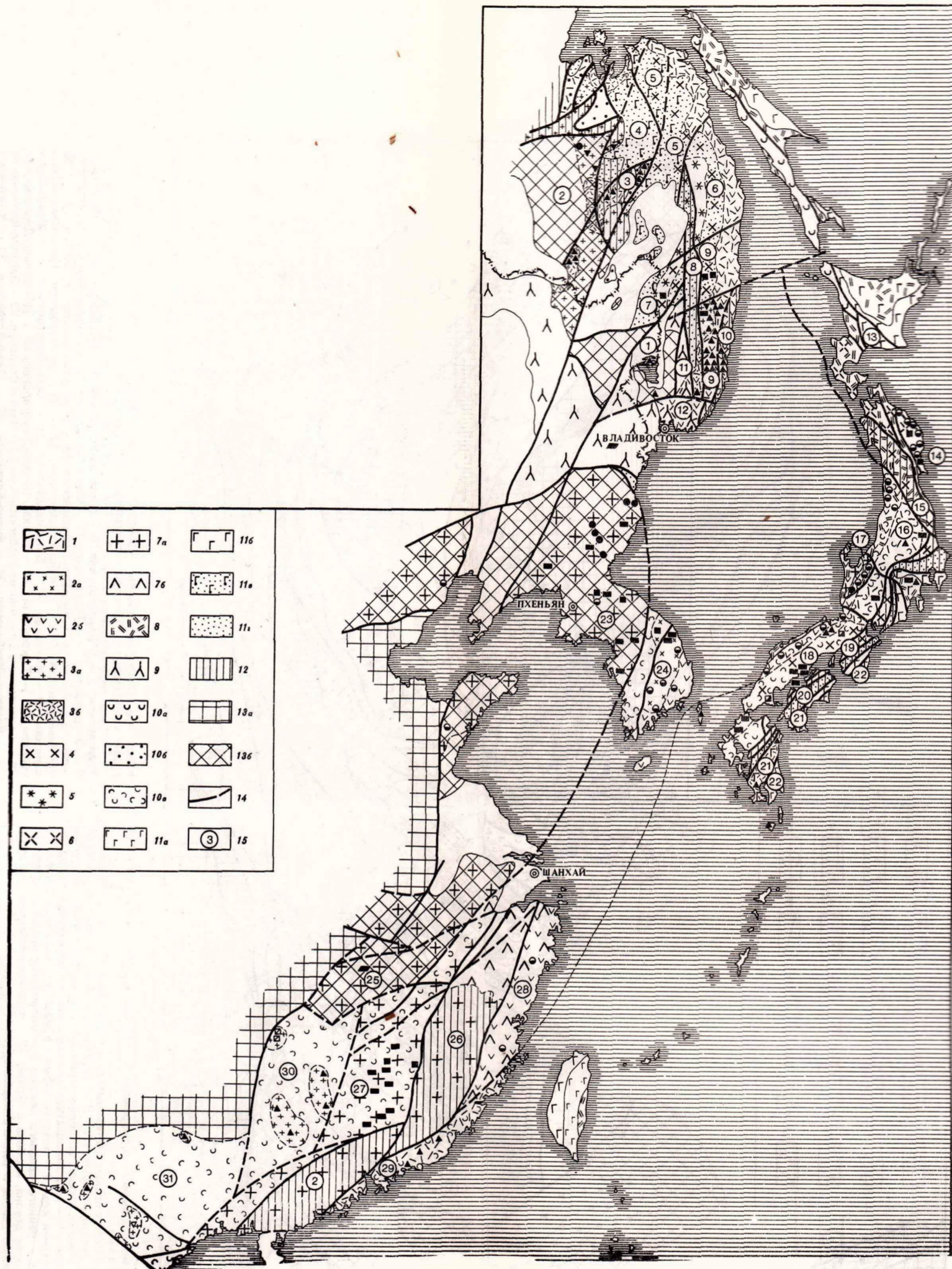


Рис. 35. Схема размещения молибденовых, вольфрамовых и оловянных месторождений в северо-западной части Тихоокеанского пояса

7 — интрузивно-вулканические пояса с преимущественным развитием магматических пород  $\gamma\delta$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций неогена; 2, 3 — интрузивные ( $a$ ) и интрузивно-вулканические ( $b$ ) пояса с преимущественным развитием магматических пород  $\gamma\delta$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций палеогена (2), позднего мела и палеогена (3); 4 — интрузивно-вулканические пояса с преимущественным развитием магматических пород  $\gamma\delta$ - и  $\gamma\epsilon$ -ассоциаций раннего мела (5),  $\gamma\delta$ -ассоциаций раннего мела (6); 7 — интрузивные ( $a$ ) и интрузивно-вулканические ( $b$ ) пояса с преимущественным развитием магматических пород  $\alpha$ -ассоциации неогена; 9 — интрузивно-вулканические пояса с преимущественным развитием пород  $\alpha$ -ассоциаций юры; 10 — парагеосинклинали, выполненные:  $a$  — терригенными и терригенно-карбонатными отложениями позднего мела и палеогена,  $b$  — средней и позд-

ней юры,  $c$  — среднего—позднего палеозоя и триаса; 11 — звгесинклинали, выполненные:  $a$  — осадочно-вулканогенными толщами позднего мела и палеогена,  $b$  — поздней юры и раннего мела,  $c$  — позднего триаса — ранней-средней юры,  $d$  — позднего палеозоя; 12 — геоантиклинальные поднятия; 13 — срединные и краевые массивы, стабилизированные:  $a$  — в раннем и  $b$  — позднем докембри; 14 — главные ливневенты; 15 — номера тектоно-магматических зон.

Тектоно-магматические зоны: 1 — Ханкайская, 2 — Буринская, 3 — Комсомольская, 4 — Горинская, 5 — Амурская, 6 — Северо-Сихотэалинская, 7 — Западно-Сихотэалинская, 8 — Центрально-Сихотэалинская, 9 — Восточно-Сихотэалинская, 10 — Прибрежная, 11 — Даубихинская, 12 — Южно-Приморская, 13 — Хидака, 14 — Китаками, 15 — Абукума; 16 — внутренняя зона Северо-Восточной Японии, 17 — Хида, 18 — внутренняя зона Юго-Западной Японии, 19 — Рёка, 20 — Самбагава—Титубу, 21 — северная зона Симанто, 22 — южная зона Симанто, 23 — Северо-Корейская, 24 — Южно-Корейская, 25 — Чаншань—Наньчан, 26 — Уишань—Юнькайдань, 27 — Цзянси, 28 — Вэньжоу—Фучжоу, 29 — Гуандун, 30 — Хунань—Наньлин, 31 — Северо-Восточного Вьетнама — Юньнани

Условные обозначения месторождений те же, что и на рис. 32.

2 р. 80 к.

3477

1001