

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

*Институт геологии и геохимии  
им. академика А. Н. Заварицкого*

---

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
URALS BRANCH

*The academician A. N. Zavaritsky  
Institute of Geology and Geochemistry*

*Екатеринбург  
Ekaterinburg  
2009*

**V. N. Sazonov, V. A. Koroteev**

**THE MAIN GOLDPRODUCTIVE  
AND ASSOCIATED METASOMATIC FORMATIONS  
OF THE URALS**

**(geological position, zonation, mineralogy,  
chemical and tectonic-structure transformations of educts  
and prognostic importance)**

**Responsible editor academician of RAS N. S. Bortnikov**



**Ekaterinburg  
2009**

**В. Н. Сазонов, В. А. Коротеев**

# **ОСНОВНЫЕ ЗОЛОТОПРОДУКТИВНЫЕ И СОПУТСТВУЮЩИЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ УРАЛА**

(геологическая позиция, зональность, минералогическая,  
химическая и текстурно-структурная трансформации эдуктов  
и прогностическое значение)

**Ответственный редактор академик РАН Н. С. Бортников**



**Екатеринбург  
2009**

УДК 553.06.061.12/17+553.078  
С12

Рецензенты:  
член-корреспондент РАН К. К. ЗОЛОЕВ,  
доктор геолого-минералогических наук В. Н. ОГОРОДНИКОВ

Сазонов В. Н., Коротеев В. А.

**С 12 Основные золотопродуктивные и сопутствующие метасоматические формации Урала** (геологическая позиция, зональность, минералогическая, химическая и текстурно-структурная трансформация эдуктов и прогностическое значение): Научное издание — Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2009. — 161 с. — ISBN 978-5-94332-071-2

На базе в основном оригинальных уральских материалов и литературных данных рассматриваются метасоматиты березит-лиственитовой (главная для золоторудных месторождений кварц-жильного типа), эйситовой, гумбеитовой, аргиллизитовой и джаспероидной формаций. Необходимость создания книги обусловлена: 1) большим материалом по минеральному и химическому составу метасоматитов и их эдуктов, накопившимся за 30-летний период изучения золоторудных, редкометальных и камнесамоцветных месторождений (обобщающих работ в этих аспектах в литературе нет); 2) необходимостью выяснить корреляцию между степенью экстракции вещества из вмещающих пород месторождений и типоморфными чертами минеральной и химической трансформации последних при этом (проблема встала в связи с переходом предприятий, обрабатывающих золоторудные и другие месторождения, от мелких и средних объектов к крупным и суперкрупным); 3) накоплением значительного объема геохимических данных не только по единичным горизонтальным сечениям тел метасоматически измененных пород, но и в целом по последним; 4) необходимостью выяснения специфических черт локализации крупных месторождений, их минеральной и химической трансформации.

Показано, что крупным рудным объектам свойственны мультитипные метасоматическая и литогеохимическая зональности. Значительное внимание уделено выяснению степени родства между метасоматитами и сопряженными с ними рудами. Результаты этого послужили значительным дополнением в разработанные ранее на основе связи с формациями околорудных метасоматитов вполне определенных рудных формаций критерии прогнозирования, а также стратегии и тактики поисков крупномасштабного орудения, включая слепое.

Книга рассчитана на геологов, занимающихся поисками, разведкой и эксплуатацией рудных месторождений, а также на специалистов в области металлогении, метасоматических и рудных формаций.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы Отделения наук о Земле РАН № 2 «Генетические особенности и условия формирования крупных и суперкрупных месторождений стратегических видов минерального сырья и проблемы их комплексного освоения» и грантов Минобрнауки РНП.21.1.1840, НИИ-4210.2006.5

V.N. Sazonov, V.A. Koroteev

**The main goldproductive and associated metasomatic formations of the Urals** (geological position, zonation, mineralogy, chemical and tectonic-structure transformations of educts and prognostic importance). — Ekaterinburg: Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, 2009. — 161 p. — ISBN 978-5-94332-071-2

In this book the next metasomatic formations: beresite-listvenite, eisite, gumbeite, quartz-sericite, argillizite and jasperoid are characterized. Results distinguished of construction hydrothermal altered rocks aureoles and mineral and chemical transformation them in this process are discussed. It has been shown that big and super big deposits as a rule are polygenic and polychromic. Their geochemical and metasomatic aureoles are polygenic and polychromic. These characteristics are very potent for deposits like these. The main aim of a monograph is to clear up of degree relative between ores and associated metasomatites. Result of their investigations we are going to use as criterions for prospecting and prognosis of big scale mineralization.

ISBN 978-5-94332-071-2

© ИГГ УрО РАН, 2009

© Сазонов В.Н., Коротеев В.А., 2009

# Оглавление

<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	9
<b>Часть I ЗОЛОТОПРОДУКТИВНЫЕ ФОРМАЦИИ УРАЛА И ИХ СВЯЗЬ С ВЕЩЕСТВЕННЫМИ КОМПЛЕКСАМИ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ (ОБСТАНОВОК)</b> .....	11
<b>Глава 1</b> ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ. . .	11
<b>Глава 2</b> КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ УРАЛА: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ И ОБСТАНОВКА РАЗВИТИЯ РЕГИОНА И ЭВОЛЮЦИЯ ЗОЛОТОНОСНЫХ ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ. . . . .	15
<b>Часть II ХАРАКТЕРИСТИКА ТИПОМОРФНЫХ ЧЕРТ ОСНОВНЫХ ЗОЛОТОПРОДУКТИВНЫХ И СОПРЯЖЕННЫХ С НИМИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ</b> .....	24
<b>Глава 3</b> МЕТАСОМАТИТЫ БЕРЕЗИТ-ЛИСТВЕНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ВОЗРАСТ, СТРОЕНИЕ КОЛОНОК, ВОЗНИКШИХ ПРИ МЕТАСОМАТОЗЕ ПОРОД РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА .....	24
<b>Глава 4</b> МИНЕРАЛЬНАЯ, ХИМИЧЕСКАЯ И ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНАЯ ТРАНСФОРМАЦИИ ПОРОД ПРИ ИХ БЕРЕЗИТИЗАЦИИ-ЛИСТВЕНИТИЗАЦИИ. . . . .	31
<b>Глава 5</b> МЕТАСОМАТИТЫ ГУМБЕИТОВОЙ ФОРМАЦИИ: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СТРОЕНИЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ КОЛОНОК, ВОЗНИКШИХ ПРИ МЕТАСОМАТОЗЕ ПОРОД РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА, И ИХ МИНЕРАЛЬНАЯ, ХИМИЧЕСКАЯ И ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНАЯ ТРАНСФОРМАЦИИ .....	38
<b>Глава 6</b> МЕТАСОМАТИТЫ ЭЙСИТОВОЙ ФОРМАЦИИ: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СТРОЕНИЕ КОЛОНОК, ВОЗНИКШИХ ПРИ МЕТАСОМАТОЗЕ ПОРОД РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА, И ИХ МИНЕРАЛЬНАЯ, ХИМИЧЕСКАЯ И ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНАЯ ТРАНСФОРМАЦИИ .....	46
<b>Глава 7</b> МЕТАСОМАТИТЫ КВАРЦ-СЕРИЦИТОВОЙ ФОРМАЦИИ: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СТРОЕНИЕ КОЛОНОК, ВОЗНИКШИХ ПРИ МЕТАСОМАТОЗЕ ПОРОД РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА, И ИХ МИНЕРАЛЬНАЯ, ХИМИЧЕСКАЯ И ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНАЯ ТРАНСФОРМАЦИИ .....	54
<b>Глава 8</b> МЕТАСОМАТИТЫ АРГИЛЛИЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СТРОЕНИЕ КОЛОНОК, ВОЗНИКШИХ ПРИ МЕТАСОМАТОЗЕ ПОРОД РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА, И ИХ МИНЕРАЛЬНАЯ, ХИМИЧЕСКАЯ И ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНАЯ ТРАНСФОРМАЦИИ .....	60
<b>Глава 9</b> ДЖАСПЕРОИДЫ КАК МЕЖФОРМАЦИОННЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ .....	67

**Часть III ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ГЛУБИННОСТЬ МЕТАСОМАТИТОВ НЕКОТОРЫХ ЗОЛОТОПРОДУКТИВНЫХ ФОРМАЦИЙ, СОДЕРЖАНИЕ В НИХ РЗЭ И ЗНАЧЕНИЕ ЭТИХ ПАРАМЕТРОВ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ КРУПНОМАСШТАБНОГО ОРУДЕНЕНИЯ . . . 75**

**Глава 10**

*ВЕРТИКАЛЬНАЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ЕЁ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СЛЕПОГО ОРУДЕНЕНИЯ И ОЦЕНКИ «ОТРАБОТАННЫХ» МЕСТОРОЖДЕНИЙ . . . . . 75*

**Глава 11**

*ГЛУБИННОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ — ВАЖНЕЙШИЙ ФАКТОР ПРОГНОЗА ОРУДЕНЕНИЯ НА ГЛУБИНУ . . . . . 86*

**Часть IV «ДИНАМИКА» РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ КОЛОНКАХ И ЕЁ ИНДИКАТОРНАЯ РОЛЬ; ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ КРУПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА. . . . . 90**

**Глава 12**

*«ДИНАМИКА» РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В НИЗКО-СРЕДНТЕМПЕРАТУРНЫХ МЕТАСОМАТИТАХ, ИХ МИНЕРАЛАХ, ИСХОДНЫХ ПОРОДАХ И ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ. . . . . 90*

**Глава 13**

*РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ КВАРЦИТАХ И КВАРЦ-ЖИЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ, ИХ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ И ИХ ИНДИКАТОРНАЯ РОЛЬ. . . . . 108*

**Глава 14**

*МЕТАСОМАТИТЫ КРУПНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАК ИНТЕГРАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ И ИХ ИНДИКАТОРНАЯ РОЛЬ . . . . . 115*

**Глава 15**

*ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ (с использованием данных по другим регионам) . . . . . 122*

**ЗАКЛЮЧЕНИЕ. . . . . 139**

**ЛИТЕРАТУРА . . . . . 143**

**RESUME\* . . . . . 151**

**APPENDIX TO RESUME . . . . . 153**

# Contents

INTRODUCTION.....	9
<b>Part 1</b> <i>GOLD PRODUCTIVE FORMATIONS OF THE URALS AND THEIR CONNECTION WITH THE ROCK-COMPLEXES GEODYNAMIC ENVIRONMENTS (FORMATIONS).</i> . . . .	11
<b>Chapter 1</b> <i>HISTORY OF INVESTIGATIONS AND MODERN CONDITIONS OF THE PROBLEM.</i>	11
<b>Chapter 2</b> <i>BRIEF DESCRIPTION OF THE URALS GEOLOGY: GEODYNAMIC REGIMES AND ENVIRONMENTS OF THE REGION AND EVOLUTION GOLD-BEARING ROCK-COMPLEXES.</i> .....	15
<b>Part II</b> <b>CHARACTERISTICS OF THE TYPOMORPHIC FEATURES OF THE PRINCIPAL AND ACCOMPANIED METASOMATIC FORMATIONS</b> ..	24
<b>Chapter 3</b> <i>METASOMATITES OF THE BEREZITE-LISTVENITE FORMATION: GEOLOGICAL POSITION, AGE, CONSTRUCTION OF THE COLUMNS FORMATTED EVOLUTION OF METASOMATIC PROCESS IN THE ROCKS OF DIFFERENT COMPOSITION.</i> .	24
<b>Chapter 4</b> <i>MINERAL, CHEMICAL AND TEXTURE-STRUCTURE TRANSFORMATION OF THE ROCKS UNDER BEREZITE-LISTVENITE PROCESS.</i> .....	31
<b>Chapter 5</b> <i>METASOMATITES OF THE GUMBEITE FORMATION: GEOLOGICAL POSITION, CONSTRUCTION OF THE COLUMN FORMATTED DURING EVOLUTION METASOMATIC PROCESS IN THE ROCKS OF DIFFERENT COMPOSITION AND THEIR MINERAL, CHEMICAL AND TEXTURE-STRUCTURE TRANSFORMATION.</i>	38
<b>Chapter 6</b> <i>METASOMATITES OF THE EISITE FORMATION: GEOLOGICAL POSITION, CONSTRUCTION OF THE COLUMN FORMATTED DURING EVOLUTION OF METASOMATIC PROCESS IN THE ROCKS OF DIFFERENT COMPOSITION AND THEIR MINERAL, CHEMICAL AND TEXTURE-STRUCTURE TRANSFORMATION.</i>	46
<b>Chapter 7</b> <i>METASOMATITES OF THE QUARTZ-SERICITE FORMATION: GEOLOGICAL POSITION, CONSTRUCTION OF THE COLUMN FORMATTED DURING EVOLUTION METASOMATIC PROCESS IN THE ROCKS OF DIFFERENT COMPOSITION AND THEIR MINERAL, CHEMICAL AND TEXTURE-STRUCTURE TRANSFORMATION.</i>	54
<b>Chapter 8</b> <i>METASOMATITES OF THE ARGILLIZITE FORMATIONS: GEOLOGICAL POSITION, CONSTRUCTION OF THE COLUMNS FORMATTED DURING EVOLUTION METASOMATIC PROCESS IN THE ROCKS OF DIFFERENT COMPOSITION AND MINERAL, CHEMICAL AND TEXTURE-STRUCTURE TRANSFORMATION.</i> .....	60
<b>Chapter 9</b> <i>JASPEROIDES AS BETWEEN FORMATION METASOMATITES.</i> .....	68

<b>Part III</b>	<b>VERTICAL METASOMATIC ZONATION, DEPTHS OF FORMATION OF THE METASOMATITES SOME FORMATION TYPES AND THEIR MEANING OF THEIR PARAMETERS FOR PROGNOSIS OF THE LARGE-MASSHTABE MINERALIZATION .....</b>	<b>75</b>
	<i>Chapter 10</i>	
	<i>VERTICAL METASOMATIC ZONATION AND ITS MEANING FOR PROGNOSIS OF BLIND MINERALIZATION.....</i>	<i>75</i>
	<i>Chapter 11</i>	
	<i>DEPTH OF WALL ROCK ALTERATIONS ARE THE IMPORTANT FACTOR OF A FORECAST .....</i>	<i>86</i>
<b>Part IV</b>	<b>DYNAMICS OF THE DISTRIBUTION OF AU AND REE IN THE METASOMATIC COLUMNS AND ITS ROLE AS AN INDICATORS; THE MAIN FEATURES OF METASOMATITES OF THE LARGE-SCALE GOLD DEPOSITS.....</b>	<b>90</b>
	<i>Chapter 12</i>	
	<i>DYNAMICS OF DISTRIBUTION OF AU AND REE IN LOW-MIDDLE TEMPERATURE METASOMATITES, THEIR MINERALS, EDUCTS AND POSSIBILITIES AND ITS USING FOR PROGNOSIS.....</i>	<i>90</i>
	<i>Chapter 13</i>	
	<i>REE IN THE METASOMATIC QUARTZITES, QUARTZ-VEINS FORMATIONS, THEIR WALL ROCK AND THEIR INDICATED ROLE.....</i>	<i>108</i>
	<i>Chapter 14</i>	
	<i>METASOMATITES OF LARGE-SCALE GOLD DEPOSITS AS INTEGRAL FORMATIONS AND THEIR INDICATED ROLE.....</i>	<i>115</i>
	<i>Chapter 15</i>	
	<i>DISCUSSION OF THE RESULTS16.....</i>	<i>122</i>
	<b>CONCLUSION .....</b>	<b>139</b>
	<b>REFERENCES .....</b>	<b>143</b>
	<b>RESUME .....</b>	<b>151</b>
	<b>APPENDIX TO RESUME .....</b>	<b>153</b>

Велико есть дело достигать во глубину земную,  
куда рукам и оку досягнуть возбраняет натура,  
проникать рассуждением сквозь тесных расселин...  
и вечной ночью помраченные вещи и деяния  
выводить на солнечную ясность.

М.В. Ломоносов

## ВВЕДЕНИЕ

Работа создана на базе оригинальных данных, полученных за 30-летний период изучения золотопродуктивных метасоматических формаций Урала и отчасти других регионов [Сазонов, 1975, 1984, 1998; Коротеев, Сазонов, 2005]. Проведению исследований, особенно в последние 10-15 лет, значительно способствовали: 1) появление геологических карт нового поколения для Урала в целом и наиболее перспективных его частей, составленных на геодинамической основе, что дало возможность проследить связи между вещественными комплексами, включая золотоносные, сформировавшимися в различных геодинамических обстановках; 2) накопление новых данных по геологическим позициям золоторудных и золотосодержащих месторождений, по условиям зарождения и развития рудно-магматических и рудных гидротермальных систем (главным образом на основе изотопно-геохимических данных для магматитов, метаморфитов, метасоматитов и руд месторождений названных выше метасоматических формаций); 3) потребность в активизации поисков в первую очередь крупных золоторудных объектов как традиционных (кварц-жильных), так и нетрадиционных (прожилково-вкрапленных и вкрапленных) типов. Крупные месторождения составляют не более 5 % от их общего числа, однако в них сосредоточено более 70 % запасов минерального сырья. Рудные тела золоторудных месторождений нетрадиционных типов, как правило, представлены минерализованными метасоматитами. В связи с этим представляется вполне логичным провести сопоставление рудных тел крупных золоторудных месторождений с рудными телами рядовых месторождений и рудопроявлений. Причем такое сопоставление должно проводиться как минимум по зональности тел метасоматитов в горизонтальной и вертикальной плоскостях, составу минеральных парагенезисов и минеральных фаз, строению и составу литогеохимических ореолов и др. Такая постановка вопросов вытекает из результатов исследований околорудных метасоматитов, полученных за последние 40 – 50 лет [Коржинский, 1955, 1957, 1962; Шер, 1962, 1964; Омеляненко, 1978; Сазонов, 1975, 1980, 1984, 1998; Radtke, 1985; Константинов и др., 2000; и многие другие], здесь перечислены только те работы, которые в той или иной мере касаются золоторудных метасоматических формаций.

В настоящее время типоморфными чертами крупных золоторудных месторождений Урала являются [Месторождения ..., 2001; Крупные ..., 2004; Коротеев, Сазонов, 2005]: а) дискретность во времени; б) нелинейность металлогении; в) гетерогенность источников рудоносных флюидов и вещества; г) многократный анатексис при формировании золотопродуктивных магматических комплексов, развивающихся на базитовой «подложке»; д) наличие даек различного (от основного до кислого) состава, являющихся часто раствороподводящими каналами; е) значительный размах (до 2 км) золотого оруденения; е) расположение крупных месторождений, как правило, среди значительного скопления их мелких разновидностей.

Для решения проблемы крупных золоторудных месторождений нам необходимо рассмотреть следующие основные вопросы: 1) типизация золотопродуктивных структурно-вещественных комплексов (несомненно, большая часть их сегодня известна, но возможно открытие новых) по геодинамическим обстановкам их формирования; 2) выяснение корреляции между указанными комплексами и околорудными метасоматическими формациями; 3) выяснение причин формирования (или отсутствия) сорудных метасоматитов как образований, наиболее связанных (пространственно и генетически) с рудными телами, т. е. с более ранними метасоматическими образованиями; 4) сравнительное изучение зональности (в горизонтальной и вертикальной плоскостях) тел околорудных метасоматитов на крупных, мелких месторождениях и рудопроявлениях с целью выявления воз-

можных специфических черт для метасоматитов разноуровневых объектов; 5) выяснение пространственных и возрастных взаимоотношений между метасоматитами основных золотопродуктивных формаций; 6) установление типоморфных черт для тел метасоматитов с совмещенной (мультийной) зональностью на полихронных и полиформационных золоторудных месторождениях; 7) выявление типоморфных черт интегральных литогеохимических ореолов на полиэтапных золоторудных объектах; 8) расчеты балансов вещества в полном объеме тел метасоматитов с целью выявления в них мест привноса, выноса и перераспределения вещества. В конечном итоге предполагается вскрыть во всей полноте суть процессов, происходящих при формировании простой и мультийной зональности при развитии тел метасоматитов различных формаций.

В работе [Коротеев, Сазонов, 2005] показано, что проблема крупных золоторудных месторождений состоит, прежде всего, в «теоретических поисках и практическом выделении» оруденений «неизвестных типов», так как, несомненно, существенная часть крупных золоторудных месторождений в регионе уже выявлена (это обосновывается высокой степенью изученности Урала в этом плане). Возможность открытия на Урале золоторудных месторождений новых типов подтверждается недавним выделением самостоятельного промышленно-генетического типа объектов золота, каковым явилась золотоносная линейная кора химического выветривания, получившая развитие на ряде месторождений.

Для специалистов-геологов, не владеющих русским языком, в конце книги приводится расширенное резюме (RESUME) на английском языке, сопровождающееся приложением (APPENDIX), в котором даются подписи к рисункам.

# Часть I

## ЗОЛОТОПРОДУКТИВНЫЕ ФОРМАЦИИ УРАЛА И ИХ СВЯЗЬ С ВЕЩЕСТВЕННЫМИ КОМПЛЕКСАМИ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ (ОБСТАНОВОК)

### Глава I

#### *ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ*

Околорудно измененные породы привлекают внимание исследователей и геологов-практиков уже два с половиной столетия. И это не случайно: они, с одной стороны, образуют субкласс среди метаморфических пород, отличающийся специфическими чертами петрографии, минералогии, геохимии и генезиса, а с другой — являются давно известной базой для поисков и прогнозирования месторождений многих полезных ископаемых, преимущественно рудных, чрезвычайно важных для технического и экономического развития современного человеческого общества. Геологическая и отчасти теоретическая база под проблему околорудных метасоматитов подведена В. Линдгреном [Lindgren, 1901], который на основе результатов исследования околорудных метасоматитов преимущественно в рудных районах западных штатов США пришел к заключению, что ... «изучение изменений в породах околорудных залежей является важнейшей составляющей для понимания их (изменений и рудных залежей. — В. С.) генезиса». Главные научные разработки по проблеме в целом и ее частям принадлежат нашим ученым, сделавшим это преимущественно в последние 20–40 лет. Среди них в первую очередь по праву следует назвать Д.С. Коржинского — основоположника учения о метасоматических процессах и формациях; Н.И. Наквника, который в 1933 г. первым разработал научное представление о вторичных кварцитах как об «особом генетическом комплексе — формации — околорудных метасоматических пород»; академика С.С. Смирнова — одним из первых (1947 г.) понявшего, что околорудные метасоматиты имеют в понимании процесса образования рудных тел первостепенное значение; Д.В. Рундквиста (1971–1974 гг.), который изучил и охарактеризовал ряд метасоматических формаций, особо детально грейзеновую, разработал основы формационного анализа метасоматитов, проиллюстрировал возможность взаимопереходов ряда формаций по латерали и вертикали; В.А. Жарикова и Б.И. Омеляненко (1959, 1965, 1978 гг. и др.) — ими разработаны принципы выделения фаций и формаций метасоматитов, дана формационная классификация последних; Г.Л. Поспелова (1973 г.) — он первым глубоко изучил механизмы метасоматоза, вскрыл причины ряда парадоксов метасоматических процессов, экспериментально выявил главные закономерности развития метасоматической зональности; Г.П. Зарайского (1989, 2007), экспериментально подтвердившего главные теоретические разработки Д.С. Коржинского о строении и закономерностях развития метасоматической зональности, определившего РТХ-параметры формирования метасоматитов многих формаций (скарнов, пропилитов, грейзенов, березитов-лиственитов, аргиллизитов и др.). Для качественного анализа метасоматических процессов большое значение имела методическая работа Д.С. Коржинского [1957] по расчету и анализу парагенетических диаграмм. Это направление особенно интенсивно развивалось в 60–70-х годах XX в. Наиболее существенные результаты были получены А.А. Маракушевым, а также Л.Л. Перчуком, С.А. Коренбаумом, И.П. Щербанем и другими. Успех обусловлен использованием для парагенетического анализа разработок Д.С. Коржинского по метаморфическим мультисистемам, установлением зависимости между составами минеральных парагенезисов и химическими потенциалами ряда компонентов (прежде всего  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ), а также между химическими потенциалами  $H_2O$ ,  $CO_2$  и соответственно Т и Р.

Историю изучения околорудных метасоматитов мы подразделяем на три периода [Сазонов, 1998]: **ранний (1840–1901 гг.)**, **промежуточный (1901–1952 гг.)** и **современный (с 1953 г.)**. Промежуточный период начинается с указанной выше работы В. Линдгрена — первого специализированного труда, посвященного околорудному метасоматозу и его продуктам, а современный период — с крупного очерка Д.С. Коржинского, в котором рассмотрены метасоматические процессы; первое

издание его появилось в 1953 г. Подчеркнем, что многие вопросы, затронутые в очерке, и сейчас являются актуальными и современными.

В ранний период метасоматиты изучались бессистемно, обычно описывались лишь отдельные элементы метасоматических колонок (G. Rose, 1840, 1842, 1848 и др.). Среди работ этого периода четкой постановкой задач и глубокой проработкой материала выделяются статьи А.П. Карпинского (1884, 1885, 1897 гг.), в которых показана возможность лиственитизации известняков и метаморфогенная (не магматогенная, как это считалось предшественниками. — В.С.) природа березитов. Главными регионами, где проводилось изучение метасоматитов в ранний период, являлись Урал, западные штаты США, Германия.

В промежуточный период, в особенности во вторую его половину, околорудные метасоматиты были предметом специальных исследований, попыток применения формационного анализа (Наковник, 1933). Наиболее важные работы этого периода принадлежат: академику А.Н. Заварицкому (1927, 1929 и др.) — он показал, что сидериты Бакала (Южный Урал) имеют метасоматическое происхождение (отметим, что это подтверждено рядом новых геологических и изотопно-геохимических данных, см. работы М.Т. Крупенина, 1997, 2001, 2006 гг. и др.), детально описал скарны горы Магнитной (Южный Урал), расшифровал генетику кварц-серицитовых пород колчеданных месторождений Среднего Урала, первым понял, что березиты и листвениты являются одновременными и генетически едиными метасоматическими образованиями; Н.И. и М.Б. Бородаевским (1947 г.), давшим классическое описание березитов и лиственитов Березовского золоторудного поля (Средний Урал); Д.С. Коржинскому (1948 г.), который впервые выделил минеральные фации пропилитов, детально охарактеризовал скарны Ауэрбахско-Турьинского рудного района (Северный Урал) и разработал модель их биметасоматического происхождения, которая без каких-либо существенных изменений «дожила» до наших дней. Здесь, естественно, уместно упомянуть и коллектив авторов монографии «Колчеданные месторождения Урала», опубликованной в 1950 г. под редакцией А.Н. Заварицкого и В.П. Логинова, в которой рассмотрены многие вопросы проблемы колчеданного рудообразования, включая вопрос о кварц-серицитовых сланцах — продуктах гидротермально-метасоматического изменения боковых пород. Три последние работы явились идейной основой изучения метасоматитов практически на пять (до наших дней) десятилетий. Именно ими было предопределено появление исследований по метаморфизму главной вулканогенной зоны восточного склона Урала [Метаморфизм ..., 1969], скарновым месторождениям [Жариков, 1959; Овчинников, 1960; Вахрушев, 1972; Дымкин, Щербак, 1973 и др.], березитам и лиственитам и другим средне-низкотемпературным околорудным метасоматитам [Кашкай, Аллахвердиев, 1965; Волостных, 1972; Щербань, 1975; Сазонов, 1975, 1984 и др.]. Исследования промежуточного периода выполнялись в основном на Урале, в Алтае-Саянской области, на Кавказе и Северо-Востоке бывшего СССР.

В современный период околорудно измененные породы продолжают интенсивно изучаться. Основные регионы сосредоточения исследований: Урал, Кавказ, Алтай-Саянская область, Северо-Восток РФ, Средняя Азия, Казахстан, западные штаты США, Австралия и др. Примерно 30 лет тому назад определились три основных направления исследований. Первое — монографическое описание «установившихся» метасоматических формаций (работы В.А. Жарикова, Л.Н. Овчинникова, К.В. Подлесского, А.М. Дымкина и др. по скарнам, В.Л. Русинова по пропилитам, Г.Т. Волостных по аргиллизитам, В.Н. Сазонова по березитам и лиственитам, Б.И. Омеляненко по эйситам, Д.В. Рундквиста по грейzenам и др.). Второе направление — формационный анализ всех известных околорудных метасоматитов на базе формационных признаков (часто трудно или вообще несопоставимых у различных авторов), классификация метасоматитов (работы В.А. Жарикова, Б.И. Омеляненко, Д.В. Рундквиста, Е.В. Плющева с коллегами, А.Ф. Коробейникова, В.Н. Сазонова, О.Н. Грязнова, В.Д. Мельникова, В.Г. Боголепова и др.). Третье направление — моделирование метасоматических формаций и метасоматических процессов на базе изотопно-геохимических данных. К нему относятся исследования Э.Н. Баранова по колчеданным месторождениям Урала и некоторых других регионов, В.Н. Сазонова, В.В. Мурзина и И.А. Шумилова по метасоматитам Ауэрбаховского рудного района на Северном Урале, Э.М. Спиридонова с коллегами по метасоматитам золоторудных и вольфрамовых месторождений, Н.С. Бортникова, О.В. Викентьевой и др. по березитам-лиственитам Березовского рудного поля на Среднем Урале, Дж. В. Хеденквиста с коллегами по мезотермальным месторождениям золота и серебра и др.

По каждому из указанных направлений получены значимые результаты. Кратко суммируя их, подчеркнем главное. Во-первых, был выделен ряд формаций метасоматитов, определена их металлогеническая специализация. Изучены и описаны многочисленные фации формаций, различающиеся по составу эдуктов, РТХ-параметрам формирования, составу вполне подвижных компонентов ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и др.) гидротермальной системы. Определены временные и пространственные взаимоотношения рудных тел и сопряженных с ними метасоматитов. Разработаны научные и методические основы поисков и прогнозирования оруденения, включая слепое, на базе ореолов околорудно измененных пород и др.

Развитию исследований по метасоматическим формациям весьма способствовало проведение Всесоюзных (Ленинград, 1963–1987 гг.), Всероссийской (Екатеринбург, 1997 г.), а также региональных (уральских в Екатеринбурге, 1976–1991 гг. и других) совещаний, где подводились итоги выполненных проектов и определялись задачи на перспективу.

Еще В. Линдгрэн (1915 г.) показал, что метасоматоз в лучшем случае протекает без изменения объема. За последние 50 лет накоплен большой фактический материал, подтверждающий это. Особенно убедительны примеры, в которых метасоматиты развиваются по ископаемой фауне и флоре. В частности, А.Н. Заварицкий (1939 г.), опираясь на данные о различной степени замещенности строматолитов сидеритами (Бакальское рудное поле, Южный Урал), доказал гидротермально-метасоматический генезис последних.

Если рассматривать преобразование пород с изменением в них содержания только  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  как метаморфизм в узком смысле слова [Коржинский, 1953], то в пределах метасоматических колонок получается, что внешняя их зона является продуктом метаморфизма, внутренняя — метасоматоза, а промежуточная — гибридная (ей свойственны признаки и того, и другого). Продукты метаморфизма и метасоматоза могут изучаться не только парагенетическим анализом, позволяющим выявить закономерности связи состава сосуществующих минералов независимо от их количественных соотношений, но также и петрохимическим, вскрывающим химический и минеральный составы метасоматитов как функцию состава эдуктов, привноса-выноса и перераспределения вещества в определенном объеме.

Успехами количественного изучения метасоматических процессов, механизмов их развития, исследования изменения РТ- и рН-параметров флюида, обуславливающего метасоматоз в связи с прерывистым развитием трещинных структур (вплоть до разломов), выявления последовательности образования метасоматитов, а также слагающих их минералов и минеральных парагенезисов (на основе главным образом онтогенетического анализа) мы прежде всего обязаны Д.П. Григорьеву, Н.И. Наквину, Д.В. Рундквисту, Ю.В. Казицыну, А.Г. Жабину, В.Г. Боголепову, В.А. Прокину и многим другим исследователям. Результаты этих исследований получены для реальных многочисленных метасоматических колонок; в последних отчетливо установлена последовательность минералообразования, включая рудные минеральные парагенезисы. Приведенное является дополнительным вкладом в теорию метасоматической зональности Д.С. Коржинского, с одной стороны, а с другой — правомерная попытка приблизить теорию метасоматоза к решению практических задач (имеются в виду равноуровневый прогноз и металлогенический анализ). В последние годы получены принципиально важные материалы по формам переноса вещества при метасоматозе и механизмам развития псевдоморфоз [Боголепов, 2007].

Исследователи из западных зарубежных стран формационным анализом околорудно измененных пород не пользуются (см. об этом подробнее в работе [Сазонов, 1984, с. 121]). Процессы пропилитизации, скарнирования, грейзенизации, фельдшпатизации, аргиллизации, джаспероидизации ими понимаются близко к тем представлениям, которые сложились в нашей стране.

Прогрессивность формационного подхода к проблеме изучения околорудно измененных пород хорошо видна на примере березитов, лиственитов и кварц-серицитовых метасоматитов. В нашей стране довольно давно было показано, что практически все указанные породы выделяются в самостоятельные формации в зависимости от их геологической позиции, минерального состава (внутренней зоны) и РТХ-параметров развития гидротермального процесса. За рубежом, особенно на Западе, формационный анализ метасоматитов не применяется. Аналоги наших формаций, таких как березит-лиственитовая, кварц-серицитовая и др., именуются там серицитовыми, кварц-карбонатными, серицит-хлоритовыми и др. породами (ср. [Boyle, 1979; Сазонов, 1984]). Иногда

ситуация выглядит парадоксально: околорудно измененные породы золоторудных месторождений кварц-жильного типа бывшего СССР именуются ими вслед за нашими авторами березитами и листовенитами, а к их аналогам из месторождений стран Запада применяются указанные выше и некоторые другие названия [Сазонов, 1984].

К настоящему времени перечень основных формаций околорудно измененных пород определен. Отчетливо установлена их геохимическая и металлогеническая специализация, четко выяснены промышленно-генетические типы полезных ископаемых, сопряженных с конкретными формациями этих метасоматитов (см. [Рундквист, Павлова, 1972; Волостных, 1972; Омеляненко, 1978; Мельников, 1984; Сазонов, 1984; Шер, 1972, 1974; Грязнов, 1992 и многие другие]).

Основные проблемы околорудного метасоматоза следующие [Сазонов, 1984]: 1) типизация рудопродуцирующих структурно-вещественных комплексов в соответствии с геодинамическими обстановками (режимами) их формирования; 2) установление корреляции между этими комплексами и околорудно-метасоматическими формациями; 3) выяснение причин формирования (или отсутствия) сорудных метасоматитов; 4) изучение вертикальной зональности тел околорудных метасоматитов (горизонтальная изучена и описана довольно полно) и выяснение геологических и физико-химических условий ее формирования; 5) выяснение пространственных и возрастных взаимоотношений метасоматитов различных формаций в горизонтальной и вертикальной плоскостях; 6) изучение метасоматических колонок с совмещенной (полихронной) зональностью на полиформационных и полихронных объектах; 7) разработка моделей формирования для простых и совмещенных метасоматических колонок на базе данных определения относительного и абсолютного возраста, изотопно-геохимического анализа (при этом необходимо пристальное внимание к конвергентным (могущим образовываться в составе различных формаций) метасоматитам — аргиллизитам, кварц-серицитовым, березитам-лиственитам и др.); 8) создание геолого-метасоматических карт как основы для изучения первичных геохимических ореолов; 9) изучение баланса вещества во всем объеме тел метасоматитов, с целью выявления в них мест привноса, выноса, перераспределения петрогенных и рудных элементов; в результате вскрыется полная геохимическая картина, возникающая при образовании ореолов околорудных изменений.

Известно [Крупные..., 2004], что с 80-х годов XX века сильно возрос интерес к проблеме крупных месторождений (месторождений-гигантов), включающей выяснение условий их образования и закономерностей размещения. И интерес этот вполне понятен: минерально-сырьевая база практически по всем видам полезных ископаемых основывается на запасах объектов именно такого типа [Константинов и др., 2000; Крупные..., 2004; Коротеев, Сазонов, 2005 и др.]. В работах [Константинов и др., 2000; Месторождения..., 2001] проиллюстрировано, что крупные месторождения полезных ископаемых могут формироваться в условиях всех трех физико-химических систем - открытой, полуоткрытой и закрытой). На основе материалов, приведенных в указанных монографиях, а также в материалах международных совещаний по проблеме типоморфные черты месторождений-гигантов могут быть представлены в следующем виде: 1) дискретность в геологическом времени; 2) наличие эпох длительной рудоподготовки и рудоотложения; 3) нелинейность металлогении, гетерогенность источников рудного вещества (как правило, с определяющей ролью мантийного); 4) приуроченность к шовным зонам (долгоживущим тектоническим структурам различной кинематики); 5) расположение над глубинными зонами базификации и разуплотнения вещества; 6) значительный вертикальный размах (до 2 км и больше) промышленного оруденения; 7) расположение, как правило, на площадях скопления более мелких объектов; 8) гетерогенность (в связи с этим интегральный характер) ореолов околорудных изменений и литогеохимических. В нашей работе мы главное внимание уделили раскрытию последней типоморфной черты месторождений-гигантов. Обусловлено это следующим. Главная задача в проблеме месторождений-гигантов заключается «в теоретических поисках и практическом выделении» оруденений новых промгентов, так как большая часть таких объектов уже выявлена [Коротеев, Сазонов, 2005]. Из этого становится понятным, что решение такой задачи без детального изучения (причем в полном объеме) указанных ореолов на крупных и мелких месторождениях (с целью установления различий и их причин) невозможно.

## Глава 2

### **КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ УРАЛА: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ И ОБСТАНОВКА РАЗВИТИЯ РЕГИОНА И ЭВОЛЮЦИЯ ЗОЛОТОНОСНЫХ ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ**

**Общие сведения.** Довольно детально геологическое строение Урала на основе новых материалов и современных представлений, сложившихся в последние 10–15 лет, охарактеризовано в недавней работе [Коротеев, Сазонов, 2005]. В связи с этим в настоящей монографии мы остановимся только на ключевых вопросах геологии региона, которые проливают свет на понимание закономерностей образования и распространения основных золотопродуктивных метасоматических формаций.

Прежде всего отметим следующее: в работе [Месторождения ... , 2001] показано, что на Урале золотооруденение развито в связи с вещественными комплексами таких геодинамических обстановок, как континентальный и океанический рифтогенез, островодужная, активная континентальная окраина с наложенными вулcano-плутоническими поясами (ранними — базальтоидными, поздними — андезитоидными) и ранне- и позднеколлизийная. Названы в цитированной работе и причины этого: способность золота накапливаться как в щелочной, так и в ацидофильной обстановках и транспортироваться в различных формах (ионной, комплексных соединений с металлами и серой и др.). В монографии [Сазонов, 1998] показано, что на Урале для геодинамических обстановок, характеризующихся образованием фемических комплексов пород, свойственны золотосодержащие рудные формации (месторождения), а для тех из них, которые представлены в существенной мере салических комплексами, — собственно золоторудными. Площади (преимущественно зоны активной континентальной окраины), на которых совмещены вещественные комплексы, возникшие в различных геодинамических обстановках, отличаются сложным (полигенным и полихронным) золотооруденением [Сазонов, 1998; Месторождения ..., 2001].

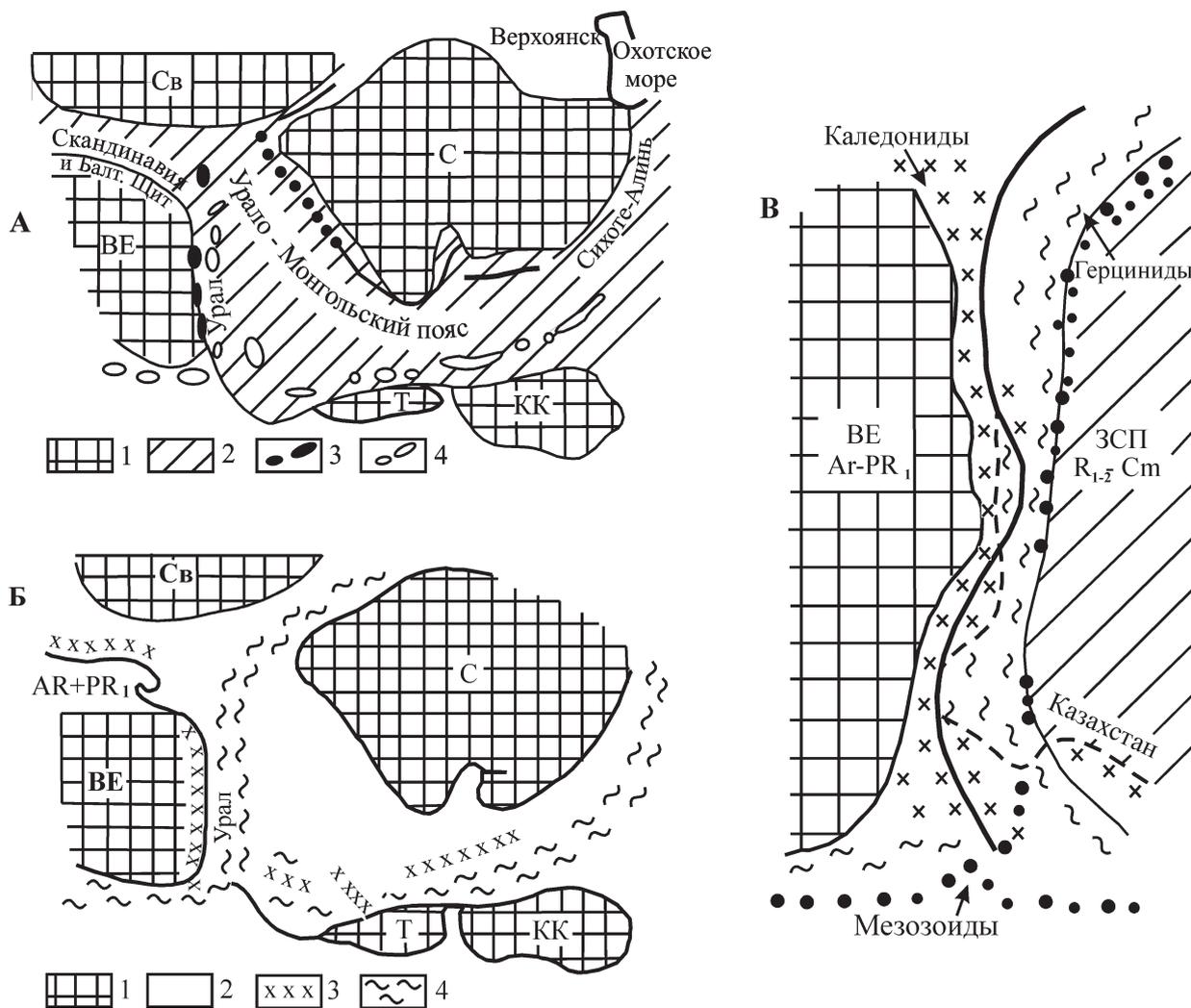
Собственно золоторудные месторождения прожилково-вкрапленного и кварц-жильного типов (именно с ними мы будем ниже иметь дело) развиты главным образом в салических блоках земной коры со значительной (до 25 км) мощностью гранито-метаморфического слоя. Такие блоки отвечают зонам континентального рифтогенеза, а также вулcano-плутоническим поясам активной континентальной окраины [Месторождения ..., 2001; Коротеев, Сазонов, 2005] и коллизийным структурам [Месторождения ..., 2001; Минерагения ..., 2003, 2007; Гончаров и др., 2004 и др.]. Большинство месторождений этого типа локализуется в эндо- и экзоконтактных зонах массивов гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации, а также в связи с дайками (пояса, группы) гранитоид-порфиоров. Месторождения эти представляют собой минерализованные зоны (дробления и расщепления) и кварцевые жилы, сформированные в обстановках растяжения и сжатия.

В зонах континентального рифтогенеза золото-кварц-жильные месторождения развиты в блоках с интенсивно проявленной гранитизацией. Там, где последняя проявлена слабо, устанавливаются лишь незолотоносные кварцевые жилы и прожилки — продукты метаморфической дифференциации и перекристаллизации [Поленов и др., 2006]. В последнее время эта закономерность прослежена на золоторудных месторождениях-гигантах, сопряженных с черносланцевой формацией. Причем именно гранитизацией обусловлено на них сначала создание промежуточных коллекторов Au, а затем «доведение» содержания металла последних до уровня промышленных [Золоторудное..., 1998; Месторождения ..., 2001; Кряжев, 2001; Рафаилович, Голованов, Федоренко, 2003 и др.].

Наиболее существенные концентрации золота возникают в связи с вещественными комплексами следующих геодинамических обстановок — островодужной, активной континентальной окраины, коллизийной. В первых комплексах образуются разноформационные колчеданные месторождения, как правило, с окolorудно измененными породами кварц-серицитовой формации. Заканчивается рудный процесс в этих комплексах образованием золотополиметаллических объектов, рудные тела которых сопряжены с метасоматитами березит-лиственитовой формации. Эта же закономерность свойственна и комплексам активной континентальной окраины, включая коллизийные. В связи с ними сначала формируются золотосодержащие месторождения (скарновые и медно-порфировые) сопряженные с вулcano-плутонитами андезитоидных поясов. Последние по мере удаления в сторону континента становятся более кислыми; в них развито собственно золотое оруденение, для ко-

того весьма существенна кварц-жильная составляющая, сопряженное с березит-лиственитовой формацией и генетически связанное с гранитоидами тоналитового состава.

**Периоды магматической, метаморфической и гидротермально-метасоматической активности в истории развития Урала и обусловленная ею минерация.** Здесь рассмотрим те временные рубежи и геодинамические обстановки, в которые были сформированы магматические и метаморфические комплексы, а также связанная с ними минерация. При этом на сегодня выделяется как минимум пять таких рубежей и намечается довольно отчетливо шестой. Естественно, мультитимным проявлением названных комплексов было обусловлено сложное геологическое строение Уральского региона. Причина же этого состоит в том, что в разные этапы заложения и эволюции последнего он сопрягался с различными глобальными тектоническими структурами: в рифее — со Скандинавией и Балтийским щитом, такое же соотношение было в каледонское время; в ордовике Урал вошел в состав Урало-Монгольского пояса, а в герцинско-мезозойское время — был связан генетически с Таймыро-Норильской провинцией (рис. 2.1).

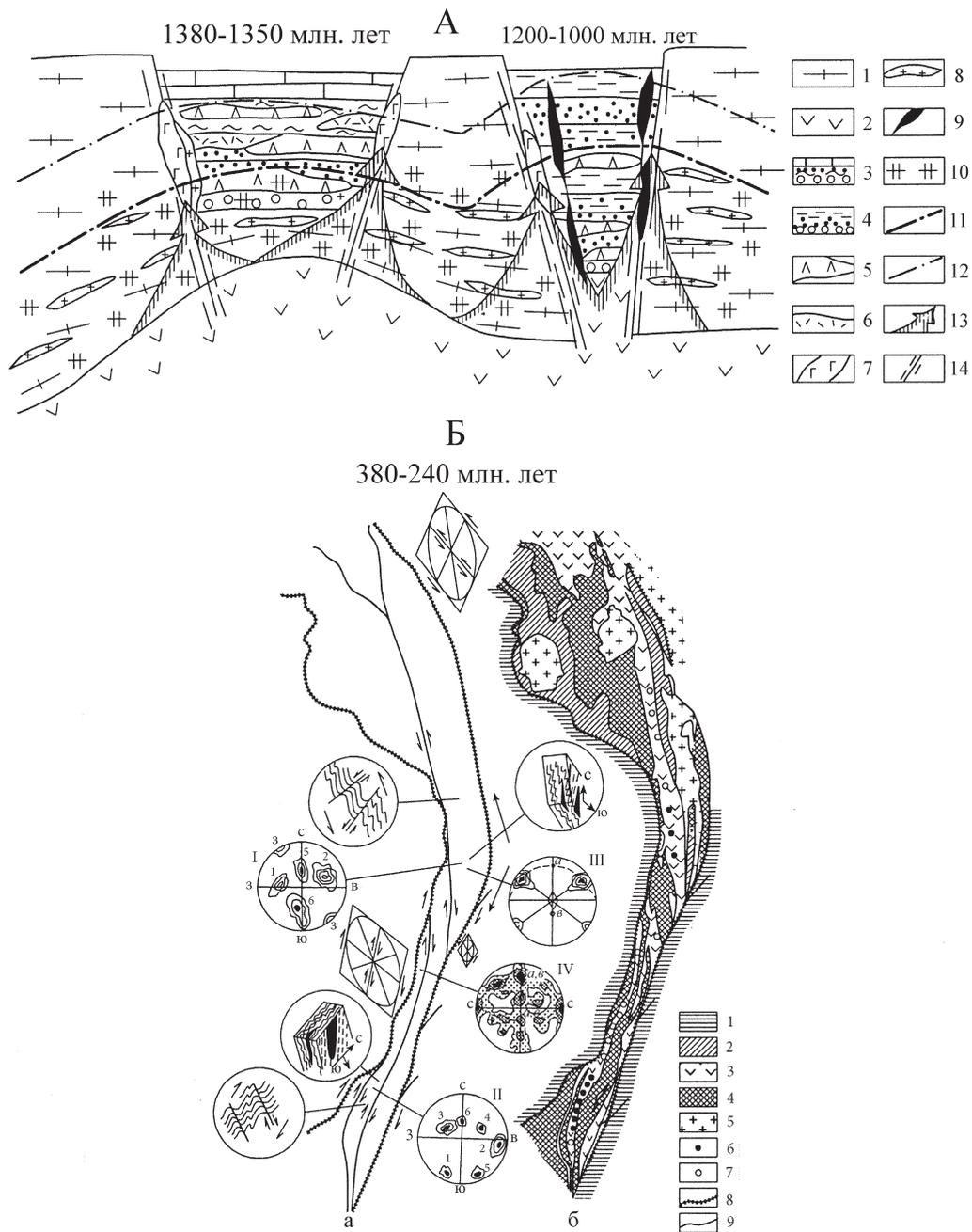


**Рис. 2.1.** Локализация Урала в пределах Урало-Монголо-Охотского мегапояса (А), расположение на нем (Урале) каледонид и герцинид (Б) и соотношение в нем (Уральском регионе) каледонид, герцинид и мезозойд (В). По [Хаин и др., 1998; Тектоническое ..., 2006] с несущественными изменениями:

А. 1 — древние платформы: ВЕ — Восточно-Европейская, Св — Свальбарская, С — Сибирская, Т — Таримская, КК — Китайско-Корейская; 2 — складчатые структуры подвижных поясов; 3, 4 — офиолиты: позднерифейские (3) и палеозойские (4)

Б. 1 — древние платформы; 2 — складчатые структуры подвижных поясов; 3 — каледониды; 4 — герциниды

В. Соотношения каледонид, герцинид и мезозойд в Уральском регионе

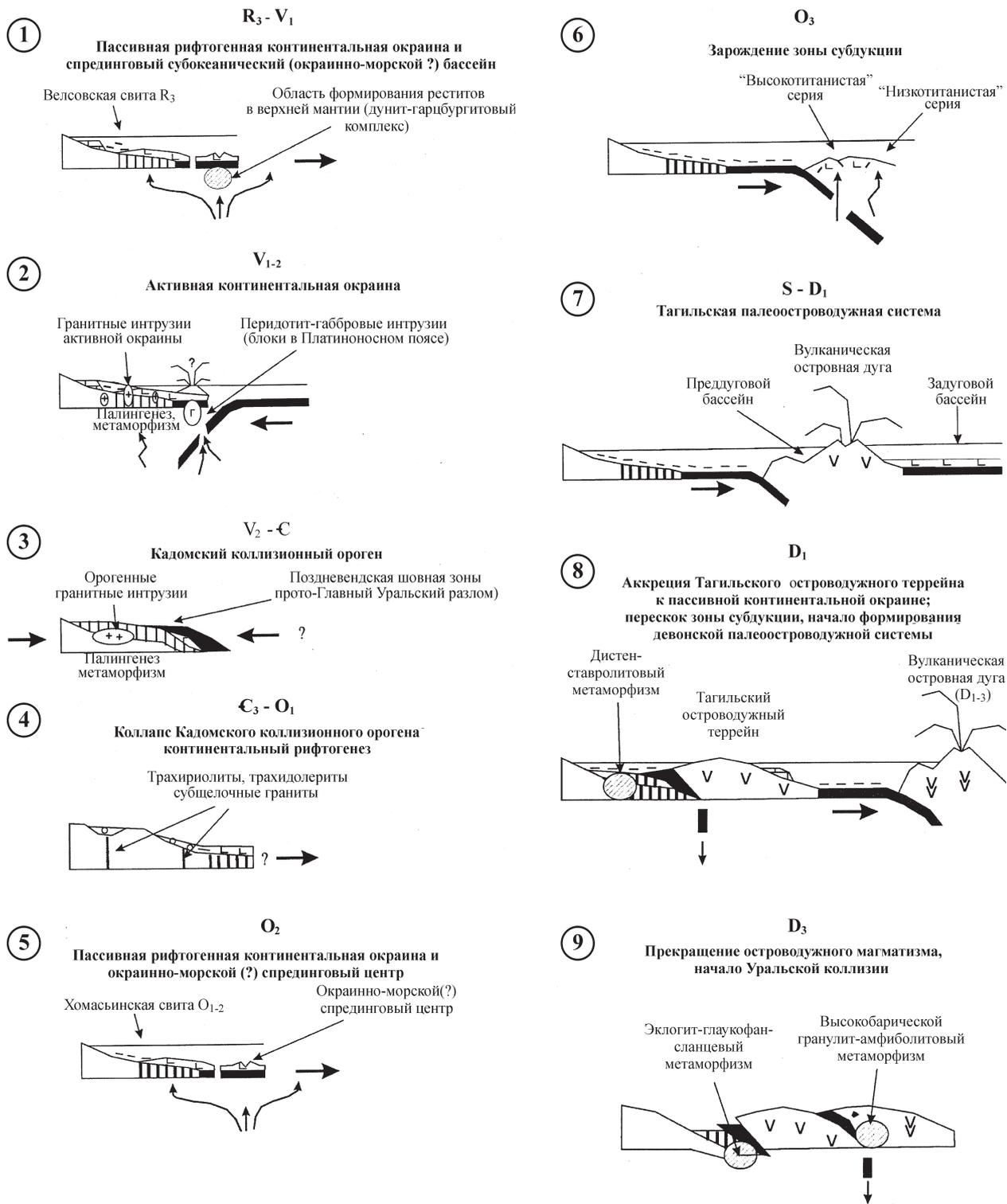


**Рис. 2.2.** Схема заложения структур рифтогенных (А) и коллизионных (Б) шовных зон на Среднем и Южном Урале. По (Огородников и др., 2007; Ракчеев, 1962):

**А.** 1 — метаморфические породы протерозойских выступов фундамента; 2 — породы мантийного выступа и базальтового слоя; 3 — отложения машакского грабена; 4 — отложения рифтогенных офиолитов; 5 — базальтоиды; 6 — риолиты; 7 — габбро; 8 — щелочные граниты, пегматиты; 9 — серпентиниты; 10 — гранитизация, мигматизация; 11 — изограда амфиболитовой фации; 12 — изограда эпидот-амфиболитовой фации; 13 — теплофлюидные потоки из мантии; 14 — шовные зоны.

**Б, а:** I, II — диаграммы ориентировки трещин отдельностей (проекции на верхнюю полусферу): 1, 2, 3, 4 — максимумы, отвечающие трещинам скалывания, 5, 6 — максимумы, отвечающие трещинам разрыва; III — диаграмма ориентировки 150 полюсов спайности роговой обманки из амфиболового гнейса; IV — диаграмма ориентировки 167 зерен кварца в кварц-серпентиновом сланце.

**Б, б:** 1 — кристаллические породы зоны Урал-Тау и ильменского комплекса; 2 — породы филлитовой свиты и Приильменской зоны; 3 — вулканогенно-осадочные породы (S-D); 4 — серпентиниты, габбро и диориты; 5 — граниты, гранодиориты и гнейсы; 6 — колчеданные месторождения; 7 — участки размящения стекловидных кварцевых жил (Пугачевское месторождение) и непромышленной колчеданной минерализации; 8 — шовные зоны; 9 — эшелонированные оперяющие тектонические разрывы



**Рис. 2.3.** Модель геодинамического развития Севера Урала в период с верхнего рифея по верхний девон. По [Петров, 2007]

Выделены следующие этапы магматической и метаморфической активности: 1950–980 (первый), 480–440 (второй), 440–375 (третий), 375–320 (четвертый), 320–220 млн лет (пятый) [Кейльман, 1974: Минерагеня..., 2007; Коротеев и др., 2007]. Для выделения шестого этапа имеются следующие данные: аподолеритовые листовники Бакальского сидеритового поля имеют возраст 616–650;

амфиболы кувашских вулканитов — 580–610, а плутонитов — 660 млн лет (материалы А.С. Варлакова, Г.Б. Ферштатера, В.В. Холоднова и др.; см. в работе [Коротеев и др., 2007]).

В первый этап в условиях континентального рифтогенеза был трансформирован фундамент Восточно-Европейской платформы, сформированы Кусинский, Куртинский и др. пироксенит-габбровые рифтогенные комплексы с титаномагнетитовым оруденением, проявился рифтовый метаморфизм, достигавший уровня ультраметаморфизма [Кейльман, 1974; Минерагения..., 2007 и др.] (см. рис. 2.1, А). В результате сформировались щелочные гнейсо-граниты, нормальные калиевые граниты и анортозитовые пегматиты. Тела рифейских гнейсов, гранитоидов, а также других магматитов, пегматитов и кварцевые жилы в результате палеозойской коллизии были смяты, затем раздроблены и будинированы. В пегматитах развит иттроэпидот, послуживший основой для установления рифейского возраста рассматриваемой активизации в пределах Уфалейского метаморфического комплекса.

Во второй этап активизации возникла офиолитовая ассоциация. Кроме того, произошло подновление рифтовых структур рифейского возраста [Минерагения ..., 2007]. На границе второго и третьего этапов (440 млн лет) в связи с протяженной шовной зоной возник щелочной сиенит-карбонатитовый комплекс с редкометалльно-редкоземельной минерализацией. В работе [Сазонов и др., 2007] полагается, что этот комплекс сформировался в результате ступенчатого периодического проседания западного борта океанического рифта по мере роста размеров океана. В связи с этим возраст сиенит-карбонатитового комплекса может быть более древним (по сравнению с указанным). Об этом могут свидетельствовать многократное внедрение карбонатитов (данные И.Л. Недосековой [2007]), а также неоднократная трансформация (вплоть до 180 млн лет) всех образований комплекса.

В третий этап активизации образовались колчеданоносные вулканические постройки и Платиноносный ультрабазит-базитовый комплекс. Последний нередко завершается сиенитоидами и щелочными гранитоидами, в связи с которыми установлено развитие калишпатизации, альбититов и флогопитовых метасоматитов. В Уфалейском гнейсово-амфиболитовом комплексе установлено [Минерагения ..., 2007; Коротеев и др., 2007], что альбититы пересекают анортозитовые пегматиты и кристаллы иттроэпидота среднерифейского возраста.

Четвертый этап активизации отвечает ранней коллизии. При ее развитии за счет тангенциального сжатия (рис. 2.2, Б) в пределах Главного Уральского коллизионного шва, зон его влияния, а также в других менее масштабных зонах (все они в этот период представляли области разуплотнения [Минерагения ..., 2007]) интенсивно проявились гранитизация, мигматизация, метаморфизм, сформировались кварц-жильные образования метаморфогенной дифференциации и перекристаллизации. В этот же этап внедрились гранитоиды тоналитового состава, с которыми связаны слюдяные пегматиты и кварцевые жилы двух типов — метасоматические и выполнения открытых трещин (абсолютный возраст мусковита 330-365 млн лет). В зонах кислотного выщелачивания, сопряженных с названными гранитоидами, сформировались метасоматические кварциты, а также кварцевые жилы, сопровождающиеся березитами и эйситами [Минерагения ..., 2007].

В пятый этап активизации (этап «жесткой» коллизии) основную роль играл Главный Уральский коллизионный шов и его обрамление (ограничено зоной влияния шва). Это проявилось в образовании нормальных калиевых гранитов, связанных с ними редкометалльных и керамических пегматитов, метаморфитов амфиболитовой фации и эклогит-сланцевого обрамления. В условиях высоких РТ-параметров раннеколлизионные кварц-жильные образования подверглись грануляции; гранулирован также кварц-мусковитовый комплекс пегматитов. Кроме того, в этот этап сформировались кальцит-доломитовые метасоматиты, грейзены (с молибденитом), а также жилы первично-стекловидного кварца [Сазонов, Огородников, 2007].

На рис. 2.3 приведена модель геодинамического развития Уральского региона на примере его северной части. Она отражает синтез геологических материалов, полученных в основном при проведении геологического картирования (ГДП-200) и данных специализированного изотопно-геохимического изучения (методы — Rb-Sr и Sm-Nd). Из этого рисунка следует, что приведенные на нем данные в существенной мере совпадают с изложенными нами выше. Здесь следует, пожалуй, только отметить, что формирование реститов в верхней мантии начиналось не с верхнего, а со среднего рифея [Коротеев и др., 2007]. Выделение гранитных интрузий вендского ( $V_{1,2}$ ) возраста в качестве производных активной континентальной окраины представляется вполне логичным и подтверждает точку зрения В.Н. Пучкова [2000] по этой проблеме.

**Золотопродуктивные метасоматические формации структурно-вещественных комплексов, образовавшихся в различных геодинамических обстановках.** На сегодня на Урале известно 22 золотопродуктивные формации — шесть из них объединяют золотосодержащие и 16 — собственно золоторудные месторождения [Сазонов, Огородников, Великанов, 2007] (табл. 2.1).

Таблица 2.1

**Золоторудно-метасоматические формации Урала.  
По [Сазонов, Огородников, Великанов, 2007]**

№ п.п.	Формация	Вещественный комплекс, продуцирующий формацию	Практическое значение формации	Примеры месторождений
<i>Золотосодержащие месторождения</i>				
1	Колчеданно-кварц-серицитовая	Натровый, риолит-базальтовый, островодужный	++	Гай, Сибай
2	Колчеданно-полиметаллически-кварц-серицитовая	Калинатровый риолит-андезит-базальтовый, островодужный	++	Баймакская группа
3	Медно-порфирово-пропилитовая	Диорит-гранодиоритовый, тоналитовый андезитоидных краевых вулcano-плутонических (ВПП) поясов	+	Михеев лог
4	Магнетит-скарновая	Габбро-диоритовый, диорит-сиенитовый базальтоидных ВПП	?	Тагило-Кушвинская группа
5	Халькопирит-магнетит-скарновая	Диорит-гранодиоритовый андезитоидных ВПП	+	Ауэрбаховская группа
6	Халькопирит-кварц-кальцит-хлоритовая	Диорит-гранодиоритовый андезитоидных ВПП	?	
<i>Собственно золоторудные месторождения</i>				
7	Золотохлограпитовая	Антигоритизированные альпино-типные ультрабазиты (зон разломов)	x	Золотая гора
8	Золотомагнетит-антигоритовая	То же	x	Каганское
9	Золототалькитовая	Тоналит-гранодиоритовый андезитоидных ВПП (?)	x	Миасская группа
10	Золотополиметаллически-кварц-серицитовая	Андезит-дацитовый рифтогенный	?	Дальнее
11	Золотоскарновая	Тоналит-гранодиоритовый краевых андезитоидных ВПП	?	Середовинское
12	Золотошеелит-скарновая	Монцодиорит-гранодиоритовый тех же ВПП	X	Бурановское
13	Золотопорфирово-пропилитовая (кварц-серицитовая)	Гранодиорит-плагиогранитный тех же ВПП	++	Юбилейное, Березняковское
14	Золотосульфидно-пропилитовая (кварц-серицитовая)	Габбро-диабазовый, андезит-риолитовый рифтогенные	?	Лемвинское
15	Золотосульфидно-кварцево-березит-лиственитовая	Габбро-гранитный, тоналит-гранодиоритовый, гранитоид-порфиновый базальтоидных (первый) и андезитоидных ВПП	++	Пановская ляга, Березовское, Кочкарское

Таблица 2.1 (окончание)

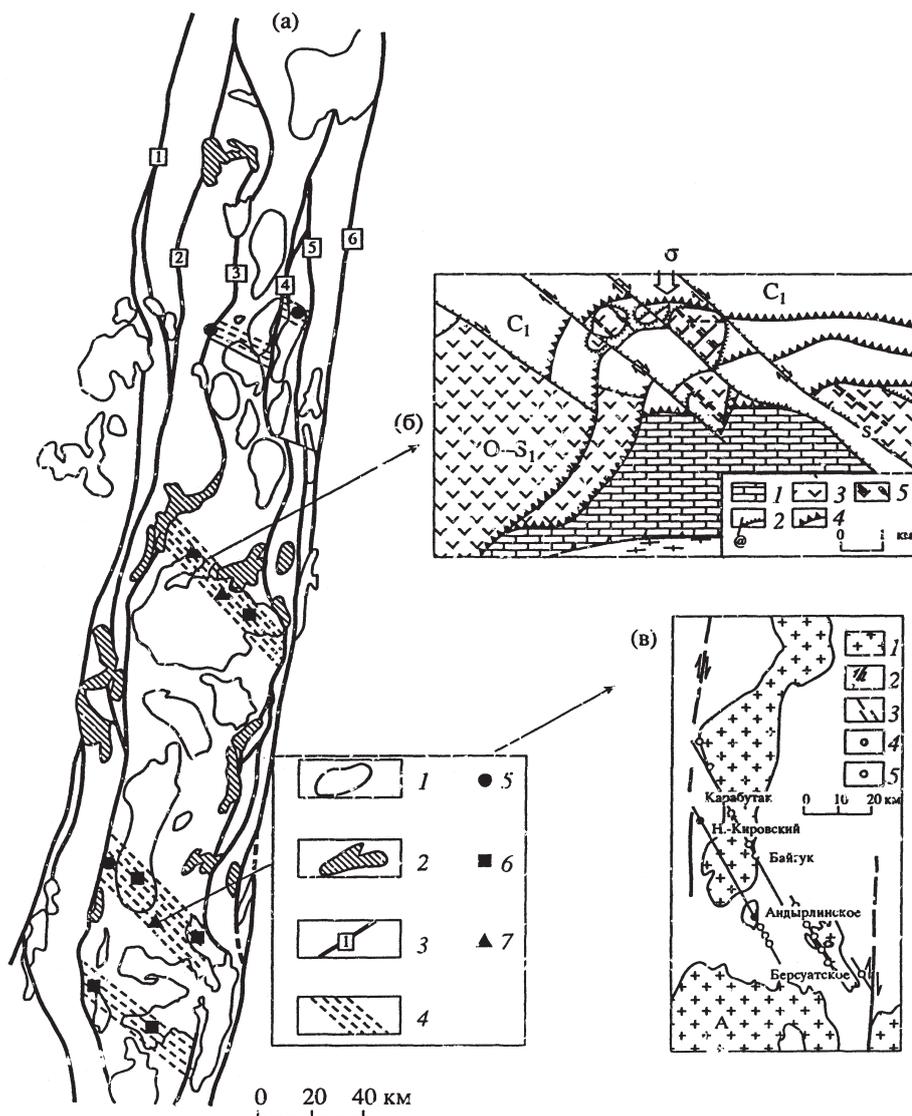
№ п.п.	Формация	Вещественный комплекс, продуцирующий формацию	Практическое значение формации	Примеры месторождений
16	Золото кварцево-березит-лиственитовая	Тоналит-гранодиоритовый (повышенной глубинности) андезитовидных ВПП и метаморфический зеленосланцевый	++	Крылатовское, Авзянское
17	Золотосульфидно-реальгар-кварц-серицитовая	Связь с магматизмом неясная	++	Воронцовское
18	Золотополиметаллически-джаспероидная	То же	++	То же
19	Золототеллуридно-биотитовая (табашковая)	Базитовый дайковый	+	Кочкарское
20	Золототеллуридно-кварц-серицитовая	Контроль разломами, связь с магматизмом неясная	++	Гагарское
21	Золотосульфидно-аргиллизитовая	То же	?	Зоны сульфидизации Зауралья
22	Золотоносные химические коры выветривания	Отчетливая связь с разломами	++	Воронцовское, Хеонинское

Примечание. Объекты золотосодержащих и собственно золоторудных формаций дифференцированы по практической и генетической значимости: промышленно-генетического типа (++) , перспективного типа (+), экзотического типа (объекты, обозначенные «х»), обрабатывались, но небольшие по размерам).

В связи с тем, что настоящая монография посвящена основным золотопродуктивным метасоматическим формациям, то здесь не рассматриваются такие формации, как магнетит-скарновая, золотохлограпитовая, золотомагнетит-антигоритовая, халькопирит-кварц-кальцит-хлоритовая, золотошеелит-скарновая, золотосульфидно-пропилитовая и др. (табл. 2.1). Их распространение незначительное, связанное с ними золотое оруденение обычно представляет лишь генетический интерес (запасы Au обычно не превышают пяти тонн) [Месторождения ..., 2001; Мурзин и др., 2006, 2007]. Кратко рассматривается в книге золотосодержащая кварц-серицитовая формация месторождений колчеданного семейства потому, что она достаточно детально охарактеризована раньше [Сурин, 1993; Сазонов, 1998; и др.] и не является основной для собственно золоторудных месторождений.

Теперь кратко рассмотрим перспективы по золоту основных геолого-тектонических структур, сформировавшихся в различных геодинамических обстановках. Заметим, что эта проблема в значительной мере обсуждена в работе [Сазонов, Огородников, Великанов, 2007].

**Шовные зоны — продукты среднерифейского континентального рифтогенеза** [Минерагения ..., 2007]. Здесь развиты главным образом золоторудные объекты золото-кварцевого типа, сопряженные с кварц-серицитовыми метасоматитами (Авзян, Поповская сопка, Ашка и др.). В настоящее время о докембрийском возрасте золотооруденения можно говорить только применительно к месторождению Поповская сопка. На Авзяне золотая минерализация сформировалась в венде (на нее наложены палеозойские дайки основного состава [Месторождения ..., 2001]). По серицитам Ашкинского месторождения К-Ag методом получен палеозойский возраст [Сазонов, Огородников, Великанов, 2007]. В указанных работах сделан вывод о малой перспективности рассматриваемых структур на золото. Доказательством этого являются: низкий уровень регионального метаморфизма (отсутствие в связи с этим фактора формирования промежуточных коллекторов Au — базы для образования более позднего концентрирования металла до промышленных содержаний); отсутствие или слабое развитие гранитизации, способствующей мобилизации Au и «сбросу» его в шовных зонах и сопряженных с ними разломах. Следует подчеркнуть, что в рассматриваемых структурах не решена



**Рис.2.4.** Схема расположения шовных зон и диагональных рудоконтролирующих разломов на Южном Урале (А) с детализацией «эталонных» участков (Б, В). По [Коротеев, Огородников, Сазонов и др., 2008]:

**А:** 1 — гранитоиды; 2 — габбро и ультрабазиты; 3 — шовные зоны (цифры в квадратах): 1 — Сугомакско-Кацбахская, 2 — Кидышевская, 3 — Светлинская, 4 — Борисовская, 5 — Успеновско-Павловская, 6 — Челябинская; 4 — рудоконтролирующие разломы; 5 — 7 — месторождения: золоторудные (5), редкометалльные (6), хрусталеносные кварц-жильные (7).

**Б** — структурная схема Астафьевского хрусталеносного поля: 1 — мраморы; 2 — углисто-кремнистые сланцы; 3 — метавулканыты; 4 — надвиги раннего заложения; 5 — рудовмещающие структуры.

**В** — контроль месторождений золота и редких металлов диагональными разломами, расположенными в районах Суундукского (северная часть рисунка) и Адамовского (южная часть рисунка) массивов гранитоидов: 1 — граниты; 2 — шовные зоны; 3 — рудоконтролирующие разломы; 4, 5 — золотые (4) и редкометалльные (5) месторождения

проблема золотоносных конгломератов-песчаников. Повышенные концентрации Au установлены в конгломератах из района Бакальских сидеритовых месторождений и из Шатакского докембрийского комплекса (Южный Урал) [Ковалев, 2007], а также в конгломератах-песчаниках Кожимского района (Приполярный Урал) [Месторождения..., 2001]. На Южном и Среднем Урале, кроме того, установлена благороднометалльная специализация сложнодислоцированных допалеозойских углеродистых толщ (данные К.К. Золоева, В.А. Коротеева, Ю.А. Волченко, С.Г. Ковалева и др).

**Главный Уральский коллизионный шов, зоны его влияния и шовные зоны второго порядка.** В зоне Главного коллизионного шва сосредоточено громадное количество (более 100) месторожде-

ний и рудопроявлений золота между г. Дегтярском на севере и пос. Миндяк на юге. Почти все они, кроме месторождения Золотая гора и нескольких рудопроявлений, локализующихся в серпентинитах и представленных золотоносными хлограпитом и талькитами, относятся к кварц-жильному типу, околорудные изменения которого принадлежат березит-лиственитовой формации. Как показано в работе [Сазонов, Огородников, Великанов, 2007], заниматься поисками месторождений кварц-жильного типа в рассматриваемых структурах — дело бесперспективное. В то же время, несомненно, здесь возможно выявление зон прожилково-вкрапленной золотой минерализации, сопряженной с березитизированными-лиственитизированными в период коллизии океаническими и островодужными ультрабазитами, базитами, осадочными и метаморфическими породами. Кроме того, в связи с шовными зонами в ультрабазитах здесь возможно выявление золотоносных хлограпитов и антигоритовых (с магнетитом) метасоматитов, талькитов, а также метасоматитов других формаций.

Рис. 2.4 (заимствован из работы [Коротеев, Огородников, Сазонов и др., 2008]) иллюстрирует описанную выше отчетливую приуроченность магматических комплексов Южного Урала к шовным зонам. Причем при сдвигах (ответственна палеозойская коллизия) вдоль этих зон возникают разломы диагональной ориентировки. В местах сопряжения тех и других структур контролируются золоторудные, вольфрамовые (иногда с молибденитом) и редкометальные месторождения.

**Зоны развития островных дуг.** Здесь известны в основном золотоносные месторождения колчеданного семейства (Cu-колчеданные, колчеданно- и золотополиметаллические). Именно ими сегодня определяется лицо региона по золоту. Актуальными для этих объектов являются следующие проблемы: 1) поиски на закрытых территориях, где колчеданосные формации на поверхность не выходят; 2) совершенствование технологии извлечения золота из сульфидных руд; 3) изучение характера распределения металлов платиновой группы в колчеданных рудах, определение уровня их концентрации и разработка технологии извлечения.

Пироксенитовые и габбровые массивы Платиноносного пояса, а также зоны развития горн-блендитов специализированы на платиноиды, в первую очередь на палладий. В качестве элемента-примеси в рудах месторождений (Волковское, Баронское) присутствует золото [Платинометальное ..., 2001; Полтавец и др., 2006; и др.].

**Раннеколлизионные шовные зоны активной континентальной окраины и активизированных блоков метаморфитов.** Прежде всего отметим, что в этих структурах развито золотое оруденение нетрадиционного (прожилково-вкрапленного) типа (Гагарское, Светлинское, Воронцовское и др. месторождения). Сегодня среди них наиболее перспективными представляются объекты с воронцовским полихронным и полиформационным типом золотого оруденения (золото сопряжено со скарнами пропилитами, березитами-лиственитами, джаспероидами, аргиллизитами, химическими корами выветривания). Объект - эталон такого оруденения — Воронцовское месторождение — расположено на Северном Урале в андезитоидном вулcano-плутоническом поясе. Последний, очевидно, протягивается через весь Северный сегмент Урала, так как на Полярном Урале в близкой геологической ситуации недавно выявлены 4 объекта с золотооруденением, близким к воронцовскому типу. В пределах этого пояса развиты интрузии габбро-диорит-гранодиоритовой и тоналит-гранодиоритовой формаций. С ними связана золотая кварц-жильная минерализация, которая обсуждена выше.

## Часть II

# ХАРАКТЕРИСТИКА ТИПОМОРФНЫХ ЧЕРТ ОСНОВНЫХ ЗОЛОТОПРОДУКТИВНЫХ И СОПРЯЖЕННЫХ С НИМИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

### Глава 3

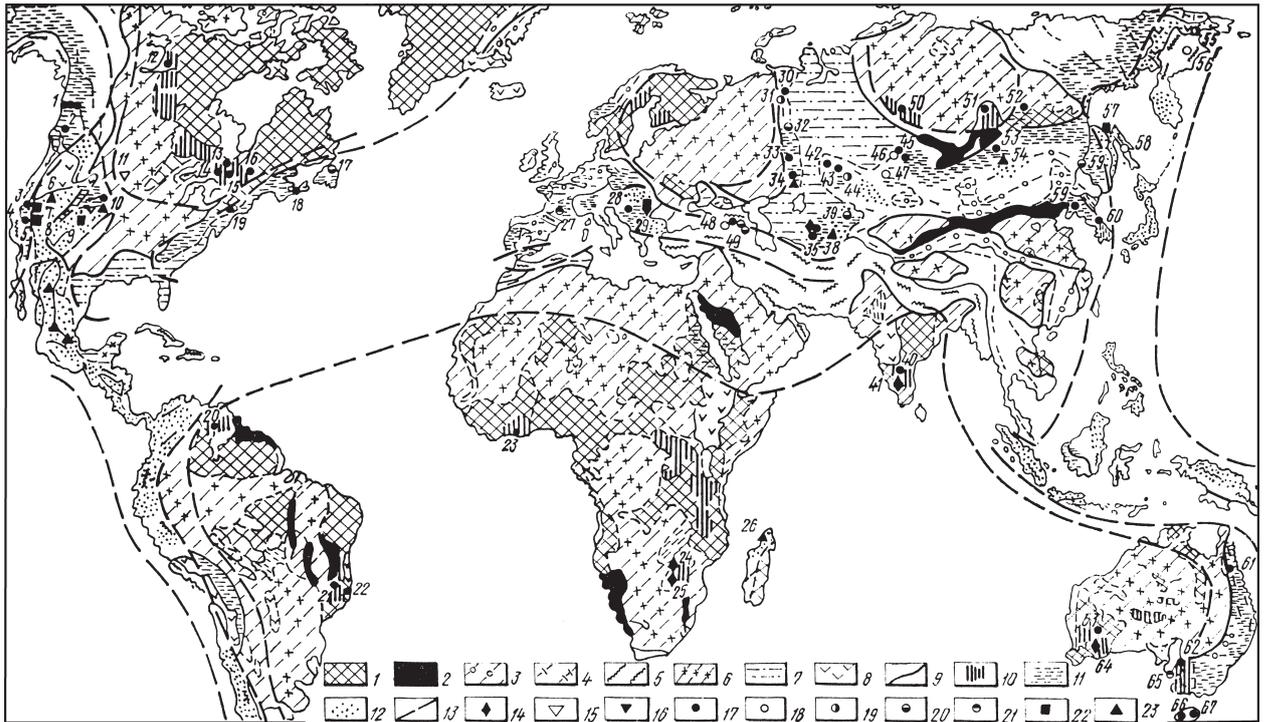
#### **МЕТАСОМАТИТЫ БЕРЕЗИТ-ЛИСТВЕНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ВОЗРАСТ, СТРОЕНИЕ КОЛОНОК, ВОЗНИКШИХ ПРИ МЕТАСОМАТОЗЕ ПОРОД РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА**

**Общие сведения.** Метасоматиты березит-лиственитовой формации — широко распространенные околорудно измененные породы низко-среднетемпературных месторождений ряда металлов (Au, Ag, As, W, Sb, Hg, Zn, Pb и др.) [Сазонов, 1998]. Эти образования с переменным успехом изучаются уже более 260 лет. В результате к настоящему времени достаточно детально изучены геологическая позиция метасоматитов формации, зональность (в горизонтальной и вертикальной плоскостях), развившихся по самым различным по составу породам, физико-химические параметры процесса березитизации-лиственитизации, геохимическая и металлогеническая специализация метасоматитов, связь последних с оруденением. В настоящей работе мы стремились опубликовать преимущественно новые и малоизвестные данные по проблеме. Заострим внимание на том, что рассматриваемая формация достаточно полно охарактеризована в работах [Сазонов, 1984, 1998]. В связи с этим в настоящей главе приводятся лишь материалы, необходимые для решения поставленной задачи. Также укажем, что мы пользовались практически общепринятым значением терминов «березит», «лиственит», «березитизация-лиственитизация» и др. (за подробностями адресуем читателя к монографии [Сазонов, 1998, с.79]).

**Распространение, региональная геологическая позиция и возраст метасоматитов.** Из рис. 3.1 видно, что метасоматиты березит-лиственитовой формации известны: в СНГ (Урал, Казахстан, Алтае-Саянская область, Северо-Восток и Дальний Восток РФ, Средняя Азия, Кавказ и др.), Канаде, США, Австралии, Бразилии, Индии, в ряде мест Монголии, Индонезии, Восточной и Западной Африки. Имеются указания в литературных источниках (см. [Сазонов, 1984]) о наличии этих метасоматических образований в Румынии, Италии, Югославии, Чехии, Австрии, Великобритании. Они установлены в пределах архейских щитов (в зеленокаменных поясах), областей разновозрастной (дорифейской, рифейской, палеозойской, мезозойской и кайнозойской) складчатости. Установлен отчетливый контроль рассматриваемых метасоматитов шовными зонами, имеющими рифтогенную и коллизионную природу, и разломами диагональной ориентировки, генетически с этими зонами связанными [Минерагения..., 2003, 2004, 2007].

Архейские зеленокаменные пояса выполнены главным образом основными толеитовыми вулканитами (кислые разности этих пород в них развиты незначительно). Березиты-листвениты известны только в поясах вулканитов, метаморфизованных в зеленосланцевой фации [Кулешевич, 1992; Сазонов, 1998]. Березиты-листвениты протерозойских областей складчатости сформировались отчетливо позднее поясов даек основного состава, но раньше массивов гранитоидов (последние в ряде провинций не обнаруживаются вовсе, во всяком случае до глубин 6 км [Сазонов, 1998]. Палеозойские и мезозойские березиты-листвениты сопряжены главным образом с гранитоидами тоналит-гранодиоритового и габбро-гранитного формационных типов, поясами даек гранитоид-порфиоров и разломами (шовными зонами) (рис. 3.2). Работами последних лет [Сазонов и др., 1988; Викентьева, Сазонов, 2006; и др.] показано, что «березитизирующие-лиственитизирующие» гидротермы являются существенно магматогенными, в которых принимают участие поровые растворы и мантийный флюид.

**Зональность.** Зональность тел околорудно измененных пород изучалась макроскопически, с помощью микроскопа, рентгеноструктурного, термического и других методов исследования минерального вещества. Изучение минеральных преобразований при метасоматозе проведено в ка-

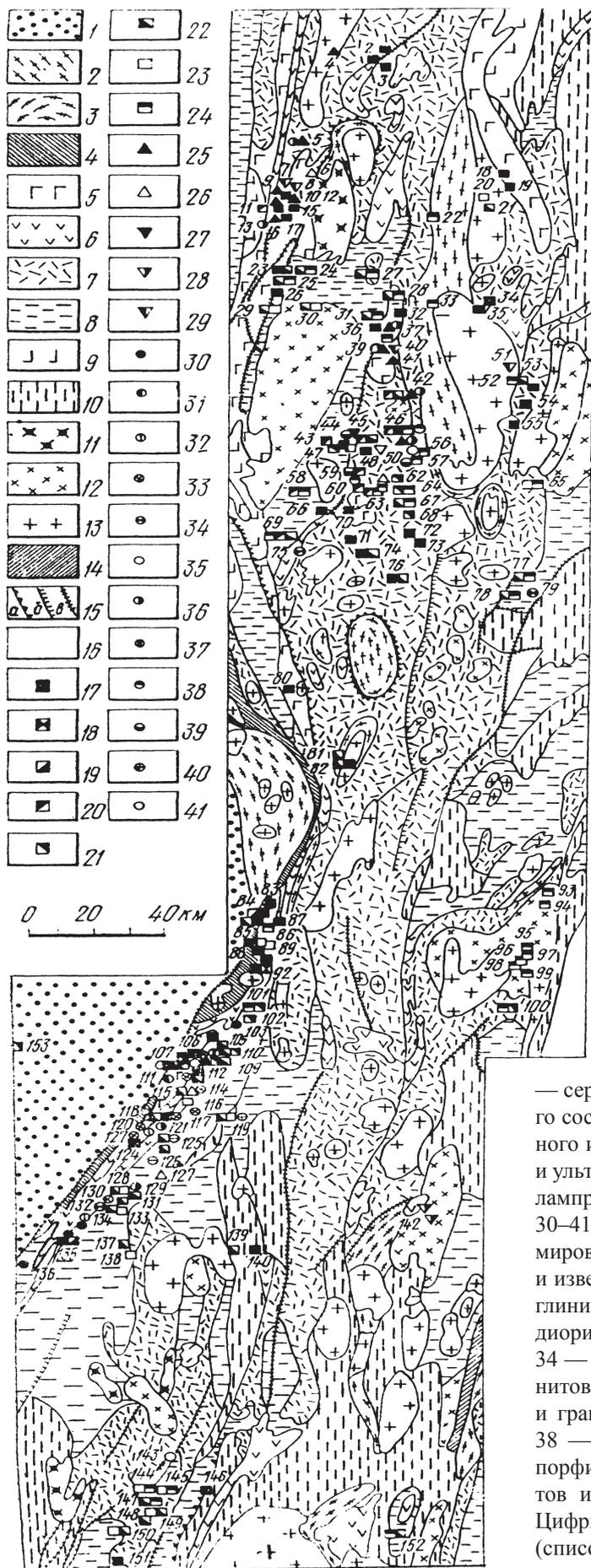


**Рис. 3.1.** Метасоматиты березит-лиственитовой формации в архейских щитах и областях разновозрастной складчатости. По [Сазонов, 1984, с. 26]:

1 — архейские щиты; 2–5 — подвижные пояса: 2 — байкальские, 3 — палеозойские, 4 — мезозойские, 5 — кайнозойские; 6, 7 — чехол древних (6) и эпипалеозойских (7) платформ; 8 — крупные поля развития эффузивов; 9 — границы древних платформ и крупных террейнов; 10–12 — области распространения глубинного (10), среднеглубинного (11) и малоглубинного (12) золотого и золотосодержащего оруденения (по Н.В. Петровской и др., 1974); 13 — контуры планетарных поясов распространения глубинных, средне- и малоглубинных золоторудных и золотосодержащих месторождений; 14–23 — околорудные метасоматиты золоторудных и некоторых других месторождений: 14 — биотитовые, биотит-полевошпатовые, амфиболовые, 15 — хлоритовые, 16 — альбитовые и калишпатовые, 17 — березиты-листвениты, сопряженные с золотоносными кварц-жильными объектами, 18 — листвениты шовных зон, специализированные на Hg, 19 — березиты-листвениты золото- и колчеданно-полиметаллических месторождений, 20 — «безрудные» березиты-листвениты, 21 — метасоматиты золоторудных месторождений неуставленных формаций, 22 — пропициты и вторичные кварциты золотосеребряных месторождений, 23 — аргиллизиты золоторудных и золотосеребряных месторождений. Цифры на карте — номера месторождений (список см. в [Сазонов, 1998])

ественном (результат микроскопического, рентгеноструктурного, рентгеновского микроанализа и др.) и количественного (сравнение модального минерального составов эдуктов и метасоматитов различных зон метасоматических колонок) вариантах. Кроме того, на ранней стадии изучения количественного минерального состава эдуктов и продуктов использовался метод подсчета в шлифах и полированных образцах. Окончательно количественный минеральный состав тех и других определялся расчетами на основе эмпирических составов слагающих их минералов. Эволюция химического состава пород при метасоматозе оценивалась по количественной методике [Казицын, Рудник, 1968]. Степень изменения породы (поэлементный привнос-вынос вещества) определялась путем сравнения количества атомов Si, Ti, Al, Fe, Mn, Ni, Mg, Ca, Na, K, P, H, C, O в объеме  $10000 \text{ \AA}^3$  исходных пород и их метасоматически преобразованных разновидностей. Прямое сопоставление химического состава в данном случае некорректно, так как при рассматриваемых нами метасоматических процессах пористость пород (и общая и эффективная) возрастает, достигая 2–5, иногда 10 %. Заметим, что в щелочную (рудную) стадию гидротермального процесса поры «забиваются», пористость уменьшается до десятых долей процента.

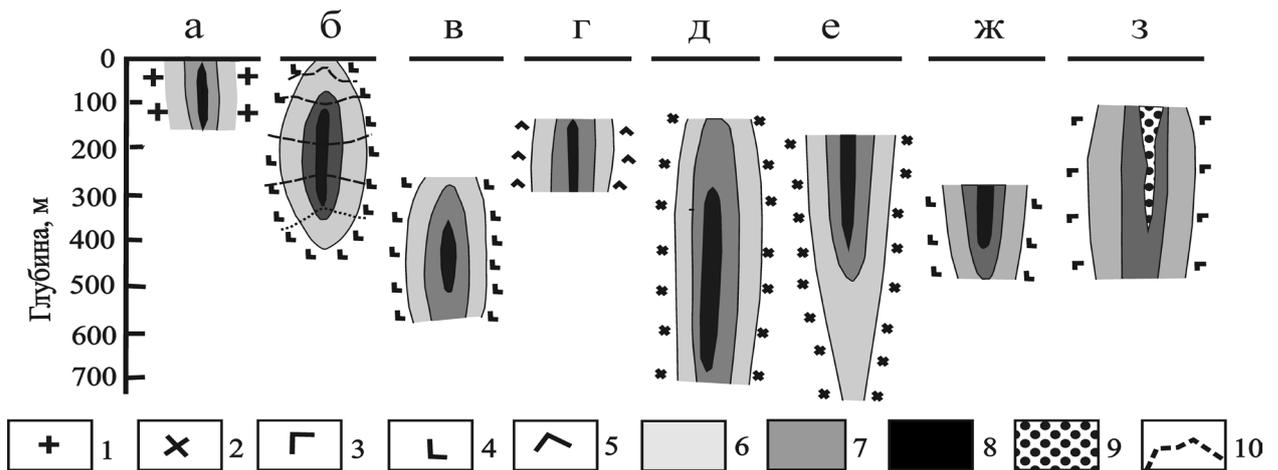
В настоящей главе характеризуются метасоматические колонки (разноуровневые горизонтальные сечения зонально построенных тел метасоматитов), что иллюстрируется рис. 3.3. Понятно, что



**Рис. 3.2.** Контроль метасоматитов березит-лиственитовой формации Урала телами гранитоидов и шовными зонами. По [Саонов, 1984]:

1 — рифейские шельфовые комплексы; 2, 3 — фрагменты докембрийской континентальной коры: 2 — дорифейские (местами рифейские) гранито-метаморфические комплексы, 3 — рифейские и палеозойские комплексы гранитизированные; 4 — комплексы рифтогенные и континентального склона; 5, 6 — комплексы меланократового основания: дунит-гарцбургитовый и др. (сюда же включены островодужные образования Платиноносного пояса), 6 — ультрабазиты и габброиды зон серпентинитового меланжа; 7 — океанические комплексы, сформированные на меланократовом основании; 8, 9 — островодужные комплексы: 8 — вулканогенно-осадочные, 9 — магматогенные (габбровые, плагиогранитные); 10–12 — комплексы активной континентальной окраины: 10 — эффузивно-осадочные, 11 — габбро-гранитные и сиенитовые, 12 — тоналит-гранодиоритовые; 13 — коллизионные граниты, гранитоиды и сиениты; 14 — комплексы мезозойских грабенов; 15 — дизъюнктивные нарушения: а — доскладчатые, б — после-складчатые, в — неясной кинематики; 16 — мезо-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; 17–29 — колонки березитизации-лиственитизации по:

17 — серпентинитам, 18 — апосерпентинитовым хлоритовым породам, 19 — известнякам, 20 — габбро, 21 — диабазам, 22 — андезитам и андезибазальтам, 23 — диоритам, 24 — гранитоидам, 25 — серпентинитам и интрузивным породам кислого состава, 26 — породам ультраосновного, основного и кислого состава, 27 — породам основного и ультраосновного состава, 28 — плагиогранитам, лампрофирам, 29 — неустановленным породам; 30–41 — «биметасоматические» колонки, сформировавшиеся на контакте: 30 — серпентинитов и известняков, 31 — серпентинитов и кремнисто-глинистых пород, 32 — серпентинитов и габбро-диоритов, 33 — серпентинитов и андезибазальтов, 34 — серпентинитов и диоритов, 35 — серпентинитов и сиенит-порфиров, 36 — серпентинитов и гранитоидов, 37 — габбро и андезибазальтов, 38 — габбро и гранитоидов, 39 — диоритовых порфиров и гранитоидов, 40 — андезибазальтов и диоритов, 41 — аплитов и известняков. Цифры на рисунке — номера месторождений (список см. в [Саонов, 1984])



**Рис. 3.3.** Зональное строение (в вертикальных срезах) тел березитизированных-лиственитизированных пород аметистового (а), золоторудных (б–е), медно-кобальтового (ж), золотополиметаллического (з) месторождений и поведение золота в разноглубинных горизонтальных сечениях тел метасоматитов. По [Саонов, 1984]:

1 — гранит; 2 — плагиогранит; 3 — андезит; 4 — андезибазальт (а) и долерит (б); 5–8 — зоны метасоматитов: внешняя (5), промежуточная (6), внутренняя (7), минерализованная внутренняя (8); 9 — рудоносные кварцевые жилы; 10 — кривые распределения Au; а–з — месторождения: а — Вагиха, б, в — Быньговское (б — по данным Р.О. Берзона), г — Березовское, д — Крылатовское, е — Кочкарское, ж — Пышминско-Ключевское, з — Муртыкты

полные колонки (с максимальным количеством зон метасоматитов) будут отвечать центральному сечению. Чтобы проиллюстрировать возможную зависимость особенностей строения метасоматитических колонок от состава их эдуктов, выбраны существенно различающиеся разности последних, а именно апогарцбургитовые хризотил-антигоритовые серпентиниты, пропилитизированные габбро и граниты.

В работе [Саонов, 1984] показано, что ореолы березитизации-лиственитизации пород имеют концентрически-зональное строение (см. рис. 3.3). Сведенные на этом рисунке данные по вертикальной зональности (вернее, в вертикальной плоскости) получены на уральском материале. В последнее время они подтвердились и в других регионах: в Казахстане (Миляев и др., 1994; Рафаилович, Алексеева, 1996 и др.). Мы не будем их здесь рассматривать, так как ниже этой проблеме посвящена специальная глава. Здесь подчеркнем только некоторые важные моменты в изучении метасоматической зональности и особенно вертикальной. Отметим, что в изучении метасоматической зональности выделяют два этапа: ранний (до 70-х годов прошлого столетия, когда предметом внимания исследователей были единичные горизонтальные срезы (метасоматические колонки) ореолов метасоматизированных пород, и поздний (после указанных годов), когда эти ореолы стали изучаться в полном объеме. Это позволило понять многие особенности поведения вещества при метасоматозе, в частности, дифференциальное (не только инертное) поведение глинозема в различных частях (сечениях) тел метасоматитов.

В метасоматических колонках без труда выделяются внешняя, внутренняя и промежуточная зоны, отличающиеся составом минеральных парагенезисов. Количество минеральных фаз в соседних зонах колонки отличается на одну, уменьшение происходит в направлении от внешней зоны к внутренней. Границы между зонами обычно резкие, нередко выделяются в пределах одного петрографического шлифа. Как показано в работе [Саонов, 1984], в условиях пониженной температуры промежуточная зона колонки не образуется. Иногда не получает развития и внутренняя зона, что обуславливается физико-химическими и тектоническими причинами, с одной стороны, и расположением горизонтальных сечений тела метасоматитов (колонки) относительно внутренней зоны: над, под ней или же в ней самой — с другой [Саонов, 1986]. Установлено [Саонов, 1984], что березитизация-лиственитизация интенсивно проявляется и в биметасоматическом варианте (на контакте химически различных пород). Примеры строения зональности биметасоматических колонок см. в [Саонов, 1984, рис. 22–27]. Первоначальный контакт между контактирующими породами, подвергшимися названному процессу, проводится на основе реликтов структур эдуктов в

**Метасоматическая колонка, возникающая при лиственитизации хризотилowych серпентинитов.  
По [Сазонов, 1975]**

№ зоны	Исходная порода и метасоматит	Минеральный парагенезис	Мощность, м
0	Хризотилowy серпентинит	Хризотил, брусит, хромшпинелид	От десятков до сотен
1	Антигоритowy серпентинит карбонатизированный и оталькованный	Антигорит, карбонат (доломит и магнетит), тальк, хлорит, хромшпинелид	Десятки
2	Хлорит-тальк-карбонатный метасоматит	Карбонат (железистые магнетит и доломит), тальк, хлорит, хромшпинелид	0,2–10,0
3	Тальк-карбонатный метасоматит	Карбонат (железистый магнетит или он и железистый доломит), тальк, хромшпинелид	0,1–8,0
4	Кварц-карбонатный метасоматит (серый лиственит)	Карбонат (железистый магнетит или он и железистый доломит)	0,1–1,5
5	Фуксит-кварц-карбонатный метасоматит (зеленый лиственит)	Карбонат (брейнерит или он и железистый доломит), кварц, фуксит	0,01–1,0

Примечание. Термины «серый и зеленый лиственит» по Н.И. и М.Б. Бородаевским (1947). Сквозной минерал колонки – магнетит. В зонах 4 и 5 обычен пирит.

метасоматитах, типоморфных минералого-геохимических особенностей последних, обусловленных составами замещаемых пород [Сазонов, 1986].

**Колонка по серпентинитам.** В данном случае исходная порода — серпентинит хризотилowy. Метасоматическая колонка, возникающая при его лиственитизации, представлена в табл. 3.1. Во внешней зоне колонки хризотил антигоритизируется и развивается парагенезис Та+Кб. Некоторый вынос Si из нее — свидетельство того, что не весь кремнезем, выделившийся при карбонатизации серпентина, мог связываться в тальке, замещающем серпентин. Хромшпинелид в серпентинитах магнетитизируется (замещение происходит путем развития каемки магнетита по периферии зерен хромшпинелида). В зоне тальк-карбонатных пород (метасоматитов) антигорит замещается тальком и карбонатом. Избыток Si, выделившийся при этом, и некоторое количество этого элемента, привнесенное гидротермами, связывается в этой зоне в виде кварца. Магнетитовая кайма у зерен хромшпинелида «растворяется». Для зоны серых лиственитов характерно почти полное замещение талька карбонатом. Высвободившийся при этом Si фиксируется в форме кварца. Реликтовые зерна хромшпинелида замещаются хлоритом. В зоне зеленых лиственитов тальк нацело карбонатизируется, по хлориту и реликтам хромшпинелида развивается фуксит. Кайма магнетита у зерен хромшпинелида нацело уничтожается, постепенно начинает замещаться ядерная часть последних. При этом интенсивно выносятся Mg, Al, содержание Mn и Fe повышается [Сазонов, 1978].

Эволюция минерального состава хризотилowych серпентинитов при лиственитизации иллюстрируется табл. 3.1. С целью выявления вертикальной зональности в строении ореола лиственитизации серпентинитов на Березовском месторождении (шахта 4, горизонты 168, 188 и 218 м) были взяты образцы тальк-карбонатных метасоматитов, серых и зеленых лиственитов. Сравнительный анализ минерального и химического составов метасоматитов с различных горизонтов позволил выявить следующее. В тальк-карбонатных метасоматитах с глубиной возрастает количество талька, уменьшается — кварца и незначительно карбоната и магнетита. Количество хромшпинелида практически не изменяется. Железистость талька и карбоната уменьшается. В зоне кварц-карбонатных метасоматитов с глубиной увеличивается количество талька и магнетита, а кварца и карбоната — уменьшается. В зоне зеленых лиственитов количество кварца с глубиной не изменяется, а магнетита и фуксита — уменьшается. Железистость карбоната в этой зоне в направлении к поверхности сначала незначительно увеличивается, затем — падает. Она связана обратной зависимостью с содержанием магнетита в метасоматите.

Таблица 3.2

**Метасоматическая колонка, возникающая при лиственитизации пропилитизированных габбро. По [Сазонов,1975]**

№ зоны	Исходная порода и метасоматит	Минеральный парагенезис	Мощность, м
0	Пропилитизированное габбро	Актинолит, эпидот (цоизит), хлорит, плагиоклаз, кальцит	Десятки, реже сотни
1	Кварц-альбит-хлорит-карбонатный метасоматит	Хлорит, альбит, карбонат (доломит-анкерит), кварц	5–15
2	Серицит-кварц-альбит-карбонатный метасоматит	Альбит, карбонат (железистый доломит, мезитит), кварц, серицит	3–7
3	Слюдисто-кварц-карбонатный метасоматит (лиственит)	1. Карбонат (железистый доломит и мезитит), кварц, серицит 2. Карбонат (железистый доломит), кварц, парагонит 3. Карбонат (анкерит), кварц, парагонит, серицит, фуксит	0,1–0,5, иногда 1,5

Примечание. В пропилитизированном габбро отмечаются реликтовый уралит, кварц (избыточный минерал); сквозной минерал колонки рутил; в зонах 2 и 3 обычен пирит.

**Колонка по габбро.** Строение метасоматической колонки, возникающей при лиственитизации габбро, иллюстрируется табл. 3.2. В ней во внешней зоне актинолит, реликтовый уралит, а также эпидот замещаются хлоритом и карбонатом (кальцит — сильно преобладает и доломит-анкерит с 15,5 % FeCO<sub>3</sub>). Происходит деанортитизация плагиоклаза. Эти минеральные преобразования протекают с выносом значительного количества Si. Существенная часть последнего кристаллизуется внутри зоны в виде кварца, незначительная — выносится. Во внутренней зоне колонки хлорит и альбит замещаются парагенезисом Кв+Се(Фу), Кб+Па(Се). В некоторых колонках выделяется зона кварц-серицит-альбит-карбонатных метасоматитов. Ее развитие по внешней зоне происходит при замещении хлорита парагенезисом Дл-Ан+Се.

В пропилитизированных габбро карбонат представлен кальцитом. По мере продвижения от внешней зоны колонки к внутренней этот карбонат сменяется доломит-анкеритом и магнезит-мезититом. С парагонитом в лиственитах ассоциирует менее железистый карбонат, чем с калиевой слюдой.

**Колонка по гранитам.** Граниты на воздействие «березитизирующих» растворов «реагируют» следующим образом (табл. 3.3, рис. 3.3, а, е). Во внешней зоне биотит замещается серицитом с выделением лейкоксена. Иногда биотит сначала хлоритизируется (прохлорит), затем по хлориту развивается серицит. В промежуточной зоне калишпат замещается серицитом. Плагиоклаз деанортитизируется (номер с 22 понижается до 12–8) и в той или иной мере серицитизируется.

Таблица 3.3

**Метасоматическая колонка, возникающая при березитизации гранитов. По [Сазонов, 1975]**

№ зоны	Исходная порода и метасоматит	Минеральный парагенезис	Мощность, м
0	Гранит, иногда альбитизированный	Биотит, микроклин, альбит, кварц, магнетит	Площадное распространение
1	Микроклин-альбит-кварц-серицитовый метасоматит с карбонатом	Микроклин, альбит, кварц, карбонат (кальцит, доломит)	0,3–3,0 (5,0)
2	Альбит-кварц-серицитовый метасоматит с карбонатом	Альбит, кварц, серицит, кальцит, железистый доломит	0,1–0,3
3	Кварц-серицитовый метасоматит с карбонатом (березит)	Кварц, серицит, доломит-анкерит	0,02–0,1

Примечание. Сквозные минералы колонки — рутил и апатит; в зонах 2 и 3 обычен пирит.

Освобождающийся при этом кальций связывается в карбонате. Во внутренней зоне альбит замещается кварцем и серицитом. Березит обычно окрашен в сероватый, кремоватый, иногда в слабый зеленоватый цвет. При березитизации гранитов уменьшается (вплоть до полного исчезновения) количество биотита, калишпата и плагиоклаза, а кварца и серицита увеличивается. В пределах одной и той же зоны ореола березитизации с глубиной содержание серицита и кварца снижается, а карбоната растет [Сазонов, 1984].

На основе приведенных данных можно констатировать общие черты строения метасоматических колонок, возникших при развитии березитизации-лиственитизации в породах, различных по кремнекислотности-основности. Прежде всего колонки имеют зональное строение. Строение зональности в полной мере отвечает таковому, обоснованному Д.С. Коржинским [1955]. Зональность конкретной метасоматической колонки определяется тем, какое место она занимает в теле метасоматитов (см. рис. 3.3).

Границы между зонами в метасоматических колонках весьма отчетливые. Они могут часто четко устанавливаться в пределах одного петрографического шлифа, причем резкость границ нарастает в направлении от внешней зоны к внутренней. Для колонок, сформировавшихся в условиях пониженной температуры, устанавливается выпадение промежуточной зоны [Сазонов, 1984]. Известны случаи отсутствия в колонках внутренней зоны, что обуславливается вполне определенным соотношением РТХ-параметров в системе минералообразования. Причем возможны два варианта: первый — из-за в основном пониженной кислотности флюида внутренняя зона колонок не образуется вовсе, второй — колонки в теле метасоматитов расположены над и под внутренней зоной (см. рис. 3.3).

## Глава 4

### МИНЕРАЛЬНАЯ, ХИМИЧЕСКАЯ И ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНАЯ ТРАНСФОРМАЦИИ ПОРОД ПРИ ИХ БЕРЕЗИТИЗАЦИИ- ЛИСТВЕНИТИЗАЦИИ

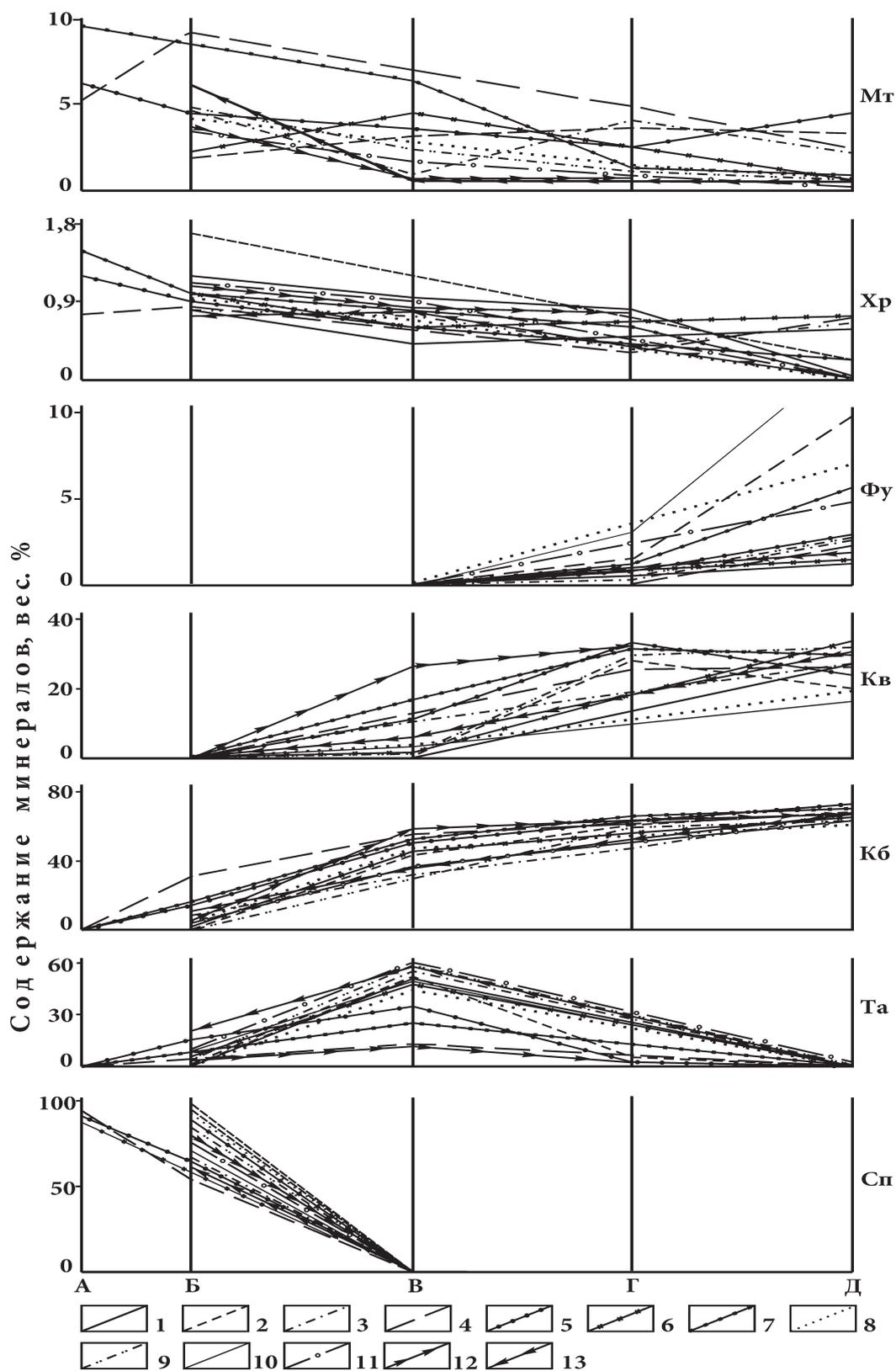
Чтобы полностью охватить материалы по проблеме, ниже последовательно рассматриваются элементы трансформации (минеральная, химическая, текстурно-структурная) на примере метасоматических колонок по ультраосновным (метаморфизованным), основным и кислым породам. Такой подход дает возможность вскрыть влияние в целом литологического фактора (точнее, основности-кремнекислотности пород) на развитие процесса березитизации-лиственитизации.

**Листвениитизация серпентинитов.** В нашем случае исходная порода метасоматической колонки — хризотилковый серпентинит. Во внешней зоне колонки хризотил антигоритизируется и развивается парагенезис Та+Кб. Некоторый вынос Si из нее — свидетельство того, что не весь этот элемент, выделенный при замещении серпентинита карбонатом, мог связаться в тальке, развивающемся также по серпентину. Хромшпинелид как в хризотилковых, так и в антигоритовых серпентинитах магнетитизирован. В зоне тальк-карбонатных метасоматитов антигорит замещается парагенезисом Та+Кб. Избыток Si, возникающий при этом, и некоторое количество этого элемента, привнесенное раствором, связываются в виде кварца. Магнетитовая кайма у зерен хромшпинелидов «растворяется». Для зоны серых листвениитов характерно практически полное замещение талька карбонатом. Выделяющийся при этом Si связывается в кварце. Зерна хромшпинелида замещаются хлоритом. В зоне зеленых листвениитов тальк нацело карбонатизируется, по хлориту и отчасти по хромшпинелиду развивается фуксит. Кайма магнетитизации у зерен хромшпинелида уничтожается полностью, постепенно начинает замещаться и их ядерная часть. При этом интенсивно выносятся Mg, Al, содержание Fe и Cr повышается [Сазонов, 197] (рис. 4.1).

Листвениитизация серпентинитов происходит выносом Si, Al, Fe, Ni, Mg, привносом Ca, K, S, C и O. Ti — инертен. Mn и Cr в большинстве колонок выносятся, в некоторых выносятся до зоны зеленых листвениитов, а в последний — переотлагаются (рис. 4.2)

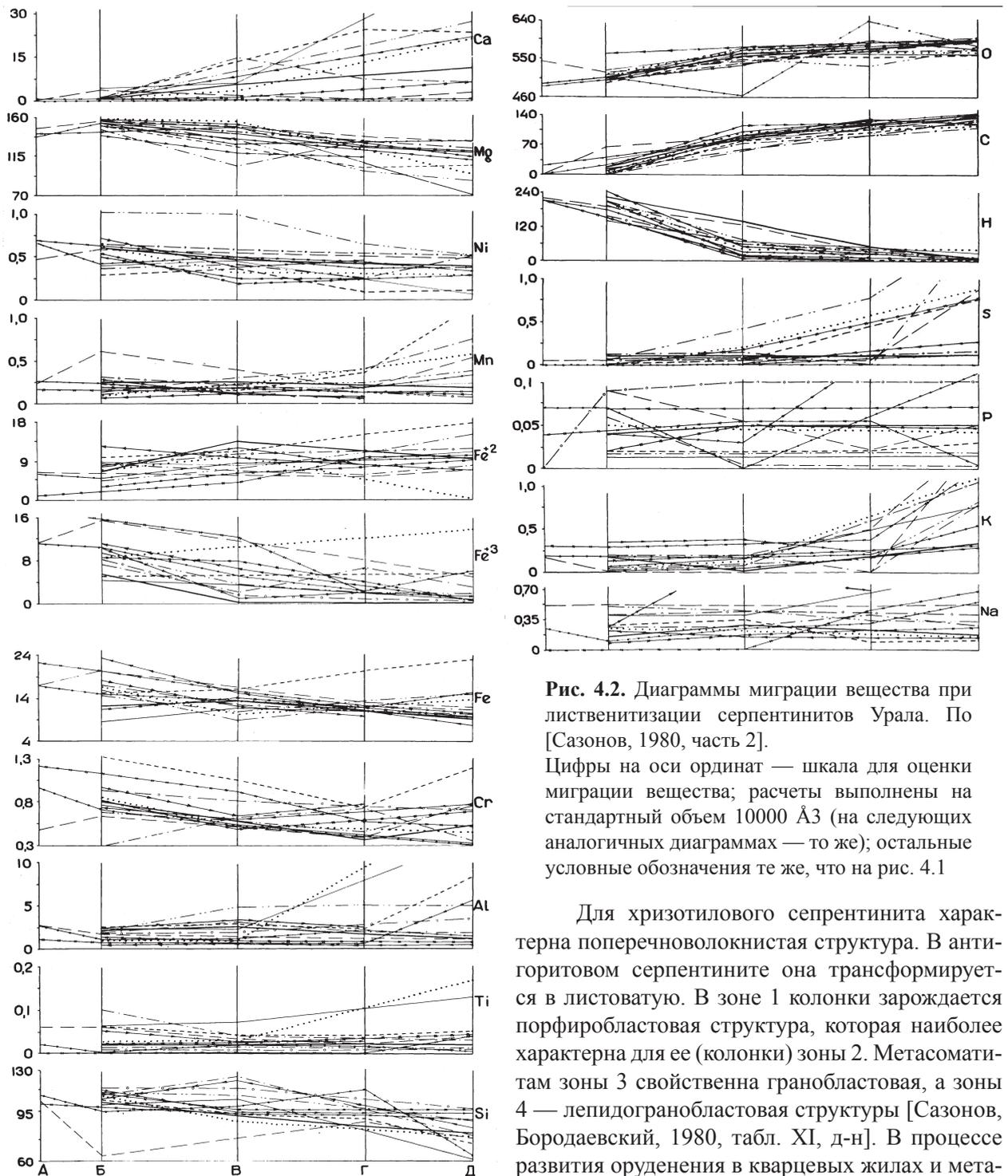
На Березовском золоторудном месторождении были изучены метасоматические колонки листвениитизации, эдукт которых серпентиниты, на горизонтах 168, 188 и 218 м (шахта № 4). Сопоставление данных по ним показало следующее. В тальк-карбонатном метасоматите с глубиной возрастает количество талька, а кварца, карбоната и незначительно магнетита уменьшается. Содержание хромшпинелида не изменяется. Железистость талька и карбоната уменьшается. В зоне кварц-карбонатного метасоматита с глубиной отмечается увеличение количества талька и магнетита и снижение — карбоната и кварца. В зоне зеленого листвениита содержание кварца с глубиной остается постоянным, магнетита и фуксита уменьшается. Железистость карбоната в направлении к поверхности сначала возрастает, затем — незначительно уменьшается. Она связана обратной зависимостью с величиной содержания в метасоматите магнетита. Si и Mg выносятся, Mn, K, C и S привносятся на всем изученном нами интервале тела метасоматитов. Ca выносятся на нижнем (218 м) горизонте и накапливается на верхних (188 и 168 м). Cr на верхнем и нижнем горизонтах выносятся, а на промежуточном — накапливается (см. [Сазонов, 1984, с. 63-69]).

Согласно работе [Сазонов, Бородаевский, 1980], структура хризотилковых серпентинитов обычно массивная, иногда плохо прослеживающаяся пятнистая («пятна» образуют скопления зерен хромшпинелида черного цвета). В антигоритовых серпентинитах она чаще пятнистая и пятнисто-прожилковая, обусловленная неравномерным распределением зерен магнетита, хромшпинелида, карбоната, а также скоплений и прожилков серпофита (см. [Сазонов, Бородаевский, 1980, табл. XI, а]). Иногда зерна хромшпинелида располагаются в серпентинитах таким образом, что образуется полосчатая текстура. Она, впрочем как и пятнистая текстура, наследуется метасоматитами. В последних в зоне 1 метасоматической колонки текстура обычно пятнистая, в зоне 2 — пятнистая и порфиروبластовая, в зоне 3 и 4 — пятнистая, пятнисто-прожилковая, полосчатая (см. [Сазонов, Бородаевский, 1980, табл. XI, д-к]). Своеобразная «облачная» текстура возникает иногда при непосредственном замещении серпентинитов листвениитами (см. [Сазонов, Бородаевский, 1980, табл. XI, ж]).



**Рис. 4.1.** Диаграмма изменения минерального состава серпентинитов при лиственитизации. По [Сазонов, 1984]:

А — существенно хризотилковый серпентинит; Б — антигоритовый серпентинит оталькованный и карбонатизированный; В–Д — метасоматиты: В — тальк-карбонатный, Г — кварц-карбонатный, Д — фуксит-кварц-карбонатный (лиственит). 1–13 — метасоматические колонки по объектам Среднего (1–5) и Южного (6–13) Урала. Основу для построения графиков и названия объектов см. в работе [Сазонов, 1980, часть 2]



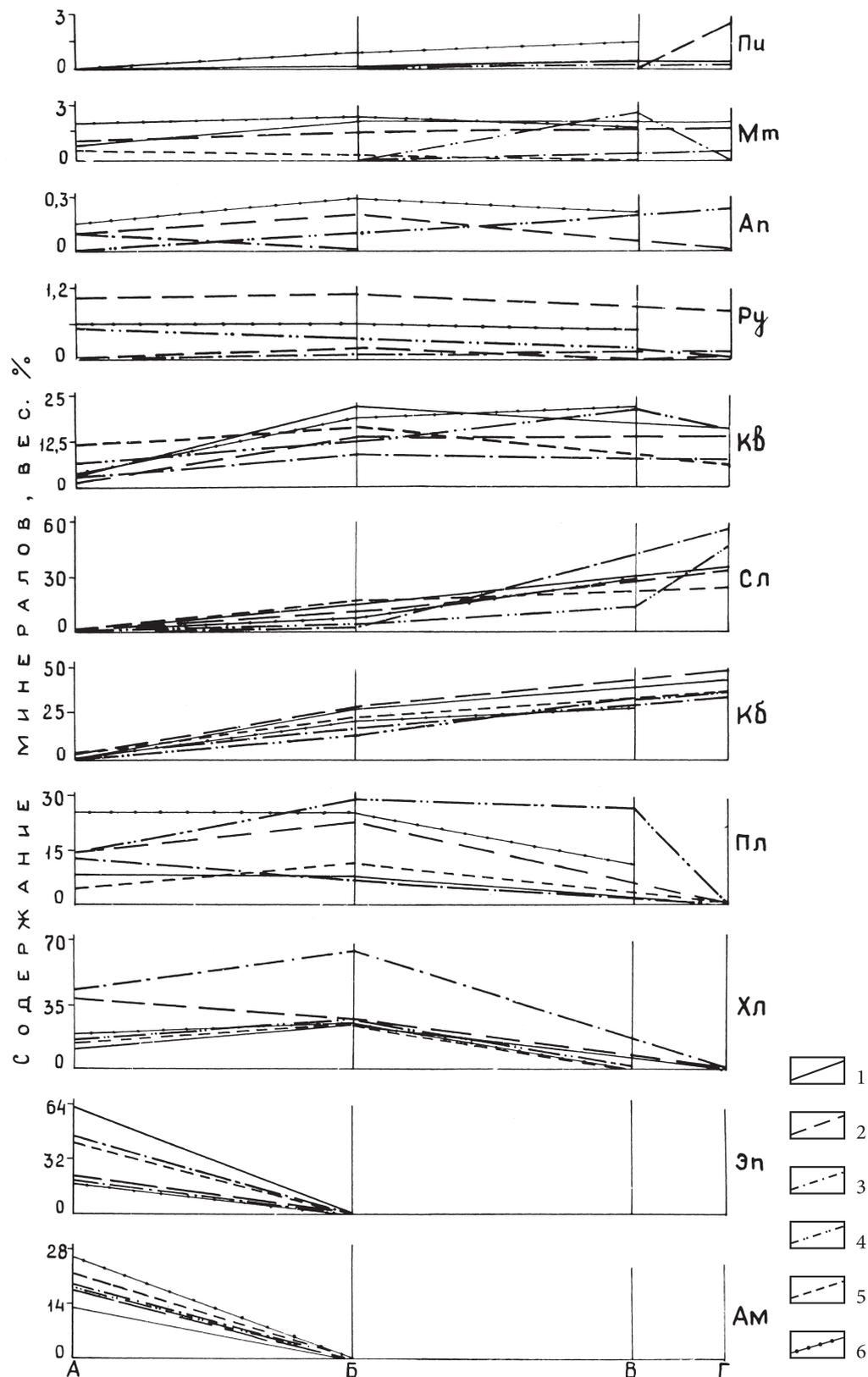
**Рис. 4.2.** Диаграммы миграции вещества при лиственитизации серпентинитов Урала. По [Сазонов, 1980, часть 2].

Цифры на оси ординат — шкала для оценки миграции вещества; расчеты выполнены на стандартный объем 10000 Å<sup>3</sup> (на следующих аналогичных диаграммах — то же); остальные условные обозначения те же, что на рис. 4.1

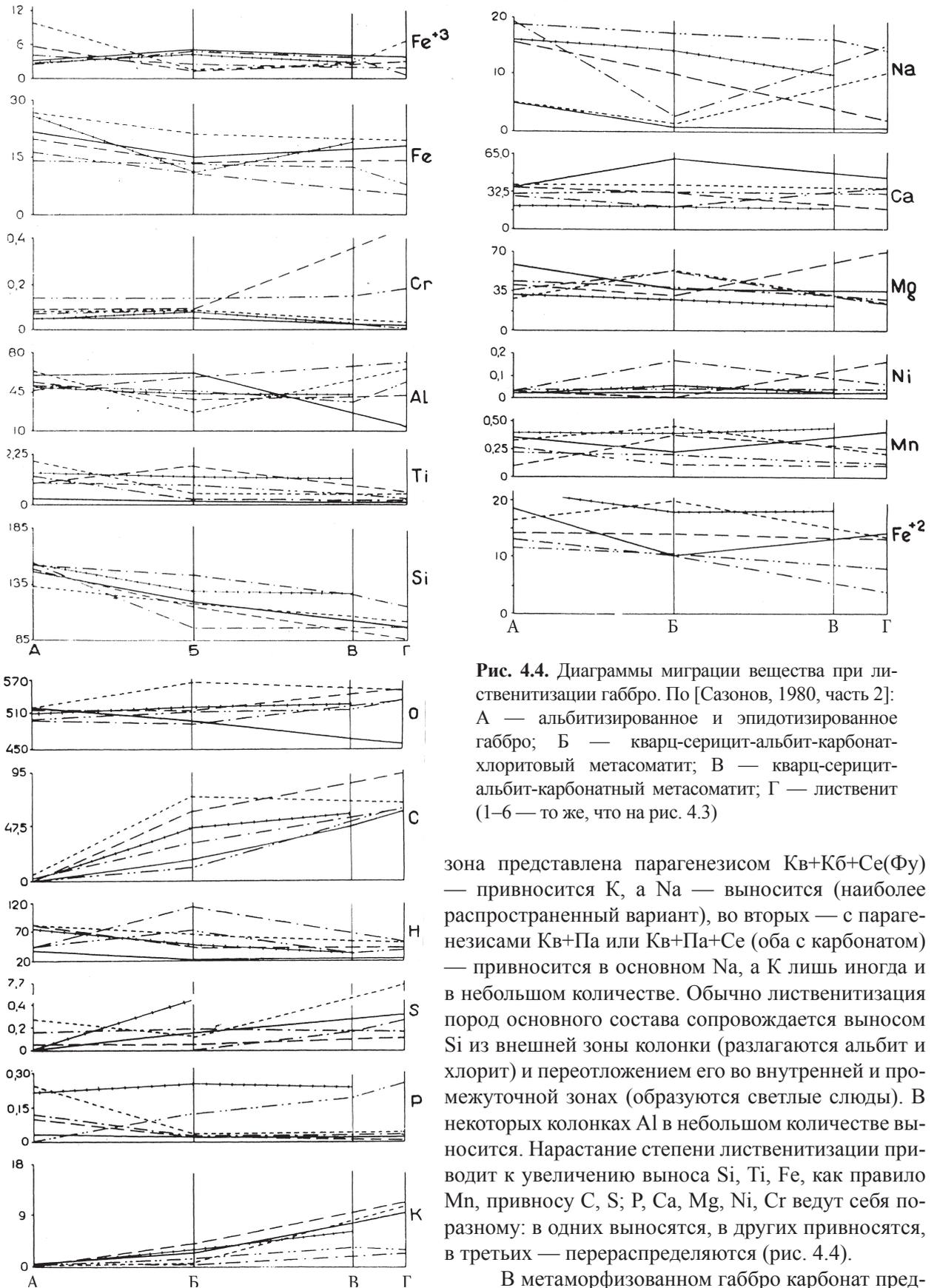
Для хризотилового серпентинита характерна поперечноволоконистая структура. В антигоритовом серпентините она трансформируется в листоватую. В зоне 1 колонки зарождается порфиробластовая структура, которая наиболее характерна для ее (колонки) зоны 2. Метасоматитам зоны 3 свойственна гранобластовая, а зоны 4 — лепидогранобластовая структуры [Сазонов, Бородаевский, 1980, табл. XI, д-н]. В процессе развития оруденения в кварцевых жилах и метасоматитах те и другие рекристаллизуются (иногда неоднократно), размерность зерен минералов при этом существенно уменьшается.

**Лиственитизация габбро.** Во внешней зоне колонки лиственитизации габбро актинолит, реликтовый уралит, а также эпидот замещаются хлоритом и карбонатом (Са+Дл-Ан). Происходит деаортитизация плагиоклаза. При этом выделяется значительное количество Si. Существенная часть его кристаллизуется в виде кварца в этой зоне, а незначительная — выносится Во внутренней зоне колонки хлорит и альбит замещаются парагенезисом Кв+Се (Фу), Кб+Па(Се). В некоторых метасоматических колонках выделяется зона с парагенезисом Кв+Се+Аб+Кб. Ее развитие по внешней зоне происходит при замещении хлорита парагенезисом Дл-Ан+Са. Сказанное иллюстрируется рис. 4.3.

Особенности химизма лиственитизации габбро заключаются в следующем. Прежде всего, выделяются два типа метасоматических колонок по поведению щелочей: в первых — внутренняя



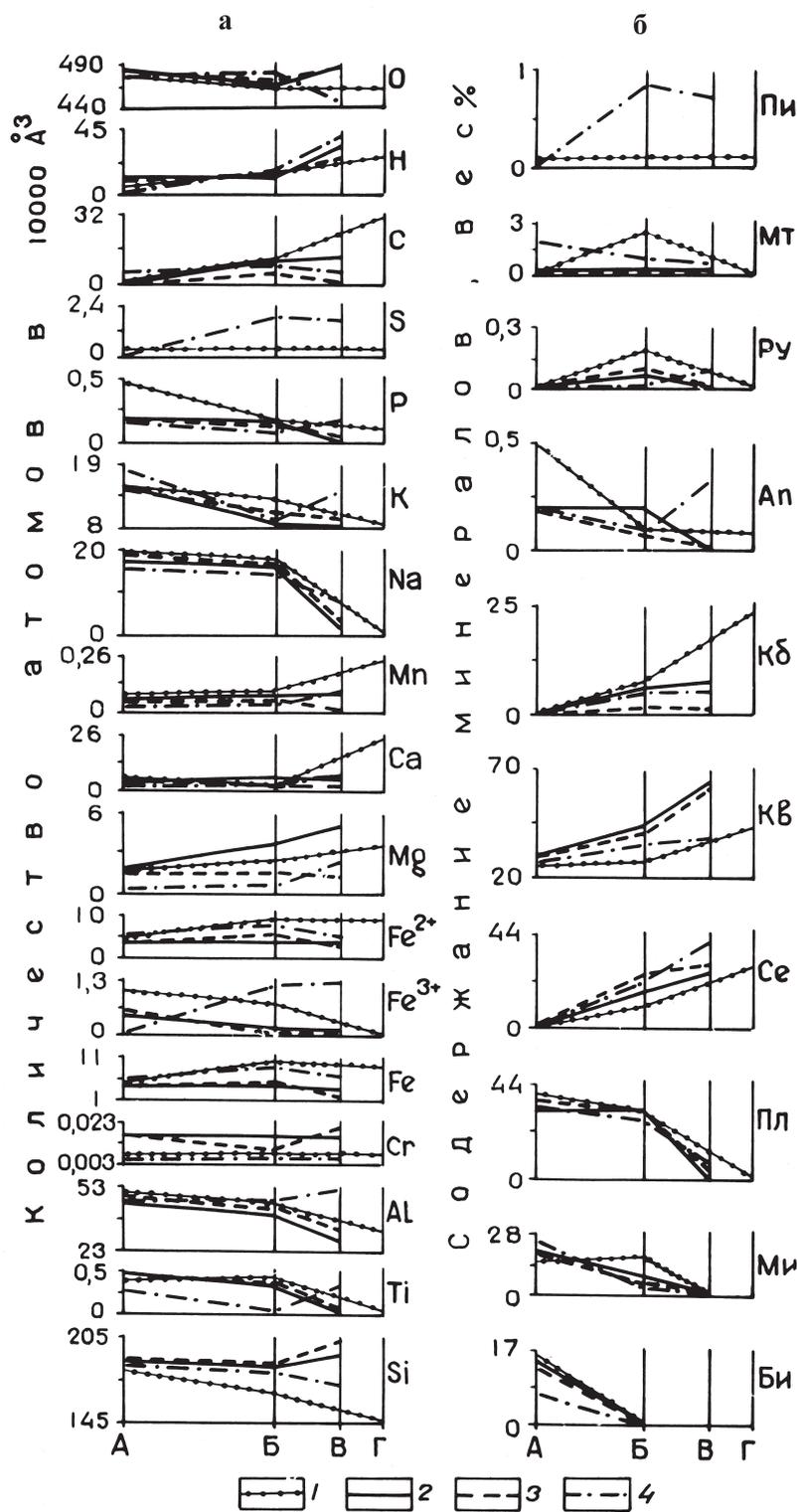
**Рис. 4.3.** Диаграмма эволюции минерального состава габбро при лиственитизации. По [Сазонов, 1984]: А — пропилитизированное габбро; Б — кварц-серицит-альбит-хлорит-карбонатный метасоматит; В — кварц-серицит-альбит-карбонатный метасоматит; Г — лиственит (1, 2 — кварц-серицит-карбонатный, 3 — кварц-парагонит-карбонатный, 4 — кварц-серицит-фуксит-карбонатный, 5 — кварц-серицит-парагонит-карбонатный); 1–6 — метасоматиты колонок объектов Среднего (1–5) и Южного (6) Урала. Основу для построения графиков и названия месторождений см. в [Сазонов, 1980, часть 2]



**Рис. 4.4.** Диаграммы миграции вещества при лиственитизации габбро. По [Сазонов, 1980, часть 2]: А — альбитизированное и эпидотизированное габбро; Б — кварц-серицит-альбит-карбонат-хлоритовый метасоматит; В — кварц-серицит-альбит-карбонатный метасоматит; Г — лиственит (1-6 — то же, что на рис. 4.3)

зона представлена парагенезисом  $Kв+Кб+Се(Фу)$  — привносится  $K$ , а  $Na$  — выносится (наиболее распространенный вариант), во вторых — с парагенезисами  $Kв+Па$  или  $Kв+Па+Се$  (оба с карбонатом) — привносится в основном  $Na$ , а  $K$  лишь иногда и в небольшом количестве. Обычно лиственитизация пород основного состава сопровождается выносом  $Si$  из внешней зоны колонки (разлагаются альбит и хлорит) и переотложением его во внутренней и промежуточной зонах (образуются светлые слюды). В некоторых колонках  $Al$  в небольшом количестве выносится. Нарастание степени лиственитизации приводит к увеличению выноса  $Si, Ti, Fe$ , как правило  $Mn$ , привносу  $C, S; P, Ca, Mg, Ni, Cr$  ведут себя по-разному: в одних выносятся, в других привносятся, в третьих — перераспределяются (рис. 4.4).

В метаморфизованном габбро карбонат представлен кальцитом. По мере продвижения от внешней зоны колонки к внутренней вместе с кальцитом встречаются доломит-анкерит, магнезит-мезитит. Понятно, что железистость карбонатов в указанном направлении возрастает. С  $Na$  слюдой в колонках по основным породам ассоциирует



**Рис. 4.5.** Миграция вещества (а) и изменение минерального состава (б) биотитовых гранитов месторождения аметиста Ватиха (Средний Урал) при березитизации. По [Сазонов, 1984]: А — гранит; Б-Г — метасоматиты: Б — микроклин-плагиоклаз-кварц-серицитовый с карбонатом, В — альбит-кварц-серицитовый, Г — березит. 1-4 — горизонты эксплуатации и разведки месторождения: 1-178; 2-90; 3-60; 4-30 м

менее железистый карбонат, чем с ее К разностью.

Текстура габбро массивная, структура габбровая ([Сазонов, Бородаевский, 1980, табл. 10, а]). Эта текстура усложняется при развитии в габбро долиственитовых эпидотизации и хлоритизации (пропилитизации), становясь пятнистой и прожилково-пятнистой. Реликты текстуры прослеживаются во всех зонах колонки, но наиболее четко — во внешней. Габбровая структура в процессе лиственизации сменяется лепидогранобластовой. Участками она становится порфиробластовой за счет выделения крупных идиоморфных зерен карбоната.

**Березитизация гранитов (и гранит-порфиров).** Эти породы «реагируют» на березитизацию следующим образом. Во внешней зоне колонки биотит замещается серицитом с выделением лейкоксена. Иногда сначала по биотиту развивается хлорит (прохлорит), и уже затем последний серицитизируется. Во внешней зоне карбонат-кальцит в промежуточной зоне — он ассоциирует

с доломит-анкеритом, а во внутренней — как правило, наблюдается последний, иногда отмечается незначительное количество кальцита. Кальций для образования карбонатов образуется в результате деанортитизации плагиоклаза. В промежуточной зоне его номер понижается с 22 до 12-8; во внутренней зоне альбит замещается парагенезисом Кв+Се. Кроме того, в промежуточной зоне серицитизируется калиевый полевой шпат.

При березитизации гранитов (и гранит-порфиров) в целом происходит уменьшение количества в них биотита, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, а серицита и карбоната — увеличение. В пределах одной и той же зоны (березитов месторождения Ватиха, например) с глубиной

(исследование проведено на горизонтах 30, 90 и 178 м) содержание серицита и кварца падает, а карбоната увеличивается (рис. 4.5, а).

При березитизации гранитов выносятся Na, привносятся Si и С. К незначительно выносятся, кроме гор. 30 м, где он выносятся из внешней зоны, накапливаясь в промежуточной. Si интенсивно выносятся на гор. 178 м, ближе к поверхности вынос сначала уменьшается, затем сменяется отложением (в виде кварца). Таким же образом ведет себя в этом процессе Al. Fe или неподвижен, или же незначительно привносится. На глубоких горизонтах отмечается восстановление части железа, а на горизонте 30 м, наоборот, — окисление. Для Mg, Ca, Mn характерен привнос, но преимущественно для глубоких горизонтов (рис. 4.5, б).

Текстура гранитов в изученных нами колонках массивная. Такова она и в метасоматитах— продуктах березитизации этих пород. Трансформация гранитовой структуры при метасоматозе весьма глубокая. Во внешней зоне колонки она сохраняется, развитие серицита по биотиту на ней практически не отражается. В промежуточной зоне микроклин замещается парагенезисом Кв+Се, распространение последнего в породе контролируется границами зерен этого минерала. В зернах плагиоклаза появляются пойкилобласты серицита, которые в пределе (с некоторым количеством карбоната) замещают его нацело (см. [Сазонов, Бородаевский, 1980, табл. I, в, и]). Зерна «первичного» кварца остаются незамещенными; лишь иногда они раздроблены. Во внутренней зоне альбит полностью замещен существенно серицитовым агрегатом; рекристаллизуется и начинает замещаться агрегатом Кв+Се реликтовый кварц породы. В результате возникает массивный мелкозернистый метасоматит (березит) лепидогранобластовой структуры. Равномерная зернистость его участками нарушается за счет развития порфиробластов пирита и прожилков карбоната и кварца. Текстура метасоматита усложняется, становясь пятнистой, прожилковой и пятнисто-прожилковой.

**Оценка миграционной способности химических элементов при березитизации-лиственитизации.** В работе [Сазонов, 1984] рассмотрена миграционная способность химических элементов в процессе березитизации-лиственитизации в зависимости от кремнекислотности-основности исходных для метасоматоза пород. Полученные результаты в основном сводятся к следующему. К, С, S и Mn в названном процессе только привносятся; Si незначительно привносится в колонках по кислым породам (привнос характерен только для относительно малоглубинных месторождений, по мере роста глубинности привнос сменяется выносом) и выносятся в колонках по более основным (ряд от гранодиоритов до ультрабазитов) породам. В целом миграционная способность Si в рассматриваемом процессе и кремнекислотность-основность пород, в которых он (процесс) развивается, связаны обратной линейной зависимостью.

С некоторыми исключениями (см. [Сазонов, 1984, с. 89]) сказанное о Si справедливо и для Al. Ti при метасоматозе серпентинитов средних и кислых пород привносится, а из пород основного состава выносятся. Mg, Fe и H выносятся в колонках по породам ультраосновного и основного состава, а в колонках по более кислым породам — привносятся; величина привноса нарастает по мере увеличения кислотности эдукта. Ca привносится за исключением колонок по кислым породам, где он выносятся. Sr привносится в колонках по основным породам, а по кислым, средним и ультраосновным — выносятся; максимальный вынос отмечен для колонок по серпентинитам. Mg в колонках по ультрабазитам и базитам выносятся, по средним породам — неподвижен, а в колонках по кислым породам — привносится. P привносится, исключая колонку по основным породам, в которых его количество уменьшается по мере роста степени метасоматоза. Количества O в метасоматитах и их эдуктах вполне сопоставимы. Приведенными данными по миграции химических элементов в процессе березитизации-лиственитизации хорошо объясняются: 1) развитие в апосерпентинитовых лиственитах значительного (до 3–5 мас. %) количества фуксита, доломит-анкерита, изредка кальцита наряду с магнезит-брейнеритом; в березитах по кислым породам — доломит-анкерита, а не кальцита; 2) марганцовистый состав карбонатов метасоматитов.

## Глава 5

### **МЕТАСОМАТИТЫ ГУМБЕЙТОВОЙ ФОРМАЦИИ: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СТРОЕНИЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ КОЛОНОК, ВОЗНИКШИХ ПРИ МЕТАСОМАТОЗЕ ПОРОД РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА, И ИХ МИНЕРАЛЬНАЯ, ХИМИЧЕСКАЯ И ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНАЯ ТРАНСФОРМАЦИИ**

**Общие сведения.** Гумбеиты выделены сравнительно недавно (1953 г.) академиком Д.С. Коржинским при исследовании околорудных метасоматитов Гумбейских месторождений шеелита на Южном Урале. Они достаточно хорошо изучены в различных регионах, но особенно в регионах, расположенных в пределах СНГ. Последняя сводка по этим метасоматитам сделана в работе [Сазонов, 1998]. Кстати, в ней приведена полная библиография по проблеме. Материалы, приведенные в этой работе (рассмотрены геологическая позиция метасоматитов, геологические и физико-химические условия формирования, химизм процесса гумбеизации на уровне петрогенных элементов, геохимическая и металлогеническая специализация, значение для развития теории рудообразования и практической геологии и др.) использованы при составлении настоящей главы. Кроме того, были привлечены литературные данные, появившиеся после указанной работы, а также малоизвестные материалы, имеющие принципиальное значение для выяснения пространственных и возрастных взаимоотношений гумбеитов с метасоматитами других формаций.

Напомним, что типоморфными минералами для гумбейтовой формации являются калиевый полевой шпат (обычно ортоклаз), доломит-анкерит и, как правило, кварц. Подчеркнем, что до исследований Д.С. Коржинского [1953] **южноуральские гумбеиты относили к калишпатовым метасоматитам** [Степанов, 1954]. Формационная самостоятельность гумбеитов была показана в работах Д.В. Рундквиста и И.Г. Павловой [1974] и Омеляненко [1978]. Ее «права гражданства» утвердились после получения Г.П. Зарайским [1989] синтетических колонок гумбеизации на примере некоторых горных пород. В литературе иногда предпринимаются попытки трансформации термина «гумбеит»: одни авторы склонны относить к гумбеитам и калишпатиты, а другие — и метасоматиты, содержащие кальцит вместо доломит-анкерита.

**Распространение, региональная геологическая позиция и возраст метасоматитов.** При современном уровне изученности гумбеитов представляется, что они распространены менее широко, чем, например, известные во всем мире, особенно в пределах золоторудных месторождений, березиты и листовиты (см. главу 3). Сегодня гумбеиты известны на Алданском щите, где они наиболее широко проявлены в Центрально-Алданском рудном районе, в Приамурье (золоторудное месторождение Токур и др.), на Урале (в его южном сегменте в пределах Гумбейских шеелитовых месторождений и в северном сегменте на Березовском, Благодатном и Крылатовском золоторудных месторождениях), Восточной Сибири, США (Колорадский рудный пояс), в Средней Азии (Чармитанский рудный пояс и др.), Казахстане (золоторудные месторождения Кыргау и Кыргау-2), Средней Азии (Чармитанское золоторудное поле), Забайкалье (Шахтаминское рудное поле и др.), в Центральной Сибири, Алтае-Саянской области и ряде других мест.

Все проявления гумбеитов по характеру связи с геолого-тектоническими элементами можно объединить в две группы: 1) приуроченные к глубинным разломам в кристаллическом фундаменте щитов (разломы долгоживущие, их природа рифтогенная, гумбеиты в последних сформировались в связи с мезозойской активизацией); 2) связанные пространственно и генетически с массивами тоналитового и гранитоид-граносиенитового составов; на Урале их возраст верхнепалеозойский. Как правило, гумбеиты сосредоточиваются в эндоконтактной зоне материнских гранитоидов. Известны случаи, когда эти метасоматиты выходят из интрузий в зону их ближайшего экзоконтакта.

По геологическим наблюдениям [Язева, Бочкарев, 1998; Месторождения..., 2001 и др.] возраст гумбейских сиенитов и граносиенитов более поздний по сравнению с коллизионными гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации (пример — Шарташский массив), но более ранний, чем коллизионных S-гранитов (пример — Джабыкский массив). Эти данные подтверждены для рассматриваемой части Южного Урала абсолютным датированием. Так, джабыкские граниты сформировались в верхней перми ( $266 \pm 15$  млн лет, Rb-Sr-метод, Ронкин, 1989), коллизионные гранодиориты Каиндинского массива (тоналит-гранодиоритовой формации) на границе  $C_1$  и  $C_2$  ( $349 \pm 2$  млн лет,

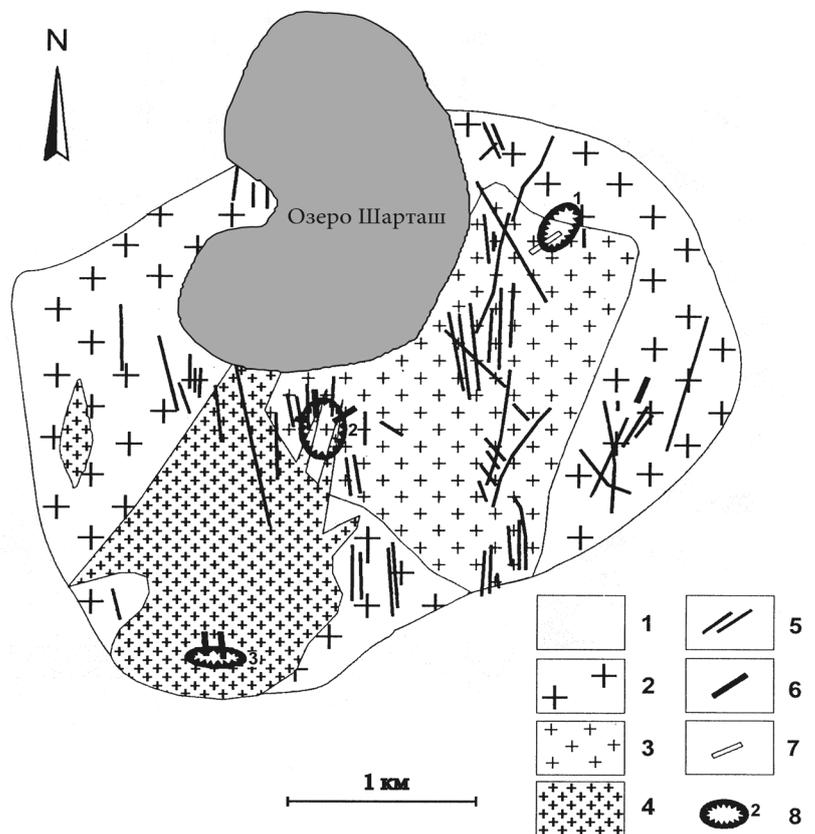
Rb-Sr-метод [Ронкин, 1989]), граносиениты Новобурановского массива на границе карбона и перми ( $285 \pm 5$  млн лет, Rb-Sr-метод [Горожанин, 1998]). Массивы сиенитов Гумбейского района приурочены к поперечному разлому. В.В. Бочкарев и Р.Г. Язева [2000, с.197] считают его трансформным, возникшим при неравномерном надвигании блоков континентальной коры с востока. В работе [Сазонов и др., 2005] на ряде примеров показано, что такие разломы могут образовываться при «косой» коллизии в качестве структур отрыва, возникших на Урале при меридиональных сдвигах.

На диаграмме Rb-Sr (основа по К.С. Condie [1979]) для магматитов различных геодинамических обстановок, представленной в работе [Бочкарев, Язева, 2000, с. 199], гумбейские сиениты попадают в поле окраинно-континентальных субшелочных пород, развившихся на коре с мощностью, превышающей 30 км.

Низкое отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,70405 [Горожанин, 1998]) в сиенитах можно, видимо, объяснить основным составом литосферных плит, сгруженных под Уралом в рассматриваемой части региона [Бочкарев, Язева, 2000, с. 203]. Заметим, кстати, что эта величина сопоставима с таковой для магматогенных карбонатитов ультрабазит-щелочного комплекса, мантийный источник которых сегодня сомнений не вызывает [Карбонатиты, 1969, с. 319].

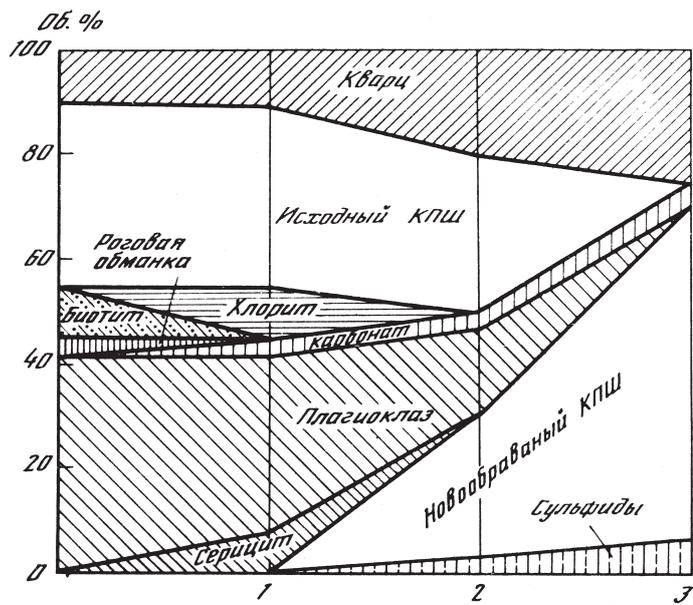
Шарташский гранитный массив, в котором развиты гумбеиты (рис. 5.1), охарактеризован в ряде работ [Куруленко, 1977; Беллавин и др., 1970; Месторождения..., 2001; Сазонов, Викентьева, Огородников и др., 2006; Sazonov, Smirnov, 2000]. Он сформировался при мощности коры более 30 км (определена по содержанию Rb в гранитах на основе диаграммы К.С. Конди [Condie, 1979]. На основе низкого отношения  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Rb}$  полагается участие в формировании магмы, породившей граниты, не только корового, но и мантийного источников [Штейнберг и др., 1989]. Г.Б. Ферштатер и др. [2007] полагают, что шарташские граниты — результат неоднократного анатексиса на базитовой «подложке».

В Шарташском щебеночном карьере (см. рис. 5.1) наблюдалось [Месторождения..., 2001], что одна и та же кварцевая жила, рассекающая граниты и лампрофиры, в первых породах сопровождается гумбеитами, а во вторых — березитами. Близкая картина описана на Балканском месторождении шеелита (Южный Урал) [Коржинский А.Ф., 1967; Сазонов, 1998]. Здесь зафиксирована смена гумбеитов березитами в пределах единой метасоматической колонки, развитой около жилы, одна часть которой расположена в гранитах (жила имеет кварц-ортоклазовый состав), а вторая часть — в породах кровли гранитного массива — метабазальтах (эта часть кварцевая). Кроме того, на Бурановском месторождении шеелита (Южный Урал) нами прослежена минерализованная кварцевая жила. Ее одна часть залегает в граносиените, сопровождаясь гумбеитами, а вторая часть — в эпидотизи-



**Рис. 5.1.** Полифазное строение Шарташского гранитного массива (Средний Урал). По [Куруленко, 1977]:

1 — вмещающие породы; 2–4 — гранитоиды различных фаз внедрения: первой (2), второй (3), третьей (4); 5–7 — дайковый комплекс: гранодиориты, гранодиорит-порфиры (5), керсантиты (6), минетты (7); 8 — карьеры — Изоплитский (1), Шарташский (2), Сибирский (3)



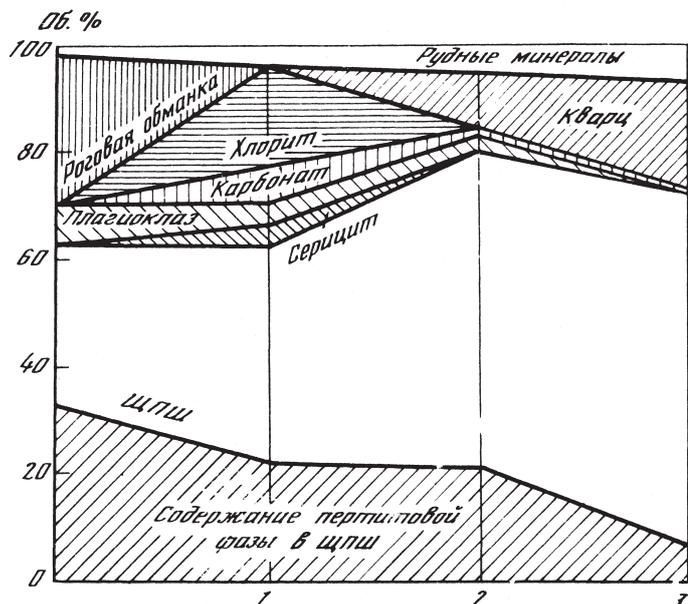
**Рис. 5.2.** Эволюция минерального состава граносиенитов Чармитанского золоторудного месторождения (Западный Узбекистан) при гумбеизации. По [Околорудные..., 1990]: 0-3 — метасоматическая колонка: 0 — эдукт, 1 — внешняя зона, 2 — промежуточная зона, 3 — внутренняя зона

тит) → кварц+альбит+серицит+ортоклаз+флогопит+анкерит+пирит → кварц+ортоклаз+анкерит+пирит. Колонка выделена и изучена Д.С. Коржинским [1955]. Устойчивость калишпата, а не серицита, что свойственно колонкам березитизации-лиственитизации пород, связывалась им с повышенной активностью калия (подтверждается только что рассмотренными данными) и температурой развития процесса гумбеизации.

**Минеральная и химическая трансформация пород при гумбеизации.** Д.С. Коржинский [1955] показал, что отличие процессов гумбеизации и березитизации заключается в том, что в первом парагенезисы с хлоритом не возникают (уступают место парагенезисам с флогопитом), а для второго парагенезисы с хлоритом являются типоморфными. Позднее это подтверждено исследованиями Б.И. Омеляненко [1978] на примере мезозойских урановых месторождений. Однако в некоторых золоторудных полях встречены иные соотношения. Так, А.И. Грабежев [1981] для среднеуральских шеелитовых месторождений кварц-жильного типа, сопряженных с гумбеитами, установил, что во внешней зоне колонок гумбеизации гранитоидов темноцветные минералы не флогопитизируются или хлоритизируются, а серицитизируются. В аналогичных условиях на Чармитанском месторождении золота (Западный Узбекистан) темноцветные минералы, по данным И.П. Щербаня и др. [Околорудные..., 1990], хлоритизируются, а не флогопитизируются.

Минеральные замещения в колонке гумбеизации кварцевых сиенитов с бесхлоритовыми

парагенезисами таковы: во внешней зоне плагиоклаз (№ 23 и больше) альбитизируется и серицитизируется, темноцветные минералы флогопитизируются и доломитизируются, магнетит пиритизируется; в промежуточной — кварц замещается калишпатом, флогопит доломитизируется; во внутренней — альбит и серицит доломитизируются. Химизм гумбеизации при приведенном варианте минеральных преобразований сводится к следующему: привносятся K, CO<sub>2</sub>, S, выносятся Na, Si,



**Рис. 5.3.** Эволюция минерального состава сиенитов Чармитанского золоторудного месторождения (Западный Узбекистан) при гумбеизации. По [Околорудные..., 1990]: 1-3 — то же, что на рис. 5.2

**Рис. 5.4.** Эволюция химического состава граносиенитов Чармитанского золоторудного месторождения (Западный Узбекистан) при гумбеизации. По [Околорудные..., 1990]:  
1-3 — то же, что на рис. 5.2

Mg и Ca; Al в основном распределяется между зонами колонки.

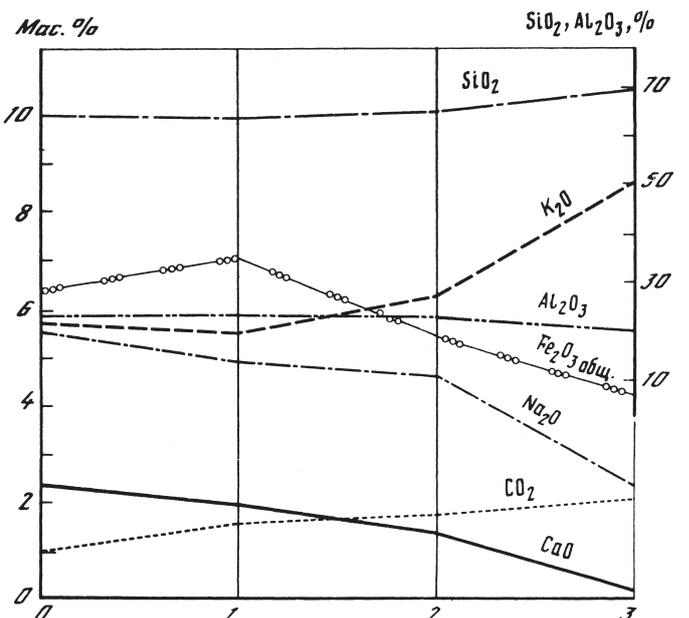
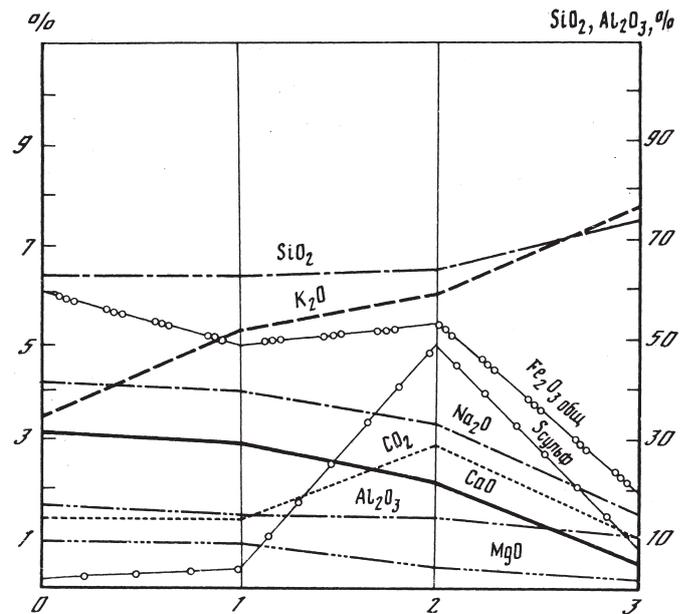
Минеральные преобразования кварцевых сиенитов и сиенитов в варианте развития во внешней зоне хлорита таковы (рис. 5.2 и 5.3): в названной зоне колонки темноцветные минералы замещаются хлоритом и карбонатом; в промежуточной зоне калишпатизируются хлорит и отчасти плагиоклаз; во внутренней зоне калишпатизируется оставшийся плагиоклаз.

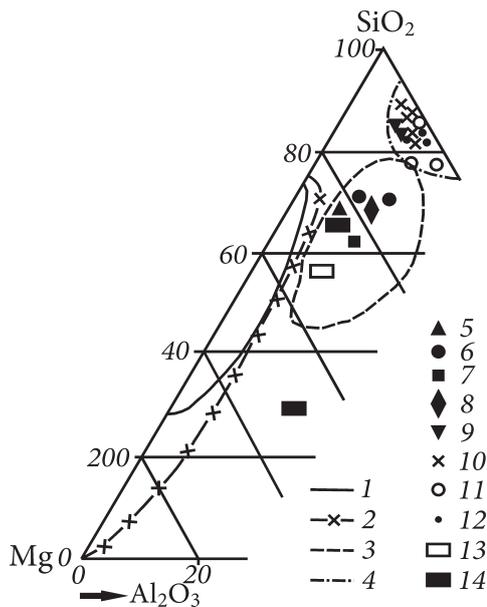
Указанные минеральные преобразования в колонках с участием хлорита протекают в условиях существенного привноса K, Si, S и выноса Na, Ca, Mg, Al (рис. 5.4 и 5.5). Понятно, что K фиксируется в калиевом полевом шпате. Вынос Na, Ca, Al обуславливается неустойчивостью плагиоклаза, а Mg-разложением темноцветных минералов. Железо практически полностью связывается в доломите-анкерите и пирите.

Из рис. 5.6 следует: 1) по химизму процессы гумбеизации и березитизации-лиственитизации схожи — химический состав продуктов этих процессов — гумбеитов и березитов-лиственитов — по трем основополагающим инертным компонентам ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , MgO) близок; 2) химический состав продуктов обоих процессов по набору инертных компонентов (в первую очередь указанных выше) определяется прежде всего таковым эдуктов (во всяком случае, в ряду пород от кислого с остава до основного).

В сводке по гумбеитам [Сазонов, 1998] показано, что гумбеиты и березиты могут встречаться не только в пределах крупных рудных полей (например, в Березовском золоторудном поле), но также и на небольших шеелитовых месторождениях (Бурановское и Балканское на Южном Урале) и золоторудных (Крылатовское на Среднем Урале, Чармитанское в Западном Узбекистане). В редких случаях указанные метасоматиты совмещаются в одних и тех же рудоносных телах (месторождения Чармитан и Гумбейские, а также последние данные по Шарташскому карьеру, работающему на гранитную шебенку. Встает принципиальный вопрос об уровне (генетическом или только пространственном) связи березитов с гумбеитами. Чаше [Омельяненко, 1978; Спиридонов и др., 1995, 1996] эти образования считаются дискретными. В частности, первый исследователь отмечает, что не зафиксировано случаев смены березитов гумбеитами с глубиной или с переходом в породы повышенной щелочности. По его мнению, гумбеиты в природе распространены ограниченно, а в районах развития березитов они обычно отсутствуют. Он согласен с взаимоотношением указанных метасоматитов на Гумбейских месторождениях, где в сиенитах развиты гумбеиты, а в ближайшем

**Рис. 5.5.** Эволюция химического состава сиенитов Чармитанского золоторудного месторождения при гумбеизации. По [Околорудные..., 1990]:  
1-3 — то же, что на рис. 5.2





**Рис. 5.6.** Сравнение химического состава гумбеитов и березитов-лиственитов. Основа диаграммы по [Сазонов, 1984], фигуративные точки химического состава гумбеитов нанесены по данным [Коржинский А.Ф., 1967; Околорудные..., 1993; Омеляненко, 1978; Спиридонов и др., 1995, 1996; Угрюмов, 1993; Сазонов, Огородников, Григорьев и др., 2006]:

1–4 — поля распространения фигуративных точек химического состава лиственитов по серпентинитам (1), известнякам (2), габбро, долеритам, андезитобазальтам (3) и березитов по породам ряда кварцевый диорит–гранит (4); 5–14 — гумбеиты: по вулканитам базальтового состава (5), монцониту (6), амфиболиту (7), родингиту (8), адамеллиту и гранодиориту (9), граносиениту и сиениту (10), лейкократовому амфиболиту (11), гранито-гнейсу (12), песчанику (13) и глинистому доломиту (14)

экзоконтакте — березиты (установлено Д.С. Коржинским, см. выше), но считает их разновременными. Заметим, что в

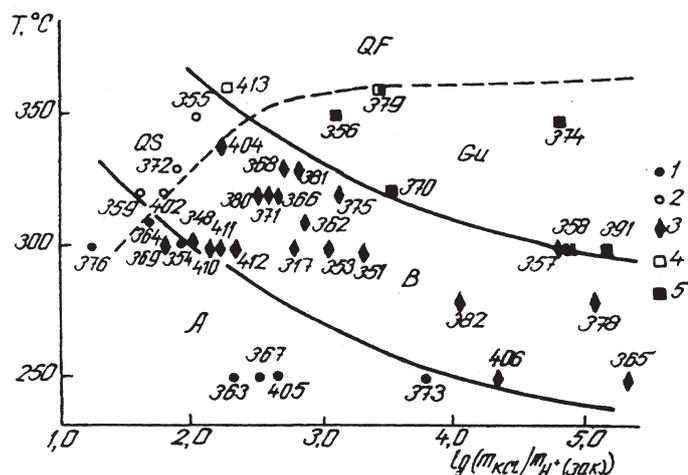
удаленном экзоконтакте сиенитового массива (в 1–2 км) отмечены кварц-серицитовые метасоматиты с полиметаллической минерализацией [Сазонов, 1998].

**Характер связи между гумбеитами, березитами и некоторыми другими метасоматитами.**

Выше уже приводилось высказывание Д.С. Коржинского о том, что гумбеиты и березиты — разнотемпературные образования. Некоторые исследователи [Омеляненко, 1978; Спиридонов и др., 1995] в связи с этим отмечают, что если бы это действительно было так, то наблюдались бы частые переходы гумбеитов в березиты. Смену гумбеитов березитами по мере удаления от массива щелочных гранитов Гумбейского района (Южный Урал) они рассматривают как структурное совмещение разновозрастных метасоматитов.

На некоторых золоторудных и шеелитовых месторождениях Урала [Сазонов, 1998] и Западного Узбекистана [Околорудные, 1990] гумбеиты и березиты совмещены в пространстве. Это, а также развитие березитов и гумбеитов в пределах биметасоматических колонок (в Шарташском гранитном карьере наблюдалось развитие околосиликатной жилы, залегающей на контакте гранитов и лампрофиров, гумбеитов по гранитам и березитов по лампрофирам; аналогичное наблюдение было сделано в отвале шахты на Гумбейском шеелитовом месторождении, где в биметасоматической колонке часть по щелочным гранитам представлена гумбеитами, а апобазальтовая часть ее — лиственитами [Месторождения..., 2001]).

Мультиимпульсное развитие трещинообразования восходящего характера и (или) погружение источника растворов во времени приводят к тому, что на одном и том же эрозионном уровне фиксируются продукты разновременных стадий развития гидротермальной системы. Примеров этого можно привести много. Мы ограничимся единичными, но показательными. Так, на Шарташском гранитном карьере (Средний Урал) можно видеть



**Рис. 5.7.** Условия образования гумбеитов и некоторых других метасоматитов в экспериментах по диффузионному метасоматозу кварцевого диорита под действием хлоридно-серноуглекислых растворов (P = 1 кбар, XCO<sub>2</sub> = 0,1). По [Зарайский, 1989]:

Экспериментальные колонки различных типов: 1 — аргиллизиты (A), 2 — кварц-серицитовые метасоматиты (QS), 3 — березиты (B), 4 — гумбеиты (Gu), 5 — кварц-калишпатовые метасоматиты (QF); цифры на диаграмме — номера опытов

ранние гумбеиты (кварц+калишпат+доломит-анкерит), метасоматиты, рассекающие их и имеющие промежуточный состав между гумбеитами и березитами (кварц+серицит  $2M_1$ +калишпат+доломит-анкерит), и березиты (кварц+серицит+доломит-анкерит), секущие и те, и другие метасоматиты. На Изоплитском щебеночном карьере (Шарташский массив гранитов) на одном и том же горизонтальном срезе развиты гумбеиты, эйситы и березиты. В качестве дополнения отметим факт смены березитов и кварц-серицитовых метасоматитов аргиллизитами на глубине 90–120 м от современной поверхности на месторождениях горного хрусталя и аметиста (Ватиха на Среднем Урале и Астафьевское на Южном Урале [Огородников, Сазонов, 1991; Сазонов, 1998]).

Метасоматиты, сопряженные с коллизионными золотопродуктивными гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации, согласно работе [Сазонов, 1998], можно расположить в единый генетический ряд: скарны – гумбеиты – березиты – кварц-серицитовые метасоматиты — аргиллизиты. Гумбеиты и березиты могут встречаться совместно в одних и тех же рудных полях, но в «фациальных» (березиты с глубиной сменяются гумбеитами) или «фазовых» (березиты рассекают гумбеиты).

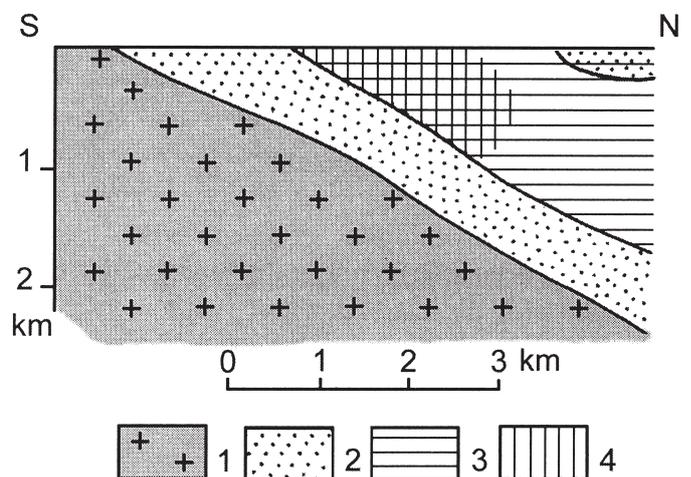
В золоторудных полях обычно развиты одна, две, реже три метасоматические формации. Как правило, более поздняя из них является наиболее продуктивной. Объясняется это главным образом перераспределением (с концентрацией) полезного компонента.

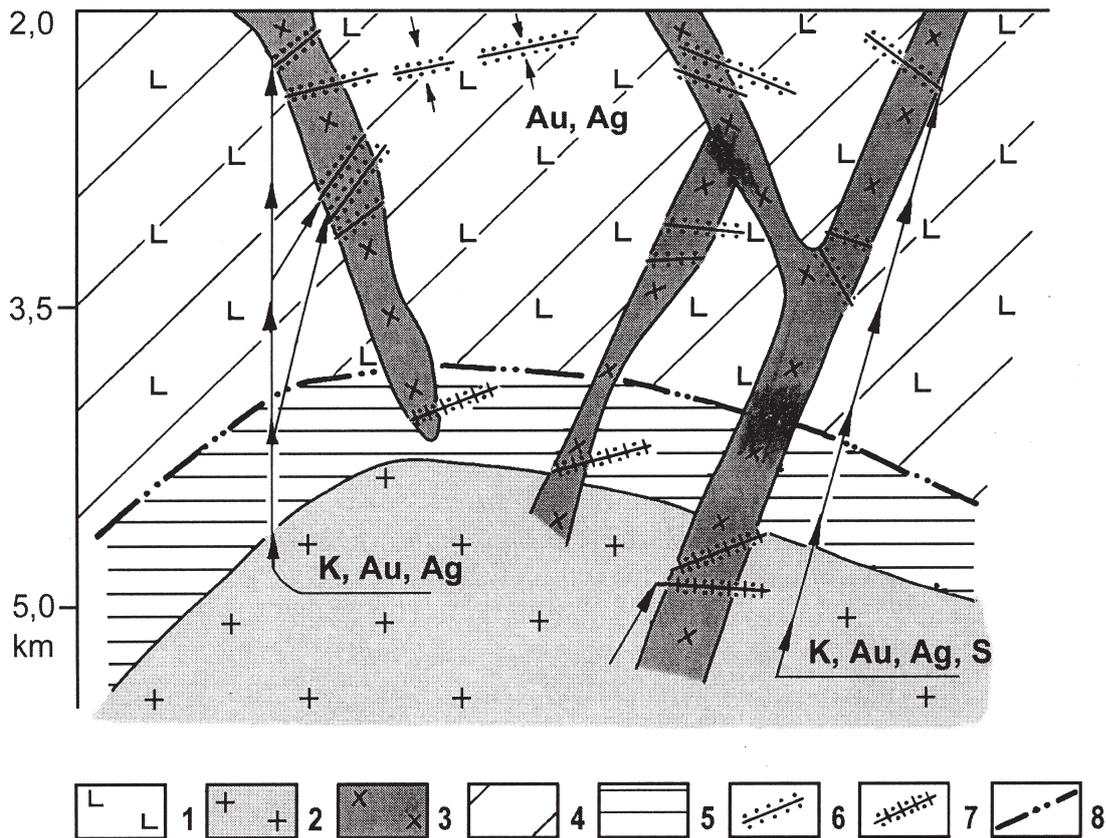
*РТХ-параметры гумбеизации.* Важнейшим параметром флюида, обусловившего гумбеизацию пород, является химический потенциал углекислоты. Это показано геологическими материалами — в шовных зонах  $CO_2$  выкипает, вместо гумбеитов формируются кварц-калишпатовые метасоматиты [Околорудные, 1990; Сазонов, 1984, 1998; Месторождения..., 2001 и др.] — и смоделировано в эксперименте [Зарайский, 1989] (см. рис. 5.7): при  $X_{CO_2} = 0,01$  и  $P_{общ.} = 1$  кбар образование Са-Mg-Fe карбонатов не происходит, развивается только кальцит. Анкерит совместно с кальцитом появляются только при увеличении указанного параметра до 0,05; при его величине 0,2 и более область развития анкерита захватывает всю метасоматическую колонку. (Подчеркнем, что подобные соотношения характерны и для березит-лиственитовой формации [Сазонов, 1984]). При повышении давления до 2,2 кбар гумбеиты начинают замещаться более «кислотными» метасоматитами, вплоть до аргиллизитов при  $P = 3$  кбар [Зарайский, 1989, 2007].

Б.И. Омеляненко [1978] приведены впервые данные по параметрам «гумбеизирующего» флюида:  $T = 280–350$  °С,  $pH = 6–8$ ,  $Eh = \text{от } -0,5 \text{ до } -0,6$ . Они касаются гумбеитов урановых месторождений. Проведенными исследованиями на золоторудных и шеелитовых месторождениях с помощью гомогенизации двухфазных ( $H_2O$  и  $CO_2$ ) включений в кварце кварцевых жил и в минералах околжилных метасоматитов получены следующие величины РТ-параметров [Спиридонов и др., 1995, 1996]:  $T = 390–440$  °С,  $P = 2,7–2,2$  кбар (для ранних гумбеитов) и  $T = 360–395$  °С (для поздних гумбеитов). Для Балканского шеелитового месторождения с помощью термобарометра А.С. Таланцева [1981] получены следующие величины этих параметров:  $T = 470$  °С,  $P = 2,9$  кбар. Сопоставимые данные ( $T = 390–430$  °С) получены для гумбеитов Кедровского месторождения (Средний Урал) [Сазонов, 1998]. Близкая температура ( $T = 380–430$  °С) указана для золотоносных кварцевых жил месторождения Чармитан (Западный Узбекистан), сопряженных с гумбеитами [Околорудные..., 1990, с. 95; Рафаилович, 2007]. Кроме рассмотренных параметров, развитие и трансформация гумбеитов определяются еще двумя

**Рис. 5.8.** Характер взаимоотношений золотоносных кварцевых жил, сопровождающихся березитами-лиственитами, с кровлей Шарташского гранитного массива (Средний Урал). Модельный меридиональный разрез [Сазонов, 1984]:

1 — граниты; 2 — породы вмещающего комплекса; 3 — ореол березитизации-лиственитизации; 4 — золоторудная минерализация; глубже нижней границы распространения березитов-лиственитов в породах вмещающего комплекса и отчасти в гранитах развиты шеелитоносные кварц-полевошпатовые жилы с ореолами гумбеизации (см. рис. 5.9)





**Рис. 5.9.** Геолого-геохимическая модель Берзовского рудного поля (Средний Урал). Основа — широтный разрез через центральную часть поля. По В.Н. Сазонову [Sazonov, Smirnov, 2000]:  
 1 — породы вмещающего комплекса; 2 — граниты Шарташского массива; 3 — дайки гранитоид-порфиров; 4, 5 — метаморфиты зеленосланцевой (4) и амфиболитовой (5) фаций; 6 — золотоносные кварцевые жилы с ореолами березитизации-лиственнитизации; 7 — шеелитоносные кварцевые жилы с ореолами гумбеизации; 8 — граница между золотоносными и шеелитоносными сегментами

— соотношением  $Na/K$  и  $\mu CO_2$  (подробнее об этом см. в работе [Сазонов, 1998]). Здесь же только подчеркнем, что при гумбеизации  $Na$  выносится и поступает во флюид, с повышением химического потенциала этого элемента до определенной величины начинают формироваться эйситы. При этом флюид относительно обогащается  $K$ , из которого формируются березиты-листвениты. Березитизация протекает при значительном выносе  $Na$ . Когда отношение  $Na/K$  достигает определенной величины (она может колебаться в пределах от 3 до 20 [Омельяненко, 1978, с. 181], калиевые березиты сменяются натриевыми или калинатровыми [Сазонов, 1998].

**Поисковое и прогностическое значение гумбеитов.** Связь с гумбеитами вольфрамового (шеелитового), молибденового (молибденитового) и уранового оруденений является очевидной (см. настоящую главу выше). В связи с гумбеитами известно золотое оруденение: в Центрально-Алданском рудном районе [Угрюмов, 1993; Угрюмов, Дворник, 1985; Дворник, 2007 и др.], Чармитанском золоторудном поле в Западном Узбекистане [Околорудные..., 1990; Рафаилович, 2007 и др.], а также на Бурановском золотосодержащем шеелитовом месторождении (Южный Урал) [Степанов, 1954; Сазонов, 1998]. Заметим, что на всех этих объектах гумбеиты являются специфическими — их можно относить и к калишпатсодержащим березитам, и к серицитсодержащим гумбеитам. Как правило, в таких метасоматитах кальцит сильно преобладает над доломит-анкеритом.

Гумбеиты, как уже неоднократно подчеркивалось, связаны с гранитоидами повышенной основности и сиенитоидами. Они — благоприятный поисковый признак на  $W$ ,  $Mo$ ,  $U$  оруденения. По мере удаления от массивов таких пород гумбеиты сменяются сначала их разностью с серицитом (она перспективна на  $Au$ ,  $W$ ,  $Mo$ ) и затем — березитами (связь с ними золоторудных объектов кварцжильного типа общеизвестна, она базируется на опыте 2,5-вековой истории их поисков, разведки и эксплуатации). Выводы, сконцентрированные в последнем абзаце главы, легко читаются при анали-

зе рис. 5.8, на котором представлен модельный меридиональный разрез Березовского рудного поля, и рис. 5.9, которым иллюстрируются соотношения гранитов, даек гранитоид-порфиров, кварцевых и кварц-полевошпатовых жил, сопряженных с ореолами (соответственно) березитизации и гумбеизации на период формирования указанного поля.

Итак, заострим внимание на самых значимых результатах, изложенных в настоящей главе. Прежде всего подчеркнем, что гумбеиты представляют интерес в трех аспектах. Первый — установлены промежуточные между ними и березитами по минеральному составу разности метасоматитов; тем самым подтверждены представления Д.В. Рундквиста и И.Г. Павловой [1972] о возможности взаимопереходов между метасоматитами разных формаций, но возникших при относительно близких физико-химических условиях при участии флюидов, имеющих близкую или одинаковую геохимическую, включая летучие элементы, специализацию; идейной основой этого положения является конвергентность метасоматитов, возможность их образования в условиях РТХ-параметров различных метасоматических формаций (типичный пример — березиты и гумбеиты). Второй аспект — гумбеиты «чистой линии» (Кв+КПШ+Дл-Анк) обычно незолотоносны или золотоносны слабо (Березовское золоторудное поле, Гумбейские шеелитовые месторождения с золотом), повышенной золотопродуктивностью отличаются серицитсодержащие гумбеиты, как правило, сопровождающие крупные кварц-жильные штокверки (месторождение Чармитан и др. [Рафаилович, 2007]). Третий аспект — гумбеиты «чистой линии» обычно фиксируются на глубоких горизонтах золоторудных месторождений и являются дорудными образованиями (пример — Березовское рудное поле на Урале), золотооруденение в данном случае сопрягается с более поздними березитами. Пульсирующее развитие трещинных структур в пределах золоторудных месторождений приводит, как правило, к расположению рассматриваемых метасоматитов в такой последовательности (перечисляются по мере уменьшения глубинности): гумбеиты «чистой линии» — серицитсодержащие гумбеиты – березиты. Перед березитами иногда фиксируются эйситы (см. главу 6).

Заканчивая настоящую главу, подчеркнем, что гумбеиты — типоморфные метасоматиты массивов коллизионных гранитоидов повышенной основности и сиенитоидов. В таких массивах обычны гумбеиты «чистой линии», которые являются начальными околорудными метасоматитами крупных штокверковых полигенных золоторудных месторождений. По мере удаления от массивов они (гумбеиты) сменяются сначала серицитсодержащими гумбеитами (перспективны на золото) и затем — березитами (их высокая золотопродуктивность сегодня не вызывает дискуссий).

## Глава 6

### **МЕТАСОМАТИТЫ ЭЙСИТОВОЙ ФОРМАЦИИ: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СТРОЕНИЕ КОЛОНОК, ВОЗНИКШИХ ПРИ МЕТАСОМАТОЗЕ ПОРОД РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА, И ИХ МИНЕРАЛЬНАЯ, ХИМИЧЕСКАЯ И ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНАЯ ТРАНСФОРМАЦИИ**

**Общие сведения.** Впервые эйситы были выделены на урановых месторождениях рудных районов Голдфилдс и Атабаска (провинция Саскачеван, Канада) [Edie, 1953; Macdonald, 1954; Dowson, 1956]. В бывшем СССР эти метасоматиты были описаны в работах [Лисицына, Омеляненко, Раудонис, 1972; Барсуков, Гладышев, Козырев, 1972; Лисицына, Раудонис, 1963 и др.]. Их формационная самостоятельность обоснована работами Б.И. Омеляненко, Г.А. Лисицыной, С.С. Наумова [1974] и Б.И. Омеляненко [1978].

Из материалов, которые на сегодня известны по метасоматитам гумбеитовой формации, можно сделать заключение, что для золоторудных месторождений они характерны в значительно меньшей степени, чем метасоматиты березит-лиственитовой формации. Это подтверждается тем, что, например, сведения о них отсутствуют даже в относительно недавних обобщающих работах по золоторудным месторождениям [Шер, 1972, 1974; Boyle, 1979 и др.]. Следует однако указать на одно важное обстоятельство — на указанных объектах часто даже когда эйситы имеются (судя по материалам, приведенным в публикациях), то зачастую они описываются как альбитизированные карбонатизированные и др. породы [Шер, 1972, 1974; Boyle, 1979; Кольцов, 1996 и др.]. Подчеркнем, что отечественными исследователями эйситы хорошо изучены на урановых месторождениях (библиографию см. выше), отмечены они на объектах редких металлов [Грязнов, 1992], а также полиметаллов [Грязнов, 1992; Околорудные..., 1990].

В настоящей главе, кроме литературных данных, использован значительный материал, полученный нами при проведении исследований на Кумакском золоторудном (Южный Урал), Астафьевском хрусталеносном (Южный Урал), на Кедровском шеелитовом (Средний Урал) месторождениях, а также в гранитных карьерах Шарташского массива (Средний Урал) и на Слюдоруднике (Южный Урал, карьер по эксплуатации жилы № 175 гранулированного кварца).

Полагаем, что прежде чем перейти к изложению существа дела, необходимо отметить следующее. Метасоматиты эйситовой формации в геологической истории Земли развиты во временном интервале от докембрия до кайнозоя [Ткачев и др., 1983]. Эйситы в основном контролируются шовными зонами. Кроме того, они часто развиваются синхронно (обычно с небольшим отставанием) с коллизионными гранитоидами и сиенитоидами в одних и тех же структурах (шовных зонах коллизионной природы или более ранних, но активизированных коллизионным процессом).

**Характеристика опорных объектов.** В этой части главы характеризуются наиболее известные проявления метасоматитов эйситовой формации на Урале (см. выше). Кроме того, здесь кратко рассматриваются эйситы Учкулачского рудного поля (Западный Узбекистан) для сравнения, с одной стороны, и в связи с тем, что это, пожалуй, наиболее изученный объект рассматриваемой формации метасоматитов.

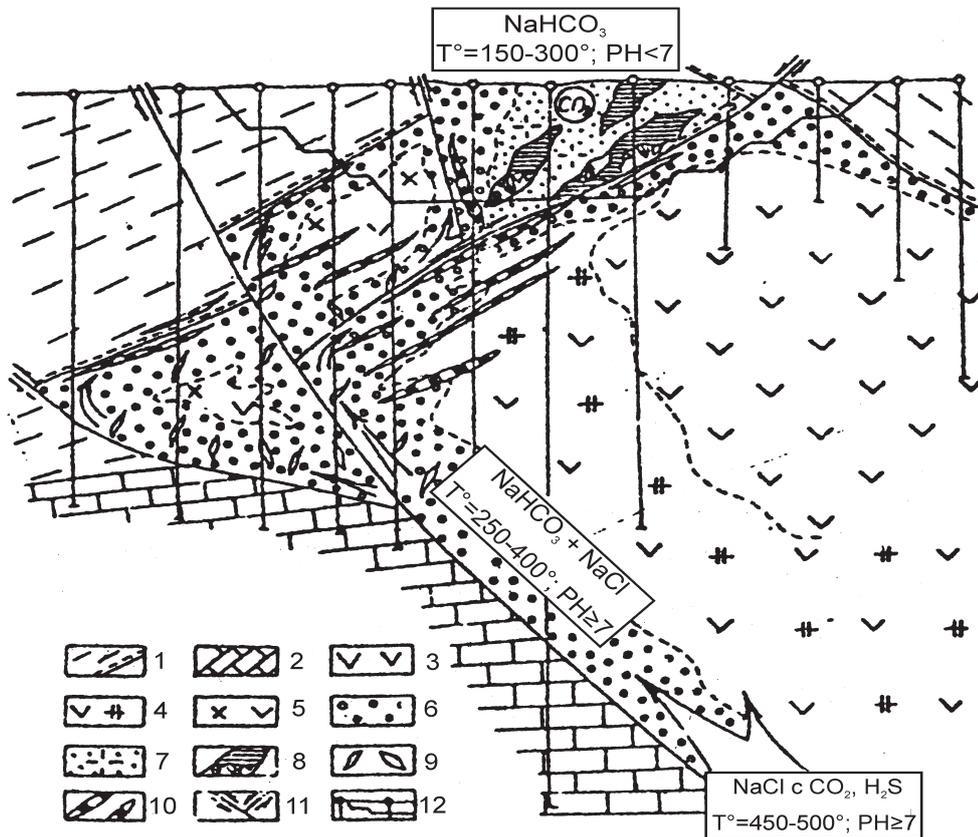
**Кумакское золоторудное поле.** Эйситы этого объекта изучались и кратко описаны в работах [Сазонов, Черемисин, 1981; Новгородова, 1983; Некрасова и др., 2007]. Они приурочены к хорошо выраженному разлому (зоне смятия). Заложение его произошло не позднее  $D_{2,3}$ . Он неоднократно подновлялся как минимум на границах  $P_2$  и  $T_1$  и  $P_2$  и  $P_3$  [Сазонов, 1998]. Разлом контролируется дайковидными диоритами [Новгородова, 1984], а также развитием интенсивной биотитизации, эйситизации, березитизации; отмечалось участковое присутствие хлоритоида.

Ореол эйситизированных пород зонален (см. [Сазонов, 1998, с. 71]). Эйситы сопровождают кварц-альбитовые золотоносные жилы. Рудные тела включают полностью эти жилы, а также часть ореола околорудных эйситов (см. [Сазонов, 1998, с. 71]). Промышленная значимость руд оценивается здесь по результатам опробования на золото. В зальбандовой части непродуктивных кварцевых жил часто присутствует калиевый полевой шпат. Далее выделяется зона альбит-анкеритового (с гематитом) состава. Наконец, во внешней зоне появляется хлорит. Карбонат в ней представлен кальцитом (преобладает) и доломитом. Альбитизация и гематитизация, по М.И. Нов-

городовой [1983], иногда прослеживаются в березитизированных диоритах. Продукты эйситизации уверенно выделяются на основе химизма процесса (вынос Si, K, CO<sub>2</sub>, привнос Na), малой подвижности серы (подтверждается незначительным развитием сульфидов), существенно альбитового (с доломит-анкеритом) состава метасоматитов внутренней зоны колонки. Калишпатизацию в зальбандах кварц-альбитовых жил мы рассматриваем как результат сброса калия, вынесенного из эдуктов в процессе их эйситизации. Очевидно, более высокие щелочность и температура (T=390–430 С, P=1,2–0,7 кбар [Сазонов, 1998]) по сравнению с теми, при которых образуются березиты, обусловили сброс калия в виде калишпата, а не серицита.

**Астафьевское месторождение** (см. рис. 6.1). Геологическое строение месторождения двухъярусное: нижний ярус — вулканогенно-осадочный комплекс, а верхний — терригенные образования. В результате коллизии (С<sub>1</sub>) породы нижнего яруса надвинуты на породы верхнего. Породы нижнего яруса метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Месторождение отчетливо контролируется зоной надвига в пределах зоны влияния которого интенсивно проявлены дробление, рассланцевание и гидротермальный метасоматоз. Для метасоматической зональности месторождения характерна вертикальная зональность, суть которой состоит в следующем. На верхних горизонтах (0–200 м от современной поверхности) месторождения развиты кварцевые жилы и сопряженные метасоматиты кварц-серицитовой (преобладают) и березит-лиственитовой формаций. И жилы, и метасоматиты — продукты ранней стадии гидротермального процесса. Здесь же развиты хрусталеносные гнезда, являющиеся производными поздней стадии последнего.



**Рис. 6.1.** Характер взаимоотношений околорудных метасоматитов различных формаций в вертикальном разрезе Астафьевского хрусталеносного кварц-жильного месторождения (Южный Урал). По [Огородников, Сазонов, 1991]:

1 — углистые филлиты (O-S); 2 — известняки мраморизованные (C); 3 — метавулканиты (O-S); 4 — то же, плагиоклазированные; 5 — то же, биотитизированные и хлоритизированные с прожилково-вкрапленной золотой минерализацией; 6 — эйситы, в приподнятом блоке — метасоматиты кварц-серицитовой и березит-лиственитовой формаций (пояснения в тексте); 7 — зоны аргиллизации с гнездами горного хрусталя; 8 — хрусталеносные кварцевые жилы; 9 — кварц-карбонатные гнезда с горным хрусталем; 10 — зоны развития золотой минерализации; 11 — раствороподводящие разрывные нарушения; 12 — контур эксплуатационного карьера и колонковые скважины

На нижних горизонтах (200–400 м) зафиксированы золотоносные (до 10 г/т) биотит-хлоритовые метасоматиты (сформировались в раннюю стадию) и слабозолотоносные (до 0,6 г/т) кварц-карбонатные жилы, сопровождающиеся ореолами эйситизации.

Эйситизация внешне проявлена осветлением подвергнутых ее воздействию пород (особенно ярко это проявлено, если процесс развит в вулканитах средне-основного состава; в гранитоидах цвет при этом практически не изменяется). Осветленные породы участками окрашены в слабый буроватый и сиреневатый цвета. Это обусловлено тонкораспыленными иголочками рутила и микрочешуйками гематита. Эйситизированные породы зональные: эдукт состоит из актинолита, эпидота, биотита, альбита, кварца, магнетита, кальцита, во внешней зоне фиксируются альбит, хлорит, серицит, кальцит, гематит, иногда рутил, в промежуточной — альбит, хлорит, кальцит, гематит, а во внутренней — альбит, анкерит, гематит.

В работе [Огородников, Сазонов, 1991] показано (на основе расчета баланса вещества), что эйситизация протекала в условиях выноса K, Mg, Si, Al, привноса Na и Ca, окисления  $Fe^{2+}$  до  $Fe^{3+}$ . Причина вертикальной зональности на месторождении обусловлена двухстадийным развитием гидротермального процесса и эволюцией РТХ-параметров гидротермальной системы, что иллюстрируется рис. 6.1. Процесс эйситизации начался при  $T=390-450$  °С. Давление не определялось. Содержание золота в эйситах достигает 0,9 г/т, и они могут рассматриваться как промежуточный коллектор этого элемента.

**Эйситы Шарташского гранитного массива.** Эйситы известны здесь в Шарташском и Изоплитском гранитных карьерах. Это обычно розоватые или кремовые породы. В Шарташском карьере мы наблюдали их только в глыбах гранитов. Розоватая окраска метасоматитов обусловлена альбитом. Последний здесь обычно принимается за калишпат, и, видимо, поэтому эйситы здесь не описаны. Для эйсита, представленного оторочкой около кварц-альбит-карбонатной (кальцит+доломит-анкерит) жилы, установлены следующие физико-химические параметры образования [Мурзин и др., 1998]:  $T=425-330$  °С,  $P=0,1-0,5$  кбар. Нет сведений в литературе и об эйситах из Изоплитского карьера. В южном и юго-западном его бортах вскрыты две зоны гумбеизации гранитов. Эйситы же развиты в 180 и 250 м к северу от указанных зон развития гумбеитов, непосредственно в карьере. Здесь эти метасоматиты образуют оторочки около маломощных (до 5 см) кварцевых жил с гнездами горного хрусталя, блеклой руды и, кроме того, развиты в виде относительно мощных (до 1,5–1,8 м) блоков, сложенных кварцем, карбонатом и альбитом. В качестве незначительной примеси в эйситах отмечаются рутил и пирит. Участками в метасоматитах фиксируются небольшие полости, выполненные кристаллами кальцита и горным хрусталем.

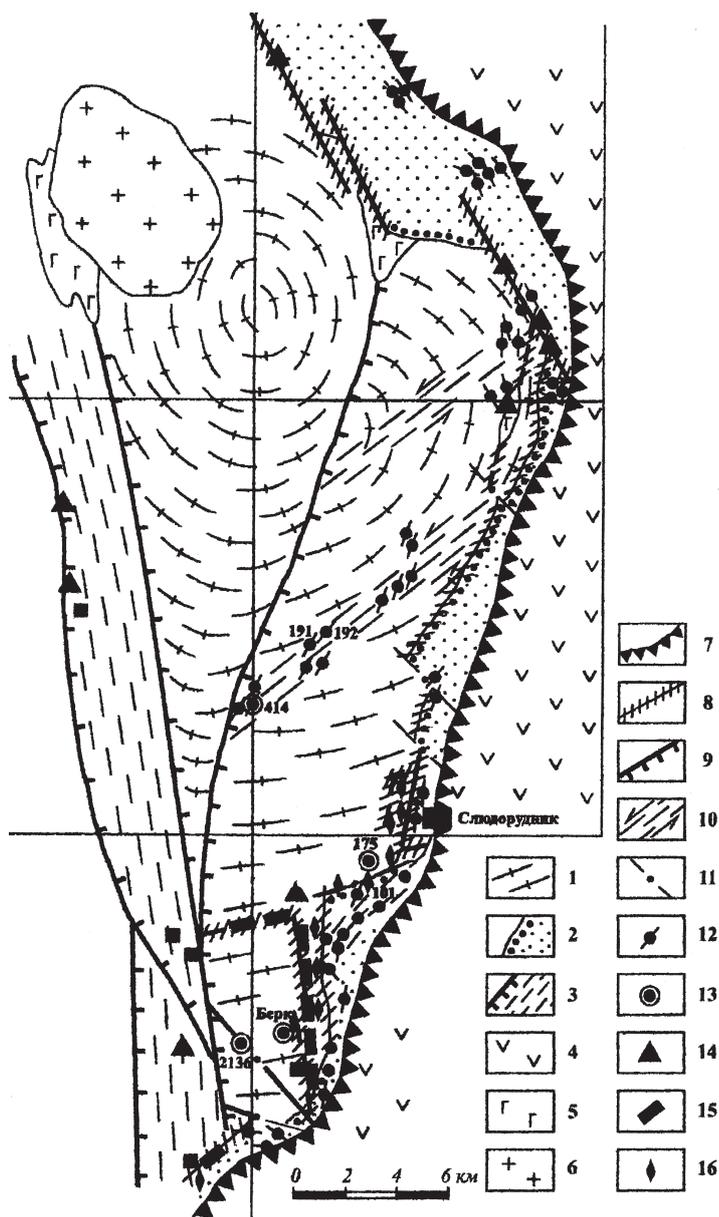
Карбонат эйситов представлен кальцитом (преобладает) и доломит-анкеритом (содержание  $FeCO_3$  варьирует от 3,35 до 20,5 %). Согласно тому же источнику, температура формирования эйситов 300–150 °С, а давление 0,25–0,75 кбар.

Процессы эйситизации и гумбеизации, развитые в Шарташском гранитном массиве, сопоставимы по температуре образования, но существенно отличаются по давлению. Очевидно, причина этого заключается в следующем. Гумбеиты развивались в закрытой системе, о чем свидетельствует высокое значение приведенного выше давления, при котором они формировались. Заметим, что этот процесс сопровождался значительным выносом Na, а также то, что эйситы и гумбеиты в Шарташском массиве нередко пространственно совмещены. С учетом установленных в гумбеитах внутриминерализационных подвижек эти факты мы объясняем следующим образом. Подвижки открывали систему полностью или частично. В открытую часть устремлялся флюид, обогащенный Na. Не исключено [Мурзин и др., 1998], что с понижением давления активность K падала, а Na — резко возрастала, что привело к формированию эйситов в составе «гумбеитовой» гидротермальной системы.

**Эйситы Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса.** В эксплуатационном карьере по жиле № 175 гранулированного кварца (рис. 6.2) встречены метасоматически измененные гнейсовидные амфиболиты, плагиогнейсы и плагиограниты, которые по составу типоморфных минералов (кварц+альбит+доломит-анкерит) идентифицируются с эйситами (рис. 6.3). Участки эйситизированных пород легко определяются по «корочке» бурого цвета (возникает за счет взаимодействия доломит-анкерита с кислородом атмосферы).

Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс — это сложное гетерогенное образование, сформированное на древней континентальной коре за счет неоднократной активизации тектони-

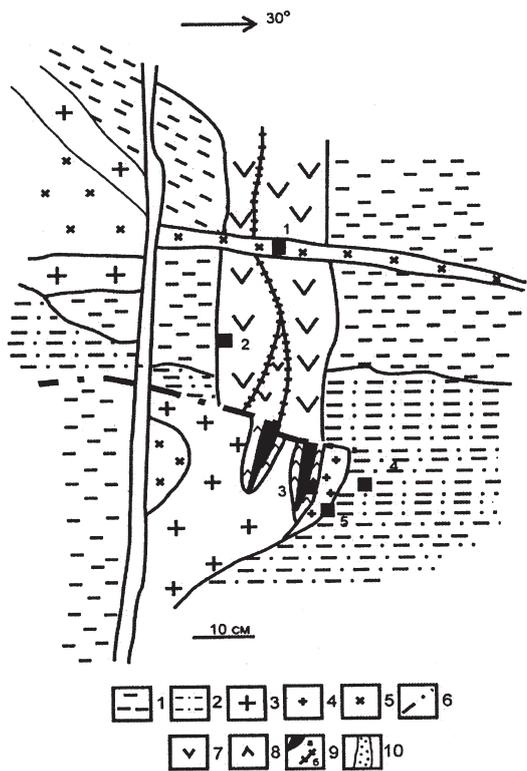
**Рис. 6.2.** Схема геологического строения Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса с элементами минерагии (Средний Урал). По [Поленов и др., 2005] с упрощениями: 1 — гнейсы и амфиболиты (R2); 2 — сланцы, кварциты, бластомилониты куртинской свиты (R2); 3 — динамосланцы Таганайско-Указарской зоны смятия; 4 — вулканы Карабашского тектонического блока (O1–D2); 5 — пироксениты, габбро, габбро-амфиболиты; 6 — коллизионные гранитоиды Нижне-Уфалейского массива; 7 — Главный Уральский коллизионный шов; 8 — рифтогенные разрывы (R), вмещающие тела кварцитов, древних пироксенитов (включают тела титаномагнетитовых руд) и гранитоидов; 9 — взбросы, надвиги; 10 — сдвиговая зона трещиноватости, оперяющая Серебровский надвиг; 11 — сбросы; 12 — крупные кварцевые жилы и их номера; 13 — отработываемые кварцевые жилы и их номера; 14–16 — месторождения магнетита и гематита (14), кианита (15), метасоматических кварцитов (16)



ческих, метаморфических и магматических процессов во временном интервале от рифея до поздней (240–220 млн лет) коллизии [Кейльман, 1974; Огородников, Сазонов, Поленов, 2006 и др.].

Полагается [Сазонов, Огородников, Григорьев и др., 2006], что уфалейские эйситы генетически связаны с раннеколлизионными гранитами, имеющими абсолютный возраст  $316 \pm 2,5$  млн лет, по Г.Ю. Шардаковой и др. [2005], или 316 млн лет, по Е.П. Мельникову [1988]. Эйситы пересекаются нормальными калиевыми гранитами, возраст которых 245 млн лет (K-Ar-метод, аналитик А.И. Степанов, ИГГ УрО РАН). Свежие уфалейские эйситы — это кремевые или слабо-розовые метасоматиты, состоящие из кварца, альбита, и карбоната. Кроме того, в них отмечаются серицит ( $2M_1$ ), хлорит, как правило, синрудный, развивающийся совместно с пиритом. Карбонат представлен тремя фазами - кальцитом, доломит-анкеритом (максимальное содержание  $FeCO_3$  18–20 %) и магнетит-сидеритом (содержание  $FeCO_3$  колеблется от 4 до 95 %. Во внутренней зоне колонки эйситизации плагиогнейсов и плагиогранитов альбит замещает серицит и карбонат. Отметим, что сквозными минералами колонки эйситизации по всем указанным выше породам являются кварц, апатит и рутил. В эйситах по гнейсам установлены пирит и магнетит (< 1 %).

Сопоставление химических анализов эйситов и их эдуктов (см. в [Сазонов, Огородников, Григорьев и др., 2006, с. 402] позволило установить химизм эйситизации: инертное (или близкое к нему) поведение  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ , Fe, CaO, MgO,  $P_2O_5$ , вынос  $SiO_2$ ,  $Na_2O$  («сбрасывается» излишек, возникший при доэситовой альбитизации плагиогранитов). Особенность химизма — незначительный привнос K, обусловивший образование небольшого количества серицита  $2M_1$ . Последний в эйситах располагается «пятнами». Причем в одних «пятнах» серицит замещается альбитом, а в других — такое замещение не очевидно.



**Рис. 6.3.** Зарисовка фрагмента северного борта эксплуатационного карьера по жиле гранулированного кварца № 175 (Уфалейский район, Средний Урал): 1 — гнейсовидный амфиболит; 2 — эпидот-амфиболовый гнейс; 3 — крупнозернистый плагиогранит; 4 — то же, но мелкозернистый; 5 — микроклиновый гранит мусковитизированный; 6 — дизъюнктивное тектоническое нарушение; 7 — лиственитизированный гнейсовидный амфиболит; 8 — альбитизированный и березитизированный плагиогранит; 9 — кварцевые (а) и карбонатные с кварцем (б) прожилки; 10 — открытая трещина техногенной природы; залитые квадраты — места взятия образцов, цифры — их номера

Исследования показали (см. рис. 6.4), что по содержанию главных инертных компонентов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ) уфалейские эйситы близки к таковым других регионов, а также к березитам по кислым породам.

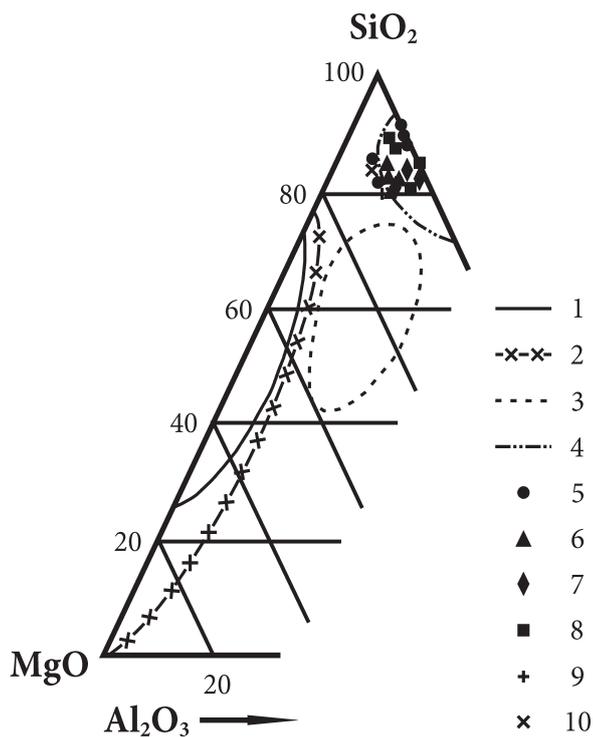
Из рис. 6.5 следует, что уровни содержаний РЗЭ в эйситах и их эдуктах отчетливо коррелируются. Очевидно, что концентрация этих элементов в указанных метасоматитах определяется главным образом таковой в их исходных породах. Это, кстати, подтверждается сопоставлением распределения РЗЭ в шарташских «щелочных», существенно серицитовых березитах и их эдуктах-

гранитах (см. рис. 6.5, знаки 6, 7). Повышенная щелочность «березитизирующего» раствора приводит к некоторому привносу всех РЗЭ (общая сумма привноса составляет 15 г/т).

Минералы эйситизации пород основного-кислого состава по степени концентрации в них РЗЭ (в г/т) располагаются в такой последовательности: эпидот (63), анкерит (4–51), хлорит (10–52), серицит (23–49), амфибол (30), кальцит (16–24), брейнерит (3–5), альбит (8), кварц (2–4). Количество проб, проанализированных по конкретному минералу, колеблется от 1 до 4.

В районе Слюдорудника в Уфалейском гнейсово-амфиболитовом комплексе развиты не только эйситы, но и березиты (см. [Сазонов, Огородников, Григорьев и др., 2006]), что дает основание для постановки вопроса о возможной перспективности комплекса на площадях развития

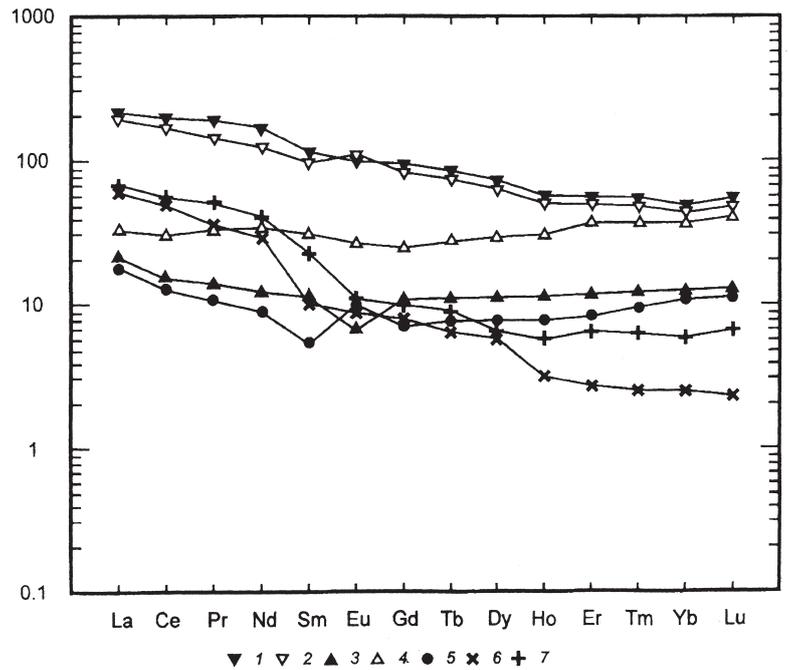
коллизионных гранитоидов на Au и некоторые другие металлы (Mo, Ag, Sb и др.). Из материалов этой и предыдущей глав следует, что на рассматриваемой площади в случае увеличения эрозийного среза могут встретиться гумбеиты, уменьшение последнего обусловит смену березитов кварц-серицитовыми метасоматитами. Эйситизация в рассматриваемом районе приурочивается к



**Рис. 6.4.** Диаграмма химического состава (в координатах  $\text{SiO}_2$ – $\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{MgO}$ ) метасоматитов эйситовой формации из эксплуатационного карьера по жиле гранулированного кварца № 175. Основа диаграммы по [Сазонов, 1988]:

1–3 — поля составов лиственитов по серпентинитам (1), известнякам (2), магматитам основного и среднего состава (3), 4 — березиты по породам кислого состава; 5, 6 — эйситы по магматитам среднего (5) и кислого (6) составов; 7–8 — кварцевые песчаники (7) и эйситы (8) по ним; 9–10 — эйситы по уфалейским гнейсовидным амфиболитам (9) и плагиогранитам (10)

**Рис. 6.5.** Характер распределения РЗЭ в некоторых магматах, метаморфитах и продуктах их гидротермально-метасоматической переработки: 1 — гнейсовидный амфиболит, слабоэйситизированный; 2 — то же, но эйситизация более интенсивная; 3 — плагиогранит альбитизированный; 4 — то же, но еще и эйситизированный; 5 — гранит мусковитизированный; 6 — гранит шарташский (Средний Урал); 7 — березит по шарташскому граниту. Пробы 1–5 взяты из Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса



трещинам отрыва, возникшим при субмеридиональном сдвиге в период коллизии.

Факт, что содержания РЗЭ в эйситах и их эдуктах коррелируют, можно использовать в качестве индикатора — определять по продукту его эдукт.

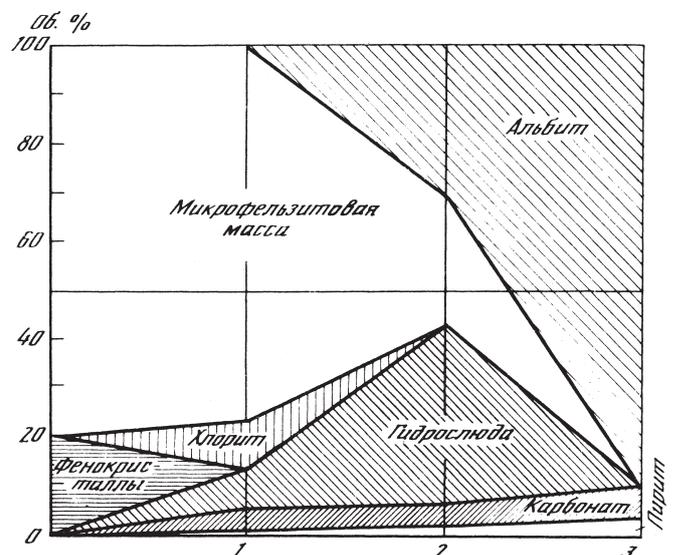
**Эйситы Учкулачского рудного поля (Западный Узбекистан).** Здесь эйситизация, по данным И.П. Щербаня и др. [Околорудные..., 1990], развита по риолитам порфировой структуры. В них на фоне основной афанитовой массы развиты вкрапленники (порфиры) кварца, полевого шпата, редко биотита. Полевой шпат включает 95 об. % плагиоклаза и 5 % калиевой разности.

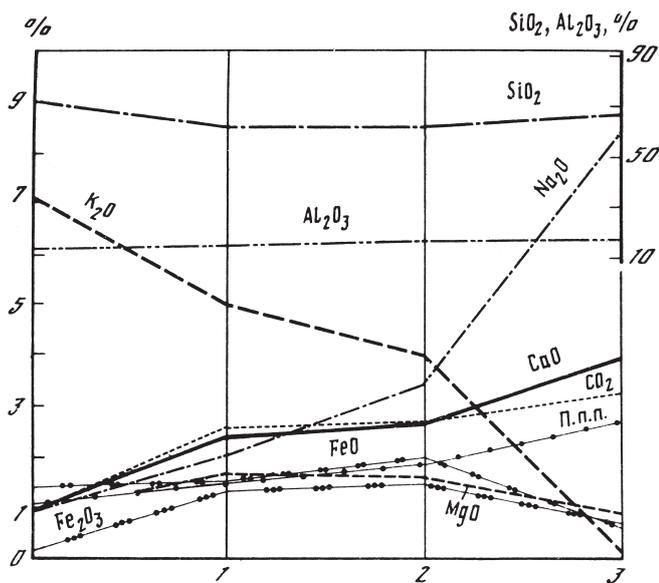
Ореол метасоматически измененных пород контролируется зоной развития крутопадающих трещинных структур, являющихся отрогами Северо-Учкулачского разлома. Общая мощность ореола достигает 60–80 м.

Во внешней зоне метасоматической колонки развиваются два основных минерала — железисто-магнезиальный прохлорит и карбонат (кальцит). Отмечается небольшое количество иллита и серицита 1М. Полевые шпаты, замещаясь хлоритом и карбонатом, сохраняют очертания слагаемых ими зерен. Поэтому сохраняется порфировый облик первичной породы. В промежуточной зоне колонки происходят следующие минеральные преобразования (рис. 6.6): в ней исчезает хлорит, появляется альбит, количество слюды увеличивается; содержание карбоната сохраняется неизменным, но к кальциту добавляется доломит. Во внутренней зоне главный минерал альбит (см. рис. 6,6), количество которого здесь составляет 80–90 об. %. Карбонат в этой зоне представлен двумя фазами — кальцитом (сильно преобладает) и доломитом. Приведенная минеральная трансформация риолитов при эйситизации протекала условиях следующего химизма: На интенсивно привносился, К же, наоборот, почти полностью выносился (см. рис. 6,7). Содержания  $SiO_2$  и

**Рис. 6.6.** Эволюция минерального состава порфировых риолитов Учкулачского рудного поля (Узбекистан) при эйситизации. По [Околорудные..., 1990]: 0 — исходная порода; 1–3 — зоны метасоматитов: внешняя (1), промежуточная (2), внутренняя (3).

Примечание: минеральный состав зон метасоматитов вычитывается из самой диаграммы





**Рис. 6.7.** Эволюция химического состава порфировых риолитов Уччулачского рудного поля (Узбекистан) при эйситизации. По [Околорудные..., 1990]:

1–3 — то же, что на рис. 6.6

$Al_2O_3$  оставались практически константными. Заметно привносилась  $CO_2$ . Кроме указанных компонентов, привносились Ca (связывался в карбонате) и S (входила в состав пирита). Отметим, что появление в промежуточной зоне рассмотренной колонки эйситизации риолитов в значительном количестве иллита обусловлено, по И.П. Щербаню [Околорудные, 1990], пониженной температурой развития процесса. Нам представляется, что возможны и два других варианта: первый — внутренняя зона колонки является более поздним образованием по сравнению с промежуточной и внешней зонами, т. е.

нами допускается возможность того, что рассмотренная колонка имеет разновременную совмещенную зональность (гумбеиты наложены на аргиллизированные породы); второй — гумбеизация развивалась в относительно малоглубинных условиях (менее 1, 5 км), к тому же в остывших породах, в связи с чем температура в системе обуславливалась только «эйситизирующим» флюидом.

На основе результатов изучения изотопного состава Ca и C карбонатов, S сульфидов и Pb галенита в работе [Околорудные..., 1990] сделан вывод о гетерогенности «эйситизирующего» флюида: в нем преобладал глубинный раствор и была примесь порового раствора вмещающих пород. В этой же работе полагается, что вынесенные в процессе эйситизации рудные элементы могли реализоваться выше ореола эйситизированных пород в качестве полиметаллических объектов.

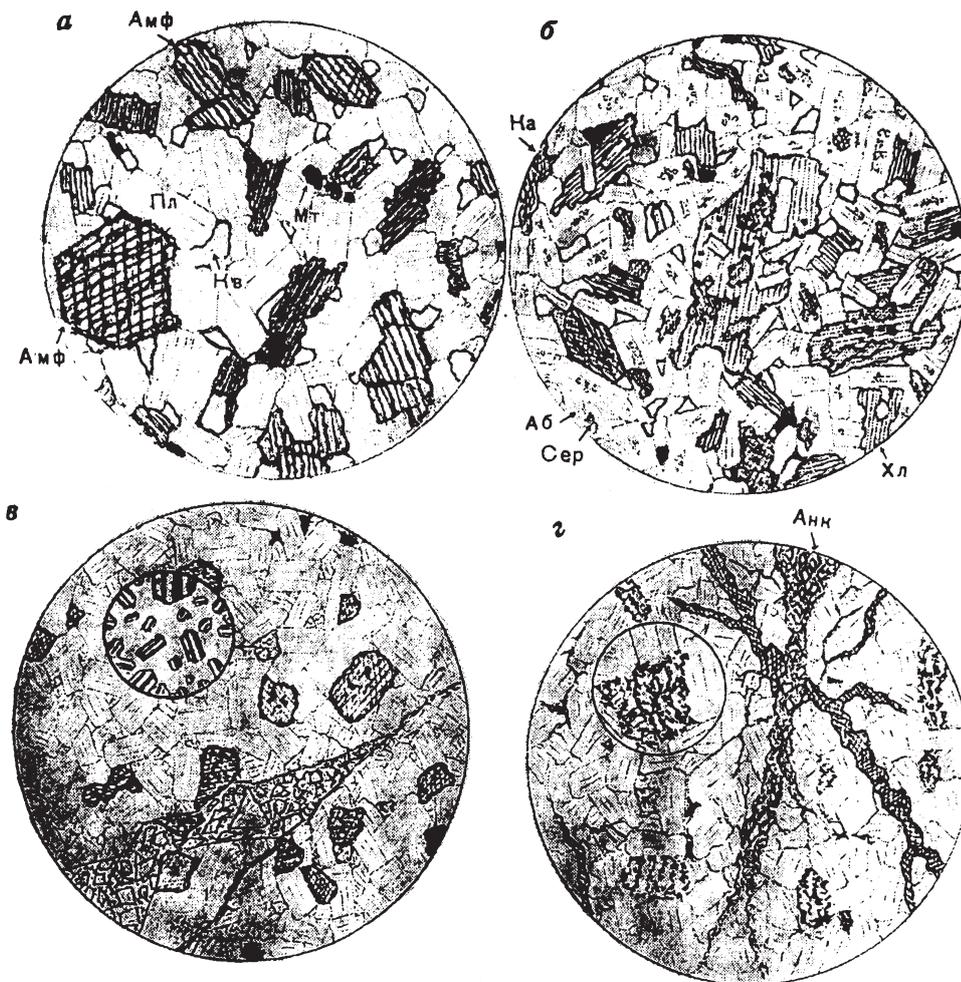
**Дополнительные сведения о формации.** Сегодня можно объединить все эйситы в две температурные фации: 1) образовавшиеся при температуре 220–280 °C из «эйситизирующих» гидротерм, контролируемые шовными зонами; 2) развившиеся при относительно высокой температуре (425–150 °C) и низком (0,1–0,25 кбар) давлении, которое может подниматься до 0,75 кбар в случае хотя бы частичного закрытия системы из «гумбеизирующих» растворов (детали см. в работе [Сазонов, 1998]), генетически обусловленных интрузиями коллизионных гранитоидов и сиенитоидов.

В качестве объекта-эталона первой группы примем эйситы Уччулачского рудного поля. Выше отмечено, что флюид, образовавший их, гетерогенный. К указанным составляющим его И.П. Щербань [Околорудные..., 1990] добавляет примесь вадозных вод.

Что касается эйситов второй группы, то флюид, обусловивший их, связан с гранитоидным и сиенитоидным магматизмом; отчасти к нему примешан поровый раствор боковых пород (см. подробнее в работе [Сазонов, 1988, с. 74]).

*Текстурно-структурная перестройка пород при эйситизации.* Текстуры эйситов те же, что и в исходных породах. Отметим только, что в процессе эйситизации породы становятся более мелкозернистыми. Слоистая, полосчатая и сланцеватая текстуры становятся массивными (см. [Лисицына, Рудонис, 1968, с. 104]).

Структурные преобразования пород при эйситизации обуславливаются минеральной трансформацией, обусловленной развитием этого процесса. Проиллюстрируем это на примере развития эйситов по породам среднего и кислого составов. Во внешней зоне метасоматической колонки по темноцветным минералам развиваются хлорит, кальцит, гематит, иногда анатаз. Титаномагнетит замещается гематитом и анатазом, иногда только пиритом. Сквозными минералами колонки являются кварц (избыточный минерал) и апатит. В результате внешняя зона колонки оказывается сложенной кварцем, альбитом, серицитом, хлоритом, гематитом (иногда пиритом), апатитом, анатазом. Далее серицит замещается альбитом, затем хлорит и кальцит — анкеритом; в итоге получается метасоматит кварц-альбит-анкеритового с гематитом состава. Уменьшение величины зерен минералов отчетливо прослеживается в направлении от эдукта к внутренней зоне (рис. 6.8).



**Рис. 6.8.** Характер структурных и минеральных преобразований кварцевых диоритов при эйситизации. По [Омельяненко, 1978]:

а–г — зарисовки шлифов, увеличение 24, деталей на рис. в–г — 160. а — кварцевый диорит; б — внешняя зона метасоматической колонки: хлорит и кальцит развиваются по амфиболу, а серицит по альбитизированному плагиоклазу; в — промежуточная зона колонки: альбит замещает кварц и серицит (детали см. в маленьком кружке); г — внутренняя зона колонки: анкерит замещается альбитом и гематитом (в маленьком кружке показаны детали этого процесса)

Подчеркнем, что по соотношению главных инертных компонентов ( $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ) эйситы близки с березитами, что следует из анализа рис. 6.4, на котором те и другие находятся в поле березитов, сформировавшихся по породам среднего и кислого составов.

**Значение для поисков и прогнозирования оруденения.** Для эйситовой формации типоморфны урановое и в меньшей мере молибденовое (молибденит) оруденения. Что касается **Au**, то оно с ней может иметь генетическую (Кумакское месторождение, Южный Урал, см. выше) или только пространственную (эйситизация наложена на золотое оруденение кварц-жильного типа, сопряженное с березитами-лиственитами, метаморфизует его и сопряженные с ним метасоматиты) связь. Следовательно, эйситы в различных рудных районах могут использоваться в качестве прямого и косвенного поисковых признаков. Использование эйситов в прогнозировании золотого оруденения ограничивается следующим. Прежде всего, промышленное золотооруденение в связи с этой формацией не известно. Однако эйситы, развитые в глубинных разломах, являются составной частью метасоматитов ряда формаций, возникших при прерывисто-непрерывном развитии гидротермальной системы в них (разломах – шовных зонах), включая такие продуктивные на золото, как березит-лиственитовая, кварц-серицитовая и др. [Сазонов и др., 1989]. Заметим, что в таком ряду золотоносность возрастает в направлении от более древних метасоматитов к более молодым. Эйситы в этом ряду находятся ближе к его середине, поэтому их можно рассматривать в качестве промежуточного коллектора **Au**.

## Глава 7

### **МЕТАСОМАТИТЫ КВАРЦ-СЕРИЦИТОВОЙ ФОРМАЦИИ: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СТРОЕНИЕ КОЛОНОК, ВОЗНИКШИХ ПРИ МЕТАСОМАТОЗЕ ПОРОД РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА, И ИХ МИНЕРАЛЬНАЯ, ХИМИЧЕСКАЯ И ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНАЯ ТРАНСФОРМАЦИИ**

Метасоматиты кварц-серицитовой формации распространены более широко, чем таковые березит-лиственитовой. Обусловлено это двумя причинами. Первая — на среднеглубинных золото-рудных месторождениях, контролируемых зонами разломов, они пространственно и генетически сопряжены с березитами-лиственитами [Сазонов, 1984, 1986]. Вторая — они являются околорудными метасоматитами колчеданных, колчеданно-полиметаллических и, кроме того, мезотермальных золотых и золотосеребряных месторождений. Кстати будет отметить, что из медноколчеданных месторождений извлекается золота не меньше (а порой и значительно больше), чем из собственно золоторудных кварц-жильного типа [Сазонов и др., 1993].

Кварц-серицитовая формация изучена достаточно хорошо. Объясняется это в основном двумя причинами, одна из которых — развитие ее метасоматитов во всех подвижных поясах, специализированных на медь, полиметаллы и золото, которые в металлогеническом аспекте (включая, естественно, и околорудные метасоматиты) исследуются многие десятилетия (Урал, Кавказ, Алтае-Саянская область, западная часть Австралии, Аппалачи и др.); а вторая — открытие специфических башенных и других колчеданоносных построек, сопряженных с пропилитами и кварц-серицитовыми породами, которые интенсивно изучаются вот уже 30 лет в океанах. Довольно полный список работ, посвященных этой проблеме, приведен в монографии [Коротеев, Сазонов, 2005]. Подводя итог исследованиям кварц-серицитовых метасоматитов — околорудно измененных пород колчеданных месторождений, А.Г. Твалчрелидзе [1987] в качестве основных моментов выделяет следующие: 1) кварц-серицитовые метасоматиты наложены на субрегионально распространенные пропилиты; 2) руды всегда образуются после кварц-серицитовых метасоматитов из тех же растворов, но в более позднюю стадию или на более высоких гипсометрических уровнях; 3) химический и количественный минеральный состав метасоматитов в значительной мере связан с химическим составом их эдуктов, первые наследуют текстурно-структурные особенности вторых, поскольку в физико-химических условиях кварц-серицитовой формации текстуры пород по сравнению с их структурами более консервативны; 4) кварц-серицитовые породы колчеданных месторождений образуются из кислых растворов, при этом происходит вынос оснований. Калий привносится и связывается в сериците метасоматитов, а Na — выносится из системы; 5) количественный минеральный состав метасоматитов формации варьирует в значительных пределах, но в принципе не выходит за рамки единой кварц-серицит-хлоритовой ассоциации пород.

Заметим, что данные, приведенные А.Г. Твалчрелидзе, практически полностью идентичны полученным для березит-лиственитовой формации (см. [Сазонов, 1984]). И это не удивительно, так как эти формации — близкие родственники [Сазонов, 1984] и находятся в соседях в ряду родственных метасоматических формаций, сопряженных с кислым-основным магматизмом [Сазонов, 1997]. Пожалуй, следует отметить только одну важную деталь, по неясным причинам отсутствующую в работе А.Г. Твалчрелидзе, касающуюся концентрически-зонального строения ореола околорудно измененных пород на колчеданных месторождениях. Ниже приведем характеристику метасоматитов кварц-серицитовой формации на примере медноколчеданных и медно-порфириновых месторождений Южного Урала, для которых она является типоморфной.

**Метасоматиты медноколчеданных месторождений.** При их характеристике использованы материалы ряда работ ([ Медноколчеданные..., 1985, 1988, 1992; Сурин, 1993; В. Ф. Рудницкий, 1988 г.; В.В. Зайков, 1991 г. и др.]), включая данные сводок по колчеданным месторождениям мира (1979 г.) и СССР (1983 г.), а также по колчеданным образованиям рифтовых зон современных и древних океанов [Лисицын и др., 1990; Масленников, Зайков, 1988; Масленников, 1999; Масленников и др., 1999; Масленников, Масленникова, 2007 и др.].

Ореол околорудных изменений на медноколчеданных, и колчеданно-полиметаллических месторождениях зональный: метасоматиты внешней зоны, развивающиеся по пропилитам, имеют кварц-серицит-хлоритовый, а внутренней — кварц-серицитовый состав.

Кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты отчетливо контролируются разломами. Тела метасоматитов крутопадающие. В вертикальном разрезе они имеют столбообразный вид. Диаметр столбов колеблется от 10 м до сотен метров. У земной поверхности столбы преобразуются в воронкообразные тела. Метасоматиты указанного состава прослеживаются на глубину до 1,5 км. На некоторых месторождениях (Талганском, им. XIX партсъезда, Узельгинском и др.) установлено двух- и трех-ярусное оруденение. Оно сопровождается интегральным, сложно построенным ореолом гидротермально измененных пород. Около вулканических центров ореол этот обычно расширяется, к нему добавляются небольшие по размерам ореолы, формирующиеся вдоль жерловин, некков, куполов, субвулканических интрузий, радиальных и кольцевых дизъюнктивных нарушений.

Для кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов характерны сланцеватая и брекчиевидная текстуры. В них преимущественно по плоскостям сланцеватости фиксируются сульфиды (существенно преобладает пирит) и прожилки кальцита. Хлорит относится к магнезиальной разновидности [Сурин, 1993].

Кварц-серицитовые метасоматиты слагают центральную часть ореола околорудно измененных пород. Они подстилают рудные тела и ниже прослеживаются в виде столбообразной залежи, фиксирующей рудоподводящий канал. Состав метасоматитов по кислым породам кварц-серицитовый, а по основным — кварц-хлорит-серицитовый. Количество кварца и серицита в кварц-серицитовых метасоматитах варьирует в широких пределах — отмечаются существенно кварцевые (кварца до 70–80 %) и существенно серицитовые (серицита до 80 %). Кроме этих двух минералов, отмечены барит, клинохлор, пирит, гипс, ангидрит, пирофиллит, рутил.

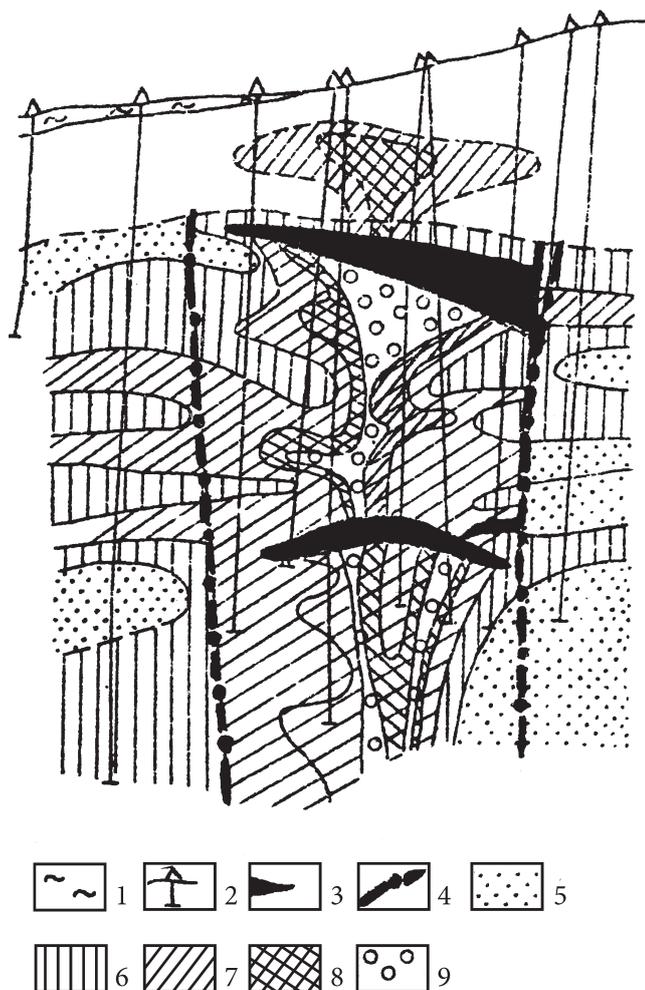
Развитие кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов по пропилитам эпидот-хлоритовой фации заключается главным образом в хлоритизации эпидота и серицитизации хлорита. Замещение указанных метасоматитов кварц-серицитовыми происходит в результате серицитизации хлорита. Процесс протекает в условиях выноса Ti, Al, Mn, Ca, Na, CO<sub>2</sub>, привноса SiO<sub>2</sub>, Fe, K и S, K, S, инертного поведения P. При этом Mg привносится в колонках по основным породам, связывается в хлорите, в колонках по кислым породам накапливается в промежуточной зоне, а из внутренней

Таблица 7.1

**Химический состав (мас.%) базальтов (1), риодацитов (4), габбро (8), метасоматитов кварц-серицитовой формации, сформировавшихся по базальтам (2, 3), риодацитам (5-7) колчеданных месторождений Южного Урала и габбро (9) Шульгинского золоторудного месторождения Среднего Урала. По [Сазонов, 1975; Сурин, 1993]**

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	49,84	47,72	53,20	70,44	70,96	71,78	75,25	49,12	71,82
TiO <sub>2</sub>	0,75	0,81	0,74	0,39	0,36	0,31	0,30	0,43	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,88	17,50	16,25	13,52	13,41	12,28	10,97	15,52	18,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,57	4,32	6,28	1,50	1,42	1,68	3,61	2,46	0,32
FeO	7,82	7,21	6,16	2,61	2,67	2,53	1,08	5,67	0,05
MnO	0,20	0,14	0,16	0,06	0,06	0,08	0,03	0,04	0,01
MgO	5,46	8,74	6,96	1,29	3,15	4,06	0,85	9,05	0,54
CaO	7,19	2,18	1,05	2,40	0,93	0,75	0,67	11,27	0,05
Na <sub>2</sub> O	2,77	2,36	0,39	5,55	2,26	0,51	0,51	2,68	0,35
K <sub>2</sub> O	0,55	1,53	2,08	0,42	1,76	1,75	2,50	0,10	5,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,08	0,11	0,07	0,06	0,05	0,05	0,04	0,03
CO <sub>2</sub>	2,28	0,54	0,34	0,58	0,43	0,38	0,23	Следы	Следы
H <sub>2</sub> O	3,55	4,48	3,97	1,00	2,22	2,75	1,81	3,10	2,47
S	0,13	1,93	3,10	0,12	0,39	0,88	2,27	0,01	0,01
Сумма	100,09	99,54	100,86	99,95	100,09	99,79	100,15	99,54	99,21

Примечание. Состав метасоматитов: 2 — хлоритизированный и серицитизированный базальт; 3 — апобазальтовый кварц-хлорит-серицитовый метасоматит; 5 — хлоритизированный и серицитизированный риодацит; 6 — хлорит-серицит-кварцевый; 7, 9 — серицит-кварцевый.



**Рис. 7.1.** Палеотемпературная зональность в вертикальном разрезе Узельгинского медноколчеданного месторождения (Южный Урал). По [Baranov et al., 1988]:

1 — покровные отложения; 2 — буровые скважины; 3 — рудные тела; 4 — разломы; 5–9 — палеотемпературные поля (°С): 5 — менее 160, 6 — 160–190, 7 — 190–250, 8 — 250–300, 9 — более 300

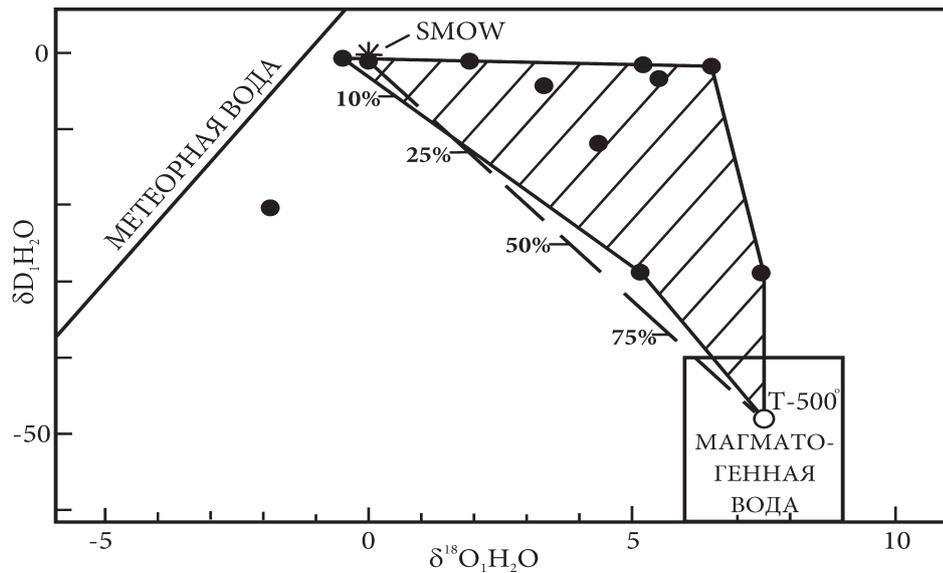
зоны выносятся. Приметы химического состава кварц-серицитовых метасоматитов и их эдуктов приведены в табл. 7.1. На некоторых колчеданных месторождениях Урала (Учалинском, Узельгинском и других) изучена палеотемпературная зональность (рис. 7.1). Наибольшими температурами характеризуются зоны метасоматитов, прилегающие к рудным телам и фиксирующие рудоподводящий канал. С удалением от этой зоны происходит быстрое понижение температуры (до 160–190 °С). Отсюда понятно, почему на некоторых колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождениях (например, на Горе Галочьей) появляются минеральные парагенезисы, свойственные аргиллизитовой формации. Эти данные с учетом того, что пропилитизированные породы располагаются в краевых частях месторождений (рудных полей), позволяют полагать, что пропилиты и метасоматиты кварц-серицитовой формации — разновременные образования.

*Об источнике флюидов, сформировавших колчеданные месторождения.* Для колчеданных месторождений Кипра и Японии на базе изучения изотопного состава Н и О гидроксилсодержащих минералов из ореола окolorудно измененных пород доказано, что рудообразующий флюид состоял существенно из морской воды (Омото, Рай, 1977; Spooner, 1980).

Вопрос об источнике растворов, сформировавших уральские колчеданные месторождения, решался на примере ряда месторождений, включая Узельгинское и Учалинское. Для его решения был исследован изотопный состав Н и О серицитов из кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов (Баранов и др., 1989). Результаты исследований представлены на рис. 7.2. Оказалось, что серициты из палеотемпературного поля меньше 250 °С сформировались из флюида по составу, близкому к морской воде. Серициты из высокотемпературного поля (290–330 °С) образовались при действии на породы гидротермального раствора, состав которого близок к магматогенному. При формировании руд и внутренней зоны метасоматического ореола флюид на 70–80 % состоял из гидротермальной производной магматического процесса. Метасоматиты внешней части ореола окolorудно измененных пород сформировались при действии на кислые и основные вулканиты флюида, существенно состоящего из подогретой морской воды. Аналогичная картина установлена и для Учалинского месторождения (Баранов и др., 1989).

Важно подчеркнуть, что на некоторых колчеданных и в особенности на колчеданно-полиметаллических месторождениях наряду с рассмотренными окolorудными метасоматитами развиты сорудные существенно хлоритовые метасоматиты.

**Метасоматиты Березняковского рудного района (Южный Урал).** В районе расположены структурно-вещественные комплексы, относящиеся к двум геодинамическим обстановкам (Язева, 1992): активной окраины континента (представлены вулканоплутонитами позднесилурийско-раннедевонского времени, плутониты — интрузии габбро-диорит-гранодиоритовой формации с

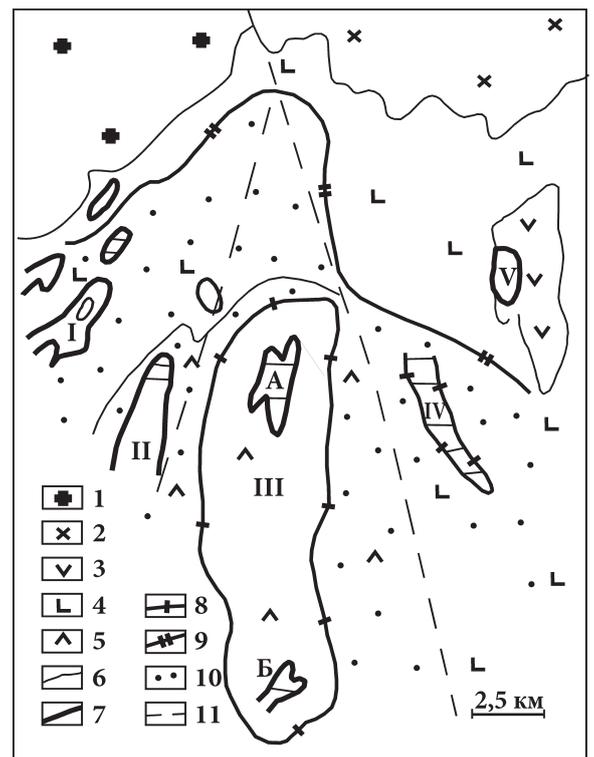


**Рис. 7.2.** Изотопный состав O и H светлых слюд из ореола околорудно измененных пород Узельгинского медноколчеданного месторождения (Южный Урал). По [Баранов и др., 1989]: Заштрихованное поле — изотопный состав H и O серицитов; черные точки — результаты анализа; пунктир — тренд смешения морской и магматогенной воды; в процентах — содержание магматогенной воды во флюиде; белый кружок — предполагаемый состав H и O серицита при 500 °С

медно-порфировым оруденением), надсубдукционным андезитоидным вулканоплутоническим поясом (сложены позднедевонско-раннекаменноугольными андезитами, кварцевыми диоритовыми порфиритами, гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации с оруденением золотопорфирового и золотокварцевого типов).

В рассматриваемом районе развиты околорудные метасоматиты трех формаций [Сазонов и др., 1993] пропилитовой (эпидот-хлоритовая фация), кварц-серицитовой (сопряжены с медно-порфировым оруденением) и березит-лиственитовой (сопровождают золотопорфировое оруденение). Метасоматические породы двух последних формаций образуют крупные ореолы кислотного выщелачивания (рис. 7.3), разделяющиеся площадями развития пропилитизации. Светлая слюда в

**Рис. 7.3.** Сопоставление метасоматитов Биргильдинской (а), Мичуринской (б) и Томинской (в) зон Березняковского рудного района (Южный Урал). По [Грабежев, 1992], с упрощениями и дополнениями: 1, 2 — соответственно граниты (СЗ-Р1) и граниты и кварцевые диориты; 3 — плагиограниты и кварцевые диориты Вознесенского массива; 4 — базальты и туфы основного состава (О1-2); 5 — андезиты и преимущественно обломочные осадочные породы (S2-D1), по Р.Г. Язевой; D3-C1, по А.И. Грабежеву; 6 — контакты пород; 7, 8 — метасоматиты кварц-серицитовой (7) и березит-лиственитовой (8) формаций; 9 — южная граница роговиков; 10 — метаморфиты хлоритовой и эпидот-хлоритовой ассоциаций; 11 — разломы. I-V — рудоносные зоны: I — Биргильдинская Cu-порфировая, II — Ягузакская Cu-Mo-Au-порфировая, III — Мичуринская Zn-Cu-Ag-Au-порфировая (А — Биксизакское проявление, Б — Березняковское проявление), IV — Томинская медно-порфировая, V — Вознесенская золотокварцевая. Горизонтальная штриховка — участки развития диоритовых порфиритов, руд и максимального проявления кислотного метасоматоза



таких ореолах представлена калиевой (серит мусковитового типа) и натриевой (парагонит - установлен А.И. Грабежевым) разностями. В связи с этим во внутренней зоне ореолов кислотного выщелачивания выделяют два минеральных парагенезиса — кварц-серицитовый и кварц-серицит-хлоритовый. В том и другом практически всегда присутствует карбонат (доломит-анкерит, кальцит), иногда отмечается хлорит (в количестве первых массовых процентов). В работе [Сазонов и др., 1993] показано, что минеральные парагенезисы с парагонитом принадлежат березит-лиственитовой, а беспарагонитовые — кварц-серицитовой формациям. Первые развиты в Томинской и Мичуринской зонах, в которых метасоматоз протекал в условиях значительного привноса Na, а вторые — в Биргильдинской зоне, метасоматиты которой сформировались при существенном привносе K и выносе Na (см. рис. 7.3). В связи с тем, что минеральные преобразования, происходящие при березитизации-лиственитизации пород различного состава для случая привноса K и выноса Na и при преобразовании их (пород) в кварц-серицитовые метасоматиты, охарактеризованы выше, здесь остановимся только на случае березитизации кварцевых диоритовых порфиритов в условиях привноса натрия.

Тела кварцевых диоритовых порфиритов претерпели гидротермально-метасоматические изменения практически повсеместно. Плаггиоклаз интенсивно деанортизирован (нередко до чистого альбита). Наиболее широко распространенными являются метасоматиты, состоящие из светлой слюды (до 15 мас.%) и хлорита, заместившего амфибол. Реже отмечаются метасоматиты с содержанием слюды 25–30 мас.%; хлорит в них может отсутствовать. Мощность зон таких метасоматитов варьирует от десятых долей метра до 20–30 м и даже больше. Березиты встречаются довольно редко. Причем карбонат в них может отсутствовать, в то время как в контактирующих метасоматитах его содержание может быть значительным (до 10 мас.% и больше). А.И. Грабежев объясняет это более кислым составом гидротерм тыловой части колонки. Мы же склонны основную причину этого видеть в выкипании CO<sub>2</sub> из гидротермального раствора в зоне расслаивания, т.е. в открытой системе (подробнее об этом см. ниже).

Карбонат и светлая слюда развиваются по порфировым выделениям плаггиоклаза, а также по тонкозернистой матрице пород. Карбонат корродирует его зерна, реже фиксируется внутри них. В последнем случае около карбоната развивается тонкозернистый агрегат светлой слюды и карбоната. В некоторых зернах плаггиоклаза, очевидно зонального, слюда более интенсивно замещает периферическую часть. Иногда она представлена как тонко-, так и относительно крупночешуйчатой разностями, вероятно, разновозрастными.

В пределах Березняковского месторождения отмечена вертикальная зональность метасоматитов: с поверхности до глубины 130–250 м развиты березиты, которые глубже сменяются метасоматитами с хлоритом, мощность которых достигает 130 м. Еще глубже светлая слюда в метасоматитах практически исчезает, последние становятся существенно хлоритовыми.

*Причины, обуславливающие появление минеральных парагенезисов с парагонитом.* Образование парагонитсодержащих метасоматитов фиксирует собой существенное отклонение состава растворов от обычного случая — как правило, развитие средне-низкотемпературного кислотного выщелачивания завершается образованием парагенезисов кварц+серицит или кварц+серицит+карбонат. Одна из причин этого — повышение щелочности раствора в специфической геологической обстановке — отмечена в главе 9. Кроме того, экспериментально показано [Зарайский, 1989], что во флюиде повышенной кислотности резко возрастает отношение натрия к калию. Возможность значительного повышения кислотности флюида в субвулканических условиях (именно в такой обстановке формировалось Березняковское месторождение) обсуждена выше. В связи с рассматриваемым вопросом следует обсудить одно важное обстоятельство.

В Ново-Николаевском рудном поле на Южном Урале [Грабежев, Белгородский, 1992] парагонитсодержащие метасоматиты тесно перемежаются с серицитовыми. Метасоматоз в данном случае протекал с привносом K и выносом Na, что является типоморфной чертой для медно-порфировых месторождений и обычно к формированию парагонитсодержащих парагенезисов не приводит. В рассматриваемом же случае, очевидно, существенную роль сыграла повышенная щелочность раствора, обусловленная контактом его с ультрабазитами.

Объекты Березняковского рудного района рассматриваются нами [Сазонов и др., 1993] как полигенные и полихронные. На первом этапе (поздний силур–ранний девон) произошло формиро-

вание массивов диоритов и диоритовых порфиритов, с которыми сопряжена существенно пиритовая (с халькопиритом или без него) минерализация, сопровождающаяся кварц-серицитовыми метасоматитами; на втором этапе (средний девон) амагматичный блок пород, включающий месторождения Томинско-Мичуринской группы, был, очевидно, опущен и эродирован весьма слабо, в то время как блок с Биргильдинским месторождением был приподнят и в значительной мере эродирован (во всяком случае, можно говорить об уничтожении полностью вулканической и, видимо, отчасти субвулканической частей массива), наконец, на третьем этапе (позднедевонско-раннекаменноугольное время) из гидротерм, специализированных на золото, мышьяк, теллур, произошло отложение золотосеребряно-полиметаллической минерализации с сопряженными парагонитизацией и карбонатизацией (доломит-анкерит) кварц-серицитовых метасоматитов.

**Практическое значение и задачи дальнейшего изучения кварц-серицитовой формации.**

Минеральные парагенезисы ее могут образовываться в РТХ-условиях этой формации, а также в составе пропилитовой формации в специфических условиях, включающих дегазацию флюида в близповерхностных условиях, смешение его с вадозными водами. Главную задачу проблемы кварц-серицитовой формации как в теоретическом, так и в практическом аспектах авторы видят в разработке критериев различий (геологических, геохимических, изотопных, минералого-петрографических, физико-химических и др.) пород кварц-серицитового состава, представляющих указанные два типа минеральных парагенезисов. Положительное решение этой задачи даст хорошую основу для металлогенического анализа, так как позволит установить металлогеническую специализацию структурно-вещественных комплексов различных геодинамических обстановок и определиться со стратегией поисков. Вторая задача — для типовых объектов формации (отличающихся главным образом геологической позицией и металлогенической специализацией) с использованием изотопных данных разработать геолого-генетические модели. С их помощью можно будет понять и провести оценку специализации и перспектив метасоматитов формации. Это, бесспорно, представляет научный интерес и, кроме того, явится основой для разработки тактики поисков.

## Глава 8

### **МЕТАСОМАТИТЫ АРГИЛЛИЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СТРОЕНИЕ КОЛОНОК, ВОЗНИКШИХ ПРИ МЕТАСОМАТОЗЕ ПОРОД РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА, И ИХ МИНЕРАЛЬНАЯ, ХИМИЧЕСКАЯ И ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНАЯ ТРАНСФОРМАЦИИ**

**О терминах «аргиллизит», «аргиллизация» и объеме формации.** Впервые термин «аргиллизация» применительно к процессу глинистого окolorудного гидротермального изменения на вольфрамовых месторождениях округа Боулдер (Колорадо, США) использовал Т.С. Ловеринг [1941]. Вслед за ним рядом исследователей было показано, что продукты аргиллизации — «аргиллизиты» — состоят из кварца, глинистых минералов и часто карбоната (обычно доломит-анкерита) и развиты на месторождениях урана, полиметаллов, золоторудных, колчеданных, колчеданно-полиметаллических, редкометалльных, горного хрусталя, аметиста и др. Формационная самостоятельность аргиллизитов была обоснована Н.И. Наковником в 1957 г. [Наковник, 1964, с. 44]. Причем последний выяснил, что глинистые гидротермальные изменения вмещающих пород на многих месторождениях, расположенных преимущественно в западных штатах США, были известны до работы Т.С. Ловеринга. Так, например, они были описаны А.Л. Деем и Е.Т. Алленом (1925 г.) в вулканиках в связи с фумаролами и горячими источниками, А.Н. Заварицким (1931 г.), Ч. Андерсоном (1935 г.), Н. Феннером (1936 г.) и др. Перечисленные авторы и другие исследователи в аргиллизированных породах из-за их слабой изученности выделяли лишь каолин, галлуазит и опал и описывали их как продукты каолинизации. Подытоживая все накопившиеся материалы по аргиллизитовой формации к началу 60-х гг., Н.И. Наковник [1964] отметил, что типоморфными для аргиллизированных пород являются: значительный набор глинистых минералов (каолинит, галлуазит, гидрослюды, монтмориллонит, шамозит, амезит, кронштедтит и др.), высокая пористость, сопряженность с пропилитизированными породами, развитие в виде ореолов около рудных жил или вне связи с ними, но всегда перед зоной пропилитизации и после зоны окварцевания и алунитизации, если они проявлены. Очевидно, следует специально подчеркнуть, что в понимании терминов «аргиллизит» и «аргиллизация» у исследователей единства нет. Некоторые из них (Д.Е. Уайт, 1965 г.; С.И. Набоко, 1963 г.; Наковник [1964]; А.Л. Павлов, 1967 г. и др.) считают, что аргиллизация — это процесс, обусловленный фумарольно-сульфатарной деятельностью с участием резко окислительных сульфатно-гидрокарбонатных и сульфатно-галоидных растворов. Другие исследователи полагают, что аргиллизация завершает при низкой температуре такие процессы, как грейзенизация, березитизация и др. [Рундквист и др., 1971]. Наконец, есть исследователи, которые указывают на возможность развития аргиллизации за счет гидрокарбонатных растворов в приповерхностной зоне в породах вулканогенно-карбонатных толщ, обычно слоистого строения (В.П. Федорчук, 1969 г.; Щербань [1975]; В.И. Бергер, 1978 г. и др.). Сразу отметим, что аргиллизитовая формация интегрирует все три группы представлений о геологической позиции представляющих ее метасоматитов и физико-химических условиях их образования. Более того, реальное положение дел с этой формацией является еще более сложным и обусловлено главным образом тем, что аргиллизиты — конвергентные метасоматиты, могущие образовываться в составе не только аргиллизитовой, но и кварц-серицитовой, березит-лиственитовой [Сазонов, 1993] и грейзеновой [Рундквист и др., 1971] формаций и подразделяющиеся по условиям образования и локализации на две большие группы: 1) фумарольно-сульфатарные вулканических и субвулканических комплексов и 2) гидротермальных зон умеренных глубин [Омельяненко, 1978]. Аргиллизиты первой группы довольно подробно охарактеризованы Н.И. Наковником [1964] и рядом других исследователей [Волостных, 1972; Грязнов, 1992 и др.]. Мы оригинальными данными по этим образованиям не располагаем, поэтому интересующихся проблемой адресуем к указанным работам. Здесь подчеркнем лишь следующее. При формировании аргиллизитов первой группы возникает ультракислая сульфатная зона, именуемая фумарольно-сульфатарной шляпой, расположенной гипсометрически выше аргиллизитов. Применительно к такой «шляпе» используется термин «опалиты». Последние часто относят к вторичным кварцитам.

Характеристику аргиллизитов второй группы проведем на примере Балецкого рудного поля. При этом будут использоваться материалы по другим золоторудным месторождениям, сопряженным

с аргиллизитами. В частности, будут привлечены данные и по таким объектам, на которых золотое оруденение сопутствует разнostaдийным (разновозрастным) метасоматитам, например, аргиллизитам и джаспероидам, как на месторождении Карлин. Для последнего основные данные по проблеме приведены в главе 9, другие же будут привлекаться по мере надобности.

Прежде чем перейдем к характеристике конкретного объекта, рассмотрим некоторые общие вопросы, касающиеся геологической позиции, возраста, зональности аргиллизированных пород, РТХ-параметров их формирования, роли эдуктов в строении метасоматической зональности и минеральном составе метасоматитов, и некоторые другие.

**Геологическая позиция и возраст аргиллизитов.** Золоторудные месторождения с околорудными метасоматитами аргиллизитовой формации имеют главным образом позднемезозойский и кайнозойский возраст. Они типоморфны для площадей развития малоглубинного оруденения (см. рис. 3.1). Наиболее часто золотые объекты, сопряженные с аргиллизитами, располагаются в депрессиях мезозойского (наиболее характерны) и кайнозойского возраста. Контроль оруденения зонами глубинных разломов прослеживается отчетливо. Причем максимально золотая минерализация развивается на участках пересечения (или сочленения) главных разломов с менее значительными, имеющими отличающееся простирание. В западных штатах США рассматриваемые месторождения приурочиваются к мезозойским «сутурам», заложенным на древнем (ордовик–девон), преимущественно коллизионном основании [Radtke, 1985; Blumstein et al., 1990, 1993].

Третичные золоторудные месторождения с околорудными изменениями типа аргиллизитов известны в пределах Охотско-Чукотского пояса, Трансильвании, рудных провинциях пояса Скалистых гор, рудных районов Филиппин, Индонезии и Японии. В мезозое (главным образом в юре и мелу) такие месторождения распространены менее широко: они установлены в отдельных рудных полях Восточного Забайкалья, Алтае-Саянской складчатой области, Охотско-Чукотского пояса. Наиболее «древние» разности характеризуемых золоторудных объектов сформировались в каменноугольное время — ряд районов Таджикистана, Восточного Узбекистана, Южной Джунгарии [Петровская и др. 1976], Урала [Сазонов и др., 1991; Огородников, Сазонов, 1991]. Известны и более древние (например, девонские) золотопродуктивные аргиллизиты.

Однако в этом случае они образовались в составе других формаций [Сазонов, 1992] или же являются сорудными (не околорудными) метасоматитами [Сазонов, Огородников, 1996]. Кроме того, в среднеглубинных золоторудных месторождениях кварц-жильного типа, для которых типоморфны околорудные метасоматиты березит-лиственитовой формации, расположенных в пределах краевых вулканоплутонических поясов, аргиллизиты появляются в последнюю стадию развития гидротермального процесса. В качестве примера можно привести Воронцовское и Березовское рудные поля на Урале.

**Зональность околорудно измененных пород, минеральные и химические преобразования в процессе их образования.** Типовая метасоматическая колонка, возникающая при аргиллизации амфибол-биотитовых гранитов, имеет вид [Казицын, 1972]:

0. кварц + калишпат + плагиоклаз + биотит + амфибол (гранат)
1. кварц + калишпат + плагиоклаз + хлорит + кальцит
2. кварц + калишпат + альбит + хлорит + монтмориллонит + (кальцит)
3. кварц + калишпат + гидросерицит(монтмориллонит)
4. кварц + каолинит + гидросерицит
5. кварц + каолинит
6. кварц

Близкая метасоматическая зональность развита на среднеуральском месторождении амethystов Ватиха [Сазонов, 1984]. Однако здесь она формировалась в условиях повышенного химического потенциала  $\text{CO}_2$  в системе, в результате карбонат прослеживается вплоть до пятой (иногда и в шестой) зоны. Причем в зависимости от активности углекислоты может кристаллизоваться кальцит, доломит-анкерит или оба минерала.

Во внешней зоне колонки текстура и структура породы сохраняются. Амфибол и биотит замещаются здесь парагенезисом хлорит + кальцит. Отмечается альбитизация плагиоклаза (до № 2–5). По данным Г.Т. Волостных (1972), альбитизации подвергается и калиевый полевой шпат, но только в той части зерен, где они граничат с плагиоклазом.

В этой зоне появляется монтмориллонит; кальцит может отсутствовать. В третьей зоне интенсивно развивается гидросерицит, замещаются альбит, хлорит и, как правило, монтмориллонит. В четвертой зоне исчезает калиевый полевой шпат, происходит его каолинизация. Наконец, в пятой зоне остаются лишь каолинит и кварц.

Аргиллизация приводит к изменению цвета пород. В зоне развития хлорита она становится слабо-зеленой, а с приближением к кварцевой жиле окраска изменяется на желтовато-белую или почти белую в основном за счет каолинита. Аргиллизированные породы становятся мелкозернистыми, происходит увеличение их пористости.

Если эдукт среднего или основного состава, то во внешней и промежуточной зонах колонки начинают преобладать хлорит и монтмориллонит в ассоциации с карбонатом. В этом случае во внутренней зоне колонки гидрослюда, как правило, содержится в большем количестве, чем кварц и каолинит, вместе взятые. В карбонатных породах аргиллизация (с образованием глинистых минералов) хотя и приглушенно, но получает развитие. Аргиллизиты в какой-то мере являются «затравкой» для развития джаспероидов, так как уже здесь начинается слабое окварцевание эдукта. Джаспероидизация же обуславливается увеличением температуры, минерализации раствора и активности  $\text{SiO}_2$  в нем. Аргиллизиты (с гидрослюдой, галлузитом и каолинитом) могут развиваться и по породам ультраосновного состава [Оболенский, Борисенко, 1978]. Авторы этой работы отнесли их к листовникам, что не соответствует действительности (см. Сазонов [1984, с. 6]).

Над телами аргиллизированных пород иногда развиваются метасоматиты кварц-серицитового, кварц-серицит-алунитового и кварц-каолинит-алунитового состава, представляющие парагенезисы вторично-кварцитово-кварц-серицитово-алунитовых формаций.

Температура — важнейший физико-химический параметр образования аргиллизитов — точно не установлена. Некоторые исследователи полагают, что процесс аргиллизации может развиваться даже при  $T=50\text{ }^\circ\text{C}$  [Плющев и др., 1981]. В большинстве же работ [Омельяненко, 1978; Radtke, 1985 и др.] полагается, что начальная температура этого процесса должна быть несколько больше  $100\text{--}150\text{ }^\circ\text{C}$ . Верхний температурный предел аргиллизации различными исследователями определяется по-разному. Большая часть из них указывает интервал  $250\text{--}280\text{ }^\circ\text{C}$  [Плющев и др., 1981; Омельяненко, 1978; Radtke, 1985 и др.]. Существенно большую величину (до  $400\text{--}450\text{ }^\circ\text{C}$ ) этого параметра указывает Г.Т. Волостных [1972]. Она явно завышенная: это верхний предел формирования метасоматитов таких формаций, как грейзеновая, гумбеитовая, эйситовая, березит-лиственитовая и др., для которых глинистые минералы не характерны. Кстати, гидрослюда из аргиллизитов относится к модификации 1М; температура ее кристаллизации  $200\text{--}220\text{ }^\circ\text{C}$  [Сазонов, Огородников, 1996]. В природе имеются метасоматические колонки, в которых присутствуют мусковит модификации 2М, и серицит 1М. Однако геологические и минералого-геохимические исследования показывают, что эти колонки характеризуются совмещенной разностадийной (или даже разноэтапной) совмещенной зональностью [Сазонов, 1977; Сазонов и др., 1988, 1991]. Интересный в этом плане материал получен по среднеуральскому месторождению аметистов Ватиха [Сазонов, 1984; Таланцев, Рябков, 1989].

Здесь метасоматическая колонка включает продукты березитизации биотитовых гранитов, образовавшиеся при  $T=360\text{--}280\text{ }^\circ\text{C}$  и располагающиеся во внешней и промежуточной зонах, и продукты аргиллизации гидрослюдисто-каолинитового состава, слагающие внутреннюю зону колонки. Подобные примеры имеются и по ряду других объектов [Волостных, 1972; Метасоматическая..., 1997 и др.].

**Источники гидротермального раствора и золота.** На базе данных по изотопному составу S сульфидов S и O карбонатов из руд и околорудных метасоматитов золоторудных месторождений, сопряженных с аргиллизитами [Петровская и др., 1961; Radtke, 1985; Писцов, Максимов, 1988; Угрюмов, 1993; Сазонов и др., 1993; Hedenquist a. o., 1996 и др.], можно утверждать, что «аргиллизирующий» флюид был сложным, интегральным, включающим глубинный флюид, поровый раствор вмещающих пород и вадозные воды. Формирование месторождений было полистадийным. Причем на ранней стадии, более высокотемпературной ( $T$  достигает  $310\text{ }^\circ\text{C}$  [Петровская и др., 1961] и др.), за минералообразование ответствен глубинный раствор при участии порового раствора пород. На более поздних стадиях роль этого раствора сильно уменьшается, главной становится смесь его с вадозными водами. Источников золота два: оно привносилось глубинными растворами и поступало из вмещающих пород при их аргиллизации. Причем процесс этот, как правило, был многостадийным, иногда 2–3-этапным.

**Аргиллизиты и другие метасоматиты Балейского рудного поля.** Поле расположено к югу от протяженного Борщовочного глубинного разлома, на западном краю позднеюрской депрессии, усложненной небольшой раннемеловой Балейской тектонической впадиной, примыкая на западе к горстовому поднятию, разделяющему Ундино-Даинскую и Ундино-Ононскую депрессии [Петровская и др., 1961; Писцов, Максимов, 1988].

Балейская депрессия расположена в пределах северной части Ундинского массива верхнепалеозойских гранитоидов. К югу от рудного поля развита близширотная полоса послеюрских малых интрузий, а к северу — вытянутая параллельно Борщовочному разлому зона тектонических нарушений, ограничивающих небольшие раннечетвертичные впадины. В восточной части Балейской депрессии расположена вложенная в нее тектоническая впадина, заполненная раннетретичными отложениями. Западной границей рудного поля служат ступенчатые нарушения близмеридионального направления, отделяющие горстовое поднятие от позднеюрской и раннемеловой впадин.

Балейская депрессия — наиболее сильно нарушенный участок, опущенный на многие сотни метров и заполненный меловыми континентальными отложениями. Многочисленные проявления золотой минерализации расположены в центральной и северной частях депрессии, а также вблизи ее северного борта, в наиболее тектонически нарушенных блоках (рис. 8.1). К югу и юго-востоку от этой тектонической впадины золотое оруденение становится бедным и развитым незначительно.

В северной части Балейского рудного поля развито мелкоблоковое раздробление пород. Здесь расположены многочисленные штокверки, образованные системами пересекающихся пологих близширотных и крутопадающих меридиональных кварцевых жил и прожилков. В южной части рудного поля, где поперечные разломы развиты слабо, установлены мощные, выдержанные по простиранию жильные зоны северо-восточного направления с прожилково-вкрапленной золотой минерализацией (см. рис. 8.1).

Балейское рудное поле является эталонным золоторудным объектом эпитермального типа. Оно сформировалось на границе мела и палеогена на глубине не более 1,5 км. Последнее установлено на базе геологических и минералогических данных [Петровская и др., 1960].

В пределах Балейского рудного поля развиты три типа оруденения: 1) золотоносные кварцевые жилы с молибденитом и другими сульфидами, локализующиеся в позднепалеозойских ундинских гранитах и гранодиоритах фундамента; 2) золотоносные кварц-турмалин-сульфидные жилы, залегающие в разнообразных породах среднего этажа, преимущественно в центральной и северной частях рудного поля; 3) золотоносные кварц-сульфидные жилы собственно Балейского месторождения, локализующиеся в терригенных образованиях верхнего структурного этажа. С жилами, указанными в пункте 1, сопряжены березиты, с остальными — аргиллизиты [Юргенсон, Грабеклис, 1995].

Ниже мы будем рассматривать только аргиллизиты и сопутствующие им кварцевые жилы, причем ограничимся лишь краткой характеристикой продуктов аргиллизации, развившейся в гранодиоритах.

Прежде всего, подчеркнем две характерные особенности развития аргиллизации на Балее. Обобщенная метасоматическая колонка по гранодиоритам во многом аналогична рассмотренной выше. Здесь во внешней зоне происходит хлоритизация темноцветных минералов. Хлорит представлен пеннином [Петровская и др., 1961]. Метасоматоз на месторождении развивался в условиях многократно проявлявшегося дробления и рассланцевания. Это является причиной того, что некоторые кварц-жильные рудные тела пересекают ореолы аргиллизитов. В зонах дробления гранодиоритов наряду с хлоритом образовался серицит по плагиоклазу. При замещении плагиоклаза серицитом на 50 % хлорит исчезает, появляется карбонат (до 5–8 мас. %). Калишпат здесь устойчив. Вдоль трещин, параллельных кварцевым жилам, и, как правило, удаленных от них незначительно, развиты каолинит (большое количество), кварц, адуляр, пирит, карбонаты. В целом аргиллизация протекала при инертном поведении глинозема, кремнекислоты (во внутренней зоне колонки отмечается некоторый вынос), выносе магния, кальция, натрия, привносе железа, калия и серы. В метасоматитах внутренней зоны присутствует, видимо, парагонит, так как в них при отсутствии альбита фиксируется до 0,93 мас. %  $\text{Na}_2\text{O}$ .

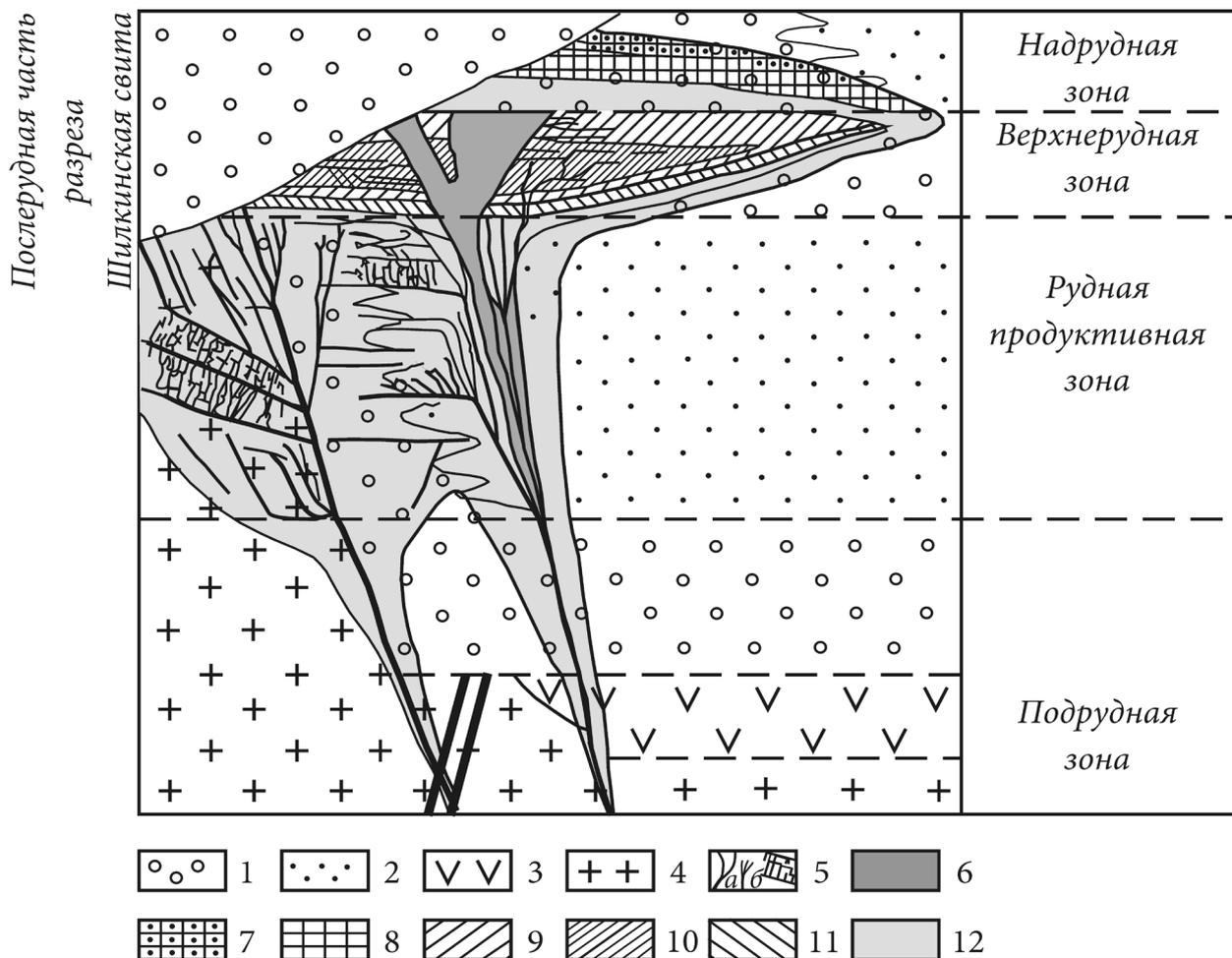
Аргиллизация на Балейском месторождении — это узлокализированный процесс: мощность метасоматических ореолов обычно не превышает 0,5–1,0 м. Около серии сближенных жил она существенно возрастает.

С.С. Максимовым [Писцов, Максимов, 1988] составлен вертикальный модельный разрез Балейского рудного поля, иллюстрирующий связь руд и околорудных метасоматитов с образованиями



Рис. 8.1. Характер соотношений различно ориентированных разломов, кварцевых жил и орслолов аргиллизации на Балеysком рудном поле. По [Петровская и др., 1961] с изменениями.

1 — участки развития рудоносных кварцевых жил и прожилков с повышенной концентрацией продуктивных минеральных ассоциаций; 2 — участки с локально проявленным прожилковым и метасоматическим окварцеванием с главной ролью допродуктивных и межпродуктивных минеральных ассоциаций; 3 — зоны метасоматического и сопутствующего интенсификации (а) и слабого (б) прожилкового окварцевания пород, преобладают ранние минеральные ассоциации; 4 — площади локальной аргиллизации (в полях развития окварцевания знак не показан); 5 — песчаники с линзами конгломератов; 6 — полимиктовые песчаники; 7 — нерасчленившиеся песчано-конгломератные отложения; 8 — конгломераты аллювиальные; 9 — андезиты; 10 — гранитоиды Борщовочного комплекса (см. в тексте); 11 — гранодиориты и граниты Удинского комплекса (см. в тексте); 12 — разломы дорудные; 13 — разломы предрудные субвертикальные (а) и пологопадающие (б); 15 — послерудные нарушения; 16 — границы пород с прислоненным (а), согласным налеганием (б), фашиальным переходом (в)



**Рис. 8.2.** Модельный (вертикальный, поперечный) геолого-метасоматический разрез Балеийского золоторудного поля (Восточное Забайкалье). По [Писцов, Максимов, 1988], с незначительными изменениями: 1 — коллювиально-пролювиальные образования; 2 — мелководные озерные отложения; 3 — андезиты; 4 — домезозойский фундамент; 5 — рудные тела золотохалцедон-кварцевой формации — жилы стволовые и веерные (а) и штокверк (б); 6 — взрывно-инъекционные брекчии; 7–11 — околорудные метасоматиты: кварц-сульфидной фации (7), кварц-каолинит-серицитовая фации (8), кварцевые пористые (9), монокварцевые (10), интенсивно окварцованные породы (11); 12 — метасоматиты аргиллизитовой формации

различных структурно-вещественных комплексов. В разрезе сверху вниз выделено 5 зон: послерудная, надрудная, верхнерудная, рудная продуктивная и подрудная (рис. 8.2).

В конгломератах послерудной части разреза установлены обломки руд и надрудных метасоматитов Балеийского месторождения, а также золотоносные россыпи. Продуктивные кварцевые жилы здесь отсутствуют, но широко развиты аргиллизиты кварц-каолинит-гидрослюдистого состава.

В верхнерудной зоне, представленной коллювиально-пролювиальными образованиями, распространены веерообразные слабозолотоносные кварцевые жилы, прожилки и штокверки (см. рис. 8.2), с которыми сопряжены тела монокварцевых и кварц-каолинитовых метасоматитов мощностью до 50 м. Характерна связь жильных зон с телами воронкообразных взрывно-инъекционных брекчий. Рудная продуктивная зона включает породы вулканогенно-осадочной и коллювиально-пролювиальной формаций, а также сильно тектонизированные гранитоиды. Взрывно-инъекционные брекчии к подошве зоны выклиниваются. Здесь веерообразные жилы сменяются стволовыми, широко распространение получают пологие жилы и минерализованные зоны смятия. Околорудные изменения представлены аргиллизитами. В этой зоне в метасоматитах отмечается адуляр. Подрудная зона включает коллювиально-пролювиальные образования, вулканогенную молассу, а также кристаллические породы фундамента. Стволовые жилы здесь прямолинейные, про-

стого строения. Они сопровождаются ореолами аргиллизации. Продуктивность жил в целом невысокая, характерно наличие небольших участков, обогащенных золотом.

На базе результатов анализа изотопного состава серы руд различных горизонтов рудного поля показано [Писцов, Максимов, 1988], что источник рудообразующего флюида был сложным и состоял из глубинного раствора, порового раствора вмещающих пород и поверхностных вод. Заметим, что, по [Петровская и др., 1960], источник калия, связанного в адуляре, — глубинный.

**Практическое значение формации.** Золото в условиях кислотного процесса, включая аргиллизацию, выносится. Концентрация его происходит на геохимических барьерах, каковыми являются контакты внутренней зоны ореола аргиллизации с вмещающими породами. В качестве примера отметим «отгонку» золота из внутренней и промежуточной зон колонки аргиллизации, развивающейся в гранитах около хрусталеносных гнезд, расположенных в кварцевых жилах, во вмещающие породы [Огородников, Сазонов, 1991]. Однако хорошо известно, что в связи с аргиллизитовой формацией имеются крупные месторождения (например, охарактеризованное выше Балеysкое рудное поле). Каков механизм концентрации золота в них? Такие объекты сформировались в две стадии развития гидротермального процесса: раннюю — кислотного выщелачивания и позднюю — щелочную. В последнюю образуются сорудные метасоматиты, представленные гидрослюдой, монтмориллонитом, тонкодисперсным хлоритом, карбонатом (преимущественно кальцит), адуляром [Петровская и др., 1961; Волостных, 1972].

Важное оценочное значение имеет вертикальная зональность продуктов аргиллизации. Известно, что над аргиллизированными породами иногда фиксируются существенно кварцевые метасоматиты с каолинитом и алунитом. Присутствие алунита в данном случае — свидетельство незначительной эрозии ореола околорудных изменений. По данным Н.В. Петровской и др. [1961], на Балеysком месторождении в сорудных метасоматитах с глубиной заметно уменьшается количество адуляра. Кстати, на этом объекте имеются слепые рудные тела, поиски которых успешно осуществлены по ореолам аргиллизации.

В районах с известной рудной специализацией наличие метасоматитов аргиллизитовой формации может быть использовано для разработки стратегии и тактики поисков. Установление на перспективных на золотое и другое оруденение площадях сорудных и надаргиллизитовых метасоматитов — это серьезная основа для постановки оценочных и поисково-разведочных работ. Приведенные данные, а также известная связь аргиллизитовой формации с «сутурными» зонами, возникшими на коллизионном основании, могут оказать добрую услугу при разномасштабных (в особенности при мелкомасштабном) металлогеническом анализе и прогнозировании.

## Глава 9

### **ДЖАСПЕРОИДЫ КАК МЕЖФОРМАЦИОННЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ**

**Общие сведения.** Прежде всего отметим, что настоящая глава в значительной мере повторяет статью [Сазонов, 2000]. Необходимость этого обусловлена тем, что в последней приводятся доказательства того, что джаспероиды не являются самостоятельной формацией, а являются собой межформационные образования. Это имеет принципиальное значение для понимания сути различий гидротермально-метасоматического преобразования карбонатных и контактирующих с ними иного состава пород в условиях РТХ-параметров аргиллизации, березитизации-лиственитизации, эйситизации, гумбеизации и образования кварц-серицитовых метасоматитов.

Интерес к джаспероидам проявляется издавна и устойчиво главным образом по двум причинам: первая — это уникальные по геологической позиции, набору рудных минералов образования, вторая — объекты, представленные этими метасоматитами, играют значительную (4 %) роль в мировой золотодобыче. В качестве примера укажем, что только в Неваде (США) в 80-е годы XX в добыча «джаспероидного» золота составляла 80 т. Ресурсы же этого металла здесь оцениваются, по данным разных источников, от 2500 до 10000 т [Attanasi et al., 1989; Ludington et al., 1990; Константинов и др., 2000]. В северо-восточной и восточной частях РФ подобные золоторудные месторождения отрабатываются уже многие годы [Угрюмов, 1993 и др.]. В последние годы они были открыты в других регионах — на Урале (месторождения Воронцовское и Новогоднее-Монто), особенно много в КНР.

Автор термина «джаспероидизация» Дж. Е. Сперр (1896 г.) считал, что это процесс замещения известняков кварцем, как правило, халцедоновидным. В. Линдгрэн (1915 г.), разделяя это, описал на месторождении Тинтик метасоматическую породу, состоящую преимущественно из халцедоновидного или фестончатого кварца, образовавшегося путем замещения кальцита и доломита известняков. Пожалуй, термин прочно утвердился в литературе после работы [Lovering, 1962], в которой указываются апокарбонатная природа джаспероидов и их существенно кварцевый (с примесью кальцита и доломита) состав. Подобное или близкое содержание в этот термин вкладывали многие другие исследователи (сводку по этому вопросу см. в [Шварц, 1959]).

В нашей стране сложились два подхода к определению объема и значимости рассматриваемого термина. Первый — соответствующий принятому еще в 30-е годы XX в. (см. Петрографический словарь, авторы Ф.Ю. Левинсон-Лессинг и Э.А. Струве, 1932 г.) понятию «джаспероид» применительно к плотному кремневому образованию гидротермально-метасоматического происхождения, возникшему из карбонатных пород. Таким подходом обусловлено выделение многими исследователями (В.Ф. Федорчук, 1969; В.И. Бергер, 1978; Ю.В. Казицын, 1972; Г.Т. Волостных, 1972; И.П. Щербань, 1975 и др.) джаспероидов в качестве апокарбонатной фации аргиллизитовой формации. В таком или близком аспекте эти метасоматиты рассматриваются в обобщающих работах по металлогении золота [Шер, 1972, 1974] и околорудным метасоматическим формациям [Методика..., 1982]. Вторым подходом наметился в работах В.Д. Мельникова [1994], где золотопродуктивные джаспероиды выделяются как одна из гидротермалитовых формаций, и А.Н. Угрюмова [1993], в которых эти образования рассматриваются в качестве самостоятельных рудной формации и промышленно-генетического типа.

С нашей точки зрения, представления А.Н. Угрюмова сложились на основе того, что он существенно расширил понятие термина «джаспероид», предложив относить к джаспероидам не только гидротермально-метасоматически окварцованные карбонатные породы, но также и синхронные, контактирующие с ними другие метасоматиты, содержащие не менее 50 мас. %  $\text{SiO}_2$ . По его мнению, при меньшем содержании кремнезема порода должна называться окварцованным известняком, доломитом, песчаником и др. Заметим, что граница в 50 мас. % несомненно субъективна. Метасоматиты с содержанием кремнекислоты меньше этой величины логично называть не окварцованными (нейтральный термин), а джаспероидизированными, подчеркивая их связь с вполне определенным процессом.

Нам представляется, что в изучении метасоматических колонок, возникших на контакте химически разнородных сред (включают, по А.Н. Угрюмову, джаспероиды по карбонатным породам и пространственно во времени и пространстве сопряженные с ними метасоматиты, содержащие  $\text{SiO}_2$  от 50 мас. %, по алюмосиликатным породам), главным являются расчленение кварцевой состав-

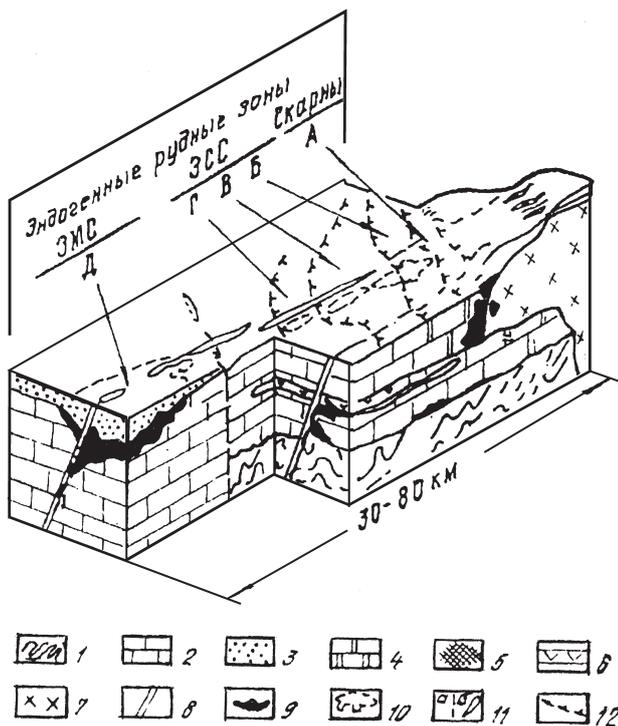
ляющей колонки по эдукту (на основе набора и содержания редких и редкоземельных элементов) и парагенетический анализ парагенезисов минералов, слагающих последнюю.

**Характеристика джаспероидов: геологическая позиция, строение и состав их тел, минеральные и химические преобразования пород при джаспероидизации.** Во всех провинциях мира, где известны джаспероиды, они подразделяются на две разновидности (они детально изучены и описаны на Северо-Востоке нашей страны [Угрюмов, 1993]): первая — субрегиональная (площадная), для которой характерны равномерная аллотриаморфнозернистая структура, мономинеральный состав, отсутствие минерализации; вторая — локальная, тела которой обычно контролируются зонами дробления и расланцевания (особенно велика роль надвигов), кварц аналогичной структуры, но для него исключительно характерны рекристаллизация и наличие минерализации, чаще всего сульфидной золотоносной.

В работе [Сазонов, 1998, с. 7] сделан вывод, что джаспероиды являются конвергентными апокарбонатными метасоматитами, которые могут формироваться в РТХ-условиях как минимум трех метасоматических формаций: аргиллизитовой, кварц-серицитовой и березит-лиственитовой. Попытаемся оценить этот вывод на базе всех известных и доступных на сегодня данных.

В обобщении по джаспероидам [Угрюмов, 1993] приведены следующие типоморфные черты золоторудных месторождений джаспероидного типа: 1) наличие слоистых карбонатных или терригенно-карбонатных отложений; 2) развитие в этих отложениях разломов — шовных зон рифтогенной и/или коллизионной [Сазонов, 1998] природы, апофизы которых представлены секущими и послонными тектоническими нарушениями, контролирующими субвулканические, интрузивные, а также рудные тела; 3) присутствие субвулканических интрузий и/или даек, близких по возрасту с оруденением, прорывающих карбонатные и др. породы; 4) развитие джаспероидов (в качестве околорудных метасоматитов), а также сорудных и послерудных метасоматических образований. Эти типоморфные черты послужили основой для разработки структурно-геологической модели для золоторудного района джаспероидного типа [Угрюмов, 1993], которая представлена на рис. 9.1. На ней выделены три эндогенные зоны, включающие скарны, а также джаспероиды двух типов: а) с золотым сульфидным оруденением и б) с таковым же оруденением, но малосульфидным. Джаспероиды первого типа тесно сопряжены с интрузиями порфировых, преимущественно среднего состава магматитов, а второго — существенно удалены от этих интрузий, отчетливо контролируются разломами. С удалением от интрузий в золоторудных месторождениях с джаспероидами первого типа происходит смена геохимического спектра элементов (см. рис. 9.1): в зоне А он представлен Fe и Cu; в зоне Б — Fe<sup>2+</sup>, Au, Ag, Cu, Te; в зоне В — те же элементы, что и в Б и, кроме того, Pb, Zn, Bi, Mn; в зоне Г — Fe, As, Mn. Золоторудные месторождения с джаспероидами второго типа образуют

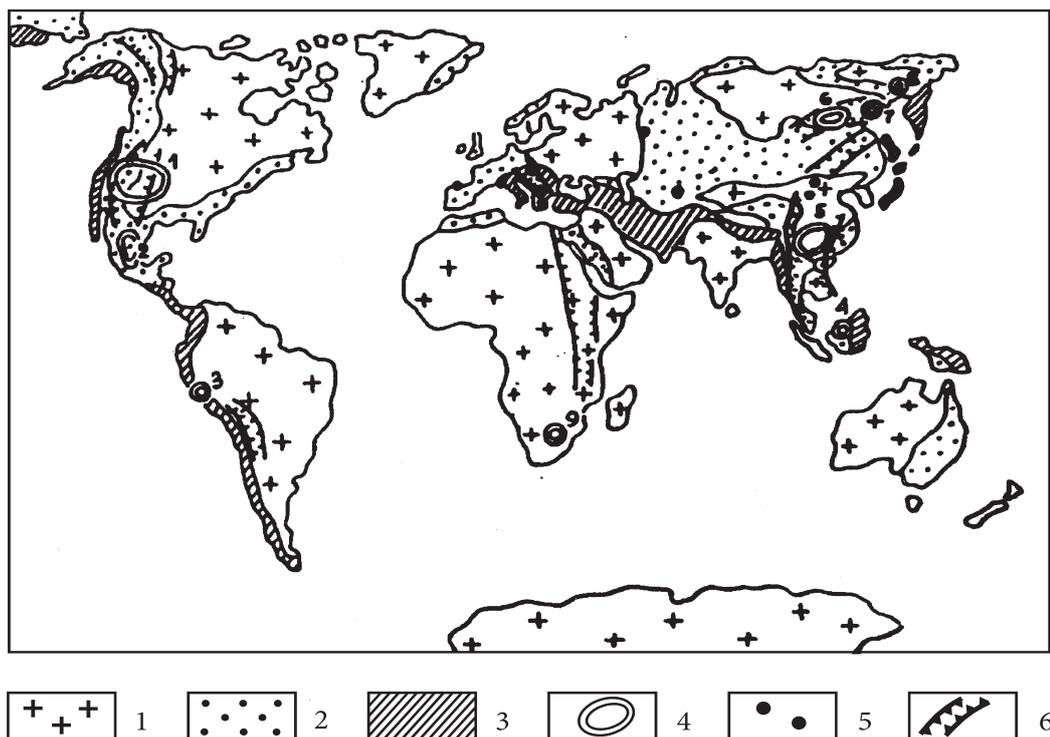
в рудном районе широкую внешнюю геохими-



**Рис. 9.1.** Геолого-тектоническая модель развития золотоносных джаспероидов (на примере структур эпикратонного типа).

По [Угрюмов, 1993]:

1 — кристаллический фундамент; 2 — карбонатные породы; 3 — песчаники и сланцы; 4 — мраморы; 5 — скарны; 6–8 — порфировые интрузии щелочного, субщелочного и среднего составов: 6 — силлы, 7 — лакколиты, 8 — дайки; 9 — рудные тела; 10 — проекции слепых рудных тел на дневную поверхность; 11 а — тектонические нарушения; 11 б — ложбины и гривы, контролируемые тектоническими нарушениями и дайками; 12 — границы рудных тел; ЗСС — золотоносные джаспероиды, расположенные в ближнем экзоконтакте порфировых интрузий (их руды обогащены сульфидами); ЗМС — то же, но удаленные от порфировых интрузий (их руды обеднены сульфидами); А–Д — зоны латеральной геохимической зональности (подробности в тексте)



**Рис. 9.2.** Распространение золотопродуктивных джаспероидов в глобальных геолого-тектонических структурах. По [Угрюмов, 1993]:

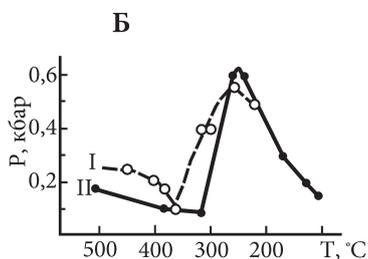
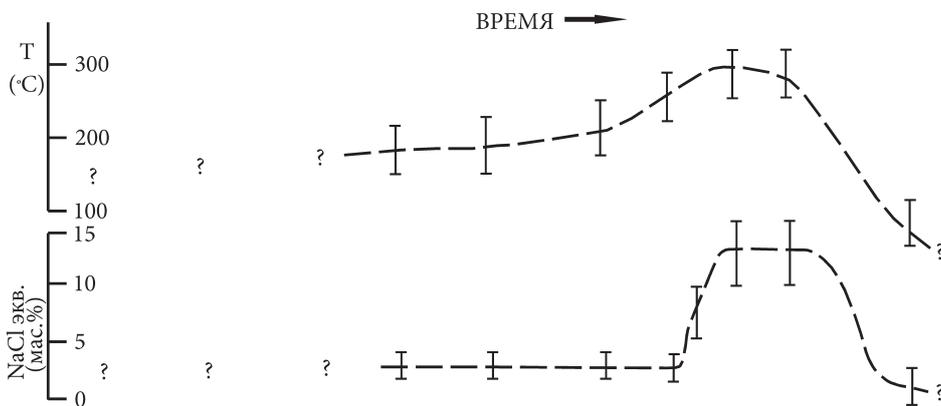
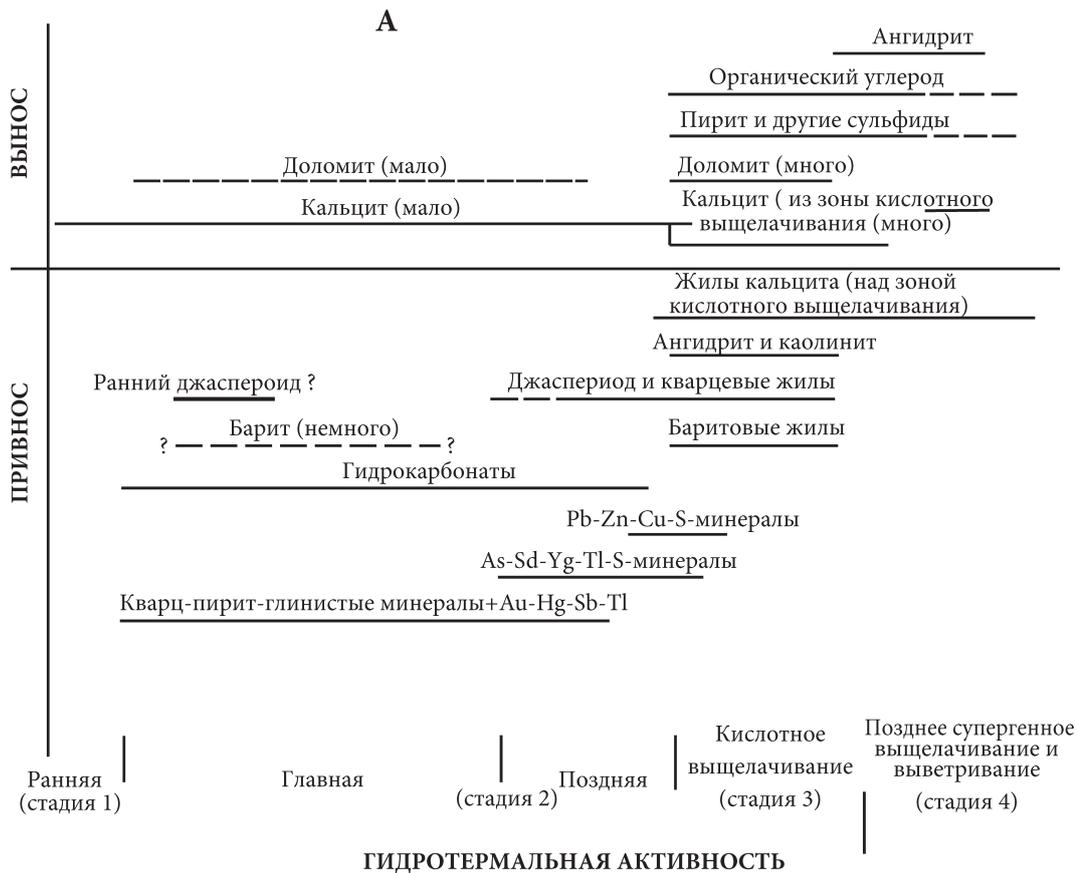
1 — допалеозойские платформы; 2 — байкальские, каледонские и герцинские складчатые пояса, местами перекрытые молодыми платформенными образованиями; 3 — кайнозойские и современные подвижные области; 4 — золотопродуктивные провинции с оруденением джаспероидного типа: кайнозойские (1 — Кордильерская, 2 — Мексиканская, 3 — Перуфнская, 4 — Калимантанская), позднемезозойские (5 — Южнокитайская, 6 — Алданская, 7 — Охотская, 8 — Омолонская), позднепротерозойская Трансваальская (9); 5 — крупные золоторудные месторождения, сопряженные с джаспероидами за пределами выделенных провинций

ческую зону Д, спектр которой включает Fe, Au, Ag, Te, As, Pb. Приведенная на рис. 9.1 модель является интегральной, базирующейся на материалах более 30 месторождений, представление о которых можно составить по двум из них, приведенным в работе [Сазонов, 2000, с. 272].

Джаспероиды — достаточно широко распространенные метасоматиты. На сегодня выделены 9 провинций и столько же районов развития этих образований (см. [Сазонов, 2000, с. 275]). По возрасту этих метасоматитов все 18 подразделений объединены в 4 группы: кайнозойские (Кордильерская, Мексиканская, Перуанская, Калимантанская), позднемезозойские (Южнокитайская, Алданская, Охотская, Омолонская), пермские (Ауэрбаховский район на Северном Урале и, возможно, Тоупуглол-Новогодненское рудное поле на Полярном Урале [Григорьев, Мартынова, 2001]), позднепротерозойские (Трансваальская) (рис. 9.2). Кроме того, джаспероиды выявлены и с различной степенью детальности описаны в Алтае-Саянской области, в Родопском, Чешском массивах, Тасконе и др. (библиография приведена в работе [Сазонов, 2000]). В геологической истории Земли джаспероиды впервые появились в среднем докембрии, достаточно широко распространились в палеозое и несомненно стали типоморфными метасоматическими образованиями в мезо-кайнозое.

Формирование джаспероидов происходит как при прогрессивном (Т возрастает от 150 до 305 °С, месторождение-эталон Карлин, см. рис. 9.3), так и при регрессивном (Т понижается от 435–280 до 310–280 °С, а Р — от 1,5 до 0,9–0,8 кбар — группа месторождений Алданской провинции, данные А.Н. Угрюмова [1993]) развитии гидротермальной системы. По второму варианту, но при более сложном изменении Р сформировалось Воронцовское месторождение (см. рис. 9.3, Б).

Характер развития минеральных парагенезисов, а также постадийное изменение температуры и минерализации раствора при прогрессивном формировании джаспероидов представлены на рис. 9.3, А. Из него следует, что наиболее раннее (стадия 1) гидротермально-метасоматическое преобразование



**Рис. 9.3.** Эволюция температуры, солёности флюида и минеральных парагенезисов при формировании месторождения Карлин (А) и температуры и давления при развитии джаспероидов Воронцовского месторождения (Б). По [Сазонов и др., 1998; Radtke, 1985]. Пояснения в тексте

карбонатных пород — это декальцитизация. Она произошла при низкой температуре (около 100 °C) из раствора, пересыщенного в отношении Са и недосыщенного по отношению к кварцу. В таких условиях кальций матрицы карбонатных пород растворяется; при этом небольшое количество этого элемента выносилось. Параллельно с этим происходило слабое окварцевание указанных пород — возникла затравка для формирования джаспероидов. Следующая по времени гидротермально-метасоматическая трансформация пород Карлинского рудного поля — аргиллизация, которая произошла в главную и от-

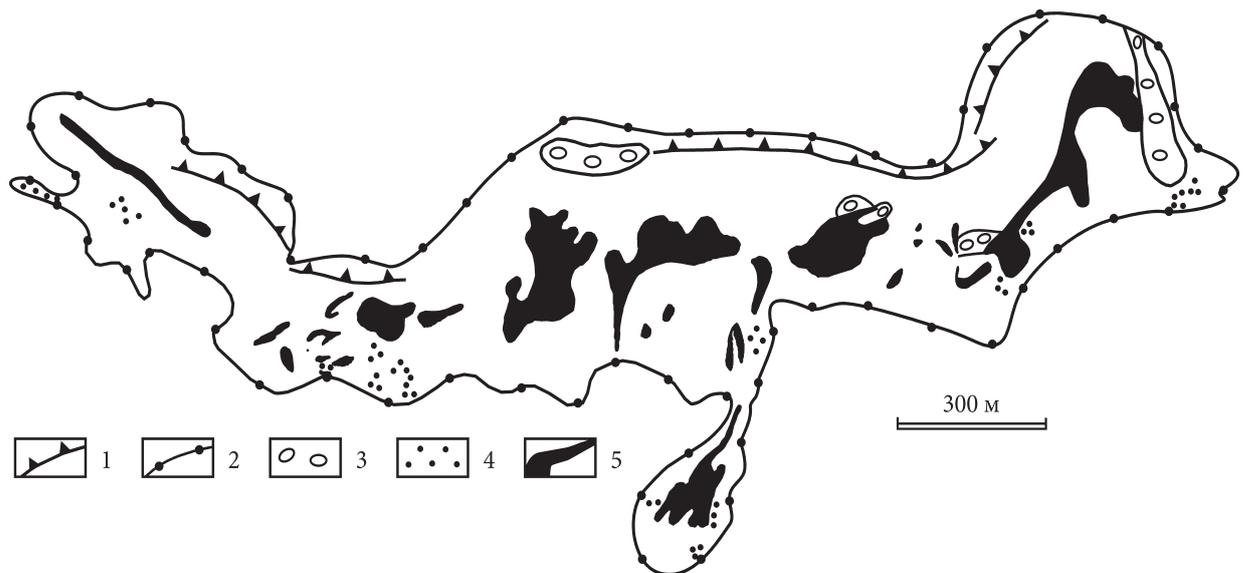
части в позднюю подстадию второй стадии (см. рис. 9.3, А) при  $T=150-200\text{ }^{\circ}\text{C}$  и незначительно снизившейся минерализации раствора. Последний имел геохимическую специализацию на Au, Hg, Sb, Tl.

Этот процесс проявлен во всем рудном поле, прослежен в каждой рудной зоне. В главную подстадию раствор содержал  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO,  $\text{CO}_2$ . В нее образовались следующие минералы: серицит, каолинит, кварц; такой набор позволяет рассматривать метасоматиты, содержащие его, как аргиллизиты. Указанные минералы развиваются в матрице карбонатных пород, что указывает на вполне подвижное поведение Al при развитии аргиллизации в карбонатных породах Карлинского рудного поля. Заметим, что возможен и другой вариант. Например, на месторождении Новогоднее-Монто карбонатные породы содержат в количестве первых процентов  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (см. [Григорьев, Мартыанова, 2001, с. 92]), и естественным является допущение инертного поведения Al при образовании глинистых минералов в этом случае. Подчеркнем, что главные минералы аргиллизитов Карлина — кварц и серицит, каолинита немного. В то же время в типичных аргиллизитах глинистые минералы существенно преобладают над серицитом или же последний в них отсутствует. Поздняя подстадия второй стадии является типоморфной для джаспероидов (см. рис. 9.3, А). Отметим, что последние заканчивают формироваться в третью стадию (кислотного выщелачивания). Для «джаспероидирующего» раствора характерны повышенные T и минерализация, а также геохимическая специализация на Pb, Zn, Cu. Джаспероиды контролируются крутопадающими разломами; обычно далее 3 м от рудных тел они не удаляются. На глубину эти метасоматиты прослежены на 120 м.

Все тела джаспероидов находятся на Карлине в пределах площади развития аргиллизитов (рис. 9.4). Что касается рудных зон, то все они сосредоточены в пределах последней. Джаспероиды же сопровождаются рудными телами не всегда.

А.Н.Угрюмов (устное сообщение, 2000 г.) полагает, что существенная часть карлинских руд представлена минерализованными джаспероидами, точнее их поздней, продуктивной разновидью. Джаспероиды же, показанные на рис. 9.4, очевидно, относятся к неблагоприятной (по американским авторам), более ранней разновидности этих пород. Такой вывод не противоречит данным, представленным на рис. 9.3 в виде *ранних* и *поздних* джаспероидов.

В работе [Radtke, 1985] применительно к месторождению Карлин на основе изотопно-геохимических данных (H и O гидроксилсодержащих минералов, C и O карбонатов вмещающих пород и метасоматитов, S сульфидов и сульфатов) разработана модель формирования рудных тел и сопряженных околорудных изменений из метеорных вод. Согласно этой модели, рудные компоненты, сера и некоторые другие элементы были выщелочены этим раствором из «черных» сланцев и «брошены» в структурные ловушки (надвиги), формируя рудные тела. К этой модели есть претензии. Так,



**Рис. 9.4.** Характер взаимоотношений аргиллизитов, джаспероидов и рудных тел на месторождении Карлин (Невада, США). По [Radtke, 1985], с существенными дополнениями и изменениями авторов: 1 — надвиги; 2 — границы площади развития аргиллизации; 3 — карбонатизация; 4 — джаспероидизация; 5 — рудные зоны

расчеты, выполненные Веллсом и др [Wells et al., 1969], показали, что если принять содержание Au в пирите вмещающих пород 0,6 г/т, а количество пирита в последних 1 мас. % (вполне правдоподобная величина), то необходимый объем «черных» сланцев для реализации Карлина по золоту должен быть в 1700 раз большим по сравнению с тем, что имеется на объекте (запасы и оценочные ресурсы). И еще одно принципиальное замечание. Для Карлина установлены отдельные определения изотопного состава O и C «рудного» карбоната, смещенные по сравнению с таковыми вмещающих пород в сторону мантийных значений. Очевидно, что модель формирования Карлина была более сложной, чем та, которая представлена в работе [Radtke, 1985]. Например, последние отсутствуют в рудных полях Кендал, Меркур; нет их и в Алданской провинции [Угрюмов, 1993]. На указанных объектах развиты только карбонатные породы, которые не способствуют перераспределению золота, являясь осадителем его [Глюк, 1994]. Из приведенных данных вытекает, что на Карлине источник гидротерм и золота (основного ценного компонента руд) был гетерогенным. Последнее нашло логичное объяснение в трехэтапной модели формирования Карлина, представленной М.М. Константиновым и др. [2000].

Регрессивный вариант развития джаспероидов реализуется, как правило, в том случае, если на площади джаспероидизации имеются массивы диоритового или сиенитового составов, которые в контактах с карбонатными породами сопровождаются скарнированием. Этот вариант рассмотрим на примерах Алданской провинции [Угрюмов, 1993] и Воронцовского месторождения (Северный Урал) [Сазонов и др., 1991, 1998], которые существенно отличаются по геодинамической позиции и являются достаточно хорошо изученными.

На рис. 9.1, основой для которого послужили материалы по Алданской провинции, джаспероиды часто пространственно ассоциируют со скарнами. Встает вопрос, а каково их возрастное взаимоотношение? Еще в 1964 г. Ф.Н. Шахов [Шахов, 1964, с. 13] подчеркивал, что скарны — это высокотемпературные образования и что при более низкой температуре может происходить окварцевание пород, включая и известняки. Прежде чем начать рассматривать процесс применительно к Алданской провинции, подчеркнем следующее. На месторождении Пинсон джаспероиды пересекают зону скарнирования [Угрюмов, 1993]. Отметим также, что в ряде мест непосредственно в скарнах, а также в их внешней (по отношению к интрузиву) приконтактовой зоне фиксируются актинолит-хлорит-серпентиновые (Алтае-Саянская область [Коробейников, 1987], актинолит- и биотитсодержащие (рудное поле Бингем, цит. по [Угрюмов, 1993]) серпентин- и тремолитсодержащие (Алданская провинция; Г.М. Гамянин, А.А. Ким, 1981 г., [Угрюмов, 1993], актинолит-, эпидот-, кальцитсодержащие (Ауэрбаховское рудное поле [Сазонов и др., 1998]) метасоматиты. Эти образования Д.С. Коржинский (1948 г.) рассматривал как продукты стадии гистерогенного разложения скарнов. Это мнение разделяется большинством исследователей. Для Алданской провинции характерно развитие тремолита по скарнам. С удалением от последних во вмещающие доломиты тремолитовые метасоматиты сменяются тремолит-кварцевыми, затем тремолит-талк-кварцевыми. В последних иногда отмечается серпентин. Наблюдались [Угрюмов, 1993] переходы тремолит-кварцевых метасоматитов в тремолитсодержащие джаспероиды. В алданских тремолитовых метасоматитах иногда отмечается золотоносная сульфидная минерализация. А.Н. Угрюмов [1993] считает их переходными от скарнов к джаспероидам. Температура их образования, судя по наличию в сопряженных с ними сульфидных рудах звездочек распада сфалерита в халькопирите, не менее 400 °С.

Для решения поставленного выше вопроса важным представляется следующее. При значительном (1,5–3,0 км) удалении от скарнов в метасоматитах по карбонатным породам в парагенезисе с кварцем фиксируются монтмориллонит и гидрослюда — по сути здесь речь идет уже об аргиллизитах. Кроме рассмотренного способа развития существенно кварцевых метасоматитов в карбонатных породах, известен и другой, более простой, заключающийся в формировании зональности следующего вида: кальцитизированный доломит — слабо окварцованный (осветленный) доломит — умеренно окварцованный (сильно осветленный) доломит — джаспероид.

Приведенные взаимоотношения метасоматитов достаточно хорошо объясняются исходя из импульсного развития трещинообразования внутри и в обрамлении порфириновых интрузий в послескарновое время. Значимость его хорошо показана в работах [Коробейников, 1987; Сазонов и др., 1998], в которых проиллюстрировано, что в случае отсутствия такового золотопродуктивные минеральные парагенезисы стадии гистерогенного разложения скарнов развития не получают. В первую послескарновую стадию в трещины поступал гидротермальный раствор с  $T=450\text{ }^{\circ}\text{C}$  и  $P>1,5$  кбар (см.

выше и [Угрюмов, 1993]). Система была закрытой; в этих условиях отложились серпентин, тальк, тремолит. Ко второй стадии послескарнового трещинообразования температура раствора упала до 435–400 °С, началось замещение указанных минералов кварцем в ранних, подновленных карбонатных породах и во вновь образованных структурах.

Для решения поставленного выше вопроса принципиальными являются данные, свидетельствующие о том, что на продолжении зон джаспероидизации в штоках пород кисло-среднего и щелочного составов иногда проявляются крутопадающие трещины, вдоль которых развиты окварцевание, серицитизация, аргиллизация [Угрюмов, 1993, с. 171], иногда березитизация (В.Д. Мельников, 1984 г.). Существенно и то, что в Алданской провинции установлен более поздний возраст джаспероидов не только по отношению к скарнам но и к гумбеитам [Угрюмов, 1993]. Судя по главным физико-химическим параметрам:  $T=435(410) - 280(200)$  °С,  $P=1,5$  кбар, джаспероиды начали формироваться в условиях гумбеитовой формации по Т и березит-лиственитовой по Р [Сазонов, 1998].

В названной провинции джаспероидизации предшествует кальцитизация доломитов и доломитосодержащих известняков, которая протекала при температуре 620–430 °С.

Джаспероиды Алданской провинции представлены обеими разновидностями, рассмотренными выше. По данным А.Н. Угрюмова [1993], ранние джаспероиды, имеющие региональное распространение, являются безрудными. Обычно они фиксируются в виде маломощных (до 1 м) линзовидных или неправильных очертаний тел в горизонтах кремнистых доломитов. Связь джаспероидов этого типа с магматитами отсутствует. Учитывая, что рассматриваемые метасоматиты развиты только в горизонтах окремненных доломитов и что тела их имеют незначительную мощность, есть основания полагать, что они сформировались за счет местного кремнезема, «вытянутого» из боковых пород в зоны дробления и расланцевания (в разломы). Эта модель хорошо объясняет безрудность таких джаспероидов. Формирование последних началось при температуре 435–400 °С. Их временной интервал образования — позднее даек различного состава, но до продуктивных джаспероидов [Угрюмов, 1993].

Развитие джаспероидов на Воронцовском месторождении происходило по сходной, рассмотренной для Алданской провинции схеме (см. рис. 9.3, Б). Резкое возрастание давления на фоне снижающейся температуры в середине графика обусловлено, видимо, изоляцией открытой системы минералообразования вследствие развития в трещинах парагенезиса кварц + доломит – анкерит. Более ранний обрыв кривой I по сравнению с кривой II на диаграммах (см. рис. 9.3, Б) нами объясняется таким образом. Формирование джаспероидов до точки, соответствующей концу кривой I, происходит за счет  $SiO_2$ , высвободившегося при замещении вулканитов среднего и основного состава кварц-серицитовыми метасоматитами и привнесенного гидротермальными растворами. После указанной точки джаспероиды образуются только за счет кремнезема, привнесенного гидротермальным раствором. Воронцовские джаспероиды специализированы на золотополиметаллическое оруденение.

На основе приведенных выше данных можно сделать следующие выводы. Образование джаспероидов и сопутствующих им метасоматитов (в биметасоматических колонках) по прогрессивной модели происходит в открытой, а по регрессивной — в закрытой системах. В результате в первом случае идет интенсивное смешение вадозных вод с глубинным флюидом, результирующая составляющая получается близкой к составу поверхностных вод. В карбонатах из джаспероидов устанавливаются взаимоотношения между изотопами С и О, близкие к таковым карбонатов вмещающих пород. Лишь в единичных случаях, в частности по Карлину, зафиксированы отношения, свойственные глубинному (мантийному) флюиду. Развитие джаспероидов в закрытой системе происходит на глубине 4–4,5 км. В ней смешение глубинного флюида с поверхностными водами практически не происходит. Это хорошо проиллюстрировано на примере Воронцовского месторождения в работе [Сазонов и др., 1998]. В таком случае можно полагать лишь небольшую примесь во флюиде порового раствора вмещающих пород. Кстати, такой же вывод получен на этом месторождении и при изучении березитов, сопряженных с джаспероидами в биметасоматических колонках. Очевидно, это является общей закономерностью для рассматриваемых метасоматитов. Она подтверждается и результатами изучения изотопного состава серы сульфидов из джаспероидов: в закрытой системе он сопоставляется с таковым метеоритного стандарта, а в образованиях открытой системы фиксируются облегченные и утяжеленные изотопы серы.

**Источники  $SiO_2$  и Au в джаспероидах.** Рассмотренные выше материалы естественным образом подводят к вопросу, а каков источник кремнезема и золота, которые являются важнейшими компонентами джаспероидов? Как и для флюида, он гетерогенный. Большая часть этих компонен-

тов, очевидно, поступает с глубинным (отделившимся от интрузий и мантийным) флюидом, меньшая — поставляется в гидротермальный раствор из вмещающих пород при их выщелачивании и, по-видимому, незначительная часть — поступает с вадозными водами.

**Некоторые принципиальные черты генезиса джаспероидов.** Прежде всего отметим, что джаспероиды могут формироваться в составе как *метасоматической*, так и *биметасоматической* зональности. Во всех рудных провинциях, где известны эти образования, они возникли позднее скарнов, а в ряде случаев — и позднее гумбеитов [Угрюмов, 1993]. Выделяются две одновременные разновидности джаспероидов: ранняя (площадная или субрегиональная), непродуктивная, в том числе по золоту, и поздняя (локальная), которой часто сопутствует минерализация, в том числе золотая. В существенно тальковых, тремолитовых, иногда серпентинитовых метасоматитах, развитых в карбонатных (обычно в доломитах) породах в ближайшей экзоконтактовой зоне интрузий диоритового и сиенитового составов (нередко порфириновых) присутствует кварц, но по отношению к указанным минералам он является более поздним и находится с ними в реакционных взаимоотношениях.

Джаспероиды возникают как апокарбонатная фация в составе трех метасоматических формаций — аргиллизитовой, кварц-серицитовой, березит-лиственитовой. В связи с этим их можно рассматривать в качестве конвергентных образований. Максимальная температура (435 °С) и давление (1,5 кбар), установленные для джаспероидного кварца [Угрюмов, 1993], дают основание полагать, что в принципе джаспероиды могут возникать в составе гумбеитовой формации. Факты, подтверждающие это, сегодня не известны, но имеются указания [Угрюмов, 1993] на то, что в алюмосиликатных породах, контактирующих с джаспероидами, развиваются минеральные парагенезисы с биотитом. В биметасоматических колонках с джаспероидами мощность их апокарбонатной части обычно больше таковой их части по алюмосиликатным породам. Причину этого мы видим в следующем: 1) карбонатные породы по сравнению с алюмосиликатными более неравновесны с кислым «джаспероидизирующим» гидротермальным раствором; 2) алюмосиликатные породы на контакте с карбонатными часто рассланцованы, превращены в милонитовидные образования, по которым продвижение гидротем затруднено. Карбонатные же породы в этих условиях дробятся с образованием крупнозернистых агрегатов, которые способствуют увеличению их проницаемости.

Джаспероидизация развивается в достаточно большом (от первых сотен метров до 4–4,5 км) интервале глубин из гетерогенного флюида. В приповерхностных условиях (месторождение Карлин) в составе последнего существенно преобладают вадозные воды. Для более глубоких джаспероидов (например, Воронцовское месторождение, уровень развития березитов и кварц-серицитовых метасоматитов) характерно формирование из магматогенного флюида (как правило, это интрузии гранитоидного состава). В полистадийных (установлено до четырех стадий) телах джаспероидов отмечены признаки участия во флюиде мантийной составляющей.

Источник SiO<sub>2</sub> джаспероидов также гетерогенный. Обобщения показали, что существенная часть этих компонентов привносится глубинными гидротермами, меньшая — обуславливается боковыми породами и незначительная — поступает с поверхностными водами. Карбонатные породы в стадию кислотного выщелачивания не могут рассматриваться как источник золота; здесь они играют роль осадителя этого элемента, геохимического барьера.

Расширение понятия термина «джаспероид» вряд ли рационально. Это приведет к «поглощению» некоторых давно установившихся метасоматических формаций, самостоятельность которых убедительно обоснована. Прежде всего это касается аргиллизитовой, кварц-серицитовой и березит-лиственитовой формаций. В этой связи нет надобности к джаспероидам подходить формально, приключая к ним сопутствующие метасоматиты по алюмосиликатным породам, содержащие метасоматический кварц от 50 мас. %.

Заключая главу, отметим следующее. Согласно данным В.В. Григорьева (устное сообщение, 2007 г.), на Полярном Урале удалось проследить тело гидротермально-метасоматически переработанных пород от дневной поверхности до глубины 250 м. В его апикальной части развиты парагенезисы глинистых минералов, ниже выделяется зона, сложенная преимущественно кварцем; последняя сменяется зоной, представленной карбонатом. Принципиально приведенная вертикальная зональность аналогична таковой, описанной для тел околорудно измененных пород, относящихся к березит-лиственитовой формации (см. выше, а также [Саонов, 1998]). **В связи с последним имеет смысл рекомендовать использовать приведенный факт для прогнозирования и поисков месторождений золота и полиметаллов.**

## Часть III

# ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ГЛУБИННОСТЬ МЕТАСОМАТИТОВ НЕКОТОРЫХ ЗОЛОТОПРОДУКТИВНЫХ ФОРМАЦИЙ, СОДЕРЖАНИЕ В НИХ РЗЭ И ЗНАЧЕНИЕ ЭТИХ ПАРАМЕТРОВ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ КРУПНОМАСШТАБНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

### Глава 10

#### **ВЕРТИКАЛЬНАЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ЕЁ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СЛЕПОГО ОРУДЕНЕНИЯ И ОЦЕНКИ «ОТРАБОТАННЫХ» МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Проблема вертикальной метасоматической зональности важна как в теоретическом (необходимость выявления эволюции РТХ-параметров системы с глубиной, рН и Eh гидротермального раствора, а также характера трансформации состава эдуктов), так и в практическом (по сути эта зональность входит одним из важнейших поисковых признаков слепого оруденения, а также используется для определения уровня эрозии рудных тел) аспектах. Изучать такую зональность сложно из-за того, что ее развитие определяется многими параметрами (главные из них только что перечислены), является длительным и полистадийным.

С 80-х годов XX в. горнодобывающая промышленность стала ориентироваться на крупнообъемные месторождения, которые отличаются сравнительно бедными рудами, но зато большими запасами [Крупные..., 2004; Коротеев, Сазонов, 2005 и др.]. И на сегодня ситуация в ней в Уральском регионе сложилась следующим образом. Существенная часть месторождений полезных ископаемых, особенно выходящих на дневную поверхность, найдена. Произошло это не без помощи ореолов окolorудных изменений. Причем до указанного выше периода использовалась главным образом зональность метасоматитов названных ореолов в горизонтальной плоскости. После него и особенно в настоящее время ситуация резко изменилась: большая часть крупных месторождений известных генотипов уже выявлена (найти сейчас на Урале золоторудное месторождение кварц-жильного типа, по масштабам сопоставимое с Березовским, невозможно при современном уровне изученности территории), следовательно, необходимо развивать «теоретические поиски для практического выделения (установления)» оруденений новых промышленно-генетических типов. Поскольку «новые» объекты будут главным образом слепыми, постольку при поисках первостепенная роль будет принадлежать зональности тел метасоматитов в вертикальной плоскости. Сказанным обуславливается необходимость рассмотреть состояние изученности вертикальной метасоматической зональности. Ниже мы попытаемся это сделать, опираясь на работы [Бахтина, Сазонов, 1980; Проблемы..., 1982; Сазонов, 1984, 1998, 2000; Миляев и др., 1984; Рафаилович, Алексеева, 1996; Рафаилович и др., 2003; Чекваидзе, 1982 и др.].

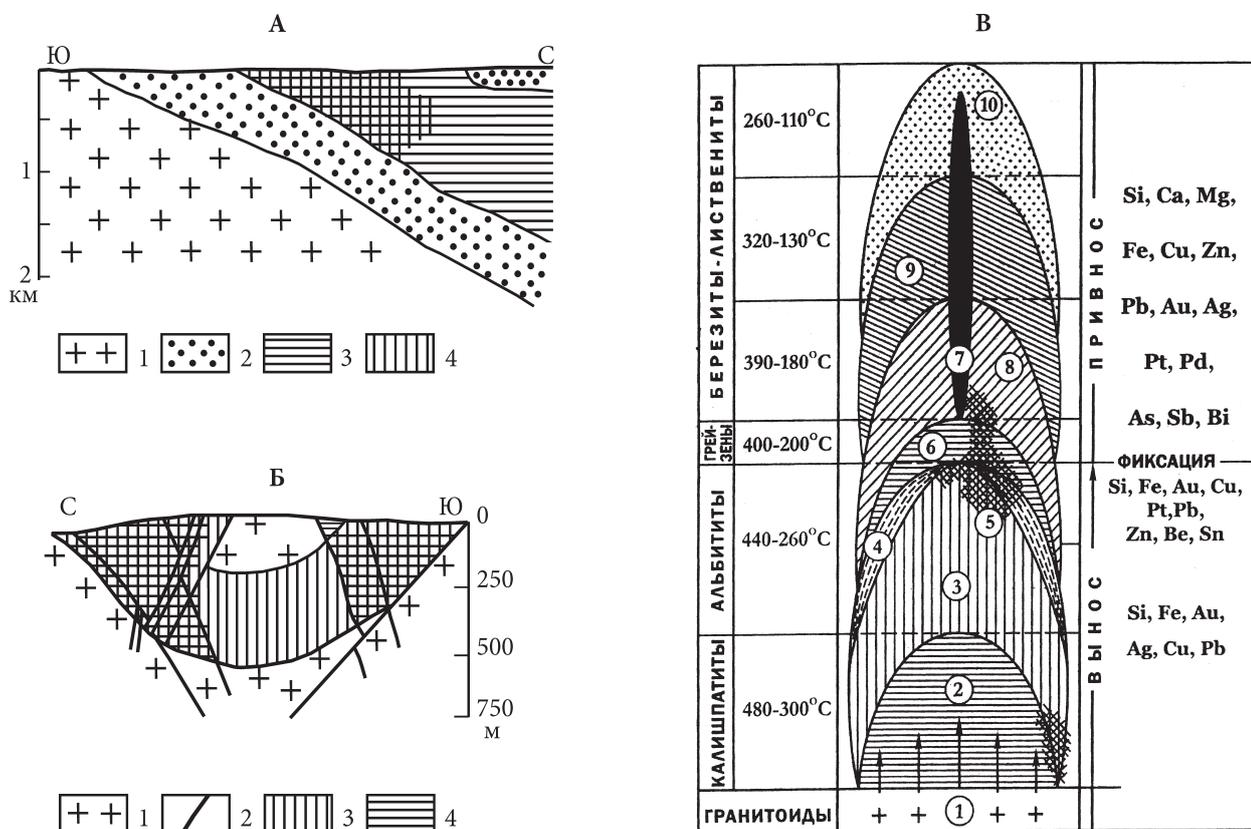
Предварительно заметим, что горизонтальная метасоматическая зональность (конкретных горизонтальных сечений тел окolorудно измененных пород) издавна используется в качестве поискового признака на Au, Ag, W, Hg, аметист и др.), а также как одна из важных основ (с 30-х годов XX в.) при прогнозировании и металлогенических построениях. Цель настоящей главы — подвести итоги изучения вертикальной метасоматической зональности ореолов окolorудно измененных пород на примере главным образом гумбеитовой, эйситовой, березит-лиственитовой, кварц-серицитовой и аргиллизитовой формаций.

В последние три десятилетия получены новые данные [Сазонов, 2000], послужившие основой для решения генетических, прогностических и ряда других вопросов (в частности, касающихся латеральной и вертикальной зональности метасоматитов) проблемы окolorудного метасоматоза. Наиболее важными из них, как нам представляется, являются следующие.

1. Подтверждено представление о возможности взаимопереходов между формациями метасоматитов, образующихся в относительно близких физико-химических условиях под воздействием

флюидов, имеющих близкую или одинаковую геохимическую, включая летучие компоненты (F, Cl, CO<sub>2</sub>, S и др.), специализацию. Идейная основа такого заключения — конвергентность метасоматитов (например, аргиллизитов, кварц-серицитовых, березитов-лиственитов), возможность формироваться в РТХ-условиях не только одной формации. Конвергентность метасоматитов является одной из их характернейших черт [Рундквист, Павлова, 1972; Сазонов, 1988].

2. Сначала было установлено, что внутренняя зона ореолов березитизации-лиственнитизации с глубиной по мере приближения к «материнским» интрузивам выклинивается (рис.10.1, А, Б). Это явилось результатом детального геолого-минералогического картирования хорошо вскрытых горными и буровыми выработками рудных тел и сопряженных с ними метасоматитов. Позднее показано, что ореолы околорудно измененных пород имеют концентрически-зональное строение [Сазонов, 1980, 1984; Проблемы..., 1982; Чекваидзе, 1982 и др.], что проиллюстрировано в настоящей работе рис. 3.3; 10.2–10.7. На примерах некоторых петрогенных (Al, Cr, Ca и др., см. рис.4.5) и рудных элементов (Au, см. рис. 3.3; 10.2–10.7, Ag и некоторые другие элементы-спутники Au) показано, что в разноуровневых горизонтальных срезах ореолов околорудно измененных пород они ведут себя по-разному: в одних — инертны, в других — вполне подвижны (привносятся или выносятся, иногда существенно). Обычно перечисленные элементы выносятся под и над внутренней зоной ореолов



**Рис. 10.1.** Характер изменения размаха внутренней зоны ореолов березитизации-лиственнитизации пород в меридиональных разрезах Березовского (А, Средний Урал) и Кочкарского (Б, Южный Урал) рудных полей и модель рудно-метасоматической вертикальной зональности золоторудных полей складчатых поясов (Б). А, Б — по [Сазонов, 1984], В — по [Коробейников, 2007]:

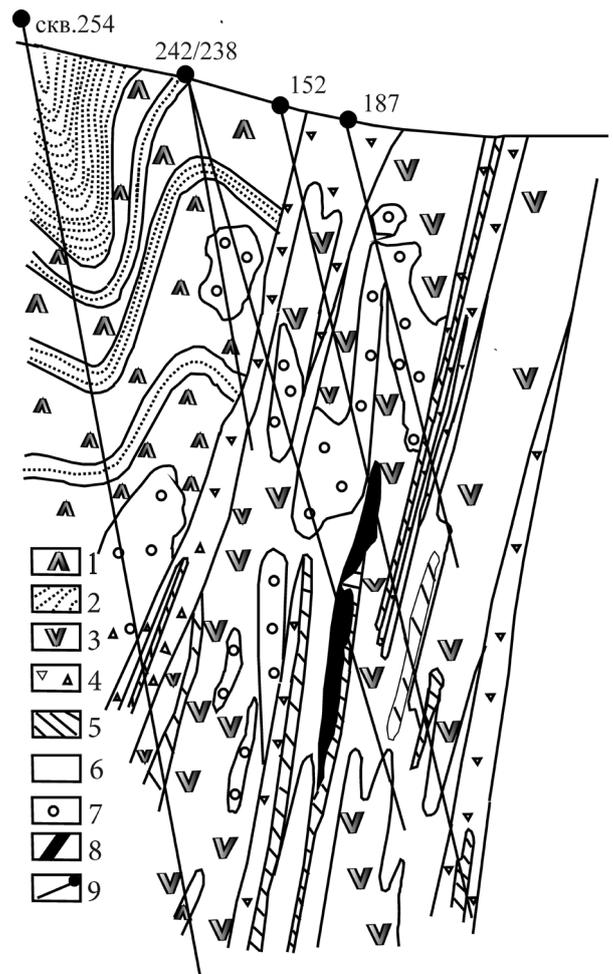
**А.** 1 — граниты Шарташского массива; 2 — породы его кровли; 3 — ореол березитизации-лиственнитизации; 4 — золотое оруденение (установленное).

**Б.** 1 — плагиограниты Пластовского массива; 2 — золотоносные кварцевые жилы; 3 — внутренняя зона (березиты) тел околорудных метасоматитов; 4 — золотое оруденение.

**В.** 1 — диориты-плагиограниты; 2 — калишпатизированные габброиды и гранитоиды; 3 — альбитизированные габброиды и гранитоиды; 4 — биотитизированные породы; 5 — вкрапленные золоторедкометалльные руды в альбититах; 6 — грейзены; 7 — кварцзолото-платино-сульфидные жильные руды в березитах-лиственитах; 8 — гидробиотит-тремолитовые, хлоритовые метасоматиты; 9 — кварц-серицит-пирит-карбонатные метасоматиты; 10 — доломит-кальцитовые метасоматиты

**Рис. 10.2.** Строение (в вертикальном поперечном разрезе) ореола березитизации-лиственнитизации в различных породах Промежуточной рудоносной зоны золотополиметаллического месторождения Муртыкты. По данным А.П. Бахтиной и В.Н. Сазонова [Сазонов, 2000]:

1–4 — метасоматиты внешней зоны (Хл+Аб+Дл+Се+Кв) по туфам андезитового состава (1), кремнистым туффитам (2), андезитам (3), кремнекислым вулканитам (4); 5 — рудные тела; 6 — метасоматиты промежуточной зоны (Аб+Кв+Дл+Се); 7, 8 — метасоматиты сопряженного осаждения: кальцитовые (7), хлоритовые (8); 9 — границы зон метасоматитов

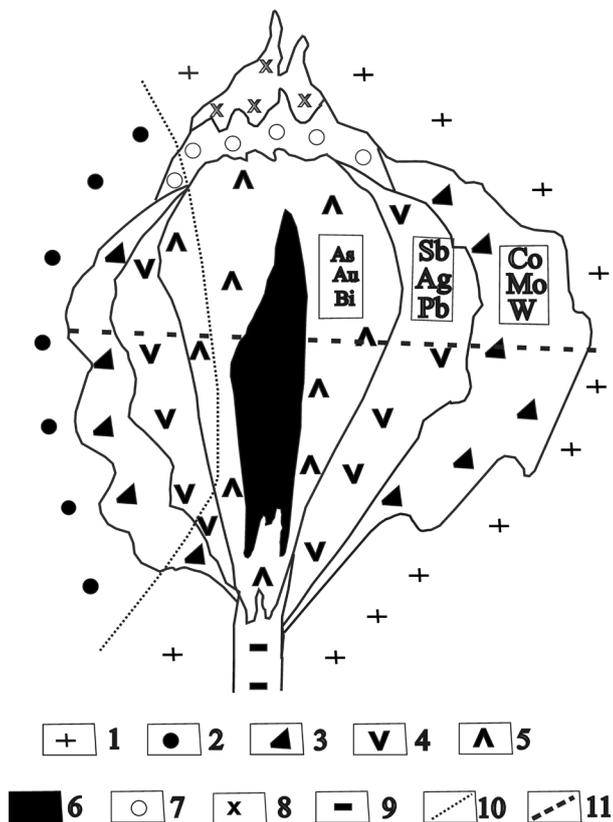


околорудных изменений, а участки их концентрирования располагаются в интервале развития внутренней зоны (см. [Сазонов, 1984. с. 161], рис. 64). На примере березит-лиственитовой формации показано, что это с учетом направленного изменения минерального состава (по набору и количеству фаз) представляющих их метасоматитов по вертикали (нарастает суммарное количество слюды и кварца и уменьшается — карбоната снизу вверх) можно использовать для прогнозирования минерального типа золоторудных месторождений, фаций глубинности оруденения, величины эрозионного среза рудных тел. Примеры успешной реализации такой методики см. в работе [Сазонов, 1984]. Заметим, что она приложима ко всем стадиям геологоразведочных работ, а также может использоваться при прогнозировании оруденения на глубину.

На некоторых золоторудных месторождениях Урала и других регионов (Муртыкты, Дальнее, Мурунтау, Балей и др., см. рис. 10.2; 10.3; 10.5; 10.7) наряду с околорудными метасоматитами выделены их сорудные разности, состоящие из хлорита, хлорита и кальцита, хлорита и альбита, хлорита и парагонита, серицита модификации 1 М. Подобные метасоматиты развиты и на колчеданно-полиметаллических месторождениях ([Проблемы..., 1982; Чекваидзе, 1982], см. рис. 10.4).

3. Крупные рудные месторождения являются обычно полигенными и полихронными. Для них характерно сложное строение ореолов околорудных изменений и литогеохимических (см. рис. 10.3–10.7). Их зональность является интегральной, продуктом всех этапов и стадий развития месторождений. При этом, если разновременные метасоматиты совмещены в одной и той же структуре без пересечений, то их зональное строение расшифровывается с большим трудом, обычно только с использованием современных методов изучения минерального вещества. Ряд примеров метасоматических тел с совмещенной метасоматической зональностью приведен в монографии [Сазонов, 1998], см. также рис. 10.3–10.7.

Пример тел со сложной метасоматической зональностью приведен на рис. 10.1, В. Представляется, что в данном случае мы имеем дело не с полистадийными, как полагает А.Ф. Коробейников [2007], а с полиэтапными метасоматитами. Поясним сказанное. Калишпатиты, альбититы и грейзены — это образования, связанные на Урале с позднеколлизийными гранитами, имеющими фтористую флюидную специализацию. Показанные на рассматриваемом рисунке березиты-листвениты генетически сопряжены с раннеколлизийными гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации, флюидная специализация которых определяется главным образом Cl, CO<sub>2</sub>, S. Под березитами-лиственитами на Урале (Березовское золоторудное поле) установлены эйситы и гумбеиты (см. главы 5, 6) — производные хлоритового флюида, обогащенного углекислотой. Они сформировались раньше березитов-лиственитов и минерализованы не золотом, что свойственно последним, а шее-



**Рис. 10.3.** Строение ореола березитизации-лиственнитизации (модальный вертикальный поперечный разрез) Васильковского золоторудного месторождения (северная окраина Кокчетавской глыбы, Казахстан). По [Миляев и др., 1994] с изменениями:

1, 2 — интрузивные массивы кислого (1) и средне-основного (2) составов; 3–5 — зоны метасоматического ореола: 3 — внешняя (Кв+Хл+Се+Аб+КПШ), 4 — промежуточная (Хл+Анк+КПШ), 5 — внутренняя (Кв+Анк+Се или Се+Кв); 6 — рудное тело; 7, 8 — надрудные метасоматиты хлоритового (7) и альбит-хлоритового (8) составов; 9 — нижнерудно-подрудная калишпатовая зона; 10 — первичный контакт между интрузиями различных составов; 11 — уровень современного эрозионного среза

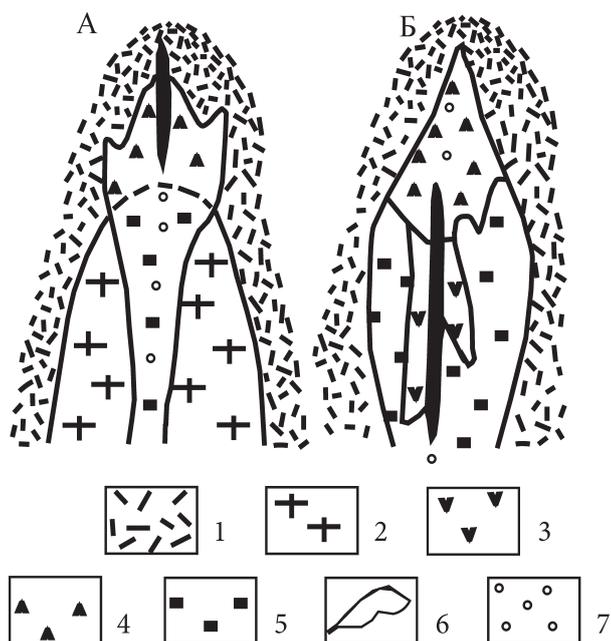
литом. Другими словами, это различные рудно-метасоматические формации.

4. Составом (точнее, кремнекислотностью-основностью) вещественных комплексов, типоморфных для каждой конкретной геодинамической обстановки, определяется набор генетических типов месторождений и сопутствующих им метасоматитов (формационных типов).

Глубинностью развития гидротермального процесса, обусловленного конкретным вещественным комплексом, а также такими параметрами состояния системы, как P, T, X, pH, Eh, определяется тип метасоматитов [Проблемы, 1982; Сазонов, 1998 и др.].

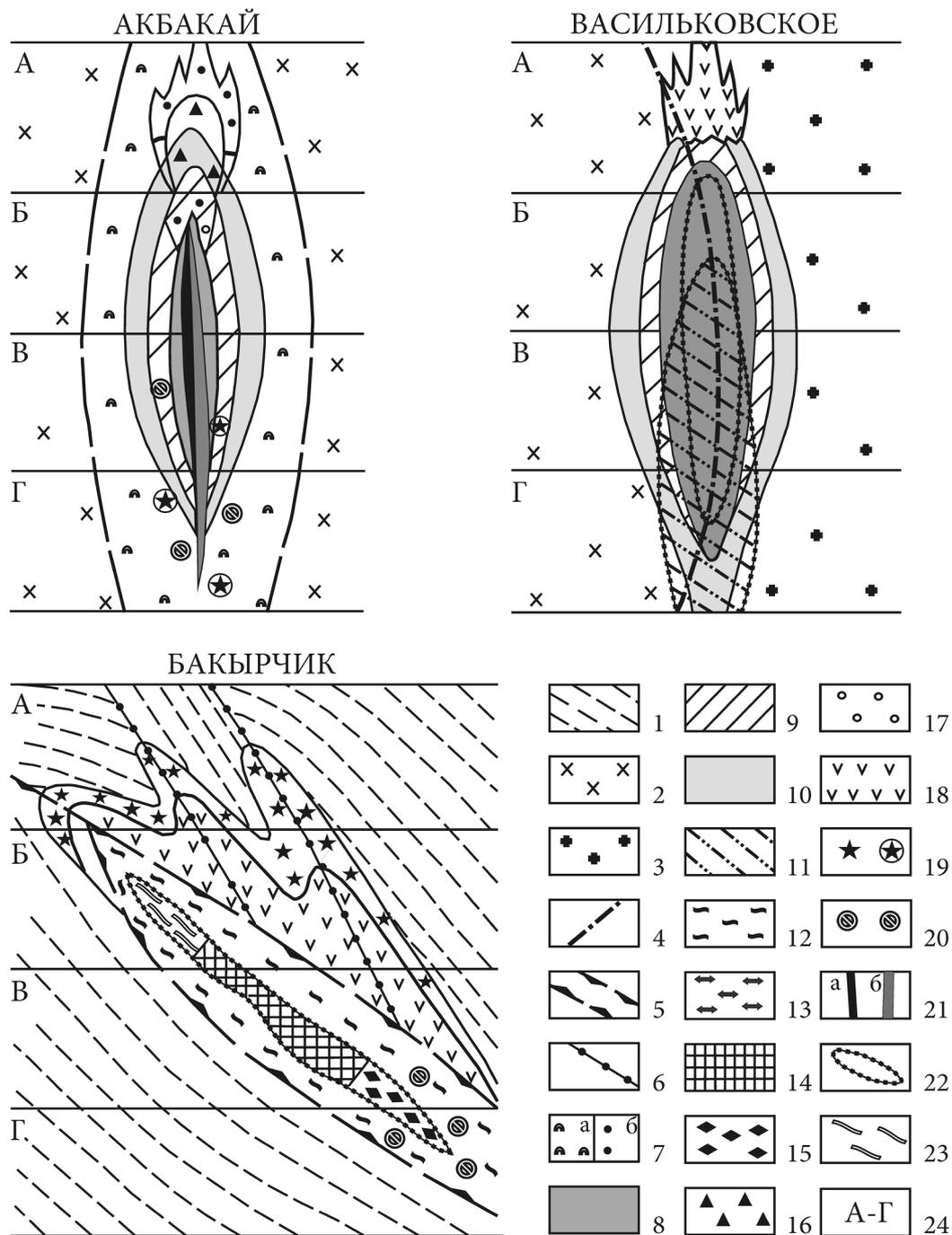
Из материалов, полученных на уральских золоторудных месторождениях, а также некоторых других (Центральный и Западный Казахстан, Киргизия, Узбекистан, Восток РФ и др.) регионов, вытекает что крупным объектам сопутствуют, как правило, метасоматиты не менее чем двух формаций (см. рис. 10.2, 10.3, 10.5). Месторождения полезных ископаемых, сопровождающиеся рассматриваемыми нами метасоматитами (гумбеитами, эйситами, березитами-лиственнитами, кварц-серицитами, аргиллизитами), локализуются преимущественно в пределах шовных зон, в

местах развития в последних дробления и расланцевания. В таких местах, естественно, располагаются и магматиты, продуцировавшие перечисленные и другие метасоматиты. Понятно, что сегодня предстоит иметь дело с поисками слепых и перекрытых месторождений. Также понятно, что в таких условиях определяющей при поисках становится вертикальная метасомати-



**Рис. 10.4.** Типы строения (в вертикальном разрезе) ореолов околорудно измененных пород на колчеданно-полиметаллических месторождениях: нетелескопированных (А) и телескопированных (Б). По [Чекваидзе, 1982]:

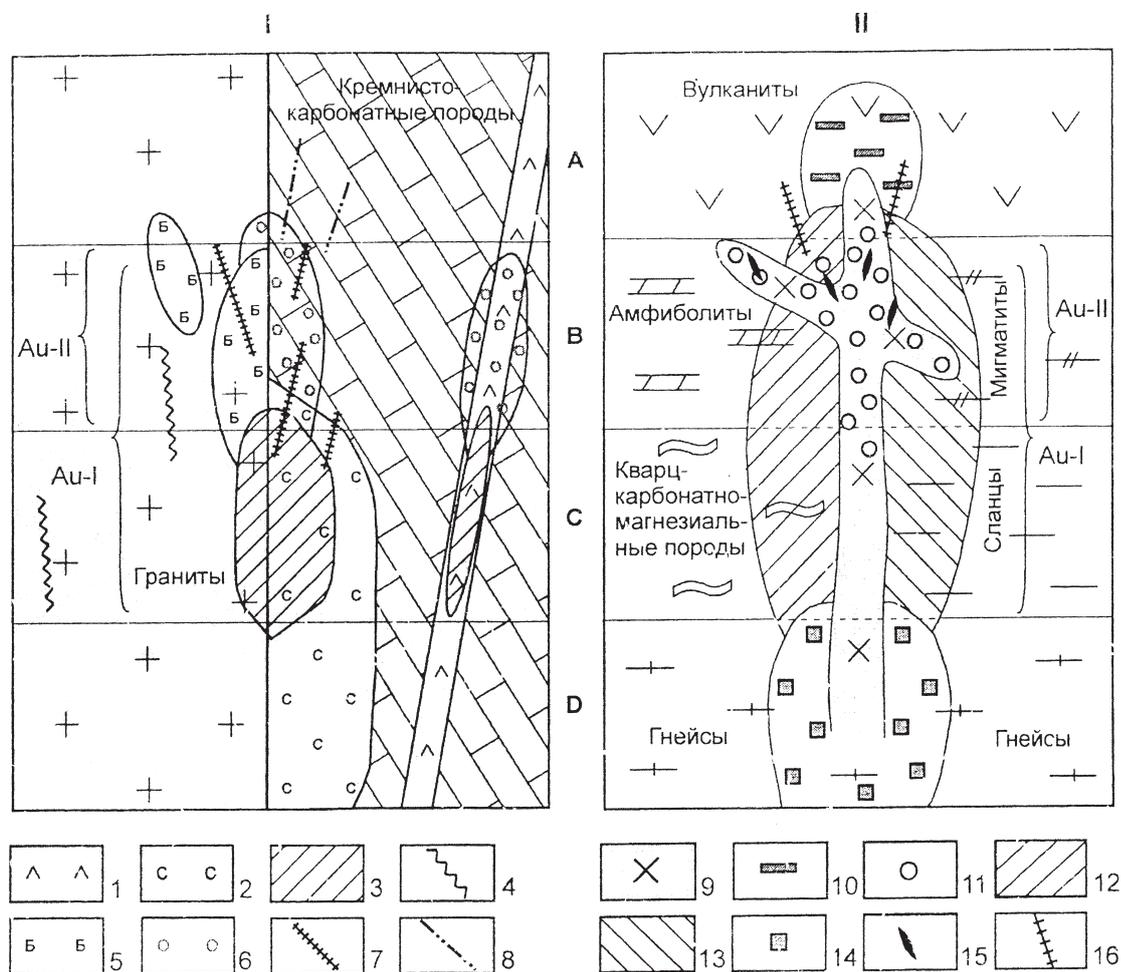
1 — породы рудовмещающей вулканогенно-осадочной толщи; 2 — тела субвулканических диоритов; 3–5 — метасоматиты: кислого выщелачивания (3), осадения (4), синрудные (5); 6 — массивные рудные тела; 7 — прожилково-вкрапленное оруденение



**Рис. 10.5.** Зональность (в вертикальном поперечном разрезе) ореолов околорудно измененных пород на некоторых крупных золоторудных месторождениях Казахстана. По [Рафаилович, Алексеева, 1996]: 1 — углеродисто-терригенная пачка; 2 — диориты и габбро; 3 — гранодиориты; 4 — контакты пород, указанных под знаками 2 и 3; 5 — надвиги; 6 — оперяющие дизъюнктивные структуры (разломы второго порядка); 7 — пропилиты: регионального (а) и локального (б) распространения; 8–10 — зоны метасоматитов: внутренняя (8), промежуточная (9), внешняя (10); 11 — калишпатиты высокотемпературные; 12–15 — метасоматиты месторождения Бакырчик: серицитовые (12), углеродисто-каолинит-гидрослюдистые (13), углеродисто-серицитовые (14), серицит-флогопит-карбонатные (15); 16 — зоны каолинитизации; 17 — кварц-адуляровая зона; 18 — хлорит-альбитовые метасоматиты; 19 — альбититы и альбитсодержащие породы; 20 — турмалинизация; 21 — золотоносный кварц (а — поздний средне- и низкотемпературный, б — ранний высокотемпературный); 22 — крупные рудные зоны; 23 — надрудные слабозолотоносные кварц-барит-доломитовые жилы и прожилки с киноварью, антимонитом, бертьеритом; 24 — реперные части метасоматических ореолов: А — фронтальная (надрудная), Б — прифронтальная (верхнерудная), В — промежуточная (среднерудная), Г — тыловая (нижнерудная и подрудная)

ческая зональность в комплексе с вертикальной дифференциацией рудных элементов-спутников золота. В связи с этим ниже рассмотрим состояние изученности этой зональности на примере уральских золоторудных месторождений и возможности ее практического использования. Естественно, что при этом будет учитываться опыт изучения этой проблемы в других регионах.

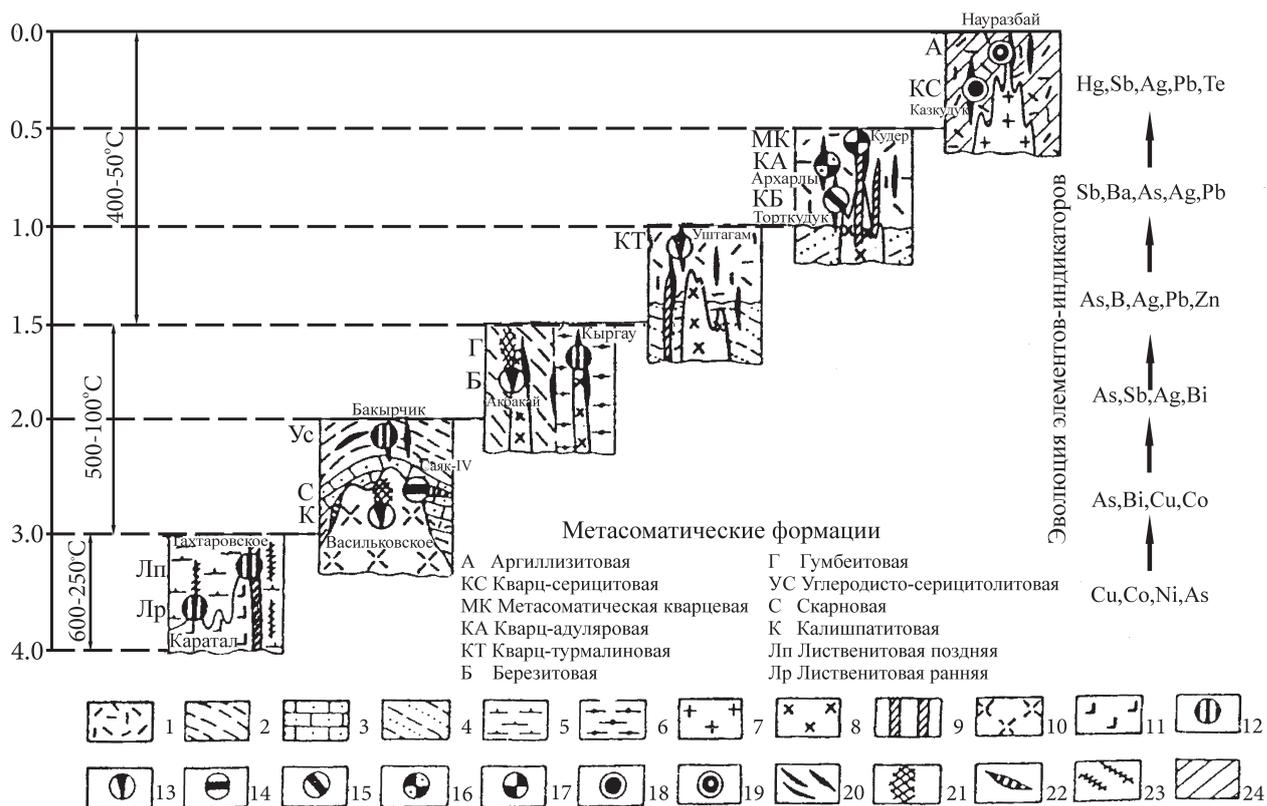
Сейчас можно говорить о четырех уровнях проявления вертикальной зональности в телах околорудно измененных пород: первый — концентрическое строение ореолов околорудных изменений (см. выше); второй — изменение количественных соотношений минералов в одной и той же зоне метасоматитов по вертикали; третий — изменение свойств (железистости, модификации), состава минералов, а также форм нахождения в них химических элементов; четвертый уровень — изменение набора элементов-спутников золота с глубиной; последнее наиболее полно изучено в Казахстане и представлено в работах [Рафаилович, Алексеева, 1996; Рафаилович, Голованов, Федоренко и др., 2003] в виде эволюционных рядов (элементы перечисляются в порядке увеличения глубины): Hg, Sb, Ag, Pb, Te (0–0,5 км) → Sb, Ba, As, Ag, Pb (0,5–1,0 км) → As, Ba, Ag, Pb, Zn (1,0–1,5 км) → As, Sb, Ag, Bi, (1,5–2,0 км) → As, Bi, Cu, Co (2–3 км) → Cu, Co, Ni, As (3–4 км) (см. рис. 10.3; 10.5; 10.6–10.9). В целом эти ряды коррелируются с таковыми, выделенными на уральских золоторудных месторождениях (Воронцовском, Светлинском, Березовском, Крылатовском, Астафьевском и др., см [Сазонов, 1998; Месторождения..., 2001]).



**Рис. 10.6.** Модальные вертикальные разрезы тел околорудно измененных пород на киргизских золоторудных месторождениях Макмал (I) и Талджи-Булак Левобережный (Киргизия). По [Пак, 2007]:

**I.** 1 — плагиопорфиры; 2 — скарны; 3 — метасоматиты кварц-полевошпатового состава; 4 — грейзены; 5 — березиты; 6 — монокварцевые метасоматиты; 7 — золотоносные кварцевые жилы; 8 — то же, но безрудные.

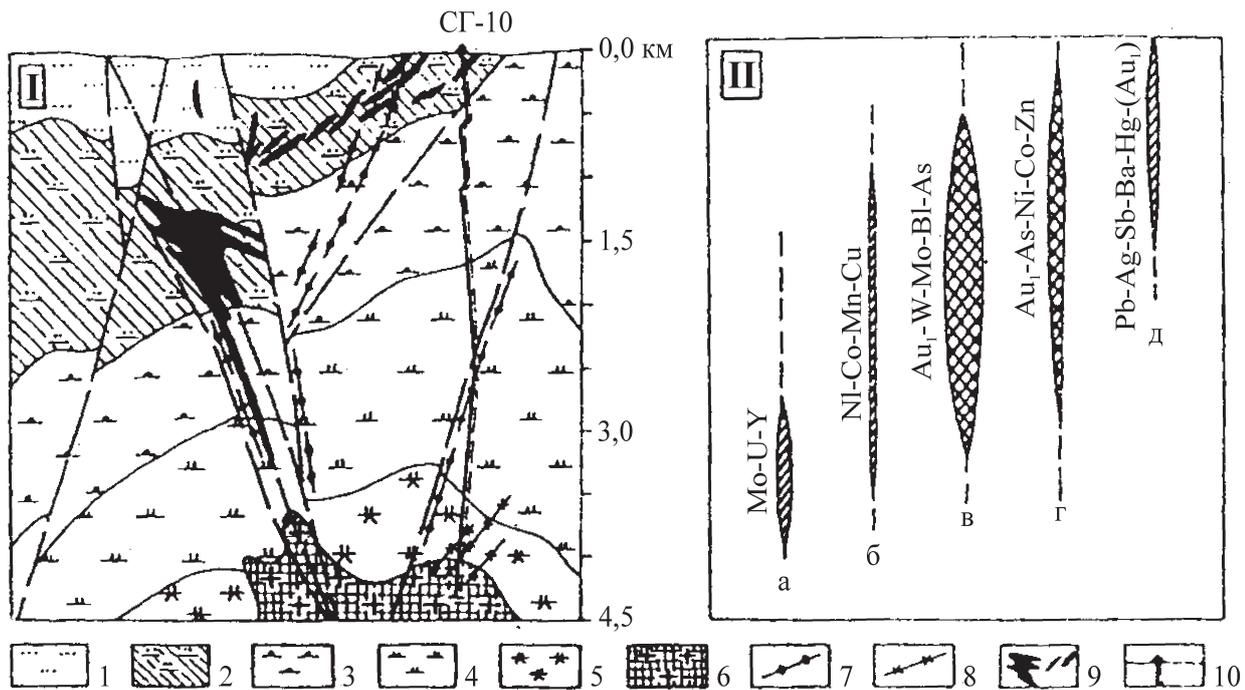
**II.** 9 — монцодиориты; 10 — аргиллизиты; 11 — кварц-турмалиновые метасоматиты; 12 — листовники; 13 — березиты; 14 — калишпатовые метасоматиты; 15 — золотоносные кварцевые жилы с сульфидами; 16 — кварц-карбонатные жилы



**Рис. 10.7.** Распределение типовых золоторудных месторождений Казахстана по уровням глубинности формирования. По [Рафаилович, Алексеева, 1996] с незначительными изменениями:

1–6 — формации осадочных, вулканогенных и метаморфических пород: 1 — вулканогенная и вулканогенно-терригенная, 2 — углеродисто-терригенная, 3 — карбонатно-терригенная, 4 — флишевая алевролит-песчаниковая, 5 — спилит-диабазовая, 6 — амфиболит-гнейсовая; 7–11 — магматиты: 7 — интрузии и экструзии гранитоидов, 8 — малые интрузии габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитов, диорит-гранодиоритов, габбро-плагιοгранитов; 9 — дайки диоритов, 10 — батолиты пестрого и умереннокислого составов, 11 — ультрабазиты и базиты; 12–19 — рудные формации: 12 — золотосульфидная, 13 — золотосульфидно-кварцевая, 14 — золотоалюмосиликатная, 15 — золотобарит-полиметаллическая, 16 — золотосеребряно-кварц-адуляровая, 17 — золотосеребряно-кварцевая, 18 — золотосеребряно-полиметаллическая, 19 — золотокварц-сурьмяно-ртутная; 20 — рудные тела: жилы, линзы, зоны и залежи, 21 — кварцевые и кварц-сульфидные штокверки; 22 — скарны; 23 — приразломные метасоматиты; 24 — площадные изменения (вторичные кварциты, пропилиты)

До 70-х годов XX в. околорудные метасоматиты изучались главным образом по случайным горизонтальным срезам. Позднее они стали изучаться в полном объеме тел метасоматитов (по серии разноуровневых горизонтальных сечений). Причина — потребность практической геологии в разработке методов прогнозирования оруденения на глубину на действующих предприятиях (золотая минерализация прослеживается на некоторых месторождениях до 1–1,2 км, в отдельных случаях до 3,7–4,0 км). Первые итоги изучения вертикальной метасоматической зональности на уральских золоторудных месторождениях были подведены в работах [Сазонов, 1980, 1984]. Главным из них было установление концентрически-зонального строения ореолов околорудно измененных пород (см. рис. 3.3). Аналогичное строение тел околорудно измененных пород установлено на Васильковском (рис.10.3; 10.5) и ряде других месторождений (см. рис. 10.6). Более сложная зональность выявлена на месторождении Муртыкты. Здесь (см. рис. 10.2), а также на алтайских полиметаллических объектах (см. рис.10.4) в верхней части ореолов березитизации-лиственитизации развиты существенно кальцитовые метасоматиты, зафиксировавшие Са, вынесенный из внешней и промежуточной зон ореола березитизации-лиственитизации. Кроме того, во внутренней зоне последнего фиксируются шпировидные выделения, представленные хлоритовыми и хлорит-карбонатными метасоматитами. Подобные образования установлены на Лемвин-



**Рис. 10.8.** Геологический разрез через золоторудное поле Мурунтау по профилю сверхглубинной скважины СГ 10 (I) и схема распределения геохимических ассоциаций в вертикальном диапазоне 0–4 км (II). По [Рафаилович и др., 2003]:

1, 2 — отложения пестрого бесапана: 1 — верхняя пачка, 2 — средняя и нижняя пачки (золотопродуктивный горизонт); 3 — серый бесапан; 4 — нижний бесапан; 5 — верхний тасказган; 6 — «слепое» тело лейкогранитов; 7, 8 — дайки: 7 — сиенит-диоритовые, 8 — аплитовидные гранитные; 9 — золоторудные залежи; 10 — скважина СГ 10; а–д — геохимические ассоциации: а — тыловая урановорудная (Mo, U, V), б — «сквозная» дорудная (Ni, Co, Mn, Cu, образовалась в стадию прогрессивного плутонометаморфизма), в — сквозная продуктивная золоторедкометалльная додайковая, г — сквозная продуктивная Au-As-Ni-Co-Zn последайковая, д — фронтальная слабозолотоносная Pb-Ag-Sb-Ba-Hg-(Au)

ском и Дальнем (Приполярный Урал) золотополиметаллических месторождениях. В этих метасоматитах фиксировались Mg, Al, Fe, выносимые из пород при их березитизации-лиственитизации. Эти метасоматиты являются продуктами сопряженного (с березитами-лиственитами) осаждения. Они в пространстве и во времени тесно сопряжены с рудными телами. Судя по данным, приведенным в работах [Бахтина, Сазонов, 1980; Бахтина, 1985; Чекваидзе и др., 1982 и др.], а также на рис. 10.2; 10.4; 10.5; 10.7, наличие на золотополиметаллических и полиметаллических месторождениях метасоматитов стадии осаждения является для них типоморфным признаком. На некоторых полиметаллических месторождениях выявлена вертикальная зональность в локализации метасоматитов этой стадии [Чекваидзе, 1982]. Суть ее заключается в смене снизу вверх хлоритовых метасоматитов карбонат-хлоритовыми, а последних кварц-альбитовыми. Иногда на указанных объектах удастся выделить еще синрудные (или сорудные) метасоматиты (см. рис. 10.2; 10.4; 10.5). В то же время на большинстве золоторудных месторождений кварц-жильной формации (в качестве примера возьмем Березовское рудное поле на Среднем Урале и Материнскую жилу в Калифорнии, США) сорудные метасоматиты обычно не выделяются, хотя признаки их развития устанавливаются (разжелезивание анкерита, появление хлорита около и внутри рудных тел). Все это достаточно отчетливо проявлено на Быньговском золоторудном месторождении (Средний Урал). Выявление и изучение таких признаков невозможно без применения современных «тонких» методов изучения минерального вещества.

В процессе изучения вертикальной метасоматической зональности были отмечены парадоксальные явления. В частности, на одном из месторождений, сопряженном с аргиллизитами, слоистые силикаты были изучены на глубину 1,3 км от дневной поверхности [Русинов и др., 1982]. Полагалось, что с глубиной глинистые минералы сменяются серицитом или пиррофиллитом. Однако

этого не случилось. Авторы цитированной работы полагают, что причина этого — быстрое заполнение трещинной структуры флюидом и кристаллизация глинистых минералов на различных уровнях из раствора с одинаковой температурой. Рассмотрим второй пример, взятый из этой же работы. На урановом месторождении была детально изучена минералогия березитов до глубины 1,2 км. Оказалось, что во всем этом интервале слюда представлена серицитом мусковитового типа (политип  $2M_1$ ) с незначительной примесью серицита политипа 1M. Учитывая, что сорудные метасоматиты развиты на золотополиметаллических и полиметаллических месторождениях, которые контролируются зонами дробления и рассланцевания, в совокупности эти все факты можно истолковать таким образом: в трещинных структурах флюид продвигается быстро и дифференции по Т не происходит. В зонах дробления флюид продвигается замедленно, и в этих случаях дифференциация по температуре проявляется четко.

Второй уровень вертикальной метасоматической зональности хорошо изучен на уральских золоторудных месторождениях кварц-жильного типа [Сазонов, 1984]. Суть ее заключается в том, что количество кварца во внутренней зоне тел метасоматитов нарастает снизу вверх, а суммарное содержание карбоната и слюды, наоборот, — сверху вниз. Кроме того, снизу вверх увеличивается количество пирита, а магнетита — уменьшается. Очевидно, это является общей закономерностью для рассматриваемых образований, так как отмечено и на других объектах [Проблемы..., 1982]. Повидимому, здесь уместно отметить, что в ряде случаев (на Дарасунском и южноуральском Светлинском месторождениях) во внутренней зоне метасоматического ореола с глубиной хлорит сменился эпидотом [Щербань и др., 1982; Месторождения..., 2001].

Для характеристики третьего уровня метасоматической зональности материала мало. Весь он сводится к следующему. Во-первых, для метасоматитов внутренней зоны ореолов околорудных изменений пород Березовского, Крылатовского и Быньговского месторождений (Средний Урал) установлено нарастание железистости карбоната и серицита с глубиной [Сазонов, 1988]. Аналогичное наблюдение над карбонатом сделано на Дарасунском месторождении [Щербань и др., 1982]. Во-вторых, иногда в вертикальных сечениях таких ореолов отмечается дифференцированное распределение светлых слюд. Так, на Воронцовском месторождении (Северный Урал) в разрезе березитизированных-лиственнитизированных пород (долеритов, андезитов) указанные слюды во внутренней зоне метасоматитов представлены серицитом ( $2M_1$ ). Последний выше по разрезу (апикальная часть внутренней зоны и промежуточная зона ореола измененных пород) сменяется парагонитом, и, наконец, еще выше (апикальная часть промежуточной зоны и внутренняя зона) на смену парагониту приходит его ассоциация с серицитом мусковитового типа.



**Рис. 10.9.** Разноуровневые элементы вертикальной метасоматической зональности на некоторых рудных месторождениях, сопровождающихся околорудными метасоматитами березит-лиственитовой, кварц-серицитовой формаций и сорудными

На рис. 10.9 приведена модель, которая суммирует все рассмотренные выше материалы по вертикальной зональности околорудно измененных пород, относящихся главным образом к березит-лиственитовой, кварц-серицитовым формациям и сорудным метасоматитам. Такие ореолы имеют концентрически-зональное строение (см. рис. 3.3, где это показано на примере ряда уральских золоторудных и др. месторождений, а также рис. 10.3–10.8, которыми иллюстрируется то же самое, но на примере золоторудных, золотополиметаллических и полиметаллических месторождений). Эта зональность «выводится» при детальном геолого-метасоматическом картировании рудных полей, месторождений ( типовые примеры — Березовское и Кочкарское золоторудное поля и месторождения), а также рудных тел на различных горизонтах (см. рис. 10.1, А, Б). В результате детальных петрографических и минералого-геохимических исследований устанавливаются разноуровневые элементы проявления вертикальной метасоматической зональности (см. рис. 10.9, нижняя часть).

Золоторудные месторождения могут формироваться на глубинах от первых сотен метров до 4,5 км и больше. Все они на основе геологических материалов и данных, полученных методами гомогенизации ГЖВ в кварце и железистости и магнезиальности между сокристаллизованными доломитом и кальцитом в метасоматитах, подразделены на три группы по глубине формирования от палеоповерхности: 1) мало- (до 1,8 км), средне- (1,8–4,5 км) и глубинные (>4,5 км). Указанные реперы глубинности нашли [Прокофьев, 2000] обоснование с физико-химических позиций в виде выделения открытых (объекты первого типа), полуоткрытых (объекты второго типа) и закрытых (объекты третьего типа) гидротермальных систем. Кстати, в сводке по золоторудным месторождениям-гигантам [Константинов и др., 2000], а также по золоторудным месторождениям Казахстана [Рафаилович, 2008; Рафаилович, Алексева, 1996] (см. также рис. 10.7) использован практически такой же подход при выделении типов золоторудных месторождений по глубинности их образования. **Причем вертикальный ряд (от поверхности на глубину) метасоматитов различных формаций: аргиллизиты – кварц-серицитовые, березиты-листвениты – эйситы – гумбеиты, установленный для Урала [Сазонов, 1998], в целом характерен и для других складчатых областей (см., например, рис. 10.5).** Из рис. 10.5 с учетом данных, приведенных в работе [Сазонов, 1998], следует, что формации околорудно измененных пород корреспондируются с глубиной породивших их магматитов.

Заканчивая главу, подчеркнем, что в последние годы за рубежом и в РФ появились работы, которые позволяют количественно моделировать гидротермальные процессы, а также выяснять зависимость минеральных парагенезисов от РТХ-параметров в сложных, многокомпонентных системах [Bertman et al., 1987; Bertman, 1988; Борисов, 2000; Гричук, 2000]. **Нет сомнений, что для дальнейших успехов в деле изучения вертикальной метасоматической зональности необходимы более глубокие исследования, базирующиеся на методиках, приведенных в перечисленных работах.** Особое внимание при этом должно быть уделено созданию количественных моделей.

Теперь заострим внимание на принципиальных данных и результатах их анализа, имеющих как теоретическую, так и практическую значимость.

1. Ореолы околорудно измененных пород — продукты кислотного выщелачивания — имеют концентрически-зональное строение. Это, а также конвергентность некоторых метасоматитов (березитов, кварц-серицитов, аргиллизитов) являются специфическими чертами таких ореолов. Последняя обуславливается тектоническими причинами (например, формирование в массивной части блока пород березитов, а в рассланцованной за счет дегазации  $\text{CO}_2$  флюида кварц-серицитовых метасоматитов) и температурой (при березитизации «холодных» пород — это свойственно минералообразованию в шовных зонах в позднюю стадию их развития — во внешней зоне, как правило, развиваются гидрослюды, являющиеся типоморфными минералами аргиллизитовой формации).
2. Вертикальная зональность ореолов околорудно измененных пород создается: а) их концентрически-зональным строением, б) дифференцированным распределением в горизонтальной и вертикальной плоскостях метасоматитообразующих минералов (и оптических параметров последних), а также золота и сопутствующих ему элементов-спутников.
3. Главные черты вертикальной зональности ореолов околорудно измененных пород вполне удовлетворительно объясняются с позиций различного распределения Т по вертикали в трещинных структурах и зонах дробления и рассланцевания (в первом случае Т примерно

- константная величина, а во втором сильно дифференцированная по вертикали, для первого случая сорудные метасоматиты не характерны, для второго случая они типоморфны).
4. Типоморфные черты вертикальной метасоматической зональности ореолов окорудно измененных пород достаточно убедительно объясняются с позиций кислотно-основной дифференциации гидротерм [Проблемы..., 1982]. В работе [Сазонов, 1998] показано, что основная причина ее возникновения — вполне определенное изменение рН раствора в вертикальном сечении гидротермальной системы: у нижней выклинки внутренней зоны метасоматитов этот параметр за счет снижения Т (повышение этого параметра с глубиной отмечено для всех изученных месторождений) достигает величины, оптимальной для протекания процесса березитизации-лиственитизации, у верхней выклинки этой зоны рН при продолжающемся снижении Т увеличивается (причина — вынос при метасоматозе из исходных пород Na, Ca, Mg, Fe и др. элементов), минеральный парагенезис Кв+Се+Кб становится неустойчивым, к нему сначала добавляется альбит, затем хлорит. С этих же позиций хорошо объясняется преимущественное развитие метасоматитов осаднения в апикальной части рассматриваемых ореолов, а также относительное обогащение апикальной части внутренней зоны кварцем, а корневой — карбонатом.
  5. Выделены четыре уровня вертикальной метасоматической зональности на золоторудных и золотополиметаллических месторождениях Урала. В комплексе они дают возможность оценить степень эродированности месторождений и, следовательно, степень перспективности на глубину. Понятно, что их также можно использовать при поисках слепого оруденения.
  6. В последние годы сильно выросли уровни количественного анализа парагенезисов в гидротермальных процессах и моделирования последних. Полагаем, что приложение их к изучению вертикальной метасоматической зональности поднимет наши знания о ней на новый, более высокий уровень.

## Глава 11

### ГЛУБИННОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ — ВАЖНЕЙШИЙ ФАКТОР ПРОГНОЗА ОРУДЕНЕНИЯ НА ГЛУБИНУ

В основу написания настоящей главы положены материалы, полученные при изучении околорудного процесса на золоторудных месторождениях кварц-жильного типа, золотополиметаллических, колчеданно-полиметаллических, полиметаллических, отчасти на колчеданных, где развиты метасоматиты следующих формаций: кварц-серицитовая, березит-лиственитовая, эйситовая, гумбеитовая. Основная наша цель — проследить, каким образом ведут себя метасоматиты, представляющие названные формации, в вертикальной плоскости, и каким образом с ними связано оруденение. Заметим, что эта проблема частично рассматривалась в работе [Сазонов, 1998], материалы которой здесь практически полностью использованы.

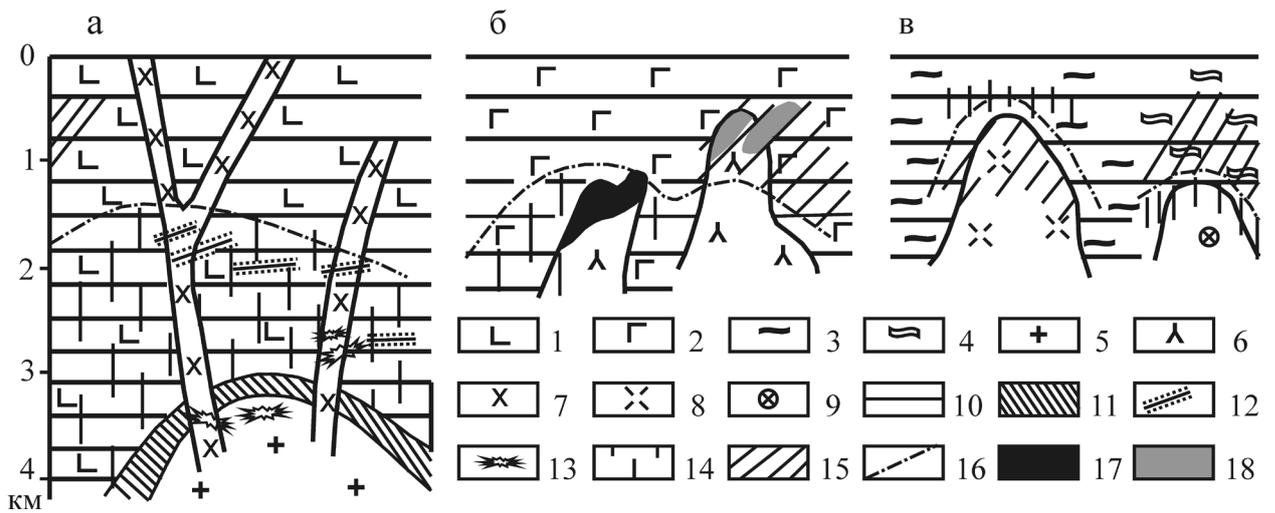
*Золоторудные месторождения кварц-жильного типа* развиты преимущественно в салических блоках земной коры со значительной (до 25 км) мощностью гранитно-метаморфического слоя. Такие блоки соответствуют зонам рифтогенеза и наложенным вулканоплутоническим поясам активной континентальной окраины [Золото..., 1993; Месторождения..., 2001]. Большинство месторождений этого типа локализуется в эндо- и экзоконтактных зонах массивов гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации, а также в связи с дайками гранитоид-порфиров. Они (месторождения) представляют собой минерализованные кварцевые жилы, сформировавшиеся в обстановке сжатия. Жилы приурочены к трещинам скола и разрыва, сопровождаются березитами-лиственитами (рис. 11.1, А). На некоторых объектах установлена вертикальная зональность: их более глубинные части обеднены сульфидами, иногда здесь отмечаются молибденит (Крылатовское месторождение) и шеелит (Березовское, Великопетровское и др. месторождения).

*Золотополиметаллические месторождения* развиты в фемических (островные дуги) и салических (зоны континентальных рифтов) блоках земной коры [Месторождения..., 2001]. Их отличительная черта — отчетливая связь с кислыми членами дацит-андезитовой толеитовой (установлено для фемических блоков) формации, а также приуроченность к разломам, заложившимся в условиях растяжения, наличие орудных метасоматитов хлоритового и хлорит-кальцитового составов. Золотоносными являются зоны развития березитизированных-лиственитизированных пород, минерализованных сульфидами, среди которых существенно преобладает пирит, иногда отмечается самородное золото.

*Золотополиметаллические месторождения фемических блоков земной коры* иногда пространственно совмещены с колчеданными и колчеданно-полиметаллическими месторождениями, однако они моложе последних и генетически сопряжены с вулканитами дацит-андезитовой формации, которая расположена стратиграфически выше колчеданноносных вулканогенных комплексов. Околорудные метасоматиты таких объектов относятся к березит-лиственитовой формации. Их специфическая особенность — натриевый состав светлой слюды. Глубина формирования рассматриваемых месторождений 1,8–2,5 км, температура 410–180 °С. Известные в фемических блоках земной коры колчеданно-полиметаллические месторождения сформировались при сопоставимой температуре с золотополиметаллическими объектами, но на меньшей (не больше 1,2 км) глубине (рис. 11.1, Б). В составе их руд и околорудных метасоматитов широко развит барит, который для золотополиметаллических объектов не характерен [Золото..., 1993].

*Золотополиметаллические месторождения салических блоков земной коры* на Урале приурочены к кислым субинтрузивным телам и их приконтактным зонам. Температура их формирования 405–150 °С, глубина 1,2–2,0 км. Околорудные метасоматиты, образовавшиеся на глубине 1,5 км и больше, относятся к березит-лиственитовой формации, а меньше — к кварц-серицитовой [Сазонов, 1989]. В первых карбонат представлен доломит-анкеритом, во вторых — кальцитом (присутствует не всегда), в них появляется барит (иногда в заметном количестве); серицит в том и другом случаях представлен модификацией 2M<sub>1</sub>.

Золоторудные объекты кварц-жильного типа формировались в условиях закрытой системы, золото- и колчеданно-полиметаллические, менее глубинные и приуроченные к разломам, — в условиях периодически приоткрывающейся или существенно открытой (для последнего случая)



**Рис. 11.1.** Зависимость между метасоматическими формациями и глубиной их формирования. По [Са-  
зонов, 1989]:

А–В — характер корреляции составов метасоматитов с глубиной их образования (на примере рудных полей различных геодинамических обстановок, пояснения в тексте). 1 — вулканиты основного состава, габбро, ультрабазиты, кремнистые осадки; 2 — основные вулканиты колчеданосных формаций, кремнистые осадки, туффиты; 3, 4 — углеродистые сланцы слабо- (3) и сильнораздробленные (4); 5 — гранитоиды тоналит-гранодиоритовой формации; 6 — субвулканические тела (риолиты, дациты) андезит-дацитово-гранодиоритовой формации; 7 — дайки гранитоид-порфиров; 8 — риолиты зон развития вулканоплутонитов, перспективных на колчеданно-полиметаллическое оруденение; 9 — риолиты, риодациты зон континентального рифтогенеза; 10, 11 — фации метаморфизма пород: 10 — зеленосланцевая, 11 — амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая; 12 — кварцевые жилы, сопряженные с березитами-лиственнитами; 13 — кварцевые с альбитом или калишпатом жилы, сопряженные соответственно с эйситом и гумбеитом; 14 — березиты-листвениты; 15 — кварц-серицитовые метасоматиты; 16 — границы распространения березитов-лиственитов; 17, 18 — прожилково-вкрапленная минерализация золото- (17) и колчеданно-полиметаллических (18) объектов. Глубина указана от палеоповерхности

систем [Сазонов, 1989]. Открытие системы обуславливало дегазацию раствора, резкое понижение в последнем активности углекислоты и возрастание щелочности. С учетом того, что нижняя граница устойчивости парагонита 350 °С (А.А. Попов, 1975), нами предложена следующая интерпретация изложенных материалов.

Березиты-листвениты золотополиметаллических объектов по сравнению с таковыми золоторудных месторождений золото-кварцевого типа являются более «щелочными» образованиями, что доказывается высокой подвижностью  $Al_2O_3$ , присутствием в метасоматитах хлорита, иногда в парагенезисе с серицитом, высокой фенгитовостью серицита и меньшей железистостью карбоната ряда доломит-анкерит. Высокая натровость раствора, при которой может возникнуть парагенезис парагонита с доломит-анкеритом, обусловлена дифференциацией натрия в пределах объема окорудно измененных пород.

В низкотемпературных (270 °С) золотополиметаллических месторождениях парагонит образоваться не может. В колчеданно-полиметаллических объектах развит парагенезис серицита-мусковита с кальцитом, что свидетельствует о дальнейшем понижении активности углекислоты, а также о значительном преобладании натрия над калием в растворе. Это можно объяснить: 1) пониженной температурой образования (применительно к месторождениям, сформировавшимся при  $T < 350$  °С); 2) открытостью системы минералообразования (допускается для малоглубинных объектов, руды которых содержат санидин, адуляр, барит), что способствует дегазации раствора, выносу из системы натрия, выщелоченного в процессе метасоматического преобразования пород, и повышению активности калия (подтверждается образованием парагенезиса серицит+кальцит).

Рассмотренные пространственные соотношения между метасоматитами березит-лиственитовой и кварц-серицитовой формаций, очевидно, наиболее распространены в природе, особенно

в гипабиссально-мезоабиссальных условиях (глубина от 2,5 до 5,0 км). Однако в субвулканических условиях (1,0–2,5 км) на колчеданно-полиметаллических (Рудный Алтай) и золотополиметаллических (западный склон Севера Урала) месторождениях, кроме охарактеризованных (см. рис. 11.1, А–В, правая часть), установлены обратные взаимоотношения между метасоматитами этих формаций (см. рис. 11.1, В, левая часть). Причина первых соотношений — различие в глубине формирования, а вторых — палеотемпературный градиент в вертикальной плоскости в пределах рудно-магматической системы [Русинов, 1984; Щербань и др., 1976], что подтверждено экспериментально [Зарайский, 1989]; **повышение концентрации углекислоты в гидротермальном растворе в стадию рудообразования [Исмагилов, 1989], что обусловило доломитизацию-анкеритизацию кварц-серицитовых метасоматитов на некоторых колчеданных месторождениях Южного Урала; развитие гидротермального процесса под экраном (в качестве которого выступают глинистые сланцы и зоны развития тектонической глинки), обусловившим повышение концентрации углекислоты во флюиде до величины, необходимой для формирования метасоматитов березит-лиственитовой формации.**

На основании приведенных соотношений между метасоматитами березит-лиственитовой и кварц-серицитовой формаций можно полагать, что березиты-листвениты могут представлять не только первую формацию, но и являться близкорудными второй из них.

Таким образом, для месторождений, сопряженных с березит-лиственитовой и кварц-серицитовой формациями, глубина формирования — один из важнейших параметров, влияющий не только на состав рудных и нерудных минеральных парагенезисов, но также и на размах оруденения по вертикали. Причем образование метасоматитов березит-лиственитовой формации в связи с массивами гранитоидов тоналитового состава и кислых субвулканитов возможно при достаточно мощной (обычно не меньше 2–2,5 км) ненарушенной кровле, обуславливающей хотя бы периодическую открытость системы минералообразования, или же при наличии (при глубине менее 1,5 км) различных (литологических, тектонических) экранов, способствующих «подпруживанию» растворов в случае открытой системы, повышению концентрации углекислоты в них.

*В пределах андезитовидных вулканоплутонических поясов активной континентальной окраины* развиты массивы гранитоидов «пестрого» состава. Они могут как сопровождаться в контактовых зонах скарнами, так и не сопровождаться. В последнем случае в таких массивах развивается золоторудная минерализация кварц-жильного типа, сопряженная с метасоматитами березит-лиственитовой формации. Эта минерализация генетически родственная той, что иногда отмечается в скарнах; последняя наложена на скарны и сопряжена с сульфидами, среди которых главные — пирит и халькопирит. Причины, обусловившие указанные взаимоотношения скарнов с кварцевыми жилами, таковы. Они встречаются совместно только в крупных полифазных массивах, в составе которых существенно преобладают кварцевые диориты и гранодиориты. Такие массивы сопровождаются роговиками. Золотосульфидная (обычно с кварцем) минерализация, как правило, связана с поздней фазой интрузии (внедрилась после даек базитов, с которыми сопряжено скарнирование второго, и является наложенной на скарны). Очевидно, что наиболее ранняя, наиболее основная магма массивов «пестрого» состава обусловлена более глубинной по сравнению с поздними фазами магмой. Разноглубинные, резко различающиеся объемами магмы (объем ранней магмы существенно больший) обладали различными запасами тепловой энергии, поэтому понятно отсутствие ороговикования и скарнов в связи с массивами поздней фазы. Вертикальный интервал развития кварцевых жил и скарнов, сопряженных с массивами гранитоидов «пестрого» состава, в нижней части, видимо, может совпадать, а в верхней — скарнирование заканчивается на глубине около 3 км от палеоповерхности на период формирования, в то время как развитие кварцевых жил — около 2,2 км.

Дополним рассмотренные материалы корреляции состава метасоматитов с глубиной их образования следующими данными. Выше, при характеристике зональности березитизированных гранитоидов, было рассмотрено месторождение аметистов Ватиха. Здесь до глубины 90 м развиты аргиллизиты, которые глубже сменяются березитами (прослежены до горизонта 180 м). Переход аргиллизитов и вторичных кварцитов в пропилиты на золоторудных и золотосеребряных мезотермальных месторождениях многих регионов мира рассмотрен в работе [Сазонов, 1998, с. 58]. **В ней же для медноколчеданных и золотопорфирового Березняковского (Южный Урал) месторождений установлена смена с глубиной кварц-серицитовых метасоматитов кварц-серицит-хлоритовыми. На Светлинском золото-**

рудном месторождении (Южный Урал) с глубиной установлен переход (примерно на горизонте 600 м от современной поверхности) кварц-серицитовых метасоматитов в пропилиты эпидот-хлоритовой фации [Сазонов и др., 1989]. **По-видимому, есть необходимость напомнить, что на месторождениях золота кварц-жильного типа установлен переход с глубиной кварц-серицитовых метасоматитов в березиты-листвениты, последних — в эйситы, а этих — в гумбеиты (см. рис.11.1, А).**

Важно подчеркнуть самое главное в связи с решаемой нами проблемой — более глубинные тела околорудно измененных пород имеют и более протяженную внутреннюю зону, с которой, как неоднократно указывалось, сопряжено оруденение. Следовательно, глубинность формирования метасоматитов определяет не только их состав, но и протяженность по вертикали. Последнее — это весьма важный фактор прогнозирования оруденения на глубину. Отметим, что примеры такого прогнозирования рассмотрены в главе 10.

Заканчивая главу, подчеркнем следующее. Мантийный флюид на ранних этапах эволюции в земной коре обладает значительной тепловой энергией. В Уральском регионе это доказывается формированием массивов гранитоидов «пестрого» состава на относительно небольшой (менее 5 км) глубине, скарнированием, сопряженным с ними, а также развитием в околорудных метасоматитах Светлинского (Южный Урал) и Гагарского (Средний Урал) месторождений минеральных парагенезисов с сине-зеленой роговой обманкой, алмандином на глубине не более 3,5–4,0 км, т. е. в интервале глубинности развития метасоматитов березит-лиственитовой формации [Сазонов, 1998].

## Часть IV

### «ДИНАМИКА» РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ КОЛОНКАХ И ЕЁ ИНДИКАТОРНАЯ РОЛЬ; ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ КРУПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА

#### Глава 12

##### **«ДИНАМИКА» РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В НИЗКО-СРЕДНТЕМПЕРАТУРНЫХ МЕТАСОМАТИТАХ, ИХ МИНЕРАЛАХ, ИСХОДНЫХ ПОРОДАХ И ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ**

Цель настоящей главы — выявить «динамику» распределения Au и РЗЭ в минералах метасоматических колонок, возникших при развитии низко-среднетемпературного метасоматоза в породах, различных по кремнекислотности-основности (в ряду от ультраосновных до кислых). При этом мы стремились решить две задачи: первая — выявить указанную «динамику» и установить ее причины; вторая — попытаться использовать типоморфные черты указанной «динамики» в качестве индикаторов условий развития гидротермального процесса и практического приложения.

**Минеральный баланс золота в колонках березитизации-лиственнитизации пород различной кремнекислотности-основности.**

**Общие сведения.** Для метасоматитов березит-лиственитовой формации и их исходных пород сравнительно давно выявлены минералы-концентраторы Au (библиографию по этому вопросу см. в [Сазонов, 1992]). Что же касается роли минералов названных образований как носителей этого элемента, то до указанной работы она определена не была. Так как ситуация на сегодня не изменилась, на основе имеющихся у нас материалов мы преследуем цель проиллюстрировать «динамику» распределения золота по минералам в метасоматических колонках, сформированных при березитизации-лиственнитизации пород от ультраосновного до кислого состава.

Исследование базировалось на семи достаточно детально исследованных метасоматических колонках золоторудных месторождений Урала: в каждой из них определены зональность, минеральный и химический состав метасоматитов и эдуктов. Все это к рассматриваемой проблеме прямого отношения не имеет, поэтому указанные характеристики здесь мы не рассматриваем, адресуя интересующихся к специальным работам [Сазонов, 1984; Месторождения..., 2001].

Для решения поставленной задачи использованы 175 мономинеральных фракций с чистотой не менее 97 %. В 456 пробах минералов и пород было определено содержание золота методом нейтронной активации. Анализ выполнен В.А. Устиновым и Н.Д. Гутиным (ЦКЛ ПГО «Уралгеология»). Содержание золота в минерале (породе), приведенное в табл. 12.1–12,6, представляет собой среднее из двух-четырёх анализов. Количественный состав метасоматитов и их исходных пород рассчитан на основе реальных химических составов слагающих их минералов; исходные данные приведены в работе [Сазонов, 1978].

Рассмотрим результаты определения минеральных балансов золота в метасоматитах и их эдуктах на примере колонок березитизации-лиственнитизации антигоритовых серпентинитов, метаморфизованных габбро, долеритов, андезибазальтов, диоритов и плагиогранитов (см. табл. 12.1–12. 6).

**Метасоматическая колонка по антигоритовым серпентинитам.** Среднее содержание золота в неметаморфизованных ультрабазитах Урала, по данным работы [Волченко и др., 1977], в изученных пробах варьирует от 0,3 до 4,7 мг/т. В серпентинизированных ультрабазитах содержание Au существенно возрастает. В зонах разломов, контролируемых телами гарцбургитов, в связи с антигоритовыми серпентинитами иногда отмечаются участки со значительными (до 2–3 г/т) концентрациями этого элемента [Месторождения..., 2001]. Если в неизмененных ультрабазитах распределение золота аппроксимируется нормальной моделью, то в их серпентинизированных разностях — логнормаль-

ной и в ряде случаев бимодальной [Сазонов, 1984]. Причем в ранних (лизардитовых) серпентинитах распределение золота чаще описывается нормальной, а в поздних (антигоритовых) — логнормальной и бимодальной моделями. В работе [Сазонов, 1984] установлено, что «ход» кривых распределения Au около «рудных» и «нерудных» кварцевых жил принципиально различен: около вторых этот элемент только выносится, а около первых — графики его распределения носят интегральный характер. Суть последнего заключается в следующем: при березитизации-лиственитизации (кислотная стадия развития гидротермального процесса) Au выносится (в метасоматитах Au становится меньше, чем в эдукте), кривая распределения элемента имеет пологий наклон в направлении от эдукта к кварцевой жиле; в рудную, щелочную стадию указанного процесса Au привносится, начальное распределение этого металла сильно искажается, так как в метасоматитах становится золота намного больше, чем в исходной породе. Аналогичные соотношения прослежены и в метасоматических колонках по основным, средним и кислым породам (см. [Сазонов, 1984, с. 156, 159]).

Таблица 12.1

**Баланс золота в антигоритовых апогарцбургитовых серпентинитах и продуктах их лиственитизации**

Порода, минерал	№ зоны метасоматической колонки	Количество минерала в породе, мас. %	Содержание Au, мг/т		Процент, приходящийся на минерал
			в породе	в минерале	
1	2	3	4	5	6
<i>Метасоматическая колонка № 1</i>					
Серпентинит антигоритовый	0		5,9		
Антигорит		92,4		4,4	68,9
Хромшпинелид		1,2		21,6	4,4
Магнетит		6,4		28,2	30,6
<i>Сумма</i>		100,0			103,9
Тальк-карбонатный метасоматит	1		3,7		
Тальк		35,0		2,4	22,7
Хлорит		0,4		1,1	0,1
Карбонат		49,7		2,2	29,6
Кварц		11,3		6,5	19,9
Хромшпинелид		0,6		21,6	3,5
Магнетит		3,0		28,2	22,9
<i>Сумма</i>		100,0			98,7
Серый лиственит	2		1,5		
Тальк		2,8		2,4	4,5
Хлорит		1,4		1,1	1,0
Карбонат		59,4		1,3	51,5
Кварц		33,5		1,3	29,0
Фуксит		0,6		21,1	8,4
Хромшпинелид		0,4		10,3	2,7
Магнетит		1,9		10,9	18,8
<i>Сумма</i>		100,0			110,9
Зеленый лиственит	3		2,1		
Карбонат		70,6		1,2	40,3
Кварц		22,0		1,1	11,5
Фуксит		2,8		21,0	28,0
Хромшпинелид		0,2		Не обн.	-
Магнетит		4,4		13,2	27,7
<i>Сумма</i>		100,0			107,5

Таблица 12.1 (продолжение)

Порода, минерал	№ зоны метасоматической колонки	Количество минерала в породе, мас. %	Содержание Au, мг/т		Процент, приходящийся на минерал
			в породе	в минерале	
1	2	3	4	5	6
<i>Метасоматическая колонка № 2</i>					
Серпентинит антигоритовый	0		22,7		
Антигорит		96,4		21,6	91,7
Хромшпинелид		1,7		21,0	1,6
Магнетит		1,9		48,6	4,1
<i>Сумма</i>		100,0			97,4
Тальк-карбонатный метасоматит	1		43,8		
Тальк		51,9		49,3	58,4
Карбонат		42,7		41,9	40,8
Кварц		1,1		6,1	0,2
Хромшпинелид		1,7		21,0	0,8
Магнетит		1,9		48,6	2,1
<i>Сумма</i>		99,3			102,3
Серый лиственит	2		24,4		
Тальк		5,6		17,6	4,0
Карбонат		60,8		10,2	25,4
Кварц		27,7		57,0	64,7
Фуксит		1,5		21,1	1,3
Хромшпинелид		0,7		21,0	0,6
Магнетит		3,5		48,6	7,0
Пирит		0,2		126,0	1,0
<i>Сумма</i>		100,0			104,0
Зеленый лиственит	3		49,0		
Карбонат		67,6		28,3	39,0
Кварц		19,1		32,7	12,7
Фуксит		9,7		21,1	4,2
Хромшпинелид		0,2		21,0	0,1
Магнетит		3,2		48,6	3,2
Пирит		0,2		102,0	41,6
<i>Сумма</i>		100,0			100,8

Минеральный баланс Au рассчитан для двух метасоматических колонок по антигоритовым серпентинитам (см. в табл. 12.1). Из анализа последней вытекает следующее. В антигоритовых серпентинитах концентраторами золота являются магнетит и хромшпинелид, носитель — антигорит, в котором сосредоточено от 70 до 90 % этого элемента. Значительно меньшее количество золота связано с магнетитом и хромшпинелидом, что объясняется небольшим (не более 5–6 мас. %) их содержанием в породе. В тальк-карбонатных породах (зона 1 метасоматической колонки), развивающихся по антигоритовым серпентинитам, золото равномерно распределяется между породообразующими минералами — тальком, карбонатом и кварцем. Напомним, что в колонках березитизации-лиственитизации пород ряда ультрабазиты–гранитоиды карбонат представлен [Сазонов, 1984]: в серпентинитах — магнезит-брейнеритом, в метаморфизованных породах основного кислого состава — кальцитом, в лиственитизированных серпентинитах — магнезит-брейнеритом и доломит-анкеритом, в лиственитизированных породах основного состава — доломит-анкеритом, мезитит-пистомезитом, кальцитом, в березитизированных среднего-кислого состава — доломит-анкеритом и кальцитом (подробнее см. в [Сазонов, 1984]).

В тальк-карбонатных породах, как и в серпентинитах, носителем золота является магнетит. Однако наряду с ним эту роль играют здесь тальк, карбонат и в меньшей мере кварц (см. табл. 12.1). В серых лиственитах наблюдается уменьшение количества золота в хромшпинелиде и магнетите (неравновесных, реликтовых минералах этих метасоматитов). То же самое отмечается для карбоната и кварца — минералов, возникших при лиственитизации серпентинитов. В повышенном количестве (21,1 мг/т) элемент концентрируется в фуксите. Носители золота в серых лиственитах — карбонат, кварц и магнетит (см. табл. 12.1). В зеленых лиственитах (зона 3) и концентраторы, и носители золота могут быть разными (ср. материалы по колонкам 1 и 2, приведенные в табл.12.1). Это обуславливается различным содержанием золота в одних и тех же метасоматитах разных колонок и присутствием (или отсутствием) в последних «высокозолотоносного» (до 162 г/т и больше) пирита [Сазонов, 1984].

**Метасоматические колонки по породам основного и среднеосновного состава.** Исследовались метасоматические колонки, сформировавшиеся при лиственитизации метаморфизованных (актинолит-эпидотовая минеральная фация) габбро, долеритов, андезибазальтов (см. табл. 12.2–12.4).

Среднее содержание золота в метаморфизованных габбро Урала 4,4 мг/т [Сазонов, 1989], что незначительно выше кларка (4,0 мг/т) элемента для основных пород. Максимальная концентрация

Таблица 12.2

**Баланс золота в метаморфизованных габбро и продуктах их лиственитизации**

Порода, минерал	№ зоны метасоматической колонки	Количество минерала в породе, мас. %	Содержание Au, мг/т		Процент, приходящийся на минерал
			в породе	в минерале	
1	2	3	4	5	6
Габбро	0		4,8		
Амфибол		17,9		3,0	11,2
Эпидот		22,9		2,1	10,0
Хлорит		38,3		6,2	49,5
Альбит		14,5		11,0	33,2
Карбонат		2,3		1,2	0,6
Серицит		0,8		3,7	0,6
Кварц		1,2		2,1	0,5
Магнетит		1,0		7,0	1,5
<i>Сумма</i>		98,9			107,1
Кварц-альбит-серицит-хлорит-карбонатный метасоматит	1		4,6		
Хлорит		17,3		4,1	15,4
Альбит		16,6		6,3	22,7
Серицит		12,0		3,9	10,2
Кварц		19,3		2,3	9,7
Карбонат		33,6		6,1	44,6
Магнетит		0,4		4,2	0,4
<i>Сумма</i>		99,2			103,0
Лиственит	2		43,5		
Карбонат		49,5		56,0	63,7
Серицит		34,6		21,2	16,9
Кварц		14,0		18,2	5,9
Магнетит		1,8		20,7	0,9
Пирит		2,0		218,0	10,0
<i>Сумма</i>		101,9			97,4

## Баланс золота в метаморфизованных долеритах и продуктах их лиственитизации

Порода, минерал	№ зоны метасоматической колонки	Количество минерала в породе, мас. %	Содержание Au, мг/т		Процент, приходящийся на минерал
			в породе	в минерале	
Долерит	0		5,3		
Амфибол		57,4		4,6	49,8
Эпидот		20,7		4,8	18,7
Альбит		10,4		7,5	14,7
Хлорит		4,8		9,2	8,3
Карбонат		1,6		3,5	1,1
Кварц		3,2		6,7	4,0
Магнетит		0,6		18,7	2,1
Сумма		98,7			98,7
Кварц-альбит-эпидот-хлоритовый метасоматит с карбонатом	1		4,8		
Эпидот		25,4		1,0	5,3
Хлорит		35,2		6,5	47,7
Альбит		13,3		5,6	15,5
Карбонат		5,6		4,2	4,9
Серицит		0,5		10,0	1,0
Кварц		17,6		5,2	19,1
Магнетит		0,6		14,1	1,8
Сумма		98,2			95,3
Кварц-альбит-серицит-карбонатный метасоматит	2		3,0		
Альбит		22,4		2,5	18,7
Карбонат		36,1		3,0	36,1
Серицит		23,2		3,4	26,3
Кварц		14,5		2,6	12,6
Магнетит		2,6		10,0	8,7
Сумма		98,8			102,4
Лиственит	3		1,8		
Карбонат		39,0		0,6	13,0
Серицит		38,8		0,8	17,2
Кварц		19,1		0,5	5,3
Магнетит		1,8		3,6	3,6
Пирит		3,0		40,0	66,7
Сумма		101,7			105,4

Au (9,2 мг/т) в габбро, по-видимому, не является первичной, а возникла в период их метаморфического преобразования в условиях зеленосланцевой фации. Такая точка зрения обоснована теоретически [Маракушев, 1978] и сейчас является практически общепринятой. Количество золота в зонах 0 и 1 колонки лиственитизации габбро сопоставимо (см. табл. 12.2). В зоне 2 (лиственитах) его содержание существенно возрастает. Согласно работе [Сазонов, 1984], в данном случае мы имеем дело с колонкой «рудного» типа, в которой золото привносится, иногда в значительных количествах. Хлорит и альбит — основные минералы-концентраторы и носители золота в метаморфизованных габбро. Суммарное количество связанного с ними Au превышает 80 % от всего его количества в породе. Существенная доля оставшейся части приходится на амфибол и эпидот, концентрирующие его примерно в равных количествах. В метасоматитах зоны 1 минералов — явных концентраторов Au

## Баланс золота в андезибазальтах и продуктах их березитизации-лиственитизации

Порода, минерал	№ зоны метасоматической колонки	Количество минерала в породе, мас. %	Содержание Au, мг/т		Процент, приходящийся на минерал
			в породе	в минерале	
Андезибазальт	0		6,2		
Амфибол		17,4		3,2	9,0
Эпидот		21,9		5,1	18,0
Биотит		6,1		21,1	20,8
Хлорит		20,9		5,1	17,2
Альбит		20,8		10,2	34,2
Кварц		5,1		4,8	3,9
Карбонат		6,2		4,4	4,4
Серицит		0,6		3,7	0,4
Апатит		0,7		Не обн.	-
Рутил		0,3		«	-
<i>Сумма</i>		100,0			107,9
Кварц-хлорит-серицит-альбит-карбонатный метасоматит	1		8,1		
Биотит		3,1		20,8	8,0
Хлорит		10,9		10,1	13,6
Альбит		33,8		10,0	41,7
Кварц		6,8		7,2	6,0
Карбонат		26,0		6,2	19,9
Серицит		18,3		3,9	8,8
Апатит		0,4		Не обн.	-
Рутил		0,7		«	-
<i>Сумма</i>		100,0			107,9
Кварц-альбит-серицит-карбонатный метасоматит	2		6,1		
Альбит		4,2		6,7	4,6
Кварц		25,3		6,1	25,3
Карбонат		44,7		7,3	53,5
Серицит		24,4		4,8	19,2
Магнетит		0,6		18,3	1,8
Апатит		0,3		Не обн.	-
Рутил		0,5		«	-
<i>Сумма</i>		100,0			104,4
Лиственит	3		14,1		
Кварц		25,9		6,8	12,5
Карбонат		46,4		21,3	70,1
Серицит		26,7		6,2	11,7
Магнетит		0,5		19,1	0,7
Апатит		0,2		Не обн.	-
Рутил		0,3		«	-
<i>Сумма</i>		100,0			95,0

нет. Наибольшие его содержания свойственны альбиту и карбонату (см. табл. 12.2). Заметим, что в карбонате исходной породы (кальците) золота намного меньше. Носителями золота в метасоматитах рассматриваемой зоны являются хлорит, альбит и карбонат. В зоне 2 (лиственитах) концентраторы Au — карбонат и пирит, носители же — эти минералы и серицит.

## Баланс золота в метаморфизованных диоритах и продуктах их березитизации

Порода, минерал	№ зоны метасоматической колонки	Количество минералов в породе, масс. %	Содержание Au, мг/т		Процент, приходящийся на минерал
			в породе	в минерале	
Диорит	0		23,2		
Эпидот		34,2		25,1	37,0
Хлорит		14,0		23,2	14,0
Альбит		31,2		24,6	33,1
Карбонат		1,2		3,0	0,2
Серицит		2,2		22,6	2,1
Кварц		15,5		16,1	10,8
Апатит		0,3		12,1	0,2
Рутил		0,5		12,1	0,3
Магнетит		0,7		14,2	0,4
<i>Сумма</i>		99,8			98,1
Кварц-хлорит-серицит-альбит-карбонатный метасоматит	1		17,2		
Хлорит		15,6		23,2	21,0
Альбит		30,1		21,6	37,8
Карбонат		10,4		6,1	3,7
Серицит		19,0		18,3	20,2
Кварц		21,5		10,2	12,8
Апатит		0,4		12,2	0,3
Рутил		0,5		12,1	0,4
Магнетит		2,5		16,2	2,4
<i>Сумма</i>		100,0			98,6
Кварц-альбит-серицит-карбонатный метасоматит	2		1110,0		
Альбит		3,4		20,0	0,1
Карбонат		12,9		7,2	0,1
Серицит		53,7		24,2	1,2
Кварц		21,6		11,2	0,2
Апатит		0,4		12,2	0,0
Рутил		0,5		12,1	0,0
Магнетит		1,9		18,1	0,0
Пирит		5,6		19200,0	96,9
<i>Сумма</i>		100,0			98,6

В метаморфизованных долеритах золота 5,3 мг/т (см. табл. 12.3). Это несколько выше среднего (4,9 мг/т) содержания Au в в этих породах Уральского региона, а также его кларка (4 мг/т) для основных пород. Причина здесь, видимо, та же, что указывалась уже для случая метаморфизованных габбро. Главные минералы-концентраторы Au в таких габбро — магнетит, хлорит и альбит, а носители — амфибол и эпидот (вместе заключают почти 60 % золота породы) и в меньшей мере хлорит (содержит 8,3 % Au породы). При лиственитизации долерита амфибол и эпидот замещаются хлоритом, альбитом, серицитом и карбонатом. В зонах 1 и 2 метасоматической колонки по этой породе минералом-концентратором Au является только магнетит (14,1 и 10,0 мг/т соответственно). Остальные минералы содержат этот элемент в равных, заметно меньших количествах (см. табл. 12.3). Основные носители Au в этих зонах — карбонат, серицит и альбит (содержат почти 85 % золота породы). Наконец, в зоне 3 колонки (лиственитах) главный концентратор (40 мг/т) и носитель (66,7 %) золота — пирит.

## Баланс золота в метаморфизованных плагиогранитах и продуктах их березитизации

Порода, минерал	№ зоны метасоматической колонки	Количество минерала в породе, мас. %	Содержание Au, мг/т		Процент, приходящийся на минерал
			в породе	в минерале	
Плагиогранит	0		12,7		
Эпидот		8,3		11,6	7,6
Хлорит		п,3		10,3	9,2
Альбит		38,4		12,9	39,0
Карбонат		0,2		3,1	0,0
Серицит		17,4		22,9	31,4
Кварц		23,2		8,3	15,2
Апатит		0,3		12,0	0,3
Рутил		0,3		11,6	0,3
Магнетит		0,6		16,2	0,8
<i>Сумма</i>		100,0			103,8
Кварц-серицит-альбит-хлоритовый метасоматит	1		22,7		
Хлорит		5,4		25,2	6,0
Альбит		34,5		24,8	37,7
Карбонат		4,8		5,8	1,2
Серицит		26,8		26,4	31,2
Кварц		26,9		16,8	19,9
Апатит		0,3		12,0	0,2
Рутил		0,3		12,0	0,2
Магнетит		1,0		20,0	0,9
<i>Сумма</i>		100,0			97,3
Карбонат-кварц-серицитовый с альбитом метасоматит	2		68,4		
Альбит		5,6		24,3	2,0
Карбонат		9,8		6,2	0,9
Серицит		44,9		26,6	17,5
Кварц		34,3		16,8	8,4
Апатит		0,2		Не обн.	-
Рутил		0,2		«	-
Магнетит		2,8		20,0	0,8
Пирит		2,2		2183,0	70,2
<i>Сумма</i>		100,0			99,8

В метаморфизованных андезибазальтах золота 6,2 мг/т (см. табл. 12.4). Это выше кларка (4 мг/т) для основных и средних пород. Т. е. и здесь проявлена та же закономерность, что уже рассмотрена на примере колонок лиственитизации габбро и долеритов. Концентраторами Au в андезибазальтах являются биотит и альбит. В остальных минералах (амфиболе, эпидоте, хлорите, кварце, карбонате, сериците) уровень концентрации элемента сопоставимый (3,2–5,1 мг/т). Носители же золота здесь — эпидот, биотит, хлорит, альбит, содержащие вместе 90 % всего золота породы. В зоне 1 метасоматической колонки концентраторы Au — биотит, альбит, хлорит и кварц, а носители — хлорит, альбит и карбонат. В зоне 2 метасоматической колонки главный концентратор золота — магнетит; в остальных минералах уровень концентрации элемента близок или сопоставим. Носители же золота — кварц, карбонат и серицит. В зоне 3 метасоматической колонки золото концентрируется главным образом в магнетите и карбонате. Выделены три его носителя — кварц, карбонат и серицит (см. табл. 12.4).

**Метасоматическая колонка по метаморфизованным диоритам.** В метаморфизованных (эпидот-хлоритовая минеральная фация) диоритах золота 23,2 мг/т (см. табл. 12.5). Близкое (25,0 мг/т) содержание элемента для диоритов-гранодиоритов Камчатки, в которых локализуется

золотое оруденение, приведено в работе [Шилин, 1963]. В этих же породах, но в случае отсутствия минерализации, количество Au обычно не превышает 2 мг/т. В диоритах наибольшими (более 20 мг/т) содержаниями золота отличаются эпидот, хлорит, альбит, серицит (см. табл. 12.5). В остальных минералах, в том числе и в магнетите, его намного меньше (обычно не менее чем в два раза по сравнению с содержаниями Au в породе). В зоне 1 метасоматической колонки главные концентраторы золота — хлорит, альбит, серицит и магнетит. Эти минералы, исключая магнетит, являются и основными его носителями. В метасоматитах 2 и 3 колонок основной минерал-концентратор и носитель Au — пирит (см. табл. 12.5).

**Метасоматическая колонка по метаморфизованным плагиогранитам.** В метаморфизованных (эпидот-хлоритовая минеральная фация) плагиогранитах на расстоянии 5 – 10 м от продуктивных по золоту рудных тел Au содержится в количестве 5,7–89,1 мг/т [Сазонов, 1989]. В эдукте рассматриваемой колонки Au — 12,7 мг/т (см. табл. 12.6). Наименьшее количество этого элемента (3,1 мг/т) в них фиксируется в карбонате (кальците). Несколько больше (8,3 мг/т) его в кварце. В остальных минералах зоны 0 содержание Au сопоставимо (варьирует от 10,3 до 16,2 мг/т). Основные минералы-носители Au здесь — альбит и серицит. В зоне 1 метасоматической колонки происходит увеличение содержания золота в хлорите, альбите и сериците (по сравнению с этими же минералами зоны 0). Минералов-носителей Au в ней три: альбит, серицит и кварц. В зоне 2 метасоматической колонки появляется пирит, который здесь и концентратор, и носитель золота. Им обусловлено 70 % Au метасоматитов, а оставшееся большей частью связано в сериците. В кварце сосредоточено 8,5 % золота, в других, не упомянутых минералах (см. табл. 12.6), — значительно меньше.

**Обсуждение результатов.** При антигоритизации ультрабазитов и зеленосланцевом метаморфизме более кислых пород количество золота увеличивается. При лиственитизации антигоритовых серпентинитов их аксессуарии (магнетит и хромшпинелид) становятся неустойчивыми. При этом их количество в породе уменьшается, а роль как носителей золота резко падает.

В колонках по основным–кислым породам роль аксессуарных минералов как концентраторов и носителей Au по сравнению с колонками по ультрабазитам в значительной мере понижена. Здесь концентраторами элемента наряду с магнетитом являются биотит, альбит, хлорит, кварц, эпидот, серицит, а носителями — хлорит, альбит. Уровень концентрации Au в минералах метасоматитов – внутренней (реже и промежуточной) зоны колонок в значительной мере определяется тем, к какому типу — «рудному» или «нерудному» — относятся конкретные колонки. Подчеркнем, что сказанное распространяется и на колонки лиственитизации ультрабазитов.

Во внутренней и промежуточных зонах колонок березитизации-лиственитизации вне зависимости от их эдуктов устанавливаются ранний (довольно часто) и поздний (далеко не всегда, относится к рудной стадии) золотопродуктивный пирит. В указанных зонах метасоматитов с ним связано более 90 % всего золота. Ранний же пирит золотоносен слабо: в нем и в нерудных минералах в колонках «нерудного» типа содержание Au обычно близкое. Подтвердилась закономерность [Григорьев и др., 1985] того, что в минералах горных пород и продуктах их гидротермально-метасоматического изменения характер распределения («динамика») Au в существенной мере определяется уровнем концентрации его в тех и других.

**Выводы.** На примере семи колонок березитизации-лиственитизации пород различной основности-кремнекислотности рассчитаны минеральные балансы Au, и на этой основе вскрыта «динамика» распределения этого элемента по минералам.

В ультрабазитах концентраторы золота — магнетит и хромшпинелид. При лиственитизации эти минералы разлагаются, минералами-носителями и концентраторами этого металла становятся метасоматические минералы — антигорит, тальк и др. В колонках по основным–кислым породам концентраторами Au наряду с магнетитом являются альбит, эпидот, хлорит, амфибол, биотит, пирит, а носителями — хлорит, альбит, амфибол, эпидот и, конечно же, пирит продуктивной стадии.

Во внешней зоне метасоматических колонок березитизации-лиственитизации пород любого состава Au довольно равномерно рассеивается по минералам метасоматитов. Во внутренней и (иногда) промежуточной зонах колонок характер распределения этого элемента двойственный. При отсутствии сульфидизации (рудной стадии) тон такой же, как в метасоматитах внешней зоны колонки. Когда же рудная стадия проявлена, то от степени развития продуктивных сульфидов зависит распределение Au по минералам метасоматитов. В породах с пиритом рудной стадии с ним связано не ме-

нее 90 % всего Au. Следовательно, «динамика» распределения Au в минералах березитизированных-лиственитизированных пород в значительной мере определяется уровнем концентрации элемента в рудно-геохимической системе.

### **Минеральный баланс РЗЭ в колонках березитизации-лиственитизации пород различной кремнекислотности-основности**

**Общие сведения.** В работах [Сазонов, 1975, 1989; Сазонов, Викентьева, Огородников и др., 2006; Сазонов, Огородников, Григорьев и др., 2006] приведены колонки метасоматитов, возникших при развитии процессов средне-низкотемпературного метасоматоза, развившегося в различных по кремнекислотности породах, а также количественный минеральный состав каждой из зон метасоматитов. На этой основе и данных по содержанию Au в статье [Сазонов, 1989] выполнен расчет минеральных балансов, определена динамика трансформации распределения этого металла в указанных метасоматических процессах. На названной основе, но применительно к РЗЭ были построены спайдер-диаграммы (содержания нормированы по хондриту [Evensen et al., 1978] для эдуктов, а в целом для метасоматических колонок — и по исходным породам). Полученные результаты были доложены на школе «Металлогения древних и современных океанов-2006» (г. Миасс, 2006 г.). В расширенном варианте они опубликованы в статье [Сазонов, Викентьева, Огородников и др., 2006]. Для ряда низко-среднетемпературных метасоматических колонок выяснены закономерности распределения РЗЭ и их минералы-концентраторы. Отметим, что выяснение роли минералов метасоматитов как носителей названных элементов в задачу исследований не входило. В настоящей работе мы предприняли попытку в какой-то мере устранить обозначенный пробел.

Исследование базируется на результатах расчета минеральных балансов в трех метасоматических колонках (продуктах процесса березитизации-лиственитизации пород и их эдуктах). Первая колонка — лиственитизации серпентинитов (Восточно-Пышминское месторождение, карьер «Развилки»), вторая колонка — лиственитизации долеритов (Березовское золоторудное месторождение), третья колонка — березитизации диоритов (Березовское месторождение). Для изучения «динамики» распределения РЗЭ в минералах различных частей метасоматических колонок использованы материалы (по минеральному составу метасоматитов колонок, содержанию РЗЭ в минералах метасоматитов и в их эдуктах), приведенные в работах [Сазонов, 1989; Сазонов, Викентьева, Огородникова, 2006]. Анализы проб пород и минералов на РЗЭ выполнены методом ICP-MS в ИГГ УрО РАН (аналитики Ю.Л. Ронкин, О.П. Лепихина, О.Ю. Попова) и в ИГЕМ РАН (аналитик М.С. Горбачева). Ниже рассмотрим результаты указанных расчетов в колонках в порядке от более основных пород к более кислым.

**Метасоматическая колонка по серпентинитам** (табл. 12.7). Из серпентинита (эдукт колонки) были выделены три минерала — антигорит, хромшпинелид и магнетит [Сазонов, 1975, 1984]. Общее содержание лантаноидов в эдукте 3,18 г/т. В минералах эдукта содержания РЗЭ распределяются таким образом: антигорит 2,64; хромшпинелид 2,65 и магнетит 8,40 г/т. Основным минералом-концентратором в этой породе является магнетит (суммарное содержание РЗЭ в нем 7,33 г/т. Причем максимальное количество в магнетите зафиксировано для Ce (2,21 г/т) и La (1,89 г/т), минимальное — для Tm и Lu (0,5 г/т). Остальные РЗЭ характеризуются промежуточными содержаниями. В хромшпинелиде РЗЭ содержатся в меньшем (от 0,02 до 0,12 г/т) количестве, чем в магнетите (0,05–2,21 г/т). Исключения составляют Dy (0,78), Yb (0,52), Ho (0,24) и Tm (0,12 г/т), содержание которых в хромшпинелиде больше (различие колеблется от 1,4 до 2,5 раза), чем в магнетите. В антигорите содержание лантаноидов меньше, чем в названных аксессуарах; исключение составляет Ce (0,8 г/т), которого в серпентине (0,8 г/т) больше, чем в хромшпинелиде (0,14 г/т), но меньше, чем в магнетите (2,21 г/т). **Минерал-носитель РЗЭ в серпентините — антигорит (заключает в себе различных лантаноидов от 66 до 92,4 мас. %);** остальное количество их сосредоточено в магнетите (от 8 до 25,7 мас.%) и хромшпинелиде (от 0,2 до 5,2 мас.%). В процессе замещения антигорита парагенезисом тальк+магнезит и затем кварц+магнезит происходит следующее. Их (РЗЭ) содержания в реликтах магнетита и хромшпинелида наследуются. РЗЭ, содержащиеся в серпентините (сумма равна 3,18 г/т), незначительно выносятся (в зеленом листвените сумма 2,82 г/т). Остальная же часть этих элементов распределяется между вновь образованными минералами — тальк, карбонат, хлорит, кварц). В тальк-карбонатном метасоматите минералом-концентратором является реликтовый магнетит; в магнезите содержание РЗЭ практически то же, что и в серпентине. В кварце из тальк-

карбонатного метасоматита РЗЭ концентрируются в количестве, близком к таковому в этом метасоматите. В хлорите тальк-карбонатных пород содержания РЗЭ выше, чем в тальке и карбонате. В листвените по тальку и хлориту развивается парагенезис кварц+карбонат. Карбонат здесь более железистый, чем в тальк-карбонатной породе. В нем содержания РЗЭ незначительно выше, чем в карбонате из тальк-карбонатной породы. В реликтовых магнетите и хромшпинелиде содержания лантаноидов практически не изменяются. В фуксите (вновь образованный минерал лиственита) содержание легких лантаноидов (La–Eu) такое же, как и в карбонате. Содержание остальных РЗЭ — меньше, чем минимальный предел разрешения метода. В пирите лиственита РЗЭ концентрируются в большем (5,22 г/т) количестве, чем в кварце (1,88), карбонате (2,44), фуксите (1,6). Заметим, что в [Сазонов, Викентьева, Огородников и др., 2006] сделан вывод о том, что РЗЭ (особенно тяжелые) накапливаются в рудную щелочную стадию во всех минералах, в том числе и в сульфидах.

**Метасоматическая колонка по долеритам** (табл. 12.8). Баланс РЗЭ проведен для минералов зон пропилитизации и лиственитизации. Пропилитизация сопровождается в целом привносом РЗЭ (их сумма возрастает с 25, 49 до 32,54 г/т), а лиственитизация — их выносом (сумма РЗЭ уменьшается до 9,59 г/т). В долерите минералами-концентраторами являются эпидот, альбит и магнетит, а минералами-носителями — первый и второй минералы и в меньшей мере амфибол. В пропилитизированном долерите минералами-концентраторами остаются эпидот и хлорит. Они же по существу являются и минералами-носителями. Лиственитизация пропилитизированного долерита состоит в развитии парагенезиса карбонат (анкерит)+серицит+кварц по эпидоту, хлориту и амфиболу. При этом минералами-концентраторами становятся серицит и карбонат; они же являются и носителями РЗЭ: в сериците сосредоточено 42,5–89,1 мас. %, а в карбонате 10,2–55,7 мас. % РЗЭ. В листвените появляется пирит, однако он в нем не является ни концентратором, ни носителем лантаноидов.

**Метасоматическая колонка по диориту** (табл. 12.9). При березитизации диоритов возникает трехчленная колонка, в которой в направлении от эдукта к внутренней части выделяются хлоритовая, альбитовая и серицитовая зоны. При образовании зоны 1 по диориту содержание суммы РЗЭ существенно уменьшается (с 38,33 до 30,36 мас.%). Затем при образовании зоны 2 (с альбитом) происходит заметный привнос этих элементов (сумма возрастает до 35,26 мас.%). В лиственитах же этот параметр резко (до 10,04 мас.%) снижается. Минералы-концентраторы РЗЭ в диорите — эпидот, апатит и хлорит. Они же являются и их носителями. Во внешней зоне ситуация изменяется: добавляется к минералам-концентраторам РЗЭ серицит; он же наряду с хлоритом и альбитом является здесь их минералом-носителем. В промежуточной зоне минералы-концентраторы лантаноидов те же, что и во внешней зоне, но здесь количество РЗЭ в сериците увеличивается примерно вдвое. Последний в рассматриваемой зоне становится минералом-носителем РЗЭ. В березитах концентраторами лантаноидов являются анкерит, серицит, апатит и магнетит. Главные носители этих элементов в них — это серицит (47,9), апатит (14,4) и в меньшей мере магнетит (7,7 мас.%).

**Обсуждение результатов и выводы.** Основные черты «динамики» распределения РЗЭ по минералам в процессе березитизации-лиственитизации сводятся к следующему. В серпентинитах основные минералы-концентраторы РЗЭ — магнетит и хромшпинелид; минерал-носитель в них — антигорит. При лиственитизации количество магнетита и хромшпинелида уменьшается, носителями РЗЭ становятся тальк и карбонат. В лиственитах по серпентинитам основным носителем РЗЭ является карбонат, концентраторами же остаются реликтовые магнетит и хромшпинелид. В колонках лиственитизации долеритов и диоритов концентраторами РЗЭ наряду с акцессорным магнетитом являются эпидот, альбит, хлорит и карбонат. Сравнением диаграмм распределения Au и РЗЭ в колонках лиственитизации пород различного состава показано, что их поведение идентично или, во всяком случае, сходно. Для карбонатов колонок березитизации-лиственитизации установлено, что максимально РЗЭ концентрируются в кальците; меньше их в анкерите; минимальными содержаниями характеризуются железо-магнезиальные карбонаты. Это, скорее всего, обусловлено большим сродством РЗЭ с Са, чем с Mg и тем более с Fe.

«Динамика» распределения РЗЭ в горных породах и развившихся по ним метасоматитах определяется общим содержанием в них этих элементов, а также набором минералов-концентраторов и носителей. Распределение же РЗЭ в минералах эдуктов и продуктов контролируется такими параметрами, как тип гидротермального раствора, его рН, Т (отчасти Р), а также изоморфной емкостью минеральных фаз.

Таблица 12.7

Минеральный баланс РЗЭ в колонке лиственизации антигортитовых серпентинитов Березовского месторождения (Средний Урал)

Порода, минерал	№ зоны метасоматической колонки	Кол-во минерала в породе, мас. %	Содержание РЗЭ в породе и минералах, г/т													
			La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
<i>Колонка лиственизации антигортитовых серпентинитов</i>																
Серпентинит антигортитовый	0		0,47	1,12	01,12	0,42	0,16	0,04	0,12	0,05	0,18	0,08	0,18	0,04	0,16	0,04
Антигортит		92,4	0,4	0,8	0,1	0,4	0,12	0,03	0,11	0,05	0,16	0,07	0,18	0,04	0,15	0,04
Хромшпинелид		1,2	0,6	0,14	0,02	0,15	0,11	0,03	0,19	0,07	0,78	0,24	0,13	0,12	0,52	0,06
Магнетит		6,4	1,89	2,21	0,67	0,77	0,59	0,15	0,26	0,09	0,56	0,12	0,34	0,05	0,35	0,05
<i>Сумма</i>		100,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Тальк-карбонатный метасоматит	1		0,30	0,82	0,09	0,31	0,12	0,04	0,10	0,02	0,13	0,03	0,07	0,02	0,15	0,02
Тальк		35,0	0,4	0,8	0,05	0,13	0,02	0,06	0,04	0,01	0,04	0,01	0,03	0,01	0,04	0,01
Хлорит		0,4	1,1	3,2	0,45	2,2	0,74	0,26	0,63	0,09	0,53	0,09	0,29	0,04	0,27	0,05
Карбонат		49,7	0,4	0,8	0,1	0,4	0,16	0,03	0,12	0,02	0,17	0,03	0,08	0,02	0,18	0,02
Кварц		11,3	0,21	0,46	0,08	0,34	0,09	0,02	0,11	0,02	0,15	0,04	0,12	0,02	0,15	0,03
Хромшпинелид		0,6	0,06	0,14	0,02	0,15	0,11	0,03	0,19	0,07	0,78	0,24	0,13	0,12	0,52	0,06
Магнетит		3,0	1,89	2,21	0,67	0,77	0,59	0,15	0,26	0,09	0,56	0,12	0,34	0,05	0,35	0,05
<i>Сумма</i>		100,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Зеленый листвениит	3		0,51	0,73	0,15	0,68	0,15	0,36	0,14	0,02	0,16	0,04	0,11	0,02	0,12	0,02
Карбонат		67,6	0,5	0,9	0,15	0,6	0,15	0,04	0,16	0,02	0,15	0,04	0,11	0,02	0,32	0,01
Кварц		19,1	0,21	0,46	0,08	0,34	0,09	0,02	0,12	0,02	0,15	0,04	0,12	0,02	0,15	0,03
Фуксит		9,7	0,4	0,8	0,08	0,3	0,09	0,03	0	0	0	0	0	0	0	0
Хромшпинелид		0,2	0,06	0,14	0,02	0,15	0,11	0,03	0,19	0,07	0,78	0,24	0,13	0,12	0,52	0,06
Магнетит		3,2	1,89	4,21	0,67	4,77	0,59	0,15	0,56	0,09	0,56	0,12	0,34	0,03	0,35	0,05
Пирит		0,2	0,33	0,72	0,15	0,45	0,16	0,04	0,17	0,05	0,64	0,22	0,85	0,17	1,15	0,19
<i>Сумма</i>		100,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-



Мнеральный баланс РЗЭ в колонке лиственизации метаморфизованных долеритов Березовского месторождения (Средний Урал)

Порода, минерал	№ зоны метасоматической колонки	Кол-во минерала в породе, мас. %	Содержание РЗЭ в породе и минералах, мас. %													
			La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Долерит	0		2,42	6,38	0,96	4,79	1,83	0,54	1,66	0,62	2,06	0,85	1,03	0,31	1,02	0,22
Амфибол		57,4	0,8	3,7	0,63	3,2	1,27	0,26	1,07	0,87	2,05	0,59	0,66	0,24	0,62	0,17
Эпидот		20,7	5,2	13,0	1,62	7,4	3,98	1,01	2,2	1,01	1,78	1,5	2,04	0,57	1,94	0,27
Альбит		10,4	8,5	16,0	1,8	7,2	1,91	0,76	2,31	0,40	2,55	0,62	1,32	0,27	1,55	0,32
Хлорит		4,8	3,1	9,4	1,7	9,3	3,57	1,32	5,09	0,96	2,83	1,5	2,35	0,63	1,76	0,44
Карбонат		1,6	1,0	2,1	0,32	1,4	0,5	0,37	0,77	0,14	0,95	0,2	0,65	0,09	0,64	0,09
Кварц		3,2	0,21	0,46	0,08	0,34	0,09	0,02	0,11	0,02	0,15	0,04	0,12	0,02	0,15	0,02
Магнетит		0,6	1,89	4,21	0,67	2,77	0,59	0,15	0,56	0,09	0,56	0,12	0,34	0,05	0,35	0,05
Сумма		98,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Кварц-альбит-эпидот-хлоритовый метасоматит	1		2,40	6,51	1,56	7,58	2,88	1,12	3,63	0,61	2,14	1,12	2,84	0,40	2,88	0,28
Эпидот		25,4	3,2	9,6	2,44	11,4	3,98	2,01	6,0	1,01	3,28	1,5	4,14	0,57	3,94	0,47
Хлорит		35,2	2,1	7,4	1,7	9,3	3,57	1,321	5,09	0,96	2,63	1,5	4,35	0,63	3,76	0,44
Альбит		13,3	4,5	6,8	1,8	7,2	1,91	0,76	2,31	0,40	2,55	0,62	1,92	0,27	1,55	0,32
Карбонат		56,6	1,4	2,9	1,6	2,6	0,95	0,42	1,25	0,23	1,5	0,34	1,13	0,18	1,3	0,22
Серицит		0,5	2,7	7,9	1,3	6,6	1,63	0,27	1,0	0,12	0,64	0,12	0,35	0,04	0,03	0,05
Кварц		17,6	0,21	0,98	0,08	0,38	0,09	0,02	0,10	0,02	0,13	0,03	0,10	0,01	0,11	0,02
Магнетит		0,6	1,89	4,21	0,67	2,77	0,59	0,15	0,56	0,09	0,56	0,12	0,34	0,05	0,35	0,05
Сумма		98,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Листвениит	3		2,11	2,00	1,35	2,33	2,36	0,64	1,76	0,18	0,66	0,19	0,50	0,19	0,55	0,07
Карбонат		39,0	2,6	2,2	1,54	2,3	2,65	0,82	2,4	0,29	0,72	0,29	0,76	0,40	0,77	0,11
Серицит		38,8	3,3	2,0	2,7	3,3	3,39	0,69	1,88	0,17	0,81	0,15	0,37	0,05	0,36	0,05
Кварц		19,1	0,21	0,51	0,09	0,37	0,12	0,03	0,18	0,04	0,29	0,07	0,21	0,03	0,23	0,04
Магнетит		1,8	1,83	4,21	0,67	2,77	0,59	0,15	0,56	0,09	0,56	0,12	0,34	0,05	0,35	0,05
Пирит		3,0	0,33	0,72	0,10	0,45	0,16	0,04	0,17	0,05	0,64	0,22	0,85	0,17	1,15	0,19
Сумма		101,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-



Минеральный баланс РЗЭ в колонке березитизации пропилитизированных диоритов Березовского месторождения (Средний Урал)

Порода, минерал	№ зоны метасоматической колонки	Кол-во минерала в породе, мас. %	Содержание РЗЭ в породе и минералах, мас. %													
			La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Диорит	0		4,82	12,70	1,52	7,02	2,60	0,58	2,06	0,65	2,14	0,88	2,08	0,40	1,82	0,26
Эпидот		34,2	5,2	14,2	1,62	7,4	3,98	1,01	2,20	1,01	1,78	1,50	2,04	0,57	1,94	0,27
Хлорит		14,0	3,30	9,70	1,39	6,80	1,64	0,23	2,40	0,40	2,85	0,76	2,38	0,40	2,56	0,38
Альбит		31,2	8,50	16,0	1,80	7,20	1,91	0,76	2,31	0,40	2,55	0,62	1,92	0,27	1,55	0,32
Карбонат		1,2	1,00	3,80	0,60	2,60	0,80	0,20	1,21	0,22	1,50	0,32	1,00	0,16	1,20	0,16
Серцит		2,2	5,7	16,0	2,70	13,3	3,39	0,69	1,88	0,17	0,81	0,13	0,37	0,05	0,36	0,05
Кварц		15,5	0,21	0,51	0,09	0,37	0,12	0,03	0,18	0,04	0,29	0,07	0,21	0,03	0,23	0,04
Апатит		0,3	19,0	52,46	14,16	89,12	42,85	7,97	84,17	15,94	113,85	25,69	73,80	9,71	55,49	7,61
Рутил		0,5	0,91	1,50	0,35	1,56	0,51	0,22	0,74	0,15	1,16	0,24	0,65	0,09	0,60	0,09
Магнетит		0,7	1,89	4,21	0,67	2,77	0,59	0,15	0,56	0,09	0,56	0,12	0,34	0,05	0,35	0,05
Сумма		100,0	-	-	-	-	-	-	-	-0	-	-	-	-	-	-
Кварц-серцит-альбит-хлоритовый метасоматит	1		2,2	6,51	1,25	7,58	1,83	0,68	1,83	0,31	2,14	0,82	2,54	0,29	2,18	0,23
Хлорит		15,6	3,3	99,7	1,39	7,8	1,64	0,23	2,4	0,4	2,85	0,76	2,38	0,40	2,86	0,30
Альбит		30,1	2,6	7,8	1,7	12,3	3,57	1,52	3,09	0,46	2,63	1,5	4,65	0,58	3,76	0,44
Доломит		10,4	1,4	2,9	1,6	2,6	0,95	0,42	1,25	0,23	1,5	0,34	1,13	0,18	1,3	0,22
Серцит		19,0	2,7	7,9	1,3	6,6	1,63	0,27	1,0	0,12	0,64	0,12	0,35	0,04	0,03	0,05
Кварц		21,5	0,21	0,98	0,08	0,38	0,09	0,02	0,1	0,02	0,13	0,03	0,1	0,01	0,11	0,02
Апатит		0,4	19,0	52,46	14,16	89,12	42,85	7,97	84,17	15,94	113,85	25,69	73,8	9,7	55,49	7,61
Рутил		0,5	0,91	1,50	0,35	1,56	0,51	0,22	0,74	0,15	1,16	0,24	0,65	0,09	0,6	0,09
Магнетит		2,5	1,89	4,21	0,67	2,77	0,59	0,15	0,56	0,09	0,56	0,12	0,34	0,05	0,35	0,05
Сумма		100,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Кварц-серцит-альбит-карбонатный метасоматит	2		3,80	11,53	1,93	9,66	2,45	0,5	1,84	0,23	1,27	0,25	0,78	0,13	0,66	0,23
Альбит		3,4	8,5	16,0	1,8	7,2	1,91	0,76	2,31	0,4	2,55	0,62	1,92	0,27	1,55	0,32
Доломит		12,9	2,4	6,9	1,2	6,5	2,0	0,53	1,51	0,21	1,0	0,21	0,60	0,4	1,03	1,15

Таблица 12.9 (продолжение)

Порода, минерал	№ зоны метасоматической колонки	Кол-во минерала в породе, мас. %	Содержание РЗЭ в породе и минералах, мас. %													
			La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Серицит		53,7	5,7	16,0	2,7	13,3	3,39	0,69	18,8	0,17	0,81	0,13	0,37	0,05	0,36	0,05
Кварц		21,6	0,25	0,56	0,09	0,43	0,12	0,03	0,15	0,03	0,22	0,05	0,15	0,02	0,17	0,03
Апатит		0,4	19,0	52,46	14,16	89,12	42,85	7,07	84,57	15,94	113,85	25,69	73,8	9,71	55,49	7,61
Рутил		0,5	0,91	1,5	0,35	1,56	0,51	0,22	0,74	0,15	1,16	0,24	0,65	0,09	0,6	0,09
Магнетит		1,9	1,89	4,21	0,67	9,77	0,59	0,15	0,56	0,09	0,56	0,12	0,34	0,03	0,35	0,05
Пирит		5,6	0,33	0,72	0,15	0,45	0,16	0,04	0,17	0,05	0,64	0,22	0,85	0,17	1,15	0,19
<i>Сумма</i>		100,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Березит	3		0,43	1,09	0,93	1,22	1,22	0,64	0,86	0,25	0,82	0,30	0,46	0,35	0,68	0,09
Анкерит		5,1	2,6	2,2	1,54	2,3	2,85	0,82	2,4	0,29	0,72	0,29	0,76	0,40	0,77	0,11
Серицит		73,5	0,34	0,71	1,07	0,9	1,99	0,69	0,62	0,23	0,75	0,28	0,37	0,35	0,66	0,06
Кварц		11,4	0,25	0,56	0,09	0,43	0,12	0,03	0,15	0,03	0,22	0,05	0,15	0,02	0,17	0,03
Апатит		0,3	19,0	52,46	14,16	89,12	42,85	7,97	84,17	15,94	63,81	25,69	28,8	9,71	55,49	7,61
Рутил		1,0	0,91	0,50	0,35	1,56	0,51	0,22	0,74	0,15	1,16	0,24	0,65	0,09	0,60	0,09
Магнетит		2,0	1,89	4,21	0,67	9,77	0,59	0,15	0,56	0,09	0,56	0,12	0,34	0,03	0,35	0,05
Пирит		6,7	0,33	0,72	0,15	0,46	0,16	0,04	0,187	0,05	0,64	0,22	0,8	0,17	0,15	0,19
<i>Сумма</i>		100,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Процент, приходящийся на минерал																
Диорит	0															
Эпидог		34,2	36,9	38,2	36,5	36,1	52,4	53,6	36,5	53,1	28,4	58,3	33,5	48,7	36,5	35,5
Хлорит		14,0	9,6	10,7	12,8	13,6	8,8	5,6	16,3	8,6	18,6	12,1	16,0	14,0	19,7	20,5
Альбит		31,2	55,0	39,3	36,9	32,0	22,9	40,9	35,0	19,2	37,2	22,0	28,8	31,4	26,6	38,4
Кальцит		1,2	0,2	0,4	0,5	0,4	0,4	0,4	0,7	0,4	0,8	0,4	0,6	0,5	0,9	0,7
Серицит		2,2	2,6	2,8	3,9	4,2	2,9	0,2	2,0	0,6	0,8	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4
Кварц		15,5	0,7	0,6	0,9	0,8	0,7	0,8	1,4	1,0	2,1	1,2	1,6	1,2	2,0	2,4
Апатит		0,3	1,2	1,2	2,8	3,8	4,9	4,1	12,3	7,4	16,0	8,8	10,6	7,3	9,1	8,8
Рутил		0,5	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,3	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2
Магнетит		0,7	0,3	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
<i>Сумма</i>		100,0	106,6	93,5	94,7	91,3	93,3	106,0	104,6	90,5	104,4	103,3	91,7	103,0	95,5	107,0



## Глава 13

### РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ КВАРЦИТАХ И КВАРЦ-ЖИЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ, ИХ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ И ИХ ИНДИКАТОРНАЯ РОЛЬ

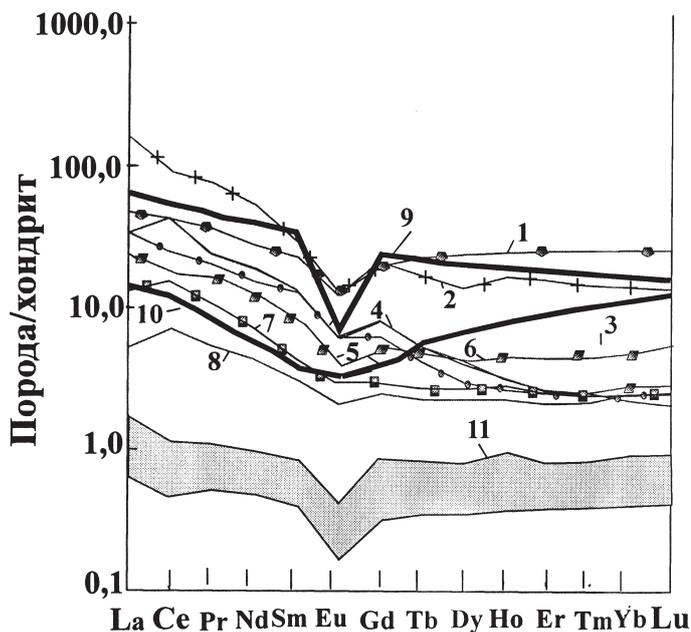
**Общие сведения.** Основная цель настоящей части работы — выяснить закономерности распределения РЗЭ в кварцитах и кварц-жильных образованиях различных субформаций, вскрыть влияние на уровень концентрации этих элементов состава пород, в которых они залегают или по которым они развились метасоматическим путем (отметим, что для ореолов окколорудно измененных пород ряда формаций это уже сделано). На базе этого предпримем попытку определить возможную индикаторную роль РЗЭ в этих образованиях. Заметим, что раньше подобные исследования, во всяком случае в таком объеме, не проводились.

Уральские метасоматические кварциты и кварц-жильные образования разнообразны по возрасту (первые развиты в интервале времени от AR до PZ<sub>3</sub> [Месторождения...2001; Панков, 2003; и др.], а вторые — от R до MZ [Лукопков, 1983; Сазонов, Викентьева, Огородников и др., 2006]). Кварциты составляют формацию метасоматических кварцитов (заметим, что кварциты выделяются также в пределах осадочной формации и зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма); ниже речь пойдет только о них. Огромное множество кварц-жильных образований, сформировавшихся в различных геотектонических позициях (в шовных зонах в связи с магматитами и метаморфитами-метасоматитами различных геодинамических обстановок), а также в различных физико-химических условиях (при разных РТХ-параметрах системы и химических составах боковых пород) объединяются в две формации [Поленов и др., 2006]: первично-зернистого кварца и вторично-зернистого кварца. В этих формациях по онтогеническому признаку выделены 7 субформаций (рис. 13.1; 13.2 и табл.13.1). Приведем краткую характеристику онтогенических типов кварц-жильных образований, базируясь на этой работе.

Основной, нередко практически единственный, минерал метасоматических кварцитов и кварц-жильных образований — это кварц. Последний детально изучается при проведении разностадийных геологоразведочных работ, специализированных на этот минерал (горный хрусталь, аметист, морион, гранулированный кварц и др.). Эти же работы, но проводящиеся на Au, W, Sn, Mo и др. элементы (металлы), сопряженные с кварцевыми жилами, как правило, «обходятся» без детального исследования кварцевой составляющей последних.

Приведенные в табл.13.1 онтогенические типы кварц-жильных образований следует дополнить так называемым «сложным» типом, состоящим из сочетаний «простых» онтогенических типов; этот тип свойствен многостадийным кварцевым жилам. Сразу отметим, что основной при-

чиной развития онтогенических типов в указанных образованиях является смена структурно-вещественных комплексов в связи с эволюцией геодинамических обстановок в геологической истории Урала (примеры для ранней и поздней коллизий см. в табл.13.1).



**Рис. 13.1.** Спайдер-диаграммы распределения РЗЭ в метасоматических кварцитах: 1–7; 8 — среднее из 7; 9 — в гнейсе; 10 — в амфиболите; 11 — в кварц-жильных образованиях (обобщенные данные по 12 жилам (см. рис.13.2 и табл.13.2). Кислотное разложение проб выполнено в ИГГ УрО РАН (О.П. Лепихиной и О.Ю. Поповой) HR/IMS анализ выполнен Ю.А. Ронкиным на масс-спектрометре Element2. Нормировано по хондриту [Evensen et al., 1978]

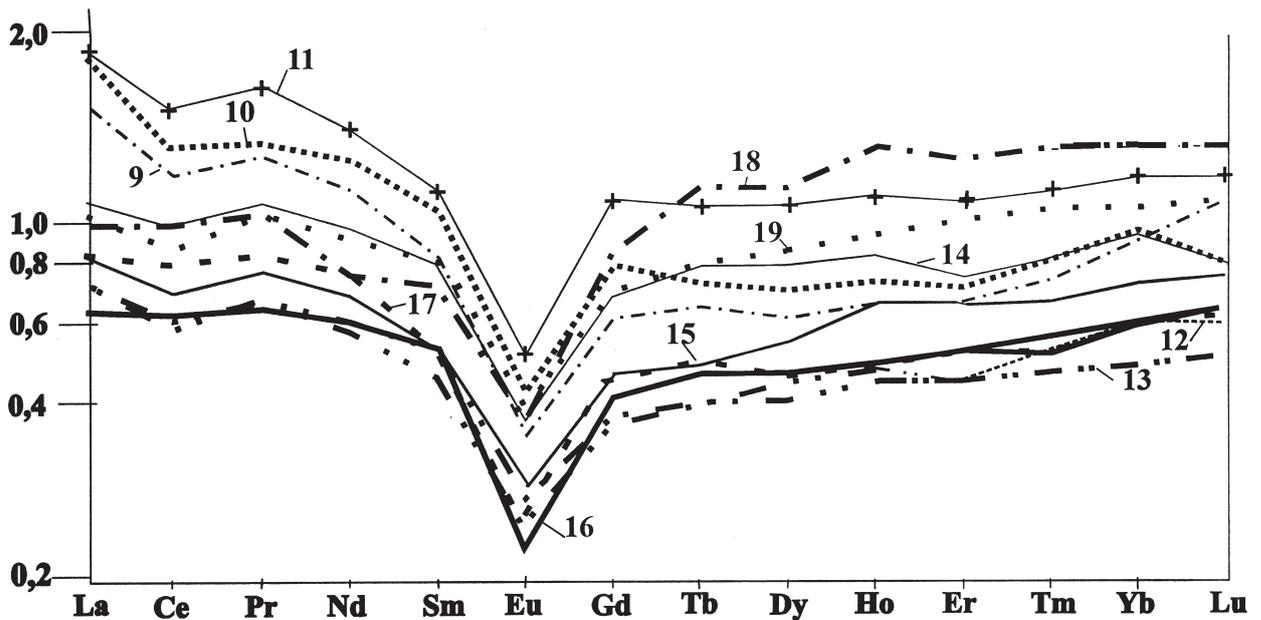


Рис. 13.2. Спайдер-диаграммы распределения РЗЭ в кварц-жильных образованиях различных онтогенетических типов (см. табл.13.2). Содержания РЗЭ нормированы по хондриту [Evensen et al., 1978]

Жилы перекристаллизации возникают под действием метаморфических факторов (РТХ-параметров), обусловивших развитие метаморфизма в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Такие жилы подразделяются на сегрегационные и метасоматически-сегрегационные. Для кварцевых жил рассматриваемого онтогенетического типа типичным является укрупнение зерен минералов, с одной стороны, и дифференциация минералов в пространстве — с другой. В прожилках (мощность до 2 см) центральная часть обычно сложена кварцем, иногда кислым плагиоклазом и биотитом (последний редок). В более мощных прожилках (жилах) кварц сосредоточивается в центральной части, а плагиоклаз и биотит — по их периферии, где довольно часто фиксируются реликты боковых пород. Указанные кварц-жильные образования характеризуемой онтогенезии часто встречаются группами.

Кварцевые жилы замещения наиболее отчетливо проявлены в амфиболитах (их белый цвет хорошо выделяется на общей темной окраске этих пород). Эти жилы сложены мелкозернистым кварцем, развивающимся по роговой обманке. Контакты жил неровные (извилистые и заливообразные). Параметры рассматриваемых жил небольшие: мощность не превышает 0,3, редко достигая 0,5 м, длина 1–2 м, по падению они прослеживаются не более чем на 1,5 м. Эти жилы часто сопровождаются ореолами окварцевания амфиболитов. Их кварц светло-серый, мелкозернистый, сахаровидный.

Кварц-жильные тела выполнения — это минерализованные трещины и полости. Они обычно выполнены кварцем, реже — альбитом и кварцем и андалузитом и кварцем. Сюда же относятся жилы альпийского типа. Эти тела обычно образуются по трещинам скола, реже по трещинам отрыва. В последнем случае форма тел более сложная (в первом случае это линзы и чечевицы). Их длина достигает 15, а мощность колеблется в пределах 1–3 м. Длина тел, приуроченных к трещинам скола, достигает 100 м. В описываемых жилах из других минералов обычно встречаются только акцессории — рутил, пирит, ильменит, турмалин. Модель развития тел выполнения — существенный привнос  $\text{SiO}_2$  флюидом, далее кристаллизация кварца в полых трещинах. К жилам выполнения относятся также кварцевые тела с альбитовой оторочкой, которая может развиваться путем свободного роста или же свободного в полость и метасоматического в сторону боковых пород. Понятно, что альбитовая оторочка может сформироваться только тогда, когда флюид существенно обогащен натрием. Названная оторочка образуется раньше кварца жилы. Андалузит-кварцевые тела сложены гигантозернистым кварцем, обычно молочно-белого цвета. В их зальбандах развиты альбит и андалузит. Последний сформировался раньше, чем кварц [Поленов и др., 2006].

**Формации, субформации и минерало-технологические типы кварц-жильных образований Уфалейского кварценосного района**  
По [Поленов и др., 2006]

Геодинамический режим	Формация	Субформация (онтогенетический тип)	Генетический тип	Структура кварца	Минерало-технологический тип (эталон)
Ранняя коллизия	Кварц-жильные образования первично-зернистого кварца	Жилы метаморфической дифференциации	Метаморфогенный	Грануломорфная, средне-зернистая, с ровными границами зерен	— " —
		Тела замещения (метасоматические кварциты)	Гидротермально-метасоматический	Мелкозернистая с зубчатыми границами зерен	Серебровский (сл-3)
		Жилы выполнения	Гидротермальный	Шестоватая, крупно-гигантозернистая (молочно-белого кварца)	Каряновский (ж-35)
Поздняя коллизия	— " —	— " —	— " —	Шестоватая, крупно-гигантозернистая (стекловидного кварца)	Пугачевский (ж-88)
		Жилы перекристаллизации (по жилам метаморфической дифференциации)	Метаморфогенный	Гетеробластовая, крупнозернистая с ровными границами зерен	Слюдяногорский (ж-170)
		Жилы, сложенные неоднородно гранулированным кварцем (по телам замещения)	Метаморфогенно-метасоматический	Гетеробластовая, мелко-, среднезернистая с извилистыми границами зерен	Уфалейский (ж-175)
		Жилы, сложенные однородно гранулированным кварцем (по жилам выполнения)	— " —	Гранобластовая, средне-, крупно-зернистая с ровными границами зерен	Кыштымский (ж-101)
		Тела, сложенные тонкозернистым (метасоматическим льдистоподобным) кварцем	Гидротермально-метасоматический	Гранобластовая, тонкозернистая с зубчатыми границами зерен	Егустинский (ж-414)

Кварцевые жилы рекристаллизации — это продукты метаморфической трансформации при повышенных РТХ-параметрах (не ниже точки перехода  $\alpha$ -кварца в  $\delta$ -кварц, равной 573 °С) ранее образовавшихся кварц-жильных образований. Эти продукты представлены жилами гранулированного кварца. Такой кварц, особенно его особо чистая разновидность, является высокопотребным минеральным сырьем.

В онтогеническом отношении наиболее сложными являются полистадийные (полигенные и полихронные) кварцевые жилы: в них отмечаются фрагменты жил перекристаллизации, замещения, выполнения и рекристаллизации (примеры см. в работах [Поленов, 2003; Поленов и др., 2006].

Нами выделены [Поленов и др., 2006] следующие типы кварц-жильных образований, сложенные гранулированным кварцем: слюдяногорский, уфалейский, кыштымский и егустинский. Кварцевые жилы слюдяногорского и уфалейского типов являются результатом перекристаллизации агрегатов кварца (с укрупнением зерна), а кыштымского типа — рекристаллизации гигантозернистого кварца (с уменьшением размерности зерен). Микро-тонкозернистый кварц егустинского типа является гидротермально-метасоматическим, он замещает кварцы всех других типов, но большей частью уфалейского и кыштымского.

Основные закономерности размещения кварц-жильных образований в пределах Уфалейско-Карабашского тектонического блока, где получили развитие структурно-вещественные комплексы, несущие самую разнообразную, в том числе кварц-жильную (здесь мы в связи с основной задачей работы коснемся только их), минерализацию всех геодинамических обстановок, через которые «прошел» Урал в своей сложной эволюционной геологической истории (за подробностями отсылаем к специальному исследованию этой проблемы [Поленов, 2003]), сводятся к следующему. В периферийной части Уфалейского метаморфического блока преобладают кварц-жильные образования уфалейского типа (сложены тонко-мелкозернистым гранулированным кварцем). Здесь же развиты жилы перекристаллизации слюдяногорского типа. В сланцевом обрамлении блока, в зоне влияния Главного коллизийного шва, преобладают кварц-жильные образования кыштымского типа (представлены средне-крупнозернистым гранулированным кварцем). В указанной зоне, кроме того, развиты жилы первично-кристаллизованного, стекловидного и молочно-белого кварца, сформированные в период поздней коллизии [Поленов, 2003]. В вулканогенно-осадочном комплексе Маукско-Карабашской зоны развиты жилы первично-кристаллизованного кварца; значительно преобладают жилы с кварцем молочно-белой окраски.

**Характеристика распределения РЗЭ в кварцитах и кварц-жильных образованиях.** Эта часть исследования выполнена на базе анализа спайдер-диаграмм распределения РЗЭ в этих образованиях. На диаграммы, кроме данных по конкретным «объектам исследования», нанесены спайдер-диаграммы для усредненного метасоматического кварцита, а также для гнейса и амфиболита (см. рис.13.1). Это сделано с целью сравнительного изучения распределения РЗЭ в указанных образованиях, а в конечном результате — для получения генетической информации. Исходные данные помещены в табл. 13.2. Из анализа спайдер-диаграмм рис. 13.1 и 13.2 (порядковые номера проб в табл.13.2 и на рис. 13.1 и 13.2 одни и те же) вытекает следующее.

1. По уровню концентрации РЗЭ в исследуемых образованиях на рис.13.1 отчетливо выделяются две их группы: первая расположена в верхней части рисунка и соответствует метасоматическим кварцитам, а вторая занимает нижнюю его часть и отвечает кварц-жильным образованиям. Учитывая, что РТХ-параметры образования субстанций обеих групп сопоставимы [Лукошков, 1983; Месторождения..., 2001; Панков, 2003; Поленов, 2003; Поленов и др.,2006; Сазонов, Викентьева, Огородников и др., 2006], причину такого различия, очевидно, следует искать в составе эдуктов (для кварцитов) и вмещающих пород (для кварц-жильных образований). Нам представляется, что главными эдуктами в пределах Уфалейского метаморфического блока, где сосредоточена основная масса кварцитов и кварц-жильных образований рассматриваемой площади (Уфалейско-Карабашского блока), являются гнейсы и амфиболиты.
2. Теперь сравним спайдер-диаграммы, представленные на рис. 13.1, для «среднего» кварцита (кривая 8), гнейса (кривая 9) и амфиболита (кривая 10). Учитывая, что при кислотном выщелачивании РЗЭ выносятся, и то, что большая часть спайдер-диаграмм, отвечающих кварцитам, расположена ниже спайдер-диаграммы гнейсов, есть все основания считать последние

## Содержание РЗЭ (г/т) в метасоматических кварцитах и кварц-жильных образованиях Урала

Номер пробы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
<i>Кварциты</i>														
1	32,14	60,63	7,10	25,67	4,55	0,79	4,20	0,64	4,06	0,98	2,75	0,41	2,47	0,33
2	3,20	10,48	0,93	3,57	0,73	0,17	0,75	0,12	0,74	0,17	0,49	0,53	0,53	0,08
3	7,54	15,89	1,99	7,44	1,45	0,39	1,32	0,18	0,87	0,17	0,43	0,06	0,46	0,07
4	5,40	12,04	1,64	6,40	1,22	0,23	1,18	0,18	1,14	0,27	0,76	0,132	0,83	0,13
5	8,24	27,52	2,45	9,17	1,85	0,37	1,68	0,22	1,06	0,20	0,48	0,07	0,42	0,07
6	11,54	26,44	3,32	13,75	3,72	0,79	1,26	0,86	6,04	1,46	4,35	0,71	4,57	0,66
7	15,18	30,36	3,46	12,42	2,25	1,67	2,36	0,32	1,73	0,36	1,05	1,15	0,93	1,14
8	1,32	4,51	0,53	2,25	0,53	0,13	0,58	0,10	0,65	0,15	0,40	0,07	0,47	0,07
<i>Кварц-жильные образования</i>														
9	0,38	0,76	0,12	0,53	0,13	0,02	0,14	0,03	0,16	8,04	0,12	0,02	0,13	0,02
10	0,45	0,88	0,13	0,61	0,16	0,03	0,17	0,03	0,19	0,05	0,12	0,02	0,16	0,02
11	0,47	1,04	0,16	0,70	0,17	0,03	0,22	0,04	0,26	0,06	0,18	0,03	0,20	0,03
12	0,17	0,41	0,07	0,30	0,08	0,02	0,09	0,02	0,13	0,03	0,08	0,02	0,10	0,02
13	0,19	0,39	0,07	0,30	0,09	0,02	0,09	0,02	0,12	0,03	0,09	0,01	0,09	0,01
14	0,25	0,61	0,10	0,44	0,13	0,02	0,15	0,03	0,20	0,05	0,13	0,02	0,15	0,02
15	0,21	0,46	0,08	0,34	0,09	0,02	0,11	0,02	0,15	0,04	0,12	0,02	0,15	0,03
16	0,17	0,42	0,07	0,30	0,09	0,02	0,10	0,02	0,13	0,03	0,10	0,01	0,11	0,02
17	0,21	0,98	0,08	0,38	0,09	0,02	0,10	0,02	0,13	0,03	0,10	0,01	0,11	0,02
18	0,21	0,51	0,09	0,37	0,12	0,03	0,18	0,04	0,29	0,07	0,21	0,03	0,23	0,04
19	0,23	0,56	0,09	0,43	0,12	0,03	0,15	0,03	0,22	0,05	0,15	0,02	0,17	0,03

Примечание. 1-8 — *кварциты*: 1 (обр. У-12/4) — слюдяной, массивный, тонкозернистый (Карабашское рудное поле, карьер «Кварцитовые ломки»); 2 (обр. У-14/4) — то же, но плитчатый (обн. У д. Серебры); 3 (обр. У-44/1) — то же; 4 (обр. У-33/2) — гранатовый, массивный, среднезернистый (Кыштымское месторождение кварца, Южный Урал); 5 (обр. У-33/1) — графитовый, массивный, среднезернистый (Кыштымское месторождение кварца, Южный Урал); 6 (обр. У-13/1) — слюдяной, массивный, мелкозернистый (Кыштымское месторождение кварца, ж. 175, Южный Урал); 7 (обр. У-37/3а) — магнетитовый, массивный, среднезернистый (Теплогорское месторождение, Южный Урал); 8 — среднее из 7 проб. 9-19 — *кварц-жильные образования*: 9 (обр. У-282) — крупнозернистый, прозрачный, перекристаллизованный, Кыштымское месторождение, ж. 170, Южный Урал); 10 (обр. У-281) — то же, но дымчатый (привязка та же); 11 (обр. 175 Уф) — неоднороднозернистый (зерна мелкие и средние по размеру), перекристаллизованный (Кыштымское месторождение, ж. 175, Южный Урал); 12 (обр. У-31/1) — гранулированный, среднезернистый (Кыштымское месторождение, ж. 101); 13 (обр. У-32/1) — то же, что 12; 14 (обр. 175 ег) — тонкозернистый, льдистоподобный (Кыштымское месторождение, ж. 175, Южный Урал); 15 (обр. 22/2) — то же, что 14 (Кыштымское месторождение, ж. 191, Южный Урал); 16 (обр. У-4/1) — прозрачный, гигантозернистый, светлый (Кыштымское месторождение, ж. Щербаковская); 17 (обр. У-4/1) — прозрачный, дымчатый, гигантозернистый (месторождение то же, что в 16); 18 (обр. Р-3/3) — молочно-белый, полупрозрачный (месторождение Радиомайка, ж. 31, Южный Урал); 19 (обр. Ки-2/4) — молочно-белый, непрозрачный, массивный, крупнозернистый (обнажение у с. Кидыш, Уйский район, Челябинская область. *Онтогенический тип кварц-жильных образований (субформации кварца)*: 9-10 жила перекристаллизации по прожилкам метаморфической дифференциации; 11 — жила перекристаллизации по телу замещения; 12, 13 — жилы рекристаллизации по телам выполнения; 14 — по кварцу уфалейского типа; 15 — по кварцу кыштымского типа; 16-19 — жилы выполнения. *Кислотное разложение проб* выполнено в ИГГ УрО РАН (О.П. Лепихина и О.Ю. Попова), HR-/IMS анализ проведен Ю.Л. Ронкиным на масс-спектрометре Element 2.

эдуктами этих метасоматитов. Что касается амфиболитов, то они в качестве эдуктов могут служить только для магнетитовых кварцитов Теплогорского месторождения (кривая 7) и для кварцита, расположенного у дер. Серебры (кривая 6).

3. Распределение РЗЭ в кварц-жильных образованиях иллюстрируется двумя рисунками: на рис. 13.1 (нижняя часть, окрашенная в серый цвет, обозначенная № 11) приведена интегральная «площадь» распределения этих элементов, на рис. 13.2 — индивидуальные кривые распределения РЗЭ в кварц-жильных образованиях изученной площади. Представляется, что генетическая интерпретация данных по кварц-жильным образованиям (см. рис. 13.1 и 13.2) может быть сформулирована таким образом. Прежде всего, наиболее «чистыми» от РЗЭ являются Щербаковская кварцевая жила (выполнения, см. рис. 13.2, кривые 16, 17) и кварцевые жилы кыштымского типа (выполнения и более поздних — рекристаллизации и перекристаллизации, см. рис. 13.2, кривые 10, 11). Что касается Щербаковской жилы, то ее можно принять за эталон при оценке влияния состава флюида на уровень концентрации РЗЭ в нем самом и в кварцевых жилах выполнения. Кварцевые жилы с гранулированным кварцем кыштымского типа, видимо, могут служить эталоном для оценки степени выноса РЗЭ в кислых гидротермальных условиях.

4. Кварц егустинского типа, сформировавшийся по жилам с кварцем уфалейского типа (ж. №175), является «менее чистым, см. рис. 13.2, кривые 10, 11, 17» по РЗЭ по сравнению с его рязностью, развившейся по жилам с кварцем кыштымского типа.

Другие кривые, приведенные на рис. 13.2, но не указанные в тексте, являются промежуточными. Их образование можно объяснить двояко. Во-первых, они могут быть производными флюида разной кислотности (степень выноса РЗЭ, в первую очередь Eu в сильной мере определяется pH флюида — чем он ниже, тем значительней вынос [Сазонов, Викентьева, Огородников и др., 2006; Вау, 1991; Naas, 1995; Wood, 1990]. Во вторых, в рудную, щелочную стадию происходит дальнейший вынос легких и привнос тяжелых РЗЭ. Интегральное распределение РЗЭ в кварц-жильных образованиях (см. рис. 13.2, № 16) в полной мере коррелируется с этим.

5. Теперь следует обсудить вопрос о Eu-аномалии. Из рис. 1 видно, что она и в кварцитах, и в кварц-жильных образованиях отчетливо коррелируется с таковой эдуктов. Почему сохраняется эта аномалия при развитии гидротермального и гидротермально-метасоматического кислотных процессов? Это можно объяснить довольно просто. Согласно работам [Колонин, 2006; Куприянова и др., 2002; Вау, 1991; Naas, 1995; Wood, 1990], Eu из всех РЗЭ является наиболее растворимым в разнообразных (в первую очередь в кислых) гидротермах. Согласно работе [Вау, 1990], характер хода кривых распределения РЗЭ, включая и Eu, объясняется комплексообразованием в гидротермальной системе.

Возможность такового показана как теоретическими расчетами [Колонин, 2006; Wood, 1990 и др.], так и экспериментально [Колонин, 2006; Вау, 1991; Naas et al., 1995].

**Обсуждение результатов.** Образование Eu-аномалии в метасоматических кварцитах и кварцевых жилах хорошо объясняется, с одной стороны, наследованием ее от эдуктов, а с другой, — выносом европия в кислой среде. Что касается жил выполнения, то при их формировании обмен с веществом или не происходит вовсе (отсутствуют оторочки гидротермально-метасоматической переработки боковых пород), или же он происходит, но незначительный. Сложнее дело обстоит в жилах с гранулированным кварцем, которые являются многостадийными. В них распределение РЗЭ интегральное, но Eu-аномалия остается, так как кислая среда сохраняется на всех стадиях. Подчеркнем, что вынос РЗЭ в кислой среде уменьшается по мере снижения температуры воздействующего флюида. Это хорошо прослеживается в жилах, в которых развит кварц егустинского типа. Щелочная среда (образование рудных кварцевых жил) приводит к незначительному выносу легких РЗЭ и столь же незначительному накоплению тяжелых. Eu-аномалия при этом сохраняется. Это согласуется полностью с результатами, полученными нами ранее [Сазонов, Викентьева, Огородников и др., 2006]. Таким образом, полученные нами данные по распределению РЗЭ в кварцитах и кварцевых жилах различных онтогенетических типов практически полностью согласуются с результатами теоретического и экспериментального исследования гидротермальных систем, содержащих РЗЭ в различных концентрациях. Унаследованный характер отрицательной Eu-

аномалии хорошо объясняется наибольшей растворимостью европия в различных гидротермах, особенно в кислых [Колонин, 2006]. Остается проблемной форма нахождения РЗЭ в структуре кварца. Решение ее — дело будущих исследований.

Итак, сравнительное изучение характера распределения РЗЭ в метасоматических кварцитах и кварцевых жилах с кварцем различных онтогенических типов показало следующее. Главными параметрами гидротермально-метасоматической системы, влияющими на него (характер распределения), являются рН [Колонин, 2006; Поленов и др., 2006] и Т [Поленов и др., 2006 и др.]. Роль давления существенна при формировании жил с особо чистым гранулированным кварцем [Поленов и др., 2006]. Вполне понятно, что эти данные следует учитывать при построении различного рода генетических и прогностических моделей. Кроме того, они несомненно принесут пользу при выделении онтогенических типов кварца на новых площадях, в особенности на ранних стадиях развития геологоразведочных работ. Возможности использования спектров РЗЭ при изучении интегральных, многостадийных кварц-жильных и других образований мы показали раньше [Сазонов, Викентьева, Огородников и др., 2006].

Подытоживая рассмотренные данные, следует отметить, что они получены по «случайным» горизонтальным срезам кварцитов и кварц-жильных образований. Поэтому, естественно, у нас не было возможности определить влияние давления (глубинности протекания гидротермального процесса) на характер трансформации трендов распределения РЗЭ.

## Глава 14

### **МЕТАСОМАТИТЫ КРУПНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАК ИНТЕГРАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ И ИХ ИНДИКАТОРНАЯ РОЛЬ**

В этой главе мы попытаемся изложить наши представления по вопросам конвергентности околорудных метасоматитов, взаимосвязи оруденения и сопряженных метасоматитов, типоморфных черт метасоматических формаций разноглубинных и разномасштабных (по запасам и ресурсам) золоторудных месторождений. Естественно, что главное в результате решения этих вопросов мы видим в выявлении корреляции между масштабностью золотого оруденения и формационной принадлежностью сопряженных метасоматитов. Естественно также, что мы намерены понять причины такой зависимости (если она существует, ее фрагменты описаны в главах 10, 11), а также оценить ее индикаторные возможности.

**Конвергентность околорудных метасоматитов.** На Урале в пределах золоторудных полей, сопряженных с гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации, развиты кварцевые золотоносные жилы в интервале глубинности 1,5–4,0 км. С продвижением от глубоких горизонтов к дневной поверхности, а также с удалением от массивов происходит смена метасоматитов в последовательности: гумбеиты – эйситы – березиты-листвениты – кварц-серицитовые – аргиллизиты. Данные, приведенные в табл. 14.1, дают возможность пополнить этот ряд в левой части (метасоматиты перечисляются в порядке роста глубины, последняя нарастает от 4 до 7–8 км): мусковитовые, биотитовые, кварц-полевошпат-биотитовые, актинолитовые, биотит-гранатовые, гранатсодержащие, диопсидовые. Большой набор околорудно измененных пород свойствен полихронным и полигенным (полиэтапным, полистадийным) месторождениям шовных зон, где наблюдается разновозрастная совмещенная метасоматическая зональность (см. табл. 14.1 и [Сазонов, 1998]). «Движущей силой» смены формаций метасоматитов в пределах приведенного их ряда являются: 1) повышение РТ-параметров и щелочности флюида с приближением к массивам гранитоидов и с заглужением в них; 2) «волновой» характер изменения К/Na отношения во флюиде во времени и пространстве; 3) характер развития трещиноватости в субстрате — сверху вниз или наоборот [Сазонов, 1998]. В этой работе показано, что березиты, например, не только представляют собственно березит-лиственитовую формацию, но, кроме того, могут являть собой фацию кварц-серицитовой и гумбеитовой формаций, т. е. они конвергентны. К таким же (конвергентным) образованиям относятся эйситы и джаспероиды. Конвергентностью метасоматитов подтверждается представление о том, что метасоматические образования имеют непрерывные переходы между отдельными формациями и что для последних свойственно телескопирование [Рундквист, Павлова, 1972].

**Взаимоотношения в системе метасоматиты — оруденение.** Околорудно измененные породы широко используются для решения практических задач при поисках, разведке, эксплуатации месторождений полезных ископаемых, а также металлогенических исследованиях и прогнозировании месторождений полезных ископаемых (подробнее об этом см. в [Сазонов, 1975, 1980, 1984, 1998; Коротеев, Сазонов, 2005]). Основанием для этого являются следующие положения: 1) на золоторудных месторождениях оруденение всегда сопровождается околорудными (и часто сорудными) метасоматитами, однако наличие околорудных метасоматитов — это не 100 % гарантия присутствия в связи с ними оруденения; 2) для каждой околорудной метасоматической формации типоморфен вполне определенный набор металлов, дающих промышленные скопления; 3) оруденение в телах метасоматитов чаще всего сопряжено с внутренней зоной (см. главу 3), но может локализоваться и в других их частях, очень редко оно фиксируется за пределами таких тел; 4) объем околорудных метасоматитов, как правило, существенно превосходит таковой сопровождаемых ими рудных образований; 5) сорудные метасоматиты с рудными телами связаны более тесно, в связи с этим их значение для поисков небольшое, однако они перспективны в качестве оценочного критерия оруденения; 6) горизонтальная метасоматическая зональность обычно проявлена и улавливается более четко по сравнению с вертикальной (см. главу 10).

Сорудные метасоматиты выделены и хорошо изучены на золотополиметаллических месторождениях [Сазонов, 1998]. В то же время даже на крупных золоторудных месторождениях кварц-жильного типа они обычно отчетливо не выделяются, хотя признаки их развития устанавливаются

Некоторые параметры околорудных метасоматитов крупных собственно золоторудных месторождений различных регионов мира

Месторождения	Запасы + ресурсы (т)	Глубина образования (км)	Метасоматиты	Связь с магматизмом	Вмещающие породы	Время образования	Источники информации
1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Урал</i>							
Березовское	230	4,5	Пропилиты (дурудные), гумбеиты, эйситы, березиты-листвениты, пирофиллитовые	Граниты тоналит-гранодиоритовой формации, дайковый комплекс (гранитоид-порфиры, лампрофиры)	Дайковый комплекс (лестничные жилы), породы офиолитовой ассоциации и др. (кра-сичные жилы)	320–240 млн. лет	Штейнберг и др. [1989]; Сазонов [1975]; Альбрехт, Антуфьев [2004]
Кочкарское	170	3,8–4,2	Березиты, табашки (метасоматиты фемического профиля, контролируют рудные столбы)	Золотоносные жилы локализируются в массиве плагиогранитов;	Плагиограниты, дайки в основном среднего состава	365–355 млн лет	Месторождения..., [2001]; Альбрехт, Антуфьев [2004]; Ферштатер и др. [2007]
Воронцовское	120	0,5–2,3	Пропилиты, скарны, березиты-листвениты, кварц-серпичитовые, аргиллизиты, джаспероиды	Незкрытый плутон гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации; полифазный массив (габбро, диориты, гранодиориты)	Андезиты, мраморизованные известняки, гетерогенные брекчии	380–315	Сазонов и др. [1991]; Месторождения..., [2001]
<i>Северо-Восток РФ</i>							
Наталка	1600	Не > 1,0	Альбитизация, адуляризация, окварцевание	Незкрытый массив гранитоидов под месторождением (по геологическим и геофизическим данным)	Породы песчаноглинистой серии (углеродистые)	P <sub>2</sub>	Константинов и др. [2000, 2004]

Таблица 14.1 (продолжение)

Месторождения	Запасы + ресурсы (т)	Глубина образования (км)	Метасоматиты	Связь с магматизмом	Вмещающие породы	Время образования	Источники информации
Майское	450	0,6–3,0	Промежуточные между метасоматитами березит-лиственитовой и кварц-серицитовой формаций. Оруденение сопряжено с серицитизацией и каолинизацией	Невысвобожденный массив гранитоидов на глубине	Породы песчано-глинистой серии (углеродистые)	T <sub>2</sub>	Константинов и др. [2000, 2004]
Нежданское	1500	4–5	Березиты; серицитизация, карбонатизация, окварцевание	Гранит-гранодиоритовый массив и серия даек среднего состава	Песчано-сланцевые (P <sub>1,2</sub> )	K <sub>1</sub>	Константинов и др. [2000]; Гончаров и др. [2004]
<i>Восточная Сибирь</i>							
Балейское	600	До 1,5 (для аргиллизитов)	Березиты, аргиллизит. На собственно Балее аргиллизиты сопряжены с золотоносными кварцевыми жилами	Гранитоидный массив (непосредственно вмещает золотоносные кварцевые жилы)	Терригенно-осадочные породы с углеродистым веществом (K <sub>1</sub> )	Граница K и Pg	Писцов, Максимов [1988]; Константинов и др. [2000]
Сухой лог	1100	Не >3,5 км	Карбонатизация, наложенная на зеленосланцевую метаморфизованные породы. Сульфидная минерализация (преобладает пирит) развита позднее карбонатизации	Гранитоиды обнажены в СВ части рудного поля; биотитовые граниты расположены в 2,5 км к ЮЗ от него	Углеродистая терригенно-осадочная толща с прослоями известняков (R-V; PZ <sub>2,3</sub> )	PZ <sub>2,3</sub>	Константинов и др. [2000]; Наталка... [2002]

Таблица 14.1 (продолжение)

Месторождения	Запасы + ресурсы (т)	Глубина образования (км)	Метасоматиты	Связь с магматизмом	Вмещающие породы	Время образования	Источники информации
Олимпиада	650	6,5	Рудные тела сопровождаются зоной мусковитизации, которая с удалением от них сменяется зоной биотитизации	В районе месторождения много выходов гранитоидов, но возраст их моложе рудных тел	Месторождение расположено на контакте углеродистых сланцев и мраморов с кварц-серпичитовыми сланцами	609–794 млн лет	Константинов и др. [2000]; Наталка... [2002]
<i>Ближнее зарубежье</i>							
Васильковское (Казахстан)	300	2,5–3,0	Калишпатиты, березиты, кварц-серпичитовые, альбит-хлоритовые (со-рудные)	Месторождение расположено в полифазном гранитоидном массиве	Метаморфические сланцы, амфиболиты, кварциты (R <sub>1,2</sub> )	456–575 млн лет	Чекаидзе, Исакович [1991]; Абишев и др. [1986]
Мурунтау	5500	5,0	Флогопит-калишпат-кварцевые (с шеелитом и золотом) додайковые; альбит-серпичитовые	Месторождение расположено над (4,2 км) массивом лейкогранитов	Филлитовидные сланцы и песчаники бесаптанской свиты (верхний протерозой)	286±2 млн лет	Геология... [1998]; Константинов и др. [2000]
Кумтор (Узбекистан)	1000	4,5	Калишпатиты (гумбейты?), альбититы (эйситы?), березиты	Вблизи месторождения расположен массив гранитоидов	Различные метаморфические сланцы	280–180 млн лет	Геология... [2006]
<i>Дальнее зарубежье</i>							
Калгурли (Австралия)	1800	6,0	Кварц-карбонат-альбитовые	Долериты и гранодириты; последние в контактах минерализованы (AR)	Породы зелено-каменного пояса в архейском щите. Отличаются интенсивными дислоцированностью, рассланцованностью, большим количеством разломов (AR)	2,6–2,7 млрд лет	Константинов и др. [2000, 2006]

Таблица 14.1 (окончание)

Месторождения	Запасы + ресурсы (т)	Глубина образования (км)	Метасоматиты	Связь с магматизмом	Вмещающие породы	Время образования	Источники информации
Хоумстейк (США, Южная Дакота)	1600	4–5	Хлоритизация	Граниты формации Литтл Элк (2,5 млрд лет)	Формация Хоумстейк (рудовмещающая): хлоритовые, сидеритовые, куммингтонитовые сланцы и кварциты (AR)	2,5 млрд лет	Константинов и др. [2006]
Колар (Индия)	Около 1000	5–6, до 10	Биотитизация (амфиболитов) около кварц-жилльных зон; с глубиной около последних появляются гранат-пироксеновые (диопсид, авгит) огорочки. Амфибол, гранат, полевые шпаты – обычные минералы рудных тел	Гранодиориты, тоналиты, щелочные граниты (AR)	Толеиты, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации (AR)	2,66±0,03 млрд лет	Золоторудное... [1988]
Карлин (США, Невада)	10000, запасы 3000	0,5–1,5 (до 3,0)	Аргиллизиты, джаспероиды	Штоки гранодиоритов и монцититов, появляющиеся во втором этапе развития месторождения. На Карлине не обнажаются (MZ-KZ)	Турбидиты и брекчированные известняки (D). Подстилающие породы — доломиты и доломитизированные известняки формации Полович	30–170 млн лет (для месторождений Карлинской группы)	Radtke [1985]; Т. Теодор и Г. Джонс, 1992 г. (цит. по Константинов и др. [2000])

(«разжелезивание» анкерита, появление хлорита около и внутри рудных тел, изменение состава серицита и т. д.), но для их выявления требуются специальные «тонкие» методы исследования минерального вещества.

Приведем результаты изучения характера сопряжений (в пространстве и во времени) руд и околорудных метасоматитов на примере березит-лиственитовой формации, как наиболее изученной в этом отношении. В процессе березитизации-лиственитизации пород (кислотное выщелачивание) из них выносятся ряд рудных и нерудных элементов, в том числе  $\text{SiO}_2$  и Au. В случае одноактного развития раствороподводящей структуры процесс заканчивается формированием кварцевой жилы (главным образом за счет кремнезема, вынесенного из боковых пород), которая «запечатывает» систему. Золото, вынесенное при березитизации-лиственитизации, и та его часть, что была во флюиде, рассеивается. В связи с этим понятно, почему в березитах-лиственитах и сопряженных с ними «первичных» кварцевых жилах количество Au фиксируется обычно «в следах»; очень редко оно достигает 0,2–0,4 г/т.

Трещинообразование на большинстве золоторудных месторождений развивается стадийно (или этапно) и имеет регрессивный характер. В трещинах, рассекающих или сочленяющихся по зальбандам с кварцевыми жилами, минералообразование происходит из щелочного, более низкотемпературного по сравнению с «березитизирующим-лиственитизирующим» флюидом раствора. Изучение газовой-жидких включений показало, что процесс протекает в условиях гетерогенизации флюида с образованием малоплотной газовой ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ) и водно-солевой фаз; в последней, как оказалось, концентрируются в значительном количестве золото и его элементы-спутники [Борисенко, 1999 и др.].

**Мультигидные ореолы околорудно измененных пород на крупных золоторудных месторождениях.** На Урале собственно золоторудные крупные месторождения кварц-жильного типа (Березовское, Кочкарское, Джетыгаринское и др.) сопряжены с березитами-лиственитами. Последние — «эндемики» для Урала, они используются в качестве поискового признака уже более 260 лет. В работе [Сазонов, 1984] обоснована возможность, исходя из концентрически-зонального строения ореолов березитизации-лиственитизации пород, использования этих метасоматитов для оценки уровня эрозии сопряженных с ними золоторудных тел. При этом учитывается важная статистическая закономерность — в подавляющем большинстве случаев рудные тела локализуются во внутренней зоне ореолов околорудно измененных пород.

Напомним, что собственно золоторудные месторождения на Урале локализуются в шовных зонах. Среди последних по времени и способу образования выделяют два типа: 1) ранние ( $R_2$ ), формирование которых обусловлено процессом континентального рифтогенеза, и 2) поздние ( $D_2$ –Tr), возникшие в связи с коллизией [Минерагения..., 2003, 2004, 2007]. Для шовных зон часто устанавливается нелинейная металлогения: формирование золоторудных объектов происходит в салических и салифемических блоках земной коры из гетерогенного рудоносного флюида, определяющая составная часть которого мантийная [Сазонов, Попов, Григорьев и др., 1989]. Обычно существенная часть Au золоторудных месторождений обуславливается глубинным флюидом. Доля Au, вынесенного из боковых пород и связанного в рудных телах, составляет не более 50 % [Сазонов, 1984]. Крупные уральские собственно золоторудные объекты (месторождения Березовское, Кочкарское, Воронцовское, Светлинское и др.) полигенные и полихронные [Месторождения..., 2001; Крупные..., 2004, с. 225]. Этим обусловлены интегральный характер и телескопирование как рудных тел, так и сопряженных с ними метасоматитов. Вертикальный размах оруденения превышает 1 км. Оруденение часто сопряжено с дайковым комплексом, который рассматривается как рудоподводящая структура [Коробейников, Миронов, 1992; Месторождения..., 2001 и др.].

**О взаимосвязях между масштабностью (запасы+ресурсы) золоторудных месторождений, глубинностью последних (и сопряженных метасоматитов).** Основой для такого анализа послужили данные, сведенные в табл. 14.1, которые собраны по золоторудным месторождениям различных регионов мира, образовавшимся в разных геодинамических обстановках в разноглубинных условиях. В результате установлено следующее.

1. Крупные золоторудные месторождения формируются в связи с рудно-геохимическими системами мало-, средне- и глубинного типов (другими словами, в эпи-, мезо- и гипозонах) [Сазонов, 1984; Константинов и др., 2000; Месторождения..., 2001 и др.].

2. Крупные собственно золоторудные месторождения являются полистадийными (иногда и полиэтапными). Естественно, что каждой из стадий (тем более каждому этапу) отвечает свой тип околорудно измененных пород и своя рудная минерализация. Обычно на крупных месторождениях выделяют не менее трех стадий развития рудно-геохимической системы. Иногда удается установить больше трех этапов (см. [Сазонов, Попов, Григорьев и др., 1989]).

3. Прямой зависимости между масштабностью (запасы+ресурсы) золотого оруденения и сопряженными метасоматитами не устанавливается. В качестве примера приведем березит-лиственитовую формацию и сопряженное с ней оруденение. На отдельных месторождениях (Березовское, Кочкарское, Кокпатас, Мазер лоуд и др.) сопровождающихся метасоматитами этой формации, запасы золота могут составлять (и составляют) сотни тонн. И в то же время с этой формацией могут сопрягаться мелкие месторождения и рудопроявления или же оруденение вообще может отсутствовать. Этот пример можно распространить на золоторудные месторождения, связанные с другими метасоматическими формациями (скарновой, кварц-серицитовой, аргиллизитовой, например).

4. В целом из табл. 14.1 можно сделать вывод, что более глубинные собственно золоторудные месторождения являются и более масштабными (запасы+ресурсы). Приятное исключение составляет рудный район Карлин (Невада, США), где запасы Au совместно с ресурсами превышают 10 тыс. т., основной интервал рудообразования — 0,5–1,5 км

5. В целом масштабность золотооруденения любой глубинности (эпи-, мезо- и гипоуровня) определяется числом проявленных этапов (стадий) развития рудно-геохимических систем. Как уже отмечалось, их на крупных месторождениях может быть две, три, иногда четыре, редко больше. Сказанное проиллюстрируем двумя уральскими примерами — Воронцовским и Светлинским золоторудными месторождениями. На первом выделены следующие разновременные метасоматические формации (перечисляются от древних к молодым): пропилитовая, скарновая, березит-лиственитовая, кварц-серицитовая, аргиллизитовая. Кроме того, выделены межформационные джаспероиды. Развитие рудно-геохимической системы происходит с накоплением золота [Сазонов, Мурзин, Григорьев и др., 1998]. На втором месторождении выделены три эндогенных рудообразующих этапа (каждому соответствуют свои метасоматиты) и один экзогенный, рудовершенствующий [Сазонов, Попов, Григорьев и др., 1989].

## Глава 15

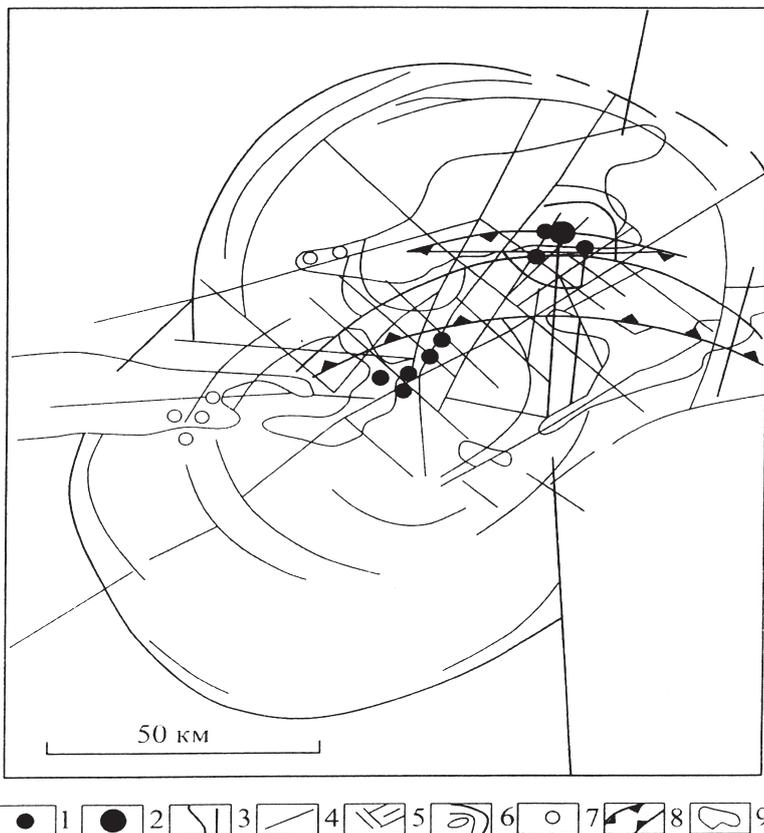
### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ (с использованием данных по другим регионам)

Крупные концентрации золота на Урале проявились в обстановках островодужной и континентальной окраины. В первой оно в качестве элемента-примеси накапливается в рудах колчеданных месторождений (уровень концентрации Au в рудах достигает 4 г/т, а во второй — входит в состав руд медно-магнетит-скарновых и медно-порфировых). Вещественные комплексы активной континентальной окраины контролируются шовными зонами длительного развития, корового (чаще) и мантийного заложения. Основная часть золота отложилась после даек основного состава, указывая на связь его с магматическим источником.

Крупные собственно золоторудные месторождения по условиям генезиса и размещения образуют три главные автономные группы, сопряженные с: 1) черносланцевыми формациями (к сожалению, пока сколько-нибудь значительные концентрации Au в связи с «черносланцевой» формацией Урала не установлены); 2) раннеколлизийными гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации; 3) зеленокаменными поясами архейских щитов. Ниже предпримем попытку подвести итоги по каждой из групп, а затем — в целом по проблеме.

Пожалуй, общей для всех крупных собственно золоторудных месторождений (исследования последних лет показали, что они, как правило, являются комплексными, обогащенными МПГ и целым рядом других элементов (см. [Додин и др., 2007]), является их приуроченность к крупным тектоническим кольцевым структурам, которые отчетливо вычлняются на космоснимках. Сказанное иллюстрируется двумя рисунками — по месторождениям Мурунтау (рис. 15.1) и Сухой лог (рис. 15.2). В пределах таких структур эти месторождения приурочиваются к рифтогенным зонам, точнее к их прибортовым частям, которые представляют собой шовные зоны. Золотоперспективные зоны включают последние с зонами их влияния, а также площади сочленения с разломами. Естественно, что околорудные метасоматиты, будучи сопутствующими золотооруденению образованиями, контролируются теми же структурами (см. рис. 15.3–15.10).

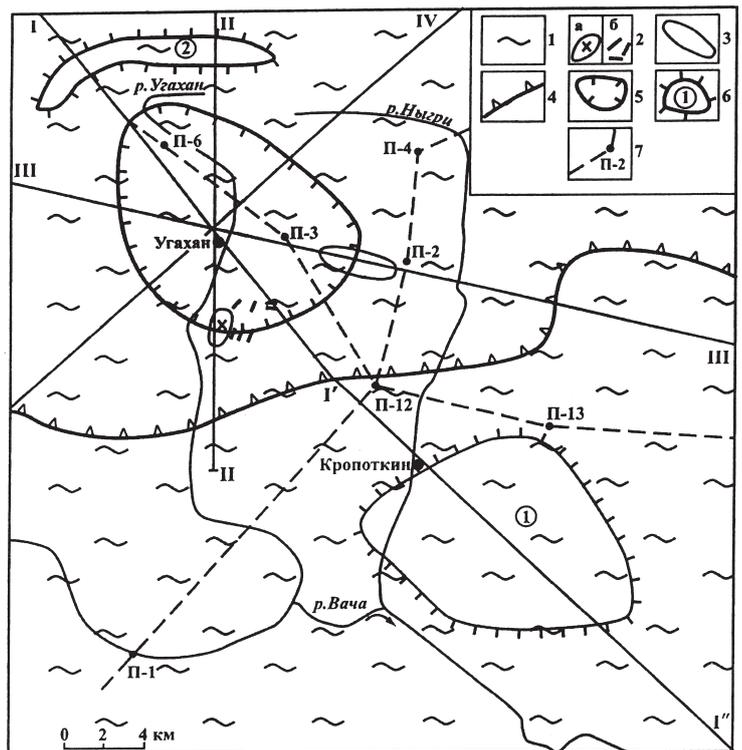
Золотопродуктивные черносланцевые формации возникают в условиях растяжения. По поводу тектонических структур, к которым они приурочены (см. выше), А.А. Маракушев [1999] пишет следующее: «... импульсы дегазации земного ядра обуславливают об-



**Рис. 15.1.** Космоструктурная модель золоторудного района Мурунтау (Западный Узбекистан). По [Перцев и др., 1999]: 1 — золоторудные, золотосеребряные рядовые месторождения; 2 — сверхкрупное месторождение золота Мурунтау; 3–5 — зоны транзитных разломов: 3 — главные линейные, 4 — второстепенные, 5 — зоны локальных рудоконтролирующих разломов; 6 — кольцевые структуры; 7 — рудопроявления золота; 8 — границы рифта; 9 — выходы палеозойского фундамента на поверхность

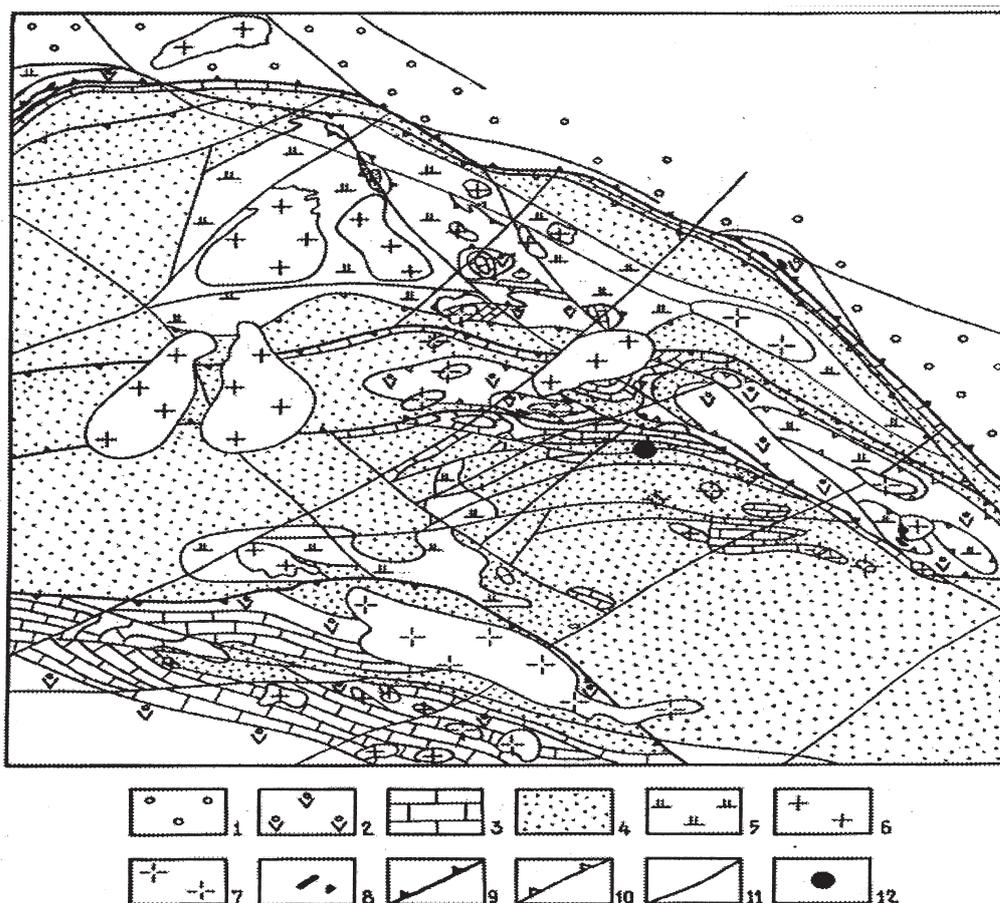
**Рис. 15.2.** Геологическая схема района золоторудного месторождения Сухой лог (Якутия) с основными элементами гравитационного поля. По [Лишневский, Дистлер, 2004]:

1 — верхнепротерозойские метатерригенно-карбонатные породы; 2 — средне-позднепалеозойские гранитоиды: а — Константиновский массив, б — дайки кислых пород; 3 — месторождение Сухой лог (по [Буряк, Хмелевская, 1997]); 4 — гравитационная ступень, разделяющая относительно повышенное и пониженное поля  $\Delta g$  (вершины треугольников направлены в сторону понижения); 5 — Угаханский локальный минимум  $\Delta g$ ; 6 — локальные максимумы  $\Delta g$  (цифры в кружках): 1 — Кропоткинский, 2 — Верхнеугаханский; 7 — фрагменты профиля МТЗ (П-1 – П-4 — Бодайбо – Хомолхо, П-6 – П-13 — Угахан – оз. Мухинское; П-6 и др. — пункты наблюдений МТЗ)



разование брекчиевых взрывных структур, сопровождающихся становлением обширных кольцевых структур проседания. В перекрывающих их осадочных толщах развиваются металлоносные черносланцевые (углеродистые) толщи и сопряженные с ними стратиформные месторождения». Это высказывание он аргументирует тем, что чисто осадочные (коровые) бассейны также генерируют углеродистые формации, но они не являются металлоносными. В качестве примера последнего он приводит «пустые» сланцы Черноморского бассейна. С выводами этого исследователя согласуются наши данные о «пустых» в отношении золота черных сланцев Среднего (S) и Южного (C<sub>1</sub>) Урала. Они также подтверждаются материалами, приведенными в работе [Наталкинское ..., 2000], по условиям формирования рудовмещающего комплекса, его локализации, составу руд, их геохимической специализации, масштабу минерализации и др. самого крупного собственно золоторудного месторождения золота на сегодня в РФ. Нами на основе имеющихся в этой работе данных тектонического характера предпринята попытка увязать их воедино с помощью как минимум двухэтапной модели развития шовной зоны, которой контролируется этот объект. В первый этап (рифтогенный) сформировались «промежуточные коллекторы» золота, во второй (активизационный) — промышленные концентрации этого металла [Коротеев и др., 2008].

Сегодня развитие золоторудных месторождений, связанных с коллизионными гранитоидами, описывается двумя моделями. Первая разработана на уральских материалах [Ферштатер и др., 2007]. В ее основу положено образование гранитоидов за счет анатексиса, развившегося на базитовой (габбровой) «подложке», и сопряженной золотой минерализации. Вторая модель (рис. 15.11) близка к первой, но разработана не только для золотооруденения, но и для минерализации всего вертикального разреза рудно-магматической системы. Элементные ассоциации, а также формации метасоматитов, представленные на второй модели, согласуются с нашими уральскими материалами [Месторождения..., 2001], исключая одну деталь, суть которой заключается в следующем. По данным работы [Хомичев и др., 2007], в пределах второй модели наиболее глубинными являются автономные W, Mo и Be оруденения (см. рис. 15.11), сопряженные с грейзенами. Последние на Урале связаны с поздне-коллизионными гранитами гранитной формации; они минерализованы главным образом Be и Ta. Что касается Mo, то он характерен для медно-молибден-порфирировых месторождений, околорудные метасоматиты которых представлены формациями пропилютовой, кварц-серицитовой и редко — березит-лиственитовой. Вольфрамовая же минерализация обычно фиксируется на глубоких горизонтах золоторудных месторождений кварц-жильного типа; здесь она сопряжена с гумбеитами.

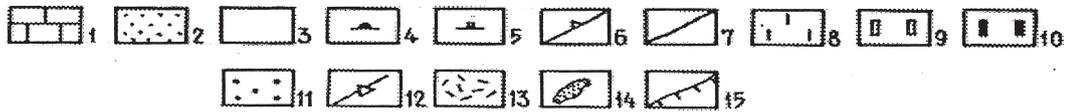
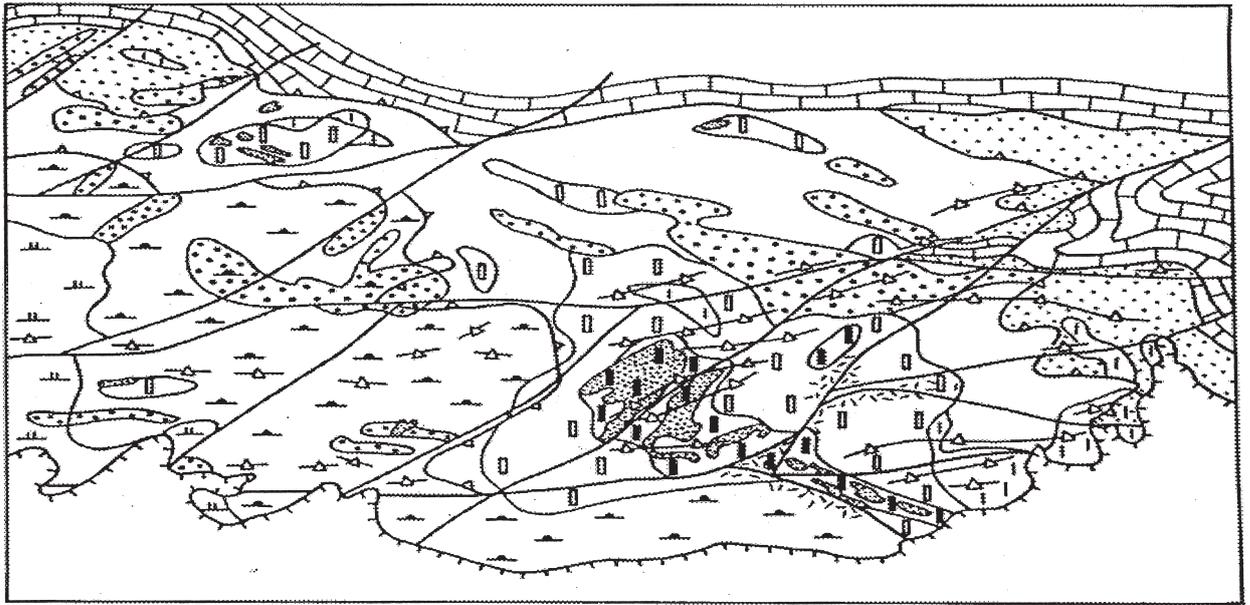


**Рис. 15.3.** Геологическое строение района золоторудного поля Мурунтау. По [Золоторудное..., 1998]: 1–5 — структурно-формационные комплексы: 1 — молассовый, 2 — вулканогенно-олистоостромовый, 3 — существенно карбонатный, 4 — существенно терригенный, 5 — вулканогенно-карбонатно-кремнистый; 6 — гранитоиды; 7 — то же, но перекрытые осадочным чехлом; 8 — офиолиты; 9–11 — разломы: 9 — разделяющие структурно-формационные зоны, 10 — надвиги, 11 — прочие; 12 — золоторудное поле Мурунтау

Месторождения золота кварц-жильного типа, сопряженные с рассматриваемыми гранитоидами, широко распространены на Урале. Здесь находится всемирно известное Березовское, а также Кочкарское месторождения. Открытие первого из них более 2,5 веков тому назад положило, как известно, начало золотой промышленности России. Оба месторождения детально описаны в монографии [Месторождения..., 2001], поэтому здесь отметим лишь, что эти месторождения локализируются в массивах гранитоидов и тесно связаны с дайками (в первом случае последние имеют преимущественно кислый, а во втором — основной состав). Для Березовского месторождения типоморфными околорудными метасоматитами являются березиты-листвениты, а для Кочкарского — они же и табашки (фемические метасоматиты), которые сформировались позднее березитов и являются ответственными за возникновение золоторудных столбов. Интересующихся подробностями адересуем к цитированной выше работе.

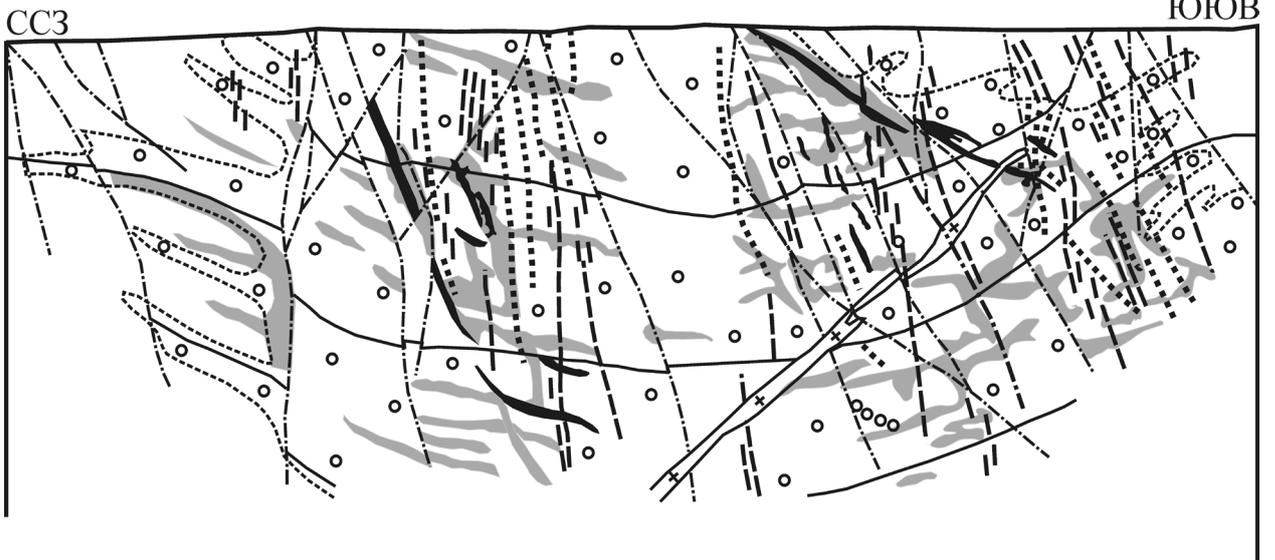
Указанные массивы как на Урале (см. [Сазонов, Огородников, 2007]), так и в других регионах (см., например, рис. 15.12) контролируются шовными зонами. Причем нередко в пределах последних формируется целый комплекс различно ориентированных разломов. Большая часть из них имеет диагональную ориентировку и возникла в результате деформаций сдвига вдоль плоскостей основных (как правило, ориентированных субмеридионально) разломов шовных зон.

Следует отметить, что золотоносные кварцевые (обычно с калиевым полевым шпатом) жилы отмечены в массивах субщелочных пород, представленных сиенодиоритами, сиенитами, кварцевыми диоритами. В качестве примера можно указать Гумбейские массивы на Южном Урале [Месторождения..., 2001] и массивы, развитые в районе месторождения Чармитан (Узбекистан).



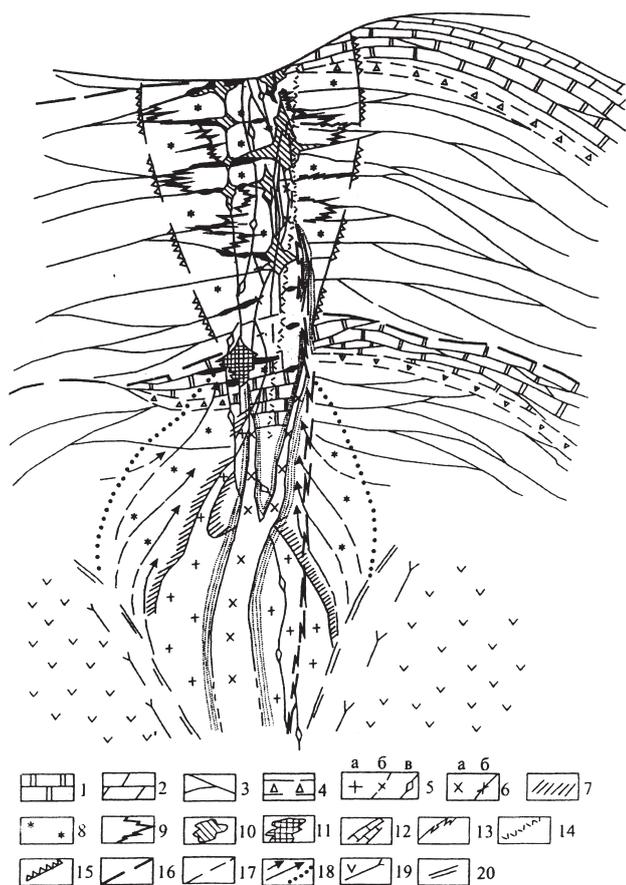
**Рис.15.4.** Характер взаимоотношений (в горизонтальной плоскости) метасоматитов Мурунтауского золоторудного поля. По [Золоторудное..., 1998]:

1 — карбонатная толща; 2–5 — терригенные породы (различной окраски) бесапанской свиты: 2 — зеленые, 3 — пестрые, 4 — серые, 5 — основания свиты; 6 — дайки мурунтауского комплекса; 7 — разломы; 8–10 — додайковые метасоматиты: 8 — биотитизированные породы, 9 — биотит-двуполевошпат-кварцевые, 10 — калишпат-кварцевые; 11–13 — последайковые метасоматиты: 11 — кварц-альбитовые, 12 — кварц-альбитовые с турмалином, 13 — серицитовые; 14 — золотоносные залежи; 15 — обнаженные фрагменты фундамента



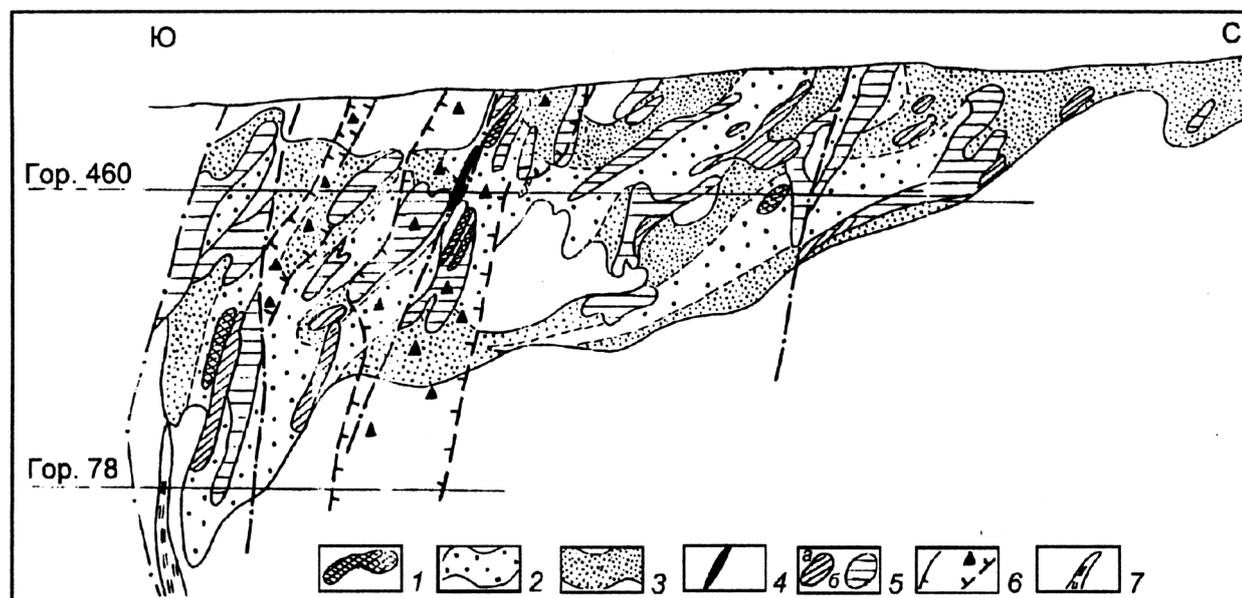
**Рис. 15.5.** Характер взаимоотношений метасоматитов и даек в разрезе через центральную часть рудного штокверка месторождения Мурунтау. По [Золоторудное..., 1998, с. 197]:

1 — границы подсвит горных пород; 2 — разломы; 3 — дайки сиенито-диоритов; 4 — биотитизированные породы и биотит-двуполевошпат-кварцевые метасоматиты; 5 — места концентрации кварц-полевошпатовых метасоматитов; 6 — кварц-альбитовые метасоматиты; 7 — стержневые кварцевые жилы; 8 — зоны сосредоточения сульфидных прожилков



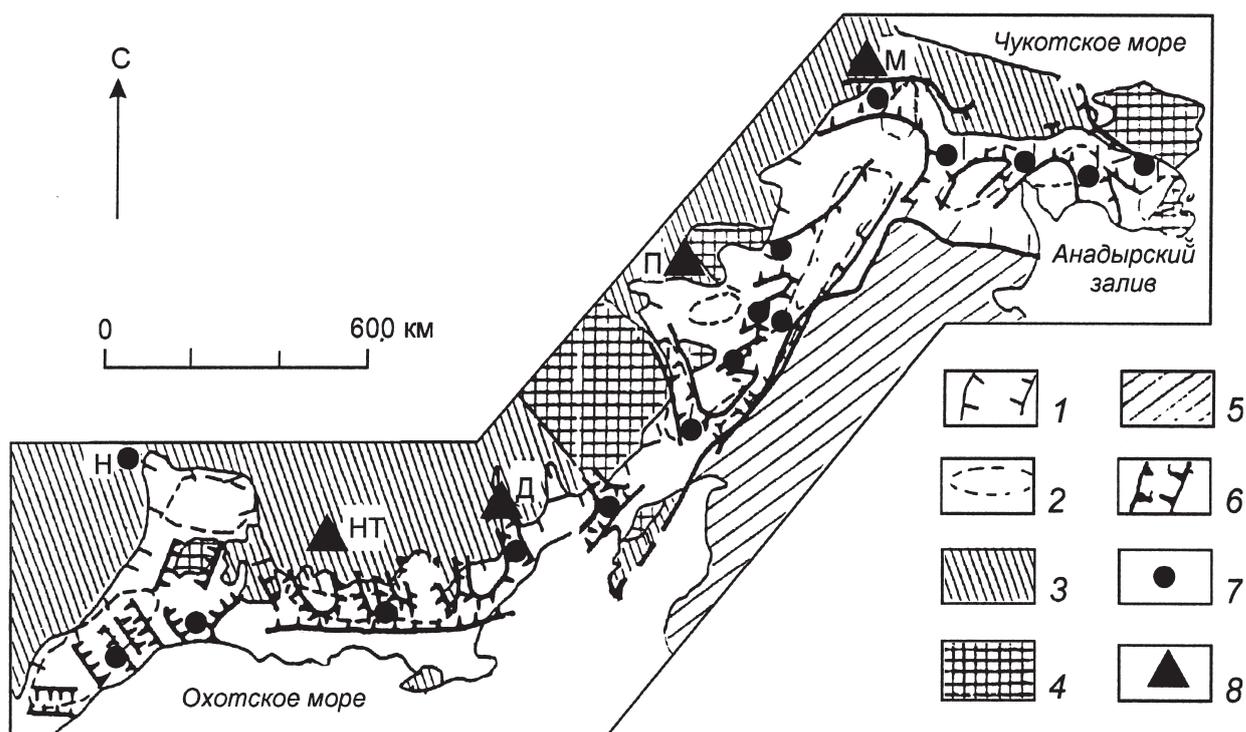
**Рис. 15.6.** Модельный геолого-метасоматический разрез через золоторудное месторождение Мурунтау (Западный Узбекистан). По [Котов, Порицкая, 1993]:

1–4 — вмещающие породы: 1 — битуминозные доломиты (D), 2 — карбонатные породы (D), 3 — черносланцевая терригенная толща (O-S), 4 — псевдоконгломераты; 5, 6 — позднеколлизионные гранитоиды и дайки (C3–P1): 5 — ранние магматиты (а — порфировидные гранодиориты-адамеллиты I интрузивной фазы, б — связанные с ними ранние гранитоидные дайки, в — дайки кварцевых диоритов-спессартитов), 6 — поздние метасоматиты (а — турмалинизированные граниты II фазы, б — связанные с ними внутрирудные гранитоидные дайки); 7 — роговики; 8 — пятнистые узловатые сланцы; 9–14 — кварцевые жилы и сопряженные с ними метасоматиты: 9 — жилы I генерации в большинстве пологопадающие и биотит-двуполевошпатовые метасоматиты-I, 10 — жилы II генерации «стержневые», секущие, отчасти встроенные в ранние пологие зоны разрывов, 11 — кварц-серицит-хлорит-альбитовые метасоматиты-II, 12 — кварц-доломит-анкеритовые жилы, 13 — жилы III генерации и углеродистые серицитовые метасоматиты, 14 — жильные аргиллизиты; 15 — контуры распространения метасоматитов разных типов; 16, 17 — разномасштабные разломы; 18 — направления движения металлоносных растворов; 19 — базальтовый слой; 20 — условные границы рифта



**Рис. 15.7.** Взаимоотношения метасоматитов и минерализаций на месторождении Мурунтау. По Г.А. Ажгирею и Т.А. Беловой, цит. по [Золоторудное..., 1998]:

1–4 — золотая минерализация, сопряженная с флогопит(биотит)-калишпат-кварцевыми метасоматитами: 1 — богатые руды секущих кварц-рудных зон, 2 — рядовые руды, 3 — бедные руды, 4 — протяженные золотоносные кварцевые жилы; 5 — интенсивная (а) и рядовая (б) шеелитовая минерализация; 6 — золотокварц-арсенопиритовая и кварц-пирит-турмалиновая минерализации в контуре альбит-кварцевых метасоматитов; 7 — кварц-карбонатные жилы



**Рис. 15.8.** Геологическая позиция золотых и золотосодержащих месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и его перивулканической зоны. По [Константинов и др., 2000]:

1 — Охотско-Чукотский вулканический пояс (послеаккреционный); 2 — крупнейшие отрицательные вулканоструктуры; 3 — террейны, аккрецированные до образования Охотско-Чукотского пояса; 4 — кратонные террейны; 5 — Карякско-Камчатская группа террейнов; 6 — границы золотосеребряных зон в Охотско-Чукотском поясе; 7 — эпitherмальные золотосеребряные объекты; 8 — большеобъемные золотые (Н — Нежданинское, НТ — Наталка, М — Майское) и золотосодержащие (Д — Дукатское серебряное, П — Песчанка – медно-порфировое) месторождения

И если первое месторождение эксплуатировалось на вольфрам (единичные кварцевые жилы были золотоносными и отработаны как таковые на золото), то второе месторождение является крупным шеелитосодержащим золоторудным объектом. По геологическим данным, а также по результатам изотопного анализа (Rb, Sr) полагается, что указанные субщелочные массивы сформировались на базитовой «подложке». Очевидно, последняя была ответственна за золотоносность характеризуемых массивов. Околорудные метасоматиты на месторождении Чармитан представлены гумбеитами, березитами-лиственитами и аргиллизитами. Причем существенная часть золотой минерализации сопряжена с первыми из них. Из материалов, приведенных по месторождениям Березовскому, Гумбейским и Чармитан, можно заключить следующее: 1) гумбеиты фиксируются главным образом в массивах коллизионных гранитоидов и сиенитоидов, развитых на активной континентальной окраине, где они подстилаются базитами (габбро, монцонитовыми габбро и др.). В этой позиции они — благоприятный поисковый признак на W, Mo и U [Сазонов, Огородников, Поленов, 2007]. По мере удаления от таких массивов (что равнозначно уменьшению глубины их эрозионного среза) гумбеиты сначала сменяются их разностью с серицитом (перспективной на Au, W и Mo) [Месторождения..., 2001; Сазонов, Огородников, Поленов, 2007; Дворник, 1986, 2007], затем — березитами, связь золотого оруденения с которыми сейчас общепризнанна. Согласно работе [Бортников и др., 1996], более глубинное месторождение Чармитан (набора из трех — Березовского, Гумбейских, Чармитана) отличается существенно повышенными P (до 2,7 кбар) и T (до 500 °C). Для него в этой же работе показано эволюционное расщепление рудообразующего флюида на существенно водный, водно-солевой и существенно газовый. Очевидно, это является общей закономерностью для мезо-термальных золоторудных месторождений.

Крупные собственно золоторудные месторождения в древних щитах приурочиваются к зеленокаменным поясам (трогам). Рассмотрим два примера, иллюстрирующие это: первый пример



**Рис. 15.10.** Этапы формирования (модель) месторождения Карлин (Невада, США). По [Константинов и др., 2000]:

I–III — этапы: гидротермально-осадочного рудообразования (I), внедрения штоков диоритов, монзонитов и образование золотоносных скарнов (II), развития трещин и сопряженной с ними аргиллизации (III); 1 — глинистые сланцы и алевролиты; 2 — песчаники; 3 — битуминозные известняки; 4 — вулканиты; 5 — гранодиориты, монзониты; 6 — прожилково-вкрапленные золотые руды; 7 — скарны; 8 — аргиллизиты; 9 — разломы; 10 — рудоподводящие структуры

— Канадский щит (рис. 15.13) с месторождением Хоумстейк, расположенном в трогe (по сути за границей щита), сложенном в основном толеитовыми вулканитами, метаморфизованными в зеленосланцевой фации (рис. 15.14). На рис. 15.15 иллюстрируется геологическая история формирования этого месторождения (от заложения трога в архейском щите до образования рудоносной формации Хоумстейк и перекрывающей ее формации Эллисон).

В целом для Канадского щита характерны (рис. 15.13): широкое развитие железистых кварцитов (в связи с ними в районе оз. Верхнего известен ряд крупных железорудных месторождений), золотожелезо-кварцевых месторождений (в зеленокаменных поясах), уранового оруденения (в конгломератах, последние практически лишены золота), медно-никелево-платиновой минерализации (в лополитах габбро-анортозитового состава).

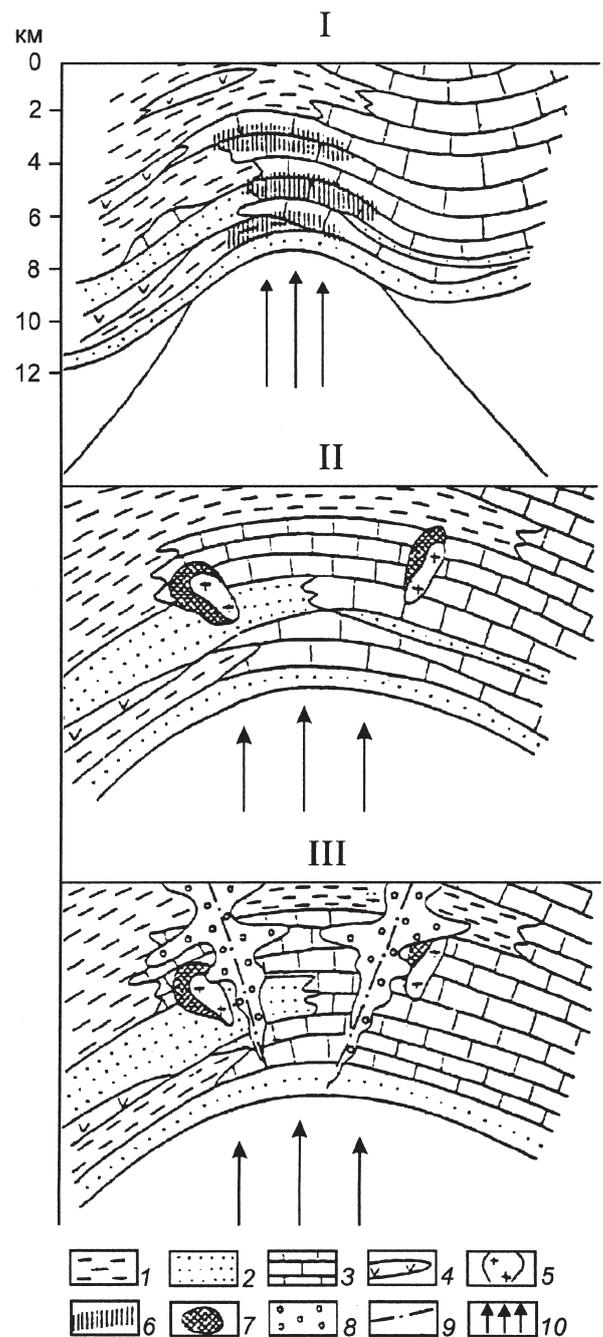
Месторождение Хоумстейк относится к золотожелезисто-кварцевой формации. Согласно работе [Константинов и др., 2000], в его рудных полях выделены следующие минеральные ассоциации: кварц-плагноклаз-хлорит-карбонат-магнетитовая, кварц-карбонат-пиритовая (с галенитом, сфалеритом, халькопиритом), золотопирит-пирротин-арсенопиритовая). На основе этих

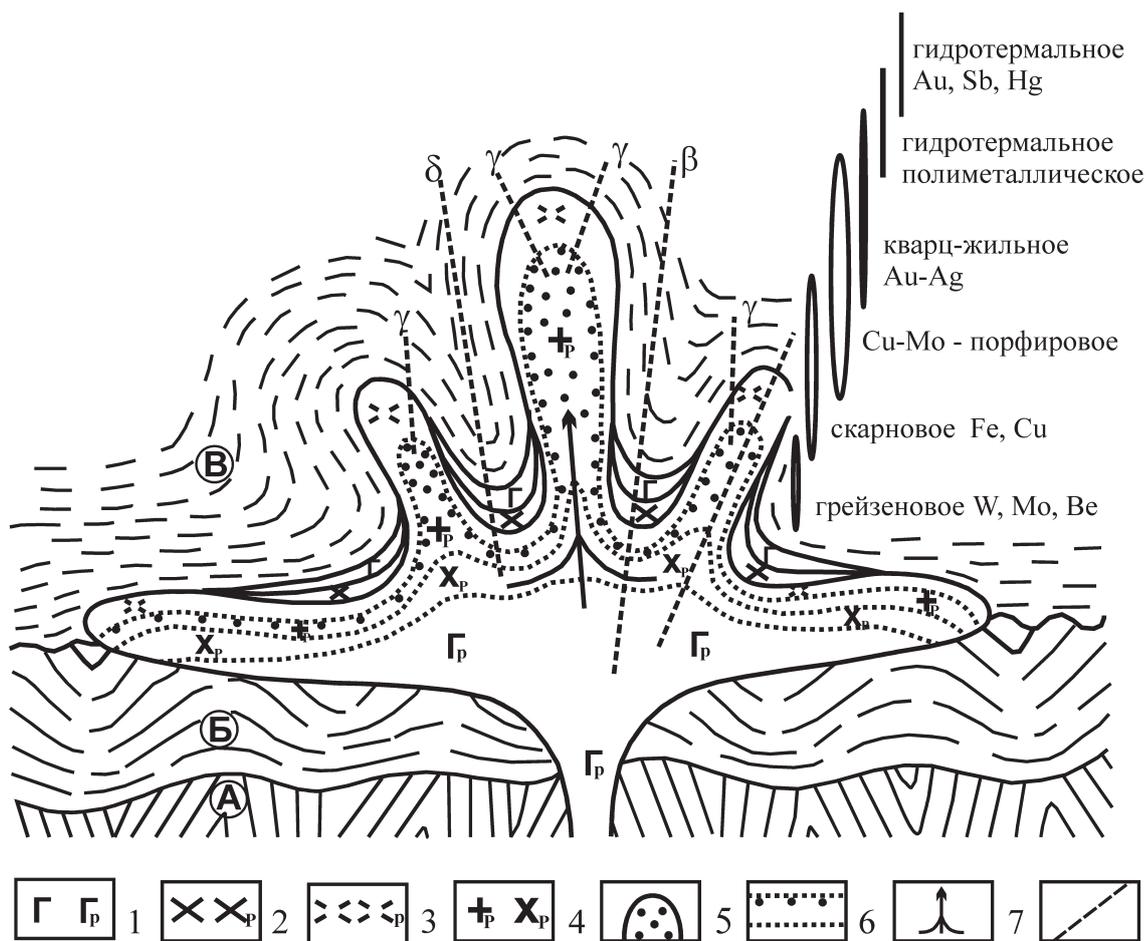
данных и результатов определения возраста оруденения месторождение считается сложнопостроенным и полихронным: возраст руд датируется здесь от 2,5 млрд лет до 38–58 млн лет.

Однако возраст оруденения, определившего Хоумстейк как крупный золоторудный объект, 1,6–1,8 млрд лет (это отвечает времени образования метаосадочных пород, включая черносланцевые).

Второй пример — Южно-Индийский щит, где в кратоне Карнатака (рис. 15.16) развит ряд зеленокаменных поясов. Возраст кратона 3,4 млрд лет, возраст метавулканитов (амфиболитовой фации) этих поясов, а также золотооруденения  $2,66 \pm 0,03$  млрд лет [Золоторудное..., 1988]. Кстати, этими же цифрами датируются щелочные граниты Панта (рис. 15.16), присутствие которых в зеленокаменных поясах является благоприятным признаком золотого оруденения.

Коларский зеленокаменный пояс (рис. 15.17) имеет субмеридиональную ориентировку, длину около 80 км и ширину 6–8 км. Пояс представляет собой шовную зону. В ее бортах отчетливо проявлены разломы, по которым произошли сдвиги и сбросо-сдвиги. Очевидно, это привело к образованию серии разломов, ориентированных с СЗ на ЮВ.



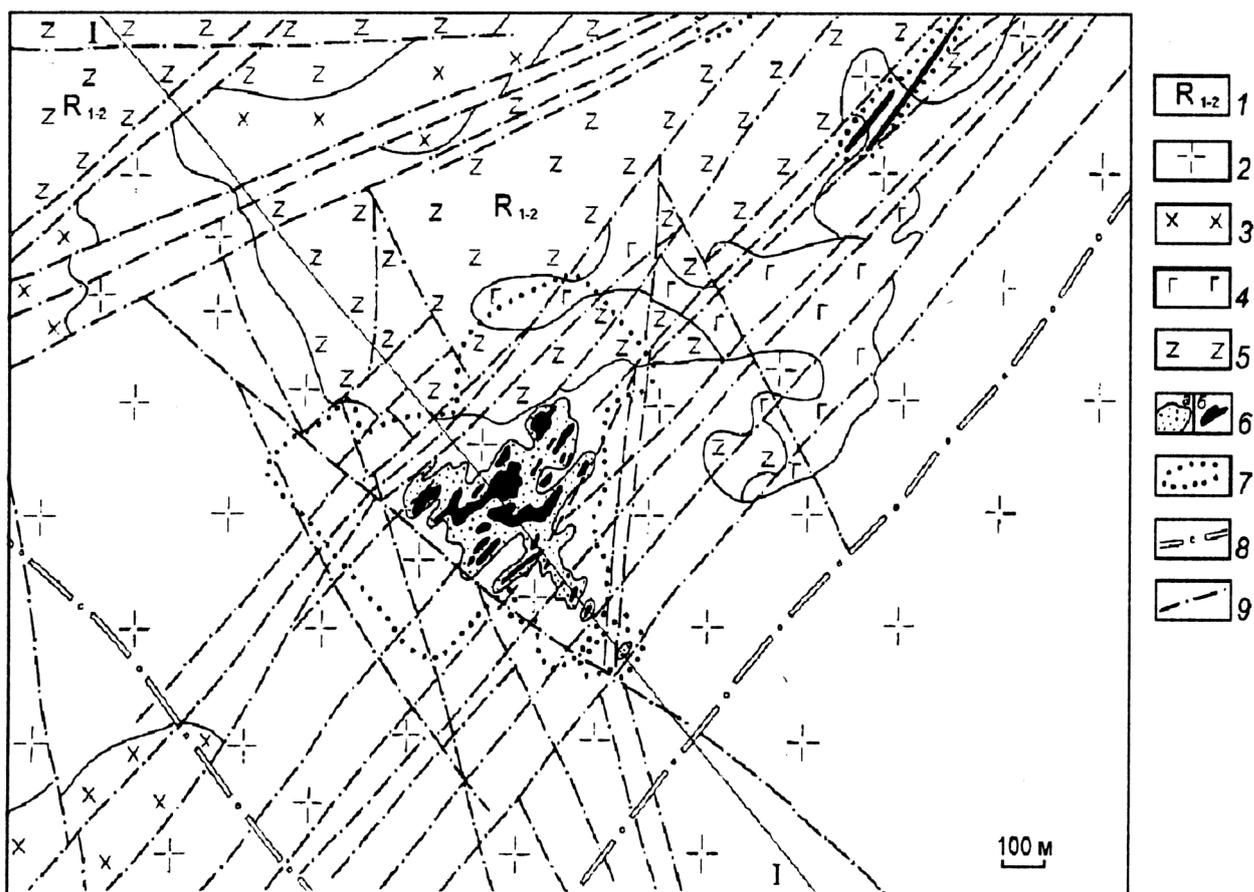


**Рис. 15.11.** Модель строения (в вертикальной плоскости) габбро-монцодиорит-сиеногранитовой формации и сопряженной металлогении. По [Хомичев и др., 2007]:

1 — габбро и соответствующий расплав; 2 — монцодиорит; 3 — сиеногранодиорит; 4 — гранитный и диоритовый расплавы; 5 — флюидизированный расплав в куполах; 6 — то же на фронте кристаллизации; 7 — флюидный поток; 8 — дайки кислого ( $\gamma$ ), среднего ( $\delta$ ) и основного составов ( $\beta$ ). Габбровый расплав внедрился в раннепротерозойские (А), позднерифейские (Б) и позднерифейско-силурийские (В) образования

Рудное поле Колар представлено в основном амфиболизированными базальтами, габбро, а также кварцитами; в его периферии развиты гранито-гнейсы (рис. 15.18). Основные рудные тела в поле сосредоточены в зоне скалывания-смятия протяженностью около 8 км. Рудные тела представлены в основном кварц-жильным типом. Кроме того, отмечаются их разности, относящиеся к золотосульфидно-кварцевой и золотосульфидной формациям. Кварц-жильные рудные тела фиксируются в Центральной зоне, другие (формационно) — в западной части рудного поля. В кварцевых жилах рудного поля проявлены следующие минеральные ассоциации: ранняя — кварцевая (на глубоких горизонтах Центральной части поля полевошпат-кварцевая), шеелитовая, ранняя сульфидная (с золотом) и поздняя золотосульфидная. В ранней сульфидной ассоциации преобладают пирротин, арсенопирит, пирит. Выявлены, кроме того, пентландит, кубанит. Минералы сульфидной ассоциации являются главными в золотосульфидно-кварцевых телах. В последних пирит развит главным образом на верхних горизонтах. Развитие руд было стадийным: ранняя ассоциация шеелитовая, более поздние — сульфидная (существенно пиритовая золотоносная) и полиметаллическая.

В зальбандах кварцевых жил отмечаются гранат-пироксеновые (диопсид) оторочки по амфиболитам, а также зоны биотитизации последних. Температура формирования месторождения составляла 330–450 °С, а давление значительно превышало литостатическую (глубина образования жил 5–10 км) нагрузку, составляя 1,7–6,4 кбар.

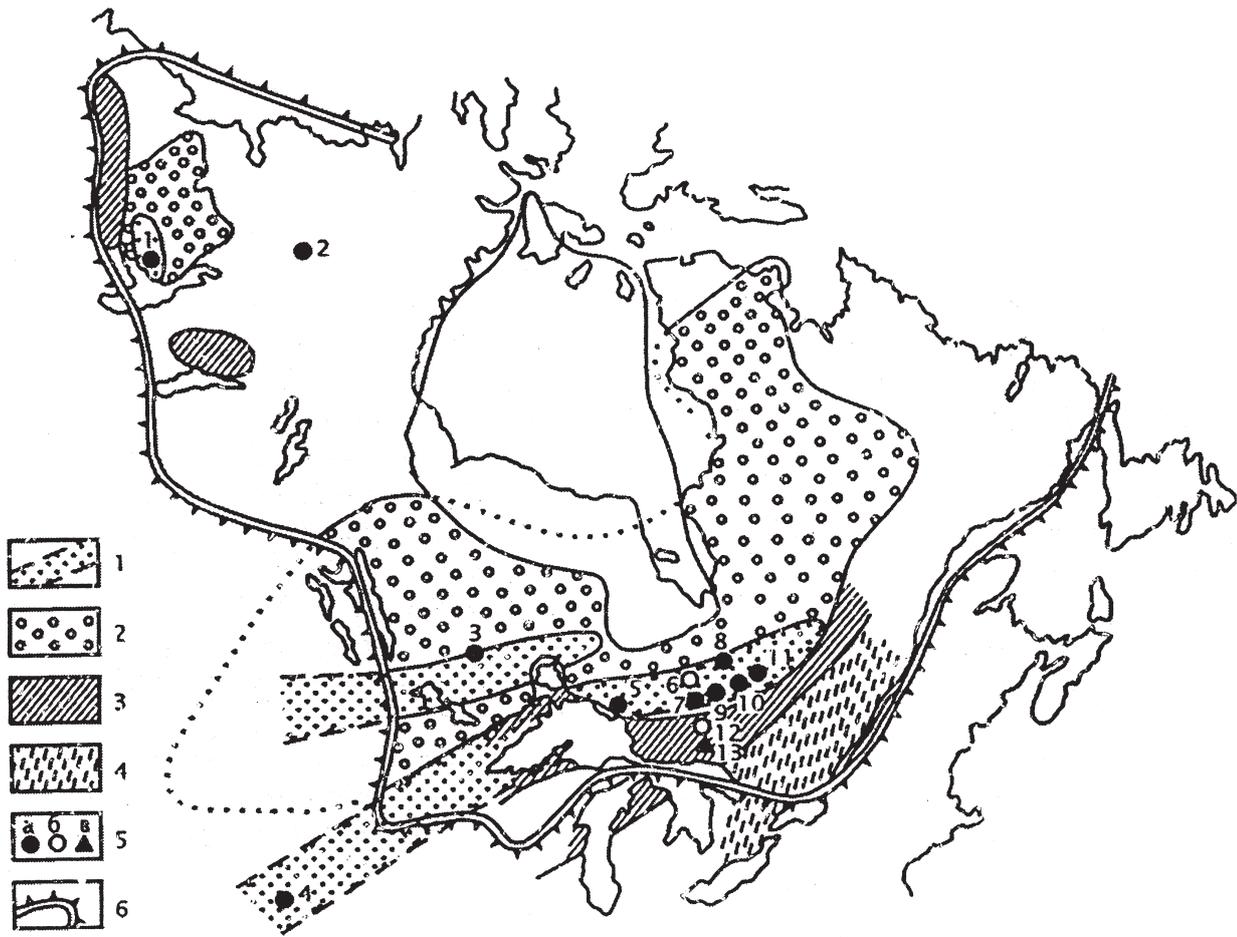


**Рис. 15.12.** Схема геологического строения Васильковского золоторудного месторождения (Восточный Казахстан). По [Абишев и др., 1986]:

1 — метаморфиты амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций (R1-2); 2-4 — интрузивные породы (O3-S1): гранодиориты и плагиограниты (2), диориты (3), габбро и диориты (4); 5 — мигматиты; 6 — контакты богатых (а) и бедных (б) руд; 7 — контуры слабого оруденения; 8 — основные разломы; 9 — дизъюнктивы второго порядка

На рис. 15.19 приведена модельная схема возникновения и строения Коларского зеленокаменного пояса. Из нее становится понятным следующее: 1) мантийно-коровый состав рудоносного флюида и рудного вещества; 2) величина давления флюида, превышающая литостатическую нагрузку (надрудный метаморфический комплекс выполнял роль «упора»); 3) высокая температура (до 450 °С) образования рудных тел и сопутствующих метасоматитов в связи с тем, что гидротермальный процесс развивался на большой (до 10 км) глубине. Следует специально подчеркнуть, что по минеральному составу, а также по температуре формирования околорудные метасоматиты Колара аналогичны с родингитами золоторудного месторождения Золотая гора (Южный Урал) [Месторождения..., 2001]. Поскольку при формировании родингитов давление не превышало 2 кбар, постольку, видимо, можно считать ответственным за парагенезис диопсид+гранат (в основном андрадит) главным образом температуру.

Приведенные выше в настоящей главе материалы позволяют сделать следующие выводы общего характера. Прежде всего, все крупные золоторудные месторождения фиксируются среди серии значительно более мелких. Это обуславливается тем, что формирование первых обуславливается, как правило, центральной частью рудно-магматической системы, которая отличается наибольшими энергетической емкостью, продуктивностью рудообразующего флюида, РТ-параметрами развития и др. Такие месторождения являются полистадийными (полиэтапными), так как контролируются прерывисто-непрерывно «живущими» разломами и полифазными интрузиями. Далее. Прямая корреляция между масштабом оруденения и сопряженными метасоматитами (околорудными) не наблюдается. На примере Урала можно видеть в связи с березитами-лиственитами и значительные



**Рис. 15.13.** Характер локализации золоторудных и других месторождений в пределах зеленокаменных поясов Канадского щита. По [Константинов и др., 2000]:

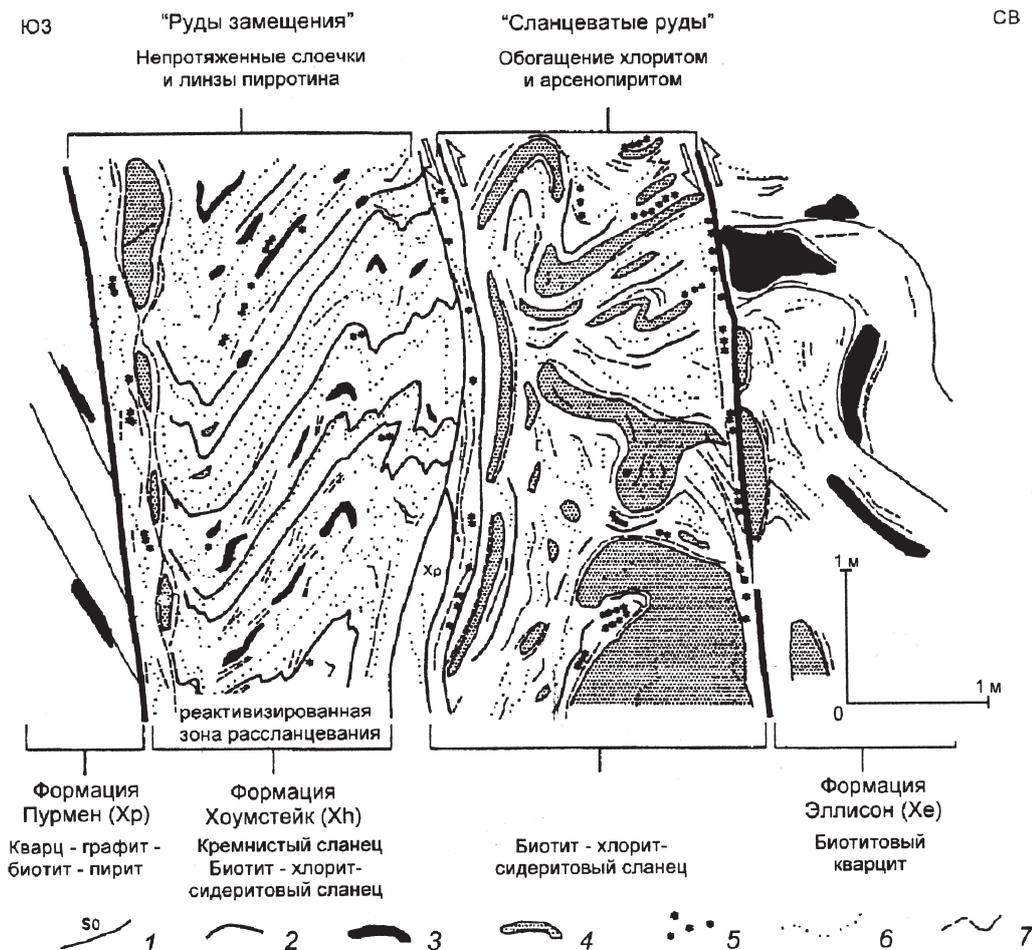
1 — зеленокаменные пояса; 2 — архейские гранитогнейсовые комплексы; 3 — чехол протерозойских отложений; 4 — зона глубинного метаморфизма с редкометальными месторождениями; 5 — основные месторождения золота (а), серебра (б) и платины (в); 6 — границы щита.

Месторождения: 1 — Йеллоунайф, 2 — Гайент, 3 — Сан-Антонио, 4 — Хоумстейк, 5 — Хемло, 6 — Кидд-Крик, 7 — Тимминс, 8 — Магама, 9 — Керкленд-Лейк, 10 — Хорн, 11 — Малартик, 12 — Кобальт, 13 — Садбери

рудные тела собственно Березовского месторождения (из них получено более 170 т золота) и мелкие месторождения и рудопроявления (Шульгинское месторождение, Кремлевский рудник, Агафуровские жилы и др.). На крупных золоторудных месторождениях выделяется до трех формаций окорудно измененных пород, иногда больше. Одна из них обычно является определяющей, другие играют роль рудоподготовительную («промежуточных коллекторов» [Сазонов, 1998]).

Особенно значительна в формировании крупных месторождений роль шовных зон. Как правило, в случае глубинного (мантийного) заложения они являются долгоживущими, а связанные с ними рудные объекты полистадийными (полиформационными) и полихронными. Сложное и длительное развитие шовных зон обуславливается тем, что они возникают и эволюционируют в обстановках как растяжения (континентальный и океанический рифтогенез), так и сжатия (на Урале, напомним, это ранняя и поздняя коллизии).

В шовных зонах создаются благоприятные условия для формирования крупных рудных ( и нерудных) концентраций, что обуславливается: 1) как уже отмечалось выше, длительным (до 80 млн лет) непрерывно-прерывистым (с выделением интервалов времени рудоподготовки и рудоотложения), что обуславливает поступление в разное время то мантийной, то коровой субстанций (флюид и вещество), в связи с чем здесь возможно возникновение площадей с нелинейной металлогенией [Сазонов, Огородников, 2007]; 2) интенсивным проявлением дизъюнктивной тектоники — меланжа, сланцеватости, зон трещиноватости, бластомилонитов; 3) сочетанием мантийного и корового ис-



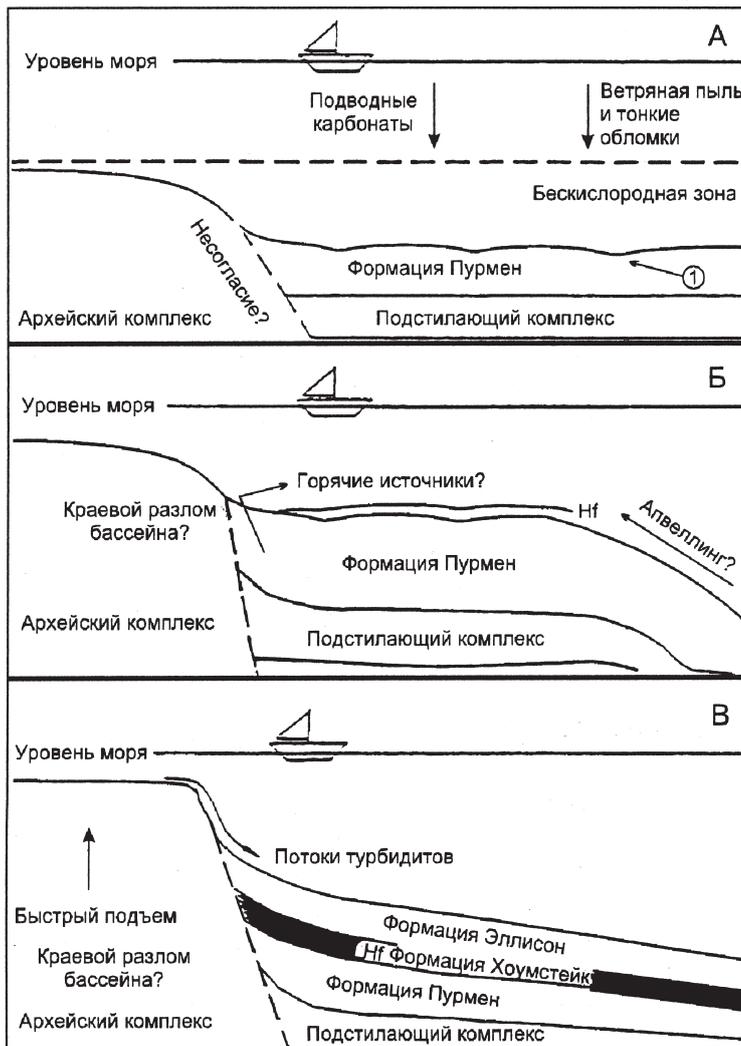
**Рис. 15.14.** Строение рудного тела (в разрезе) месторождения Хоумстейк (США). По [Stanton et al., 1977; цит. по [Константинов и др., 2000, с. 148]:

Жирные линии — основные разломы; стрелки — направления перемещения блоков пород по разломам; 1 — напластование; 2 — кремнистые сланцы; 3 — кварцевые жилы первой стадии; 4 — то же, но второй стадии; 5 — арсенопирит; 6 — пирротин; 7 — биотит и (или) хлорит

точников флюида и рудного вещества (последнее привносится флюидом и, кроме того, поступает в него из боковых пород при их метасоматической трансформации); 4) предпочтительным развитием в период рудоотложения сдвиговых деформаций, ориентированных субмеридионально (характерно для Урала), реализация которых привела к образованию рудоконтролирующих, диагонально ориентированных разломов. Все это привело к формированию полиминерального состава литогеохимического ореола, определило интегральный состав тел околорудно измененных пород. Прерывисто-непрерывная «жизнь» шовных зон обуславливает поступление в них то корового, то мантийного флюида и сопутствующего вещества. В результате в одной и той же шовной зоне проявляются элементы сопряженности линейной и нелинейной металлогении.

Практически на каждом крупном золоторудном месторождении фиксируется развитие даек гранитоид-порфиров, лампрофиров, долеритов. Они сформировались вследствие многоэтапного анатексиса, развившегося на базитовой (габбровой) «подложке», и являют собой проводники рудообразующего флюида [Коробейников, Миронов, 1992 и др.].

Наиболее характерными околорудными метасоматитами для собственно золоторудных мезотермальных месторождений являются березиты-листвениты, которые образуются в интервале глубин 1,5 (1,8) – 4,5 (5,0) км. Менее распространены в этих условиях гумбеиты, глубина формирования которых 4,5–5,0 км (данные по Уральскому региону). Наиболее значительным золоторудным объектом с этими метасоматитами является Чармитан (Узбекистан). Причем гумбеиты развиты здесь в Центральной части минерализованной зоны; к периферии они сменяются березитами. Подчеркнем, что между гумбеитами и березитами существует разность метасоматитов промежу-



**Рис. 15.15.** Реконструкция палеобассейна Хоумстейк. По [Hiram, 1990]:

А — время формирования формации Пурмен (1 — отложение черных золотоносных сланцев в изолированном минибассейне); Б — время отложения рудоносной формации Хоумстейк; В — время отложения формации Эллисон

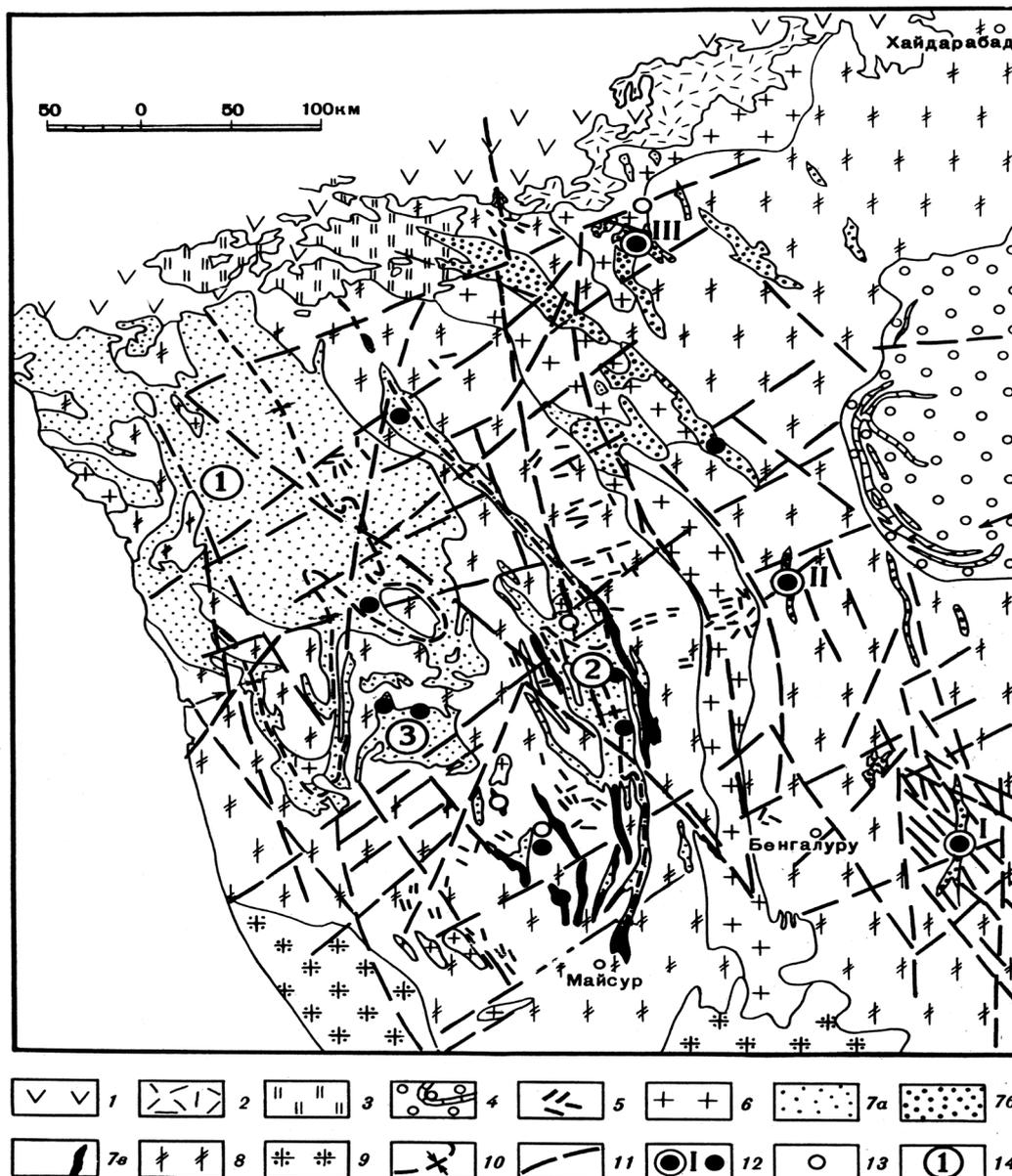
точного (Кв+КПШ+Кб) состава. Эти метасоматиты образуются преимущественно в связи с щелочными сиенитами [Дворник, 2007; Месторождения..., 2001; и др.]. Указанием на возможную связь золота со щелочным магматизмом в какой-то мере может служить находка самородного золота в вишневогорских (Урал) карбонатах (устное сообщение Е.Д. Топорищева, 2007 г.). Над гумбеитами (и редко над березитами) за счет Na, вынесенного при гумбеизации и березитизации боковых пород, развиваются эйситы (при низком давлении — не более 0,7 кбар). Отметим, что на северном фланге Березовского золоторудного поля известны апогаббровые парагонитовые листвениты (сформировались из флюида повышенной щелочности, обогащенного натрием. Здесь же развиты послеберезитовые

(возраст 220–240 млн лет) пиррофиллитсодержащие метасоматиты. Апогаббровые парагонитовые листвениты и пиррофиллитсодержащие метасоматиты встечаются как разобщенно, так и совместно в составе колонок с совмещенной метасоматической зональностью [Сазонов, 2002].

Состав минеральных парагенезисов, возникающих в физико-химических условиях гумбеитовой, эйситовой и березит-лиственитовой формаций, определяется набором в системе инертных компонентов ( $TiO_2$ ,  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $FeO$ ,  $CaO$ ), величиной химического потенциала вполне подвижных компонентов ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ), а также ее РТ-параметрами [Сазонов, 1980, 1998 и др.]. Устойчивость калиевого полевого шпата при гумбеизации и замещение его серицитом при березитизации обуславливается, видимо, в основном величиной  $\mu K_2O$  во флюиде. Это доказывается развитием в шарташских гранитах (Средний Урал) около одной и той же кварцевой жилы в гранитах гумбеитов, а в лампрофирах (в дайке, секущей граниты) — березитов [Месторождения..., 2001].

На глубинных (6–10 км) золоторудных месторождениях, сформированных в архейских щитах, в пределах зеленокаменных поясов (по нашей терминологии в шовных зонах) в кварцевых жилах и сопряженных метасоматитах, как отмечено выше, появляются роговая обманка, пироксен (диопсид), гранат и биотит (месторождение Колар, Ю. Индия). Минеральные ассоциации гранат+пироксен, роговая обманка+биотит могут формироваться и на глубине 4–4,5 км (месторождения Кочкарское, Светлинское, Золотая гора и др.). Из этого следует, что за кристаллизацию этих минеральных ассоциаций, как уже выше отмечено, ответственна в основном температура, а не давление.

Развитие рудно-магматической системы определяется характером эволюции раствороподводящих каналов (трещинообразования) во времени и пространстве. При этом разностадийные (разноэтапные) метасоматиты могут и совмещаться, и разобщаться в пространстве. В последнем

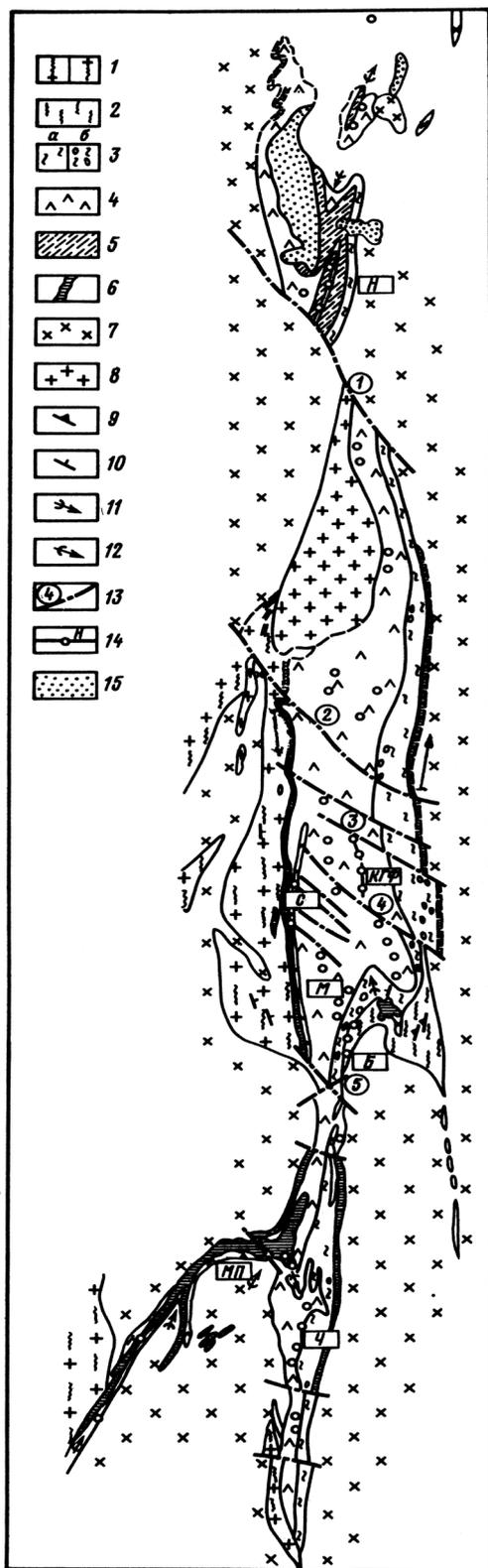


**Рис. 15.16.** Схема геологического строения кратона Карнатака (Южно-Индийский щит). По [Золоторудное поле..., 1988]:

1 — деканские траппы; 2 — отложения серии Бхима (PRZ<sub>3</sub> – PZ<sub>1</sub>); 3–4 — верхнепротерозойские отложения серий Каладги (3) и Каддапах (4); 5 — дайки долеритов; 6 — граниты Клоеспет; 7 — породы Дарварской серии: группы Читрадурга (а), Бабабудан (б), Саргур (в); 8 — граниты и гранито-гнейсы Пенинсула; 9 — чарнокиты; 10 — оси главных синклинальных структур; 11 — линиаменты; 12 — золоторудные поля: основные (I-Калар, II-Рамагири, III-Хатти) и второстепенные; 13 — медные месторождения; 14 — пояса кристаллических пород (цифры в кружках): 1 — Шивамога Гоа, 2 — Читрадурга, 3 — Бабабудан. Стрелки — начало и конец субширотного профиля ГСЗ

случае происходит телескопирование метасоматитов различных формаций, замещение ранних метасоматитов их более поздними разностями. На Урале, например, известно замещение березитами-лиственитами скарнов, развитие березитов по кварц-серицитовым метасоматитам и по последним — аргиллизитов [Огородников, Сазонов, 1991; Месторождения..., 2001; и др.].

Установленное концентрически-зональное строение ореолов окolorудно измененных пород позволяет понять разнообразные толкования о химизме развития метасоматитов. Приведем только два примера. Первый — алюминий выносится над и под внутренней зоной в ореолах березитизации гранитоидов, а в пределах внутренней зоны — накапливается. То же самое можно сказать и о золоте. Таким образом, изучая разноглубинные горизонтальные срезы тел окolorудно измененных по-



**Рис. 15.17.** Схема геологического строения Коларского зеленокаменного пояса (Южно-Индийский щит). По [Золоторудное поле..., 1988]:

1 — гнейсы Пенинсула; 2 — амфиболитизированные габбро, базальты и пироксениты; 3 — аркозы, граувакки с прослоями риолитов и андезитов (а) и полимиктовые конгломераты (б); 4 — амфиболитизированные базальты и габбро с подчиненными графито-кремнистыми сланцами; 5 — хлоритовые и серицитовые филлиты; 6 — железисто-кремнистые сланцы с прослоями графитовых филлитов; 7 — кислые интрузивные породы; 8 — щелочные граниты (граниты Панта); 9–10 — элементы залегания линейности (9) и слоистости (10); 11–12 — направления погружения мелких антиформных (11) и синформных (12) складок; 13 — разломы; 14 — мелкие месторождения и проявления золота: Н — Наяканахалли, Мт — Манигатта, С — Сайтс Геп, М — Майсур, КГФ — рудное поле Колар (суперкрупное месторождение), Б — Бисантам, Мн — Малапаконда, Ч — Чигаргунта; 15 — четвертичные отложения; цифры в кружках — разломы и их номера

род, получим различные данные. Следовательно, оценка химизма метасоматоза должна опираться на исследование метасоматических тел в полном объеме.

Сейчас выделяется джаспероидный промышленно-генетический тип золоторудных месторождений. Эти метасоматиты, однако, собственной формации не образуют, являясь межформационными образованиями, возникшими в условиях как минимум формирования гумбеитовой, эйситовой, березит-лиственитовой, кварц-серицитовой и аргиллизитовой формаций. Все эти межформационные образования объединяются общностью эдукта (карбонатные породы).

Практически все крупные месторождения золота ассоциируют с гранитоидами. При этом последние могут обнажаться на поверхности или же находиться под месторождением на глубине 4–5 км, иногда больше. Состав гранитоидов большей частью тоналитовый. Однако имеются массивы гранитного и лейкогранитного составов (последний, например, на месторождении Мурунтау). Если гранитоидная интрузия однофазная, то, как правило, золоторудные месторождения приурочиваются к экзо- (чаще) и эндоконтактной зонам. В полифазных массивах золоторудные месторождения могут локализоваться и внутри них.

Зональный ряд метасоматитов (в вертикальной плоскости) золоторудных месторождений Урала имеет вид (в направлении от поверхности на глубину): аргиллизиты — кварц-серицитовые метасоматиты — березиты-листвениты — эйситы — гумбеиты.

Рассмотренные выше материалы по околорудным метасоматитам других регионов позволяют дополнить этот ряд биотитовыми, биотит-актинолитовыми, роговообманковыми, гранат-пироксеновыми метасоматитами, которые развиты на глубинных месторождениях, локализующихся в зеленокаменных трогах архейских щитов (объект-эталон — месторождение Карлин, Ю. Индия). Крупные месторождения золота формируются в условиях эпи-, мезо- и гипозоны. Вертикальный размах золотого оруденения с ростом глубинности их об-

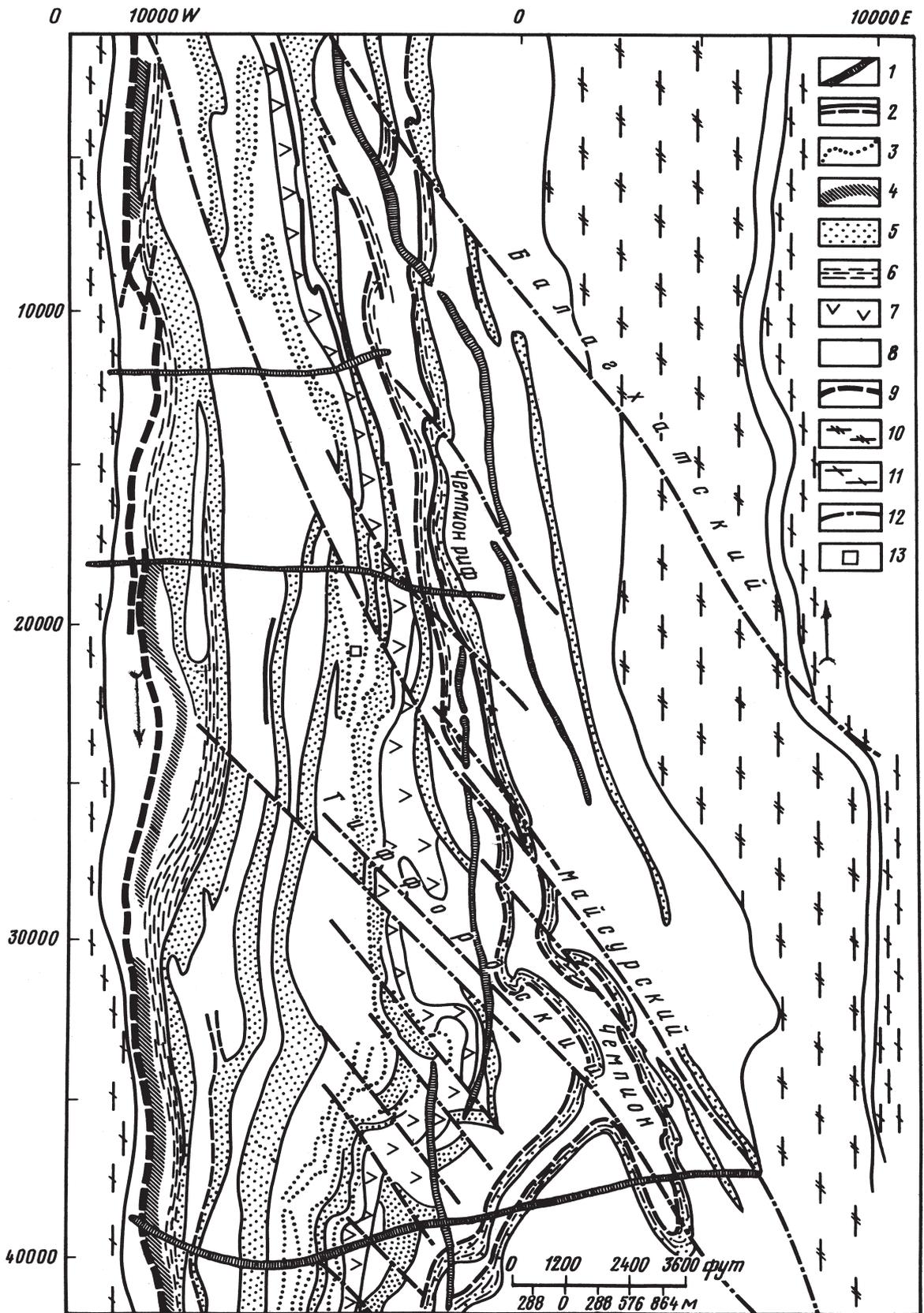
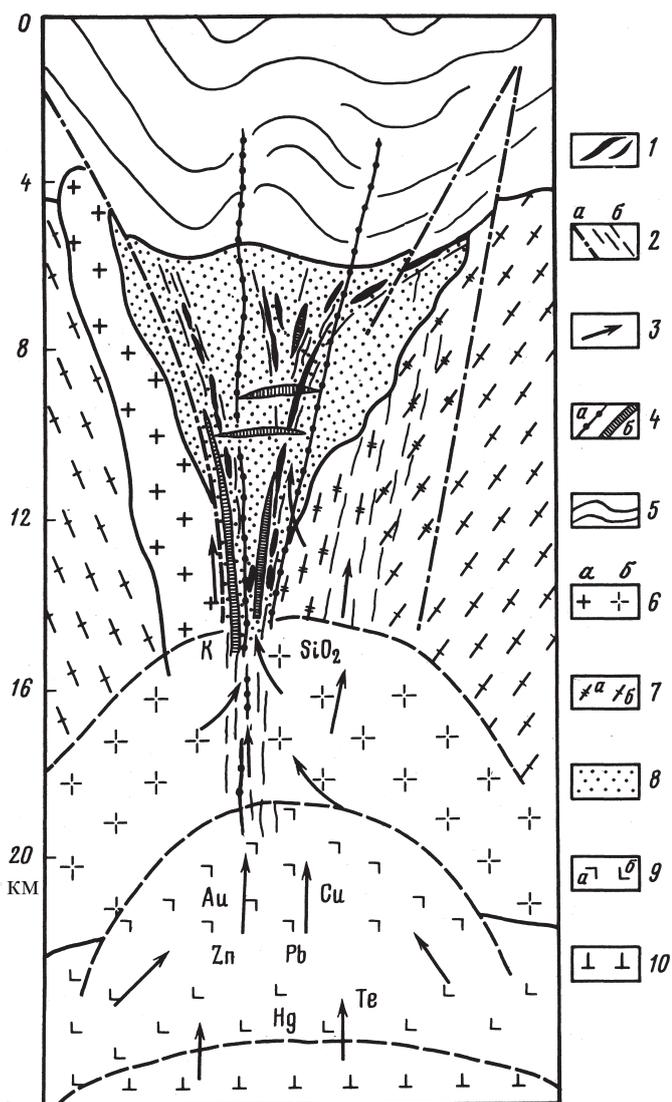


Рис. 15.18. Схема геологического строения золоторудного поля Колар (Южная Индия). По [Золоторудное поле....., 1988]:

1 — дайки долеритов; 2 — рудные зоны выявленные (вверху) и предполагаемые (внизу); 3 — зоны развития сульфидов; 4 — тела графита; 5–8 — амфиболиты в разной степени трансформированные; 9 — железистые кварциты; 10 — гнейсы Чемпион; 11 — граниты и гнейсы; 12 — разломы; 13 — шахта



**Рис. 15.19.** Модельный вертикальный разрез Коларского рудного поля (Южно-Индийский щит). По [Золоторудное поле..., 1988]:

1 — кварц-золоторудные тела; 2 — зоны скальвания (а) и псевдопластических деформаций (б); 3 — направление движения рудоносного флюида; 4 — тела гранитов и пегматиты; 5 — надрудные метаморфиты; 6 — молодые граниты (а) и гранитоидный магматический очаг (б); 7 — гранито-гнейсы, граниты (а), мигматиты, чарнокиты (б); 8 — метавулканы (по толеитам); 9 — базальтоидный магматический очаг на границе гранитного (а) и базальтового (б) слоев; 10 — мантия

разования увеличивается. Практически на всех месторождениях с глубиной содержание золота падает.

Уровни содержаний РЗЭ в метасоматитах пропилитовой, березит-лиственитовой, эйситовой формаций определяются главным образом содержанием их в эдуктах. «Динамика» распределения этих элементов в горных породах и развившихся по ним эйситах, березитах-лиственитах, пропилитах определяется содержанием в тех и других этих элементов, а также набором минералов-концентраторов и носителей. Распределение РЗЭ в эдуктах и метасоматитах по ним контролируется такими параметрами, как рН, Т, (отчасти Р), а также изоморфной емкостью минеральных фаз. Установлено, что золото и

тяжелые РЗЭ ведут себя идентично в процессе лиственитизации пород различного состава.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для Урала установлена корреляция между типоморфными вещественными комплексами различных геодинамических обстановок (континентального рифтогенеза, океанического спрединга, островодужной, активной континентальной окраины и коллизионной) и сопряженными с ними генетически и часто пространственно золоторудными месторождениями различных генотипов, каждому из которых отвечает своя формация околорудно измененных пород.

Дана комплексная характеристика основных золотопродуктивных и сопутствующих метасоматитов Урала (оценена геологическая позиция месторождений, описаны зональность околорудных метасоматических ореолов, физико-химические условия их формирования, эволюция текстур и структур пород при метасоматозе, минеральная и химическая трансформация последних при их метасоматическом преобразовании, степень золотоносности околорудных и сорудных метасоматитов, источники флюидов и рудного вещества и др.).

Подтверждено представление о возможности взаимопереходов между метасоматитами различных формаций. Идейная основа этого — конвергентность метасоматитов, возможность их образования в РТХ-условиях разных формаций.

Ореолы околорудно измененных пород, во всяком случае относящихся к формациям кислотного выщелачивания, имеют концентрически-зональное строение. Петрогенные (Al, Mg и некоторые др.) и рудогенные (например, Au) имеют тенденцию к перераспределению в пределах метасоматических ореолов. Так, Au, в частности, выносится под и над внутренней зоной метасоматитов, а концентрируется в интервале развития последней.

На полигенных, полихронных золоторудных месторождениях развита сложная метасоматическая зональность околорудно измененных пород. Она является интегральной всех этапов (и стадий) рудообразования и в случае совмещения разновременных метасоматитов в одной и той же структуре (без пересечений) с трудом поддается (иногда и вовсе не поддается) расшифровке. Сдвиги в решении этой проблемы возможны только при привлечении к исследованию «тонких» геохимических, включая изотопные, методов.

Джаспероиды — межформационные образования. Они являют собой апокарбонатную фацию метасоматитов, возникших в РТХ-условиях формирования скарновой, гумбеитовой, пропилитовой, эйситовой, березит-лиственитовой, кварц-серицитовой и аргиллизитовой формаций.

По геологическим и физико-химическим данным метасоматиты рассмотренных формаций подразделяют на три группы: глубинные (4 км и больше), малоглубинные (до 1,8 км) и среднеглубинные (1,8–4,5 км). Давление при метасоматозе и на начальном этапе образования кварцевых жил может достигать и даже превышать величину литостатической нагрузки. Последнее характерно для глубинных месторождений, образование которых произошло в закрытой системе. Нами для них установлена величина давления, равная 2,3 кбар [Месторождения..., 2001]. В случае разгерметизации системы (характерна для шовных зон) происходит смена березитов кварц-серицитовыми, эйситов альбит-кварцевыми и гумбеитов кальцит-кварцевыми, а в пределе калишпат-кварцевыми метасоматитами.

В развитии гидротермально-метасоматической системы отчетливо выделяют две стадии: раннюю (кислотного выщелачивания), в которую формируются метасоматиты (гумбеиты, эйситы, березиты-листвениты, кварц-серицитовые метасоматиты) и сопряженные существенно кварцевые жилы, и позднюю (щелочная или рудная), которая характеризуется рудоотложением и образованием сорудных метасоматитов (кальцитовых и кальцит-хлоритовых). Золото в раннюю стадию выносится, а в позднюю — привносится; аналогичным образом ведут себя тяжелые РЗЭ.

Взаимодействие эдуктов с метасоматизирующим флюидом представляется следующим: привнос  $\text{CO}_2$ , S и K (при березитизации–лиственитизации, гумбеизации и образовании кварц-серицитовых метасоматитов), Na (при эйстизации), заимствование ряда элементов (Al, Mg, Ca, Sr) при биметасоматических реакциях; дифференциация некоторых элементов (в первую очередь Al и Ca) в пределах ореолов околорудных изменений. Поведение Si зависит от глубинности развития процесса: с уменьшением ее (отчетливо устанавливается для случая березитизации кислых пород) вынос этого элемента сначала заметно падает, затем сменяется привносом.

На базе исследованных метасоматических формаций разработаны оценочные критерии для золотого оруденения, которые включают: а) площади распространения метасоматитов, сопровождающихся вполне определенным оруденением; б) фации метасоматитов по глубинности; в) пространственные и возрастные взаимоотношения метасоматитов и оруденения; г) величина эрозионного среза ореолов околорудных изменений; д) различный ход кривых распределения Au и некоторых других элементов, в частности РЗЭ, около рудных и безрудных кварцевых жил, различное поведение их в горизонтальных сечениях ореолов околорудных изменений пород. Перечисленные критерии можно использовать при локальном и площадном прогнозировании, в том числе слепых рудных тел, оценке глубоких горизонтов эксплуатирующихся месторождений, поисковых, разведочных и эксплуатационных работах.

Выделены четыре типа признаков выявления вертикальной метасоматической зональности на золоторудных и золотополиметаллических месторождениях: первый тип — концентрически-зональное строение в вертикальном сечении ореолов околорудных изменений; второй — изменение количественного соотношения минералов в одной и той же зоне тел метасоматитов по вертикали; третий — изменение свойств (физических, оптических и др.) и состава минералов; четвертый — изменение набора элементов-спутников золота с глубиной.

Крупные собственно золоторудные месторождения образуются в шовных зонах в разноглубинных условиях (на Урале это интервал от 1,5 до 4,5 км; в «зеленокаменных» шовных зонах архейских щитов — например, на месторождении Колар в Индии — этот параметр возрастает до 7–8 км), контролируются разломами, их разнообразными сочленениями, а также массивами гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации и сопряженным с ними дайковым комплексом (основного, среднего и кислого составов). Такие месторождения являются полихронными и полигенными (результат длительного непрерывно-прерывистого развития шовных зон, вскрывающих то коровые, то мантийные глубины). Эти зоны являются причиной развития линейных золотоносных кор выветривания, которые сейчас получили статус самостоятельного золотого геолого-промышленного типа. В целом отмечается статистическая закономерность, заключающаяся в том, что более глубинные собственно золоторудные месторождения являются и более масштабными (запасы+ресурсы). Источник флюидов и золота крупных золоторудных месторождений гетерогенный: мантийный, коровый (интрузивный, главным образом гранитоиды тоналит-гранодиоритовой формации, а также боковые породы, в основном образования черносланцевой формации, активизированные гранитоидным магматизмом и гидротермально-метасоматическим процессом главным образом в пределах рудно-геохимических систем).

Полученные по Уралу данные по крупным золоторудным объектам можно представить в следующем виде.

- Длительное (до 100 млн лет) прерывисто-непрерывное развитие рудно-магматических систем, включая метасоматическую субстанцию (Ауэрбаховский, Березовский, Кочкарский рудные районы).
- Обязательное развитие не менее трех околорудных метасоматических формаций. Одна из них — рудоопределяющая, более ранние — или базовые, или «промежуточные коллекторы». Рудоопределяющая формация наиболее тесно (во времени и пространстве) сопряжена с рудной минерализацией.
- Концентрически-зональное строение ореолов околорудно измененных пород (прежде всего это относится к метасоматитам березит–лиственитовой формации).
- Развитие рудопродуктивных магматитов (тоналит-гранодиоритовой формации) в пределах континентальной окраины на базитовой (габбровой) «подложке». Примеры: Верхисетский и Шарташский гранитоидные массивы.
- Значительная, не менее 1,2 км, протяженность промышленного оруденения по вертикали. По литературным данным, этот параметр может достигать 4 км.
- Значительная насыщенность рудных полей дайкатами (различных составов и возрастов, но преимущественно базальтоидных и гранитоидных), которые являются флюидоотводящими структурами при кристаллизации золотопродуктивных магматических очагов.
- Метаморфизм обуславливает создание только «базовых» рудных формаций и «промежуточных коллекторов». Существенная экстракция Au из субстрата обуславливается гранитизацией.

Концентрация элемента до промышленного уровня происходит только в связи с разломами.

- Литогеохимические и метасоматические ореолы на крупных месторождениях имеют интегральный характер (в пространстве совмещены субстанции разных этапов и стадий образования; обусловлено телескопированием).
- Зональный ряд метасоматитов в вертикальной плоскости на золоторудных месторождениях Урала имеет вид (в направлении от поверхности на глубину): аргиллизиты – кварц-серицитовые метасоматиты – березиты–листвениты – эйситы – гумбеиты. Джаспероиды являются межформационной субстанцией, образующейся в пределах аргиллизитовой, кварц-серицитовой, березит-лиственитовой и др. формаций.

Укрепление минерально-сырьевой базы Урала по золоту возможно лишь за счет открытия новых месторождений нетрадиционных типов, как правило слепых. Количественное изучение метасоматической зональности в горизонтальной и вертикальной плоскостях — важнейшая основа решения указанной проблемы.

Сейчас в РФ разведан и эксплуатируется ряд золоторудных месторождений-гигантов. Нам представляется, что это ни в коем случае не снимает проблему поисков и разведки мелких золоторудных объектов (для россыпей речь идет о запасах в десятки килограммов, а для коренных — в первые тонны). Такой вывод опирается на то, что, во-первых, золота никогда «не может быть много», и, во-вторых, в связи с разработкой современных технологий извлечения золота из руд (кучное и чановое выщелачивание) эксплуатацию мелких месторождений с невысокими содержаниями Au можно обрабатывать успешно малыми мобильными предприятиями.

Золото — валютный металл. Цена на него постоянно растет. В будущем эта тенденция, судя по всему, сохранится. Поскольку его никогда не будет в излишке, постольку при использовании современных технологий извлечения его из руд можно экономически выгодно эксплуатировать Au месторождения средних и даже мелких масштабов. Таким образом, есть основания при поисках крупных Au концентраций не гнушаться средними и даже мелкими (с запасами в сотни килограммов), что в полной мере корреспондируется современной экономической и политической ситуацией, сложившейся к настоящему времени в Российской Федерации.

## Символы минералов, использованные в работе

Сп — серпентинит  
Та — тальк  
Бс — брусит  
Ам — амфибол  
Эп — эпидот  
Хл — хлорит  
Пл — плагиоклаз  
Аб — альбит  
Му — мусковитт  
Се — серицит  
Фу — фуксит  
Сл — слюда  
Па — парагонит  
Гс — гидрослюда  
Кв — кварц

Кб — карбонат  
Ка — кальцит  
Дл — доломит  
Ан — анкекрит  
Мз — магнезит  
Си — сидерит  
Кш (Ми) — калиевый полевой  
шпат (микроклин)  
Сф — сфен  
Ап — апати  
Ру — рутил  
Хр — хромшпинелид  
Мг — магнетит  
Пи — пирит  
Би — биотит

## ЛИТЕРАТУРА

- Абишев Ю.Л., Левин Г.Б., Нарсеев В.А. и др.* Васильковское месторождение // Геология золоторудных месторождений Казахстана и Средней Азии. М.: ЦНИГРИ, 1986. С. 7–21.
- Альбрехт В.Г., Антуфьев А.А.* Драгоценные металлы Урала. Т. 3. Ч. 1. Екатеринбург: Изд УГ-ГГА. 2004. 485 с.
- Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
- Баранов Э.Н., Гриненко В.А., Девириц А.Л.* Источники воды и серы в рудообразующем флюиде Узельгинского месторождения (Южный Урал) // XII Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам и геохимии. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1989. С. 304–305.
- Барсуков В.Л., Гладышев Г.Д., Козырев В.Н.* Условия образования урановых месторождений в вулканических депрессиях. М.: Атомиздат, 1972. 232 с.
- Бахтина А.П.* Состав и закономерности формирования метасоматитов золотополиметаллического месторождения: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1985. 298 с.
- Бахтина А.П., Сазонов В.Н.* Околорудный метасоматоз на одном золоторудном месторождении // Околорудные метасоматиты Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 52–67.
- Белковский А.И.,* Кыштымское месторождение прозрачного жильного кварца: геодинамика, «возрастная» позиция и генезис кварцевых жил // Кварц. Кремнезем: Мат-лы Международного симпозиума. Сыктывкар: КомиНЦ УрО РАН, 2002. С. 189–191.
- Беллавин О.В., Вагшаль Д.С., Ниренштейн В.А.* Шарташский гранитный массив (Средний Урал) и связь с ним золотого оруденения // Изв. АН СССР. Серия геол. 1970. №6. С. 86–90.
- Богатиков О.А.* Неорганические наночастицы в природе // Вестник РАН. 2000. Т. 73, № 5. С. 436–438.
- Богалепов В.Г.* Минералогические аспекты кинетики топохимических реакций замещения минералов в горных породах при метаморфизме и систематика рудно-метасоматических формаций. Черноголовка, 2007. 120 с.
- Борисенко А.С.* Рудообразующие системы низкотемпературных гидротермальных месторождений (типы систем, генетические модели, факторы рудообразования): Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1999. 97 с.
- Борисов М.В.* Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования. М.: Научный мир, 2000. 360 с.
- Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Раздолина И.В.* Генезис золото-кварцевого месторождения Чармитан (Узбекистан) // Геология рудных месторождений. 1996. №3. С. 238–256.
- Бортников Н.С., Сазонов В.Н., Викентьева О.В. и др.* Роль магматического флюида в формировании Березовского мезотермального золото-кварцевого месторождения. Урал // Докл. АН СССР. 1988. Т. 363, №1. С. 82–85.
- Бочкарев В.В., Язева Р.Г.* Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 256 с.
- Викентьева О.В.* Березовское золоторудное месторождение на Урале: геологическое строение, минералогическо-геохимические особенности и условия образования: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 2000. 184 с.
- Викентьева О.В., Сазонов В.Н.* Источники флюидов и условия образования метасоматитов Березовского рудного поля // Уральская минералогическая школа-2006. Екатеринбург, 2006. С.41–46.
- Волостных Г.Т.* Аргиллизация и оруденение. М.: Недра, 1972. 240 с.
- Геология месторождений редких элементов (основные вопросы геохимии REE и Y в эндогенных процессах) / Под ред. А.И. Гинзбурга. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 67 с.
- Горожанин В.М.* Первичный состав Sr в магматических комплексах Урала // Магматизм и геодинамика. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 98–108.
- Грабежьев А.И.* Особенности березитизации гранитоидов Шарташского массива на Среднем Урале // Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1970. Вып. 86. С. 10–14.
- Грабежьев А.И., Белгородский Е.А.* Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 199 с.
- Грязнов О.Н.* Рудоносные метасоматические формации складчатых поясов. М.: Недра, 1990. 253 с.
- Григорьев В.В., Мартыанова Е.В.* Джаспероиды месторождения золота Новогоднее Монто

(Полярный Урал) // Уральский геологический журнал. 2001. № 4. С. 83–100.

*Гричук Д.В.* Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. М.: Научный мир, 2000. 304 с.

*Грязнов О.Н.* Рудоносные метасоматические формации складчатых поясов. М.: Недра, 1990. 253 с.

*Дворник Г.П.* Околорудные метасоматиты Рябиновского щелочного массива: Автореф. дис.... геол.-минерал. наук. Свердловск: УГГГА, 1986. 16 с.

*Дворник Г.П.* Метасоматические формации и золотое оруденение Центрально-Алданского района // Эндогенное оруденение в подвижных поясах. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 125–128.

*Додин Д.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. и др.* Углеродосодержащие формации — новый крупный источник платиновых металлов XXI века. М.: ООО «Геоинформмарк», 2007. 130 с.

*Зайков В.В.* Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин. М.: Наука, 2006. 429 с.

*Зайков В.В., Тесалина С.Г., Зайкова Е.В.* Влияние коллизии на колчеданное рудообразование // Металлогения рядов коллизионных геодинамических обстановок. Т. I. М.: Геос, 2002. С. 322–360.

*Зарайский Г.П.* Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989. 342 с.

*Зарайский Г.П.* Эксперимент в решении проблем метасоматизма. М.: ГЕОС, 2007. 136 с.

*Золоев К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И. и др.* Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. 336 с.

Золото Урала. Коренные месторождения / Сазонов В.Н., Григорьев Н.А., Мурзин В.В. и др. Екатеринбург: УИФ Наука, 1993. 211 с.

Золоторудное месторождение Мурунтау / Гл. редактор Т.Ш.Шаякубов. Ташкент, 1998. 540 с..

Золоторудные гиганты России и мира / Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф. М.: Мир, 2000. 272 с.

*Казицын Ю.В.* Метасоматизм гидротермальных месторождений. М.: Недра, 1972. 216 с.

*Кейльман Г.А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 180 с.

*Колонин Г.Р.* Физико-химические особенности Eu как возможного индикатора минералообразования // Докл. РАН. 2006. Т. 408, № 6. С. 508–512.

*Константинов М.М., Некрасов Б.М., Сидоров А.А. и др.* Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. М.: Научный мир, 2000. 304 с.

*Коржинский А.Ф.* Гидротермально измененные породы редкометалльных месторождений Восточной Сибири. М.: Наука, 1967. 432 с.

*Коржинский Д.С.* Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 281 с.

*Коробейников А.Ф.* Условия концентрации золота в палеозойских орогенах. Новосибирск: СО АН СССР, 1987. 177 с.

*Коробейников А.Ф.* Мантийно-коровые рудообразующие системы комплексных месторождений благородных и редких металлов. Томск: Изд-во ТПУ, 2007. 130 с.

*Коробейников А.Ф.* Мантийно-коровые рудообразующие системы комплексных месторождений благородных и редких металлов. Томск: Изд. ТПУ, 2007. 130 с.

*Коробейников А.Ф., Миронов А.Г.* Геохимия золота в эндогенных процессах и условия формирования золоторудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1992. 217 с.

*Коротеев В.А., Огородников В.Н., Сазонов В.Н. и др.* Проблема совмещенности вольфрамовых, золоторудных и хрусталеносных кварц-жильных образований Урала: теория и практические следствия // Докл. АН. 2008. Т. 421. № 1. С. 1–5.

*Коротеев В.А., Огородников В.Н., Сазонов В.Н. и др.* Рудоперспективные шовные зоны Урала: генезис, минерагения, практическая значимость // Докл. АН. 2008. Т. 420, №5. С. 659–663.

*Коротеев В.А., Сазонов В.Н.* Геодинамика, рудогенез, прогноз. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. 259 с.

*Коротеев В.А., Сазонов В.Н., Огородников В.Н.* Рудогенез и палеогеодинамика в палеозойской истории Урала // Литосфера. 2001. № 1. С. 50–61.

*Котов Н.В., Порицкая Л.Г.* Особенности геологического строения, минеральные ассоциации метасоматитов и вопросы генезиса золоторудного месторождения Мурунтау // Записки Всес. минерал. об-ва. 1991. № 4. С. 59–69.

- Крупные и суперкрупные месторождения (закономерности размещения и условия образования) / Под ред. Д.В. Рундквиста. М.: ИГЕМ РАН, 2004. 430 с.
- Куприянова И.И., Кукушкина О.А., Шпанов Е.П. и др.* Распределение РЗЭ во флюоритах как индикатор геолого-геохимических особенностей месторождений, связанных с различными магматическими формациями // *Петрология*. 2002. № 3. С. 312–336.
- Куруленко Р.С.* История формирования гранитоидов Шарташского массива // *Ежегодник-1976 Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР*. Свердловск, 1977. С. 39–41
- Лазаренков В.Г., Марченко А.Г., Таловина И.В.* Геохимия платиновых металлов. СПб: Горный институт, 1996. 93 с..
- Латин Б.Н., Широких И.Н.* Геология, метасоматизм и золотое оруденение Восточного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1981. 164 с.
- Лисицына Г.А., Омеляненко Б.И., Раудонис П.А.* Низкотемпературные кварц-альбитовые изменения пород вблизи урановых рудных тел // *Геология рудных месторождений*. 1963. № 1. С. 7–16.
- Лисицына Г.И., Раудонис П.А.* Особенности окolorудных изменений на уран-молибденовых и золоторудных месторождениях. М.: Наука, 1968. С. 95–108.
- Лишковский Э.Н., Дистлер В.В.* Глубинное строение земной коры района золотоплатинового месторождения Сухой лог по геологическим и геофизическим данным (Восточная Сибирь, Россия) // *Геология рудных месторождений*. 2004. № 1. С. 88–104.
- Лукошков В.Н.* Гондиты Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. 63 с.
- Маракушев А.А.* Черносланцевые формации как показатель периодов катастрофического развития Земли // *Платина России*. Т. IV. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1999. С. 183–194.
- Масленников В.В.* Седиментогенез, гальмиролиз и экология палеогидротермальных полей. Миасс: Геотур, 1999. 348 с.
- Масленников В.В., Зайков В.В.* Колчеданоносные палеогидротермальные поля окраинно-океанических структур Урала (классификация, рудные фации, модель развития). Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. 92 с.
- Масленников В.В., Зайков В.В., Теленков О.С. и др.* Составление карт девонских металлоносных отложений с целью локального прогноза месторождений цветных и благородных металлов. Т. I – III. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. 562 с.
- Масленников В.В., Масленникова С.В.* Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщи-ков» (на примере Урала). Екатеринбург-Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.
- Мельников В.Д.* Золоторудные гидротермальные формации. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. 132 с.
- Мельников Е.П.* Генезис, классификация и промышленно-генетические типы месторождений кварца. М.: Недра, 1998. 256 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала. Т. 1. Свердловск, 1985. 288 с. Т. 2. Свердловск, 1988. 211 с. Т. 3. Екатеринбург, 1992. 308 с.
- Месторождения золота Урала / Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А. и др. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, УГГГА, 2001. 622 с.
- Метасоматическая зональность полигенных и полихронных месторождений // Информационные материалы Института геол. и геохим. УрО РАН. Екатеринбург, 1997. 173 с.
- Методика изучения гидротермально-метасоматических образований / Е.В. Плющев, О.П. Ушаков, В.В. Шатов. Л.: Недра, 1981. 262 с.
- Миляев С.А., Чекваидзе В.Б., Исакович И.З.* Количественная модель минералого-геохимических ореолов Васильковского золоторудного месторождения // *Отечеств. геология*. 1994. № 7. С. 36–42.
- Минерагения шовных зон Урала / В.Н. Огородников, В.Н. Сазонов, Ю.А. Поленов. Часть 1. Кочкарский рудный район (Южный Урал). Екатеринбург: УГГГА, ИГГ УрО РАН, 2004. 217 с. Часть 2. Дегтярско-Карабашская колчеданоносная зона (Средний Урал). Екатеринбург: УГГГА, ИГГ УрО РАН, 2003. 68 с. Часть 3. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал). Екатеринбург: УГГУ, ИГГ УрО РАН, 2007. 187 с.
- Наковник Н.И.* Вертикальная зональность продуктов постмагматического метасоматоза и место в ней формаций вторичных кварцитов и пропицитов // *Записки Всесоюз. минерал. об-ва*. 1963. Вып. 4. С. 394–409.

*Некрасова А.А., Азовскова О.Б., Александров В.В. и др.* Новые данные по геологическому строению и золотому оруденению Северной части Кумакского рудного поля // Ежегодник-2006 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 2007. С. 245–251.

*Овчинников Л.Н.* Прикладная геохимия. М.: Недра, 1990. 284 с.

*Огородников В.Н., Сазонов В.Н.* Соотношения золоторудных и хрусталеносных месторождений обрамления гнейсовых блоков Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 72 с.

Околорудные метасоматиты Западного Узбекистана / И.П. Щербань, Р.В. Цой, И.П. Иванов и др. М.: Наука, 1990. 189 с.

*Омельяненко Б.И.* Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 216 с.

*Омельяненко Б.И., Лисицына Г.А., Наумов С.С.* О формационной самостоятельности низкотемпературных натриевых метасоматитов (эйситов) // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974. С. 160–171.

*Омото К., Рай Р.О.* Изотопный состав Н и О флюидных включений в минералах месторождения Куроко. Япония // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1997. С. 449–463.

*Павлов А.Л.* Эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем при рудообразовании. Новосибирск: Наука, 1976. 300 с.

*Панков Ю.Д.* Генезис гнейсовых куполов и их железистых кварцитов // Уральский геологич. журнал. 2003. № 2. 159 с.

*Перцов А.В., Гальперов Г.В., Антипов В.С. и др.* Космоструктурные критерии локализации рудных месторождений-гигантов // Отечественная геология. 1999. № 6. С. 17–21.

*Петров Г.А.* Условия формирования комплексов зоны Главного Уральского разлома на Северном Урале. Екатеринбург: УГГУ, 2008. 181с.

*Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г., Шер С.Д.* Формации золоторудных месторождений // Рудные формации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1971. С. 53–62.

*Писцов Ю.П., Максимов С.С.* Геолого-генетическая модель близповерхностного рудообразования на примере Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1988. № 11. С. 89–98.

*Поленов Ю.А.* Эволюция кварц-жильных образований Уральского аккреционно-складчатого орогена (онтогенетические типы кварцево-жильных образований) // Изв. Уральской гос. горно-геологич. академии. Екатеринбург, 2003. Вып. 18. С. 98–104.

*Поленов Ю.А., Огородников В.Н., Сазонов В.Н. и др.* Кварц-жильная минерализация Уфалейского коллизионного блока // Литосфера. 2006. № 2. С. 123–134.

*Поленов Ю.А., Сазонов В.Н., Огородников В.Н.* РЗЭ в метасоматических кварцитах и кварц-жильных образованиях Урала и их индикаторная роль // Уральская минералогическая школа. Екатеринбург, 2006. С. 90–96.

*Полуэкттов В.В.* Особенности зонального строения ураноносных низкотемпературных калишпатовых метасоматитов // Метасоматизм и рудообразование. Л., 1982. С. 209–110.

Проблемы вертикальной метасоматической зональности/ Под ред. Н.Н.Перцева. М.: Наука, 1982. 184 с.

*Прокофьев В.Ю.* Геохимические особенности рудообразующих флюидов гидротермальных месторождений золота различных генетических типов. Новосибирск: Наука, 2000. 192 с.

*Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

*Рафаилович М.С.* Крупные золоторудные штокверки Центральной Азии: геология, металлогения, критерии прогноза и поисков // Геология и охрана недр. 2008. №1. С. 7–18 (Алматы, КазГЕО).

*Рафаилович М. С., Алексеева М.К.* Метасоматические формации золотопродуктивных месторождений Казахстана // Геология и разведка недр Казахстана. 1996. № 5–6. С. 13–21.

*Рафаилович М.С., Голованов И.М., Федоренко О.А. и др.* Геолого-геохимические особенности и геохимическая зональность золотого оруденения в черных сланцах (на примере гигантских месторождений Урало-Монгольского складчатого пояса // Уральский геологический журнал. 2003. № 10. С. 81–97.

*Ронкин Ю.Л.* Изотопы стронция – индикаторы эволюции магматизма Урала // Ежегодник-1988 Ин-та геологии и геохимии УрО АН СССР. Свердловск, 1989. С. 67–69.

*Рундквист Д.В.* О структурах и закономерностях размещения кварц-редкометалльных жильных

- месторождений восточного склона Урала // Геология рудных месторождений. 1964. № 2. С. 21–37.
- Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г.* Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). М.: Недра, 1971. 313 с.
- Рундквист Д.В., Павлова И.Г.* Опыт выделения формаций гидротермально-метасоматических пород // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1974. Вып. 3. С. 289–304.
- Савичев А.Н.* Уфалейский кварц-жильный район (закономерности размещения кварца различных генетических типов, минералого-геохимическое картирование и прогноз): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Екатеринбург: УГГУ, 2005. 24 с.
- Сазонов В.Н.* Лиственитизация и оруденение. М.: Наука, 1975. 172 с.
- Сазонов В.Н.* Метасоматиты березит-лиственитовой формации, сформировавшиеся на контакте химически разнородных пород // Вопросы геохимии и рудообразования. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977. С. 9–47.
- Сазонов В.Н.* Березит-лиственитовая формация Урала и сопутствующее ей оруденение: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Свердловск, 1980. Т. 1- текст (529 с.). Т. 2 –текстовые приложения (295 с.); ИГГ УрО РАН.
- Сазонов В.Н.* Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение. Свердловск: УрО АН СССР, 1984. 208 с.
- Сазонов В.Н.* Березиты-листвениты (закономерности размещения, образования и практическое значение) // Исследования по петрологии и металлогении Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1986. С. 95–104.
- Сазонов В.Н.* Минеральный баланс золота в метасоматитах березит-лиственитовой формации и их исходных породах // Минеральный баланс химических элементов в горных породах и рудах Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1989. С.11 – 212.
- Сазонов В.Н.* Минеральный баланс золота в горных породах ультраосновного-кислого состава и продуктах их березитизации-лиственитизации // Геология и геофизика. 1992. № 5. С. 80 – 91.
- Сазонов В.Н.* Золоторудные системы // Главные рудные геолого-геохимические системы Урала. М.: Наука, 1990. С. 195–231.
- Сазонов В.Н.* О конвергентности березитов района Гумбейских шеелитовых месторождений (Южный Урал) // Ежегодник-1995 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1996. С. 165–167.
- Сазонов В.Н.* Золотопродуктивные метасоматические формации подвижных поясов. Екатеринбург: УрО РАН, УГГГА, 1998. 181 с.
- Сазонов В.Н.* Джаспероиды, их пространственная и генетическая связь с другими метасоматитами стадии кислотного выщелачивания // Магматические, метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург, 2000. С. 269–285.
- Сазонов В.Н.* Итоги исследования золотопродуктивных метасоматических формаций Урала и состояние проблемы вертикальной зональности ореолов околорудных изменений на золоторудных месторождениях региона // Уральский геологический журнал. 2000. № 6. С. 99–109.
- Сазонов В.Н.* Апогабровые парагонитовые листвениты и пиррофиллитсодержащие метасоматиты Кремлевского рудника (Березовское рудное поле, Средний Урал): взаимоотношения и отношение к золотому оруденению // Ежегодник-2001 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 2002. С. 138–140.
- Сазонов В.Н., Викентьева О.В., Огородников В.Н. и др.* РЗЭ в колонках пропилитизации, альбитизации, эйситизации, березитизации-лиственитизации пород различной кремнекислотности: эволюция распределения, ее причины и практическое значение // Литосфера. 2006. № 3. С. 108–124.
- Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев Н.А.* Метаморфогенно-гидротермальное золотооруденение Урала // Метаморфогенная металлогения Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 72–80.
- Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев Н.А. и др.* Эндогенное оруденение девонского андезитовидного вулканоплутонического пояса (Урал). Свердловск: УрО РАН, 1991. 184 с.
- Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев Н.А.* Березняковское золотопорфировое месторождение (Южный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1994. 48 с.
- Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Шумилов И.А.* Изотопно-геохимическая модель Ауэрбаховского рудного поля (Северный Урал) // Докл. АН. 1993. Т. 331, № 4. С. 456–460.
- Сазонов В.Н., Огородников В.Н.* Светлые слюды как индикатор формационного расчленения

метасоматитов гидротермальных месторождений золота и горного хрусталя. // Докл. РАН. 1996. Т. 350, № 3. С. 381–383.

*Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Баталин А.С.* Золото Екатеринбургя (прошлое, настоящее, будущее): Путеводитель геологической экскурсии к Международному симпозиуму «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М.: ИГЕМ АН СССР – Екатеринбург: ИГГ УрО АН СССР, 1997. 85 с.

*Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Григорьев В.В. и др.* Метасоматиты эйситовой и березит-лиственитовой формаций Уфалейского гнейсово-мигматитового комплекса на Среднем Урале // Ежегодник-2005 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 2006. С. 398–404.

*Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Поленов Ю.А.* Березиты, эйситы и гумбеиты Березовского и Гумбейского рудных районов Урала (малоизвестные факты и новые данные) // Ежегодник-2006 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 2007. С. 264–270.

*Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Поленов Ю.А.* К динамике трансформации распределения РЗЭ в продуктах процессов пропилитизации и березитизации-лиственитизации // Металлогения древних и современных океанов. Т.2. Миасс: ИМин, 2007. С. 64–68.

*Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Поленов Ю.А.* Вертикальная метасоматическая зональность и ее значение для прогнозирования слепого оруденения и оценки перспектив обрабатываемых месторождений на глубину (на примере золоторудных и золотополиметаллических месторождений) // Литосфера. 2008. № 1. С. 77–89.

*Сазонов В.Н., Червяковская В.В.* РЗЭ в метасоматитах березит-лиственитовой формации и их индикаторное значение // Ежегодник-1982 Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1983. С. 97–100.

*Симонов В.А.* Петрогенезис магматических комплексов Уральского палеоокеана (на основе данных по расплавленным включениям) // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 182–195.

*Силчев М.К.* Геологическое положение и особенности структуры Неждановского золоторудного месторождения // Геология рудных месторождений. 1970. № 2. С. 96–102.

*Синькова Л.А.* О миграции и разделении РЗЭ в щелочно-карбонатной среде // Геохимия гидротермального рудообразования. М.: Недра, 1971. С. 154–171.

*Смирнов С.С.* О современном состоянии теории магматогенных месторождений // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1974. Ч. 76. № 1. С. 23–26.

*Спиридонов Э.М., Бакшеев И.А., Куруленко Р.С. и др.* Условия и параметры образования плутогенных гумбеитов и березитов; вольфрамсодержащие минералы сопряженных рудных тел (на примере Урала и Казахстана) // Уральская минералогическая школа-95. Екатеринбург: УГГГА, 1995. С. 51–53.

*Спиридонов Э.М., Бакшеев И.А., Середкин М.В. и др.* Гумбеитовая формация Урала. М.: МГУ, 1997. 97 с.

*Степанов И.С.* Гумбейские месторождения шеелита на Ю. Урале // Минералогия Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т. 1. С. 242–249.

*Сурин Т.Н.* Метасоматоз и колчеданное рудообразование Верхнеуральского рудного района. Екатеринбург: УИФ Наука, 1993. 104 с.

*Таланцев А.С., Рябков В.Н.* Генезис аметистовой минерализации на месторождении Ватиха (Средний Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 60 с.

*Таусон Л.В.* Геохимия редких элементов в гранитоидах. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 231 с.

*Твалчрелидзе А.Г.* Геохимические условия образования колчеданных месторождений. М.: Наука, 1981. 188 с.

*Угрюмов А.Н.* Золоторудные месторождения джаспероидного типа как индикаторы процесса тектоно-магматической активизации // Тектоника Сибири. Т. 12. Иркутск, 1985. С. 144–149.

*Угрюмов А.Н.* Джаспероидные месторождения золота (геология, условия размещения и формирования) Т. 1 – текст, 620 с. Т. 2 – рисунки. Т. 3 – таблицы, 154 с. Екатеринбург, 1993 (Библиотека Уральского горного университета).

*Угрюмов А.Н., Дворник Г.П.* Серицит-микроклиновые метасоматиты Рябиновского щелочного массива (Центральный Алдан) // Докл АН СССР. 1985. Т. 280. № 4. С. 191–193.

- Удоротина О.В.* Щелочные метасоматиты локальных зон смятия Севера Урала. Сыктывкар: Геопринт, 1996. 36 с.
- Чекваидзе В.Б.* Вертикальная метасоматическая зональность колчеданно-полиметаллических месторождений // Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. С. 89–104.
- Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С.* К петрологии субщелочных пород, ассоциированных с границами Нижнеуфалейского массива // Ежегодник-2003 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 2004. С. 223–226.
- Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С., Ронкин Ю.Л. и др.* Новые данные о возрасте гранитоидов Нижнеуфалейского массива // Ежегодник-2004 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 2005. С. 308–310.
- Шахтыров В.П.* Тенькинский глубинный разлом: тектоническая позиция, инфраструктур, рудоносность // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Азии. Магадан, 1997. С. 62–64.
- Шварц Д.* Гидротермальные изменения вмещающих пород как поисковый признак. М.: ИЛ, 1959. С. 274–294.
- Шер С.Д.* Металлогения золота. М.: Недра, 1972. 256 с.
- Щербань И.П.* Условия формирования низкотемпературных окolorудных метасоматитов. Новосибирск: Наука, 1975. 200 с.
- Щербань И.П., Дроздовская А.А., Широких И.Н.* Некоторые черты вертикальной зональности березитов (на примере Дарасунского месторождения) // Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. С. 47–59.
- Штейнберг Д.С., Ронкин Ю.Л., Куруленко Р.С. и др.* Rb-Sr возраст пород Шарташского интрузива и дайкового комплекса // Ежегодник-1988 Ин-та геологии и геохимии УрО АН СССР. Свердловск, 1989. С. 110–112.
- Юргенсон Г.А., Грабеклис Р.В.* Балейское рудное поле // Месторождения Забайкалья. Т. 1, кн. 2. Чита-Москва, 1995. С. 19–32.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 204 с.
- Язева Р.Г., Молошаг В.П., Бочкарев В.В.* Геология Сафьяновского месторождения (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 72 с.
- Attanasi E.D., Jr., Bultman M.W., de Yung J.X. Exploration 1988 // Mining Eng. (USA), 1989. № 5. P.301–322.
- Bau M. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and significance of the oxidation state of europium // Chemical Geology, 1991. V. 93. С. 219–230.
- Berman R.G. Internally consistent thermodynamic data for minerals in the systems: Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-CaO-MgO-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-TiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> // J. Petrol., 1988. V. 29. P. 445–522.
- Bernan R.G., Brown T.H., Perkins E.H. Geo-calc: software for calculation and display of P-T-X phase diagrams // Am. Mineralogist, 1987. V. 72. P. 861–862.
- Blumstein E.I., Massingil G.L., Parrat R.L. et al. // Discovery, geology and mineralization of the Rabbit Creek gold deposit? Humboldt country, Nevada. Geol. Soc. of Nevada and U.S. Nevada, 1990. P. 821–843.
- Boyle R.W. The geochemistry of gold and its deposits // Geol. Surv. of Canada. 1979. Bul. 280. 584 p. 584.
- Bowers T.S. The deposition of gold and other metals: pressure induced fluid immiscibility and associated stable isotope signatures // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. P. 2417–2434.
- Dawidson K.R. Petrology and red coloration of wall-rocks, radioactive deposits, Goldfields regions, Saskatchewan // Geol. Surv. Canada Bull. 1956. №33. P. 1–46.
- Edie R.W. Hydrothermal alteration at Goldfields, Saskatchewan // Canad. Mining. And Met. Bull. 1953. Vol. 46. № 493. P. 282–287.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. P. 1199–1212.
- Frost B.R. On the stability of sulphides, oxides and native metals in serpentinites // J. Petrology. 1985. V. 25. Pt. 1. P. 31 – 63.

*Gammons C.H., Wood S.A., Williams-Jones A.E.* The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium: IV. Stability of neodymium chloride from 25 to 300 °C // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. V. 60. P. 4615–4630.

*Haas J.R., Shock E.L., Sasani D.C.* Rare earth elements in hydrothermal system: Estimates of standard partial molar thermodynamic properties of aqueous complexes of rare earth elements at high pressure and temperature // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995. V. 59. P. 4329–4350.

*Hedenquist J.W., Izawa E., Arribas A et al.* Epithermal gold deposits: stails, characteristics and exploration. Tokyo. Resource geol. (spec. publ.). 1996. № 1. 70 p.

*Hiram R.* Geology of Precambrian rocks in the Poorman anticlinorium and Homstake mine, Black Hills, South Dakota // *Metallogeny of gold in the Black Hills (South Dakota): Sci. Econ. Geol. Guidebook Series.* 1990. V. 7. P. 103–111.

*Large R.R., Maslennikov B.B., Robert F. et al.* Multage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi log deposit, Lena gold province, Russia // *Econ. Geol.* 2008. V.102. P. 1233–1267.

*Lindgren W.* Metasomatic processes in fissure-veins // *Am. Inst. Min. Eng. Trans.* 1901. V.30. P. 578–692.

*Lovering T.G.* The origin of jasperoid in limestone // *Econ. Geol.* 1962. V. 57. № 6. P. 861–889.

*Ludington S.D., Cox D.P., Sherlock M.G. et al.* Spatial end temporal analysis of precious-metal deposit models for the mineral resource assessment of Nevada // *Abstr. of 8-th IAGOD Simp. Ottawa/* 1990. P. 100–101.

*Macdonald B.C.* One deposit of the Saint Louis Fault, Athabasca region, Saskatchewan // *Precambrian.* 1954. Vol. 27. №11. P. 6–18.

*Mullen E.* MnO-TiO-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a major element discriminant for basaltic rocks of ocean environments and implication for petrogenesis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 62. № 1. P. 41–58.

*Ojala V.J., Groves D.I., Ridley J.R.* Hydrogen isotope fractionation factors between hydrous minerals and ore fluid at low temperature: evidence from the Granny Smith gold deposit, Western Australia // *Mineralium Deposita.* 1995. V. 30. P. 328–331.

*Ohamoto H.* Stable isotope geochemistry of ore deposit // *Stable isotopes in high temperature geological processes* // *Rev. Mineralogy.* 1986. V. 16. P. 491–560.

*Radtke A.S.* Geology of the Carlin gold deposit // *U. S. Geol. Prof. pap.* 1267. 1985. 124 p.

*Sazonov V., Snirnov V.* The Shartash granitic pluton and Berezovsky gold deposit // *Intern. Geol. Field Conf. in the Urals, Russia/ Excursion Guidebook.* London, 2000. P. 20–31.

*Spooner E.T.C.* Cu-pyrite mineralization and sea water and sea-water oceanic crust interaction // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 3. №2. P. 355–360.

*Suzuki T., Epstein S.* Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1976. V. 40. P. 1229–1240.

*Wels J.D., Stoiser L.R., Elliott J.E.* Geology and geochemistry of the Cortez gold deposit, Nevada USA // *Econ. Geol.* 1969. V. 64. P. 526–537.

*Wood S.A.* The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium. 2. Theoretical prediction of speciation in hydrothermal solutions to 350 °C at saturation water pressure // *Chem. Geol.* 1990. V. 88. P. 99–125.

## RESUME\*

We can distinguish different geodynamic environments in the Urals geological history: 1) continental rifting ( $PR_2$  -  $\epsilon$ ), 2) oceanic and back-arc spreading (O and  $D_2$ ), 3) island arc ( $O_2$ - $S_1$  and  $D_2$ ), 4) active continental margin ( $D_{1,2}$  and  $C_{1,2}$ ), 5) passive continental margin (PZ) and 6) accretion and collision (380–350 Ma and 325–240 (220) Ma). In the Late Paleozoic and Mesozoic age the most intense collision process took place accompanied by the formation of large granite massifs took

Gold mineralization in the Urals is associated with the continental rifting zones rock complexes, and collision ones. There are some suture zones in the Urals which were formed in condition of a riftogene environment ( $R_2$ ). It is presented mainly by sedimentary formations including black shale with basaltic vulcanite and carbonaceous ones. In some regions (Uzbekistan, Kirgizstan, Far East of Russia, state UTA of U.S.A., etc.) rocks of black shale formations have heightened gold content. The last are controlled by the grabens (structure of the first order) and the suture zones (structure of the next order). A suture zone is a narrow and long geological substance (as a rule, it is the contact between big geotectonic blocks of multiple composition). In such zones all the rocks are intensively transformed: schistose, crushed, brecciated, *mélanged*, boudinaged etc.). A lot of deposits, including gold, are localized in the Uralian suture zones. But in riftogene suture zones of disseminated type gold mineralization was formed. It has no a commercial value. As for collision suture zones we can say: in connection with it many gold deposits are known (Berezovskoe and Kochkapskoe for example). The last were formed in connection with granitoides of the tonalite-granodiorite formation. Such granitoides are the product of an anatexis of the gabbro (basites) playing a role of “lining”.

Collision process played a dual role in the Uralian metallogeny. On the one hand it caused transformations in previous ore associations (chromites, Fe-quartzites, sulfide ores of massive sulfide deposits) and, on the other hand, it was the reason for different types of mineralization formation origin (talc, talc-carbonate, antigorite serpentinites, derezite-listvenite with gold, pegmatites and gneisses with RE and REE) in suture zones [Koroteev, Sazonov, 2005].

Gold deposits, in accordance with the deep of their formation, were divided on three metasomatites types: the first — quartzites, argillizites, adularia- and sanidine-bearing metasomatites, the second — berezites-listvenites, gumbleites, eisites and quartz-sericite metasomatites partly, the third group — biotite, garnet, actinolite, pyroxene metasomatites.

Three sources of gold and fluid are discovered responsible for the gold deposits origin. One is a mantle (high T (as 620 °C), is characteristic for ore bodies and accompanied metasomatites, tellurides of different metals: Pd, Hg and Cu -appearance in ores and gold). The next source — earth (granitoid massifs) and the third — host rocks. There are rocks of a black-shale formation (Murtikty, Olimpiada, Kumtor etc. deposits) among the last more valuable rocks. It must be mentioned that mineral parageneses with tellurides are characteristic for collision formations of the active margin. But it is common in suture zones only.

There are large gold deposits among all of groups (see above), but it is discovered regularities: more deep deposit has more resources.

Early collision period (375–320 Ma) is characterized by emplacement of tonalite-granodiorite massifs and formation related deposits of a quartz-veined type. Ore bodies and associated metasomatites of the berezite-listvenite formation are considered as the product of acid leaching. Granitoides take active role in forming of the gold deposits. First of all they were the hot energy source what is necessary for construction and work the convection hydrothermal system. And they are the reason for host rocks' melting, moving gold and concentrating gold in dyke complexes and fluid. Gold is observed through the all rock complexes and all geodynamic environments in the Urals. Gold localization regularities are caused mainly by its ability to be accumulated in acid as well as in alkaline environments.

We try to give a brief characteristic of the collision quartz-veined type Berezovskoe gold deposit (Middle Urals) below. It is widely known gold object owing to mineralogy of ores, specific conditions of quartz veins' localization, and metasomatites (especially berezites-listvenites). Ores and metasomatite zonation in Berezovskoe deposit was observed. It has some typomorphic characteristics. At first, scheelite-bearing quartz veins outline the Shartashsky granite massif and dip at low angle under Berezovskoe deposit. Gumbleites and eisites are products of granite and dykes of granitoid-porphiry (near such veins) hydrothermal-metasomatic

---

\* Figures' names which are in the monograph end comment to them see in appendix to resume.

altering; to the north direction of this massif, or to the roof rocks (vertically) veins become sulfide- and gold-bearing. Gold is presented by native (nuggets) and fine-dispersed (in sulfides) forms.

Four mineral associations are distinguished in ore bodies: ankerite, quartz-pyrite, polymetallic (include pyrite, chalcopyrite, grey ores, aikinite, native gold) and carbonate. The second and third associations are productive only. The hydrothermal system of the Berezovskoe deposit was formed at the depth of 1,8–4,5 km ( $P=0,6-1,3$  kbar,  $T=410-150$  °C). Fluid and gold source, which caused the formation of the Berezovskoe deposit was heterogenic: essential part of it was genetically related with granites, some part was brought from the host rocks.

Of the second interest collision-related gold object (but stringer-disseminated type) is Svetlinskoe deposit (South Urals) located in the spot of the meridional trend suture zones and the fractures of sublatitudinal trend joined. Three stages in forming of this deposit are picked out [Sazonov et al., 1989]. In the first stage (350 Ma) pyritiferous quartz-sericite zones were formed. They carry 0,49 g/t gold average. In the second stage (340–320 Ma) there were formed gold-bearing quartz veins and associated berezites-listvenites containing gold in quantity between 4 and 5 g/t. In the third stage (315–270 Ma) most prolific gold concentration was developed at  $T=650$  °C in association with actinolite, biotite and pyrrhotite metasomatites. The first stage was caused by metamorpho-hydrothermal solution, the second one – magmatogenno-hydrothermal solution conjugated with granitoides of tonalite-granodiorite formation, and the third — mantle fluid.

In MZ-KZ the gold-bearing product of ore bodies' weathering was developed. Formation of the gold deposits in all of it was caused by discrete "live" of the suture zone, which was the way for the entering of the mantle fluid, circulation of crust hydrothermas, underground water of the hypergenesis zone.

The boundaries of the ore bodies were made by data of the gold-probe.

The vertical and horizontal zonation of the wall-rock alteration was shown in 1901-1980. The first distinguish many years and long ago use for search. It is very convenient in the research because the thickness of metasomatic bodies as a rule is more comparing the thickness of conjugated ore bodies. The second zonation is being learning in the last 30 years. The big success was, when concentric-zonal construction of metasomatic bodies was distinguished.

Four types of vertical zonation of metasomatic bodies aureoles in the gold and gold-polymetallic deposits were founded. The first is the decrease of minerals quantity on the one phase in direction from one zone of the metasomatite body to the neighbor one. The next — is decrease in quantity of sericite (muscovite) and increase — of carbonate in direction from deeply horizons to the surface. The third — is the chemical composition changes of the minerals. And, at last, the four one — is the minerals' physical and optical parameters changes. So 4 distinguished levels of zonation are in metasomatites, bodies of gold, and gold-polymetallic deposits in a vertical plane. The main reason for zonation forming is the change of the pH and T in hydrothermal system in vertical and horizontal planes with the deeply.

All the components for their behavior in metasomatic process are divided on three groups: 1) immobile (as a rule Ti and Al), 2) quite mobile (Na, K, S etc.) and 3) mobile but only in boundaries of aureoles of wall rock alterations (sometimes Al, Cr, Au etc.).

It is clear now that the big gold deposits can be formed in conditions of epy-, meso- and hypozones. But without any doubt, there is tendency: with the increase of deposits' formation dipity their recourses increase too.

According to [Konstantinov et al., 2000], epythermal (gold-silver) deposits are formed at the depth down to 1 km (adularia-quartz type). Their ores formed at relatively low pressure (distinguished on the base of fluid inclusions) in open hydrothermal system, at the middle T (190-330 °C) and low salinity (0–7,5 wt.% NaCl-equiv.) due to the mixing of the magmatic and meteoric fluids. The same deposits, but with alunite in the mineral parageneses are formed at the low pressure also, but higher T (130–540 °C) and higher salinity (20–40 wt.% NaCl-equiv.) what is connected with the participation of the magmatic fluid together with the mixed ones. Parameters of formation of this group deposits are instability – high T-gradient, inversion T during inter-stages, very changing P in the system, boiling of the fluid.

Mesothermal (gold-quartz type) gold deposits are formed at the depth of 1,5 (1,8) – 4,5 km in the close hydrothermal system at the  $P=1,8-0,6$  kbar,  $T=250 (150) - 390$  °C and middle salinity (<4,0 wt.% NaCl-equiv.).

Pre-Cambrian hydrothermal gold deposits (gold-sulfide-quartz type) are formed at the depth of 5–10 km in the close system at  $T>2$  kbar, high  $T= 250-620$  °C and high salinity (0–28 wt.% NaCl-equiv.).

According to [Konstantinov et al., 2000], large deposits are characterized by the higher amplitude of the temperature and salinity, which are supposed due to the numerous stages and longer terms of the deposits formation.

## APPENDIX TO RESUME

**Fig. 2.1.** The Urals' localization in The Mongolo-Ochkotsky megabelt (A). Hercinides and Mezozoides localization of in the Urals (Б) and relations Kaledonides, Hercinides and Mezozoides (B) in the Urals, after [Khain et al., 1998; Tectonic..., 2006] with the little changes:

**A.** 1 — ancient platforms: BE — East-European, CB — Svalbarskaya, S — Siberian, T — Tarimskaya, KK — China-Korean; 2 — folded structures of mobil belts; 3, 4 — ophiolites: late Riphean (3) and Paleozoic (4)

**Б.** 1 — ancient platforms; 2 — folded structures of mobile belts; 3 — Kaledonides; 4 — Hercinides

**B.** Relations between Kaledonides, Hercinides and Mezozoides in the Urals

**Fig. 2.2.** Riftogene (A) and collision (Б) structures' lay in the Central and the South Urals. Scheme after [Mineragenya..., 2007; Rakcheev, 1962]:

**A.** 1 — the metamorphic rocks of Proterozoic ridges in the foundation; 2 — rocks of the mantle ridge and basaltic strata; 3 — foundation of the Mashak graben; 4 — formation of the riftogene amphibolites; 5 — dasaltoides; 6 — rhyolites; 7 — gabbro; 8 — alkaline granites and pegmatites; 9 — serpentinites; 10 — granitization and migmatitization; 11 — isograde of amphibolite facie; 12 — isograde of epidote-amphibolite facie; 13 — warm stream from the mantle; 14 — suture zones

**Б, а:** I, II — cleavage fissures orientation diagrams (projections on the upper half sphere): 1 – 4 — maximums corresponding with shearing fissures, 5, 6 — same, but corresponding with breaking fissures; III — diagram of 150 cleavage poles orientation in amphiboles from amphibole gneiss; IV — diagram of 167 quartz grains orientation in quartz-sericite shales

**Б, б:** 1 — crystalline rocks of the Ural-Tau zone and Ilmensky complex; 2 — rocks of fillite suite end the Priilmensky zone; 3 — volcanogeno-sedimentary rocks (S–D); 4 — serpentinites, gabbro, diorites; 5 — granites, granodiorites and gneisses; 6 — massive sulfide deposits; 7 — spots localization of glass like quartz veins (Pugachev deposit) and pyritaceous mineralization; 8 — suture zones; 9 — echelon plumage tectonic breakings

**Fig. 2.3.** Geodynamic evolution model of the North Urals in the Late Riphean-Devonian. After [Petrov, 2007]

**Fig. 2.4.** The suture zones localization scheme and diagonal ore controlling faults in the South Urals (A) with detailed of “etalone” spots (Б, B). After [Koroteev, Ogorodnikov, Sazonov et al., 2008]:

**A:** 1 — granitoides, 2 — gabbro and ultrabasites, 3 — suture zones (figures in squares): 1 — Sugomak-Karsbakhsk, 2 — Kidyshevsk, 3 — Svetlinsk, 4 — Borisopvsk, 5 — Uspensk-Pavlovsk, 6 — Cheliabinsk; 4 — ore controlling structures; 5–7 — deposits: gold (5), rare metals (6), crystal bearing quartz veins (7).

**Б** — structure scheme of the Astafievsk crystal bearing field: 1 — marbles; 2 — coaly-flinty shales; 3 — metavolcanites; 4 — early nappes; 5 — ore contained structures.

**B** — gold and rare metal deposits' control by diagonal faults in the two granitoid massifs regions -Suunduk (in north part of the figure) Adamovsk (in south part of the figure): 1 — granites, 2 — suture zones, 3 — ore controlling zones, 4–5 — gold (4) and scheelite (5) deposits

**Fig. 3.1.** The berezit-listvenit formation metasomatites into Archean shades and regions of the different age folding. After [Sazonov, 1984, p. 26]:

1 — Archean shades; 2–5 — mobile belts: 2 — Baykalic, 3 — Paleozoic, 4 — Mesozoic, 5 — Cenozoic; 6, 7 — covers of the ancient (6) and epipaleozoic (7) platforms; 8 — big fields of effusive rocks; 9 — boundaries of ancient platforms with big terrains; 10–12 — location areas of hypothermal (10), mesothermal (11) and epithermal (12) deposits (after [Petrovskaya et al., 1974]; 13 — counters of the planet belts' location of the deep-, middle deep and small deep gold and gold bearing deposits; 14–23 — periore metasomatites of gold and some other deposits: biotite, biotite-feldspar, amphibole; 15 — chlorite; 16 — albite and microcline; 17 — berezites-listvenites conjugated with quartz-veined objects; 18 — Hg-specifized listvenites of the suture zones; 19 — bertezites-listvenites of the gold- and pyritaceous-polymetalic deposits; 20 — berezites-listvenites without any mineralization; 21 — metasomatites of gold deposits unknown formations; 22 — propilites and secondary quartzites of gold-silver deposits; 23 — argillizites of gold and gold-silver deposits. Figures in the map — numerous of deposits (the list of deposits see in [Sazonov, 1998])

**Fig. 3.2.** Control of berezite-listvenite formation metasomatites by granite plutons and suture zones. After [Sazonov, 1984]:

1 — Riphean shelf complexes; 2–3 — fragments of the Precambrian continental crust: 2 — Preriphean granite-metamorphic complexes, 3 — Riphean granitised complexes; 4 — riftogene and continental margin

complexes; 5–6 — complexes of the melanocratic foundation: 5 — ultrabasites (mainly ophiolites), 6 — zones of serpentinite mélange; 7 — rock complexes of oceanic stages (formed on the melanocrate foundation); 8 — 9 — complexes of island arc stages: 8 — volcano-sedimentary, 9 — magmatic (gabbro, plagiogranites etc.); 10–12 — complexes of active continental margin: 10 — volcano-sedimentary, 11 — gabbro-granites and syenites, 12 — tonalities-granodiorites; 13 — collision granites, granitoides and syenites; 14 — complexes of the Cenozoic grabens; 15 — disjunctives: a — before folded, б — after folded; 16 — Meso-Cenozoic cover of the West-Siberian plate; 17–29 — columns of berezization-listvenitization after: 17 — serpentinites, 18 — chlorite rocks (aposerpentinite); 19 — granitoides; 20 — gabbro; 21 — dolerites, 22 — andesites and andesibasalt, 23 — diorites; 24 — granitoides, 25 — serpentinites and acidic rocks, 26 — ultrabasites, basites and acidic rocks; 27 — basites and ultrabasites; 28 — plagiogranites, lamprophyres; 29 — x — rocks; 30–41 — columns forming in the contacts: 30 — serpentinites and limestones, 31 — serpentinites and clay shales, 32 — serpentinites and gabbro-diorites, 33 — serpentinites and andesibasalts, 34 — serpentinites and diorites, 35 — serpentinites and syenites, 36 — serpentinites and granitoides, 37 — gabbro and andesibasalt, 38 — gabbro and granitoides, 39 — diorite porphirites and granitoides, 40 — andesibasalts and diorites, 41 — aplites and limestones; Figures in the picture — numerous of the deposits (list of the deposits see in [Sazonov, 1984, p. 44]

**Fig. 3.3.** Zonal composition (in vertical section) of the berezitized-listvenitised rocks (bodies) of ametistes (a), gold (б — e) copper-c0balt (ж) and golgpolymetallic (з) deposits and gold's behaviour in the different horizontal cuttings. After [Sazonov, 1984, p. 161]:

1 — granites; 2 — plagiogranites; 3 — andesites; 4 — andesibasalts (a) and dolerites (б); 5 — 8 — metasomatites of zones: 5 — outward, 6 — intermediate, 7 — inner, 8 — same, but with mineralization; 9 — gold-bearing quartz veins; 10 — curves of gold distribution. Deposits: a — Vatikha, б, в — Byngi, г — Berezovsk, д — Krylatovsk, e — Kochkask, ж — Pyshminsko-Kluchevskoe, з — Murtykty

**Fig. 4.1.** Evolution of serpentinite minerals composition in listvenitization's process. After [Sazonov, 1984]: A — essential chrysotile serpentinite; Б — antigorite serpentinite carbonatized and talcized; В–Д — metasomatites: В — talc-carbonate, Г — quartz-carbonate, Д — listvenit. 1–13 — metasomatic columns of the objects central (1-5) and South (6-13) Urals. A base for construction graphics and the names of objects see in [Sazonov, 1980, part 2]

**Fig. 4.2.** The serpentinites composition evolution in listvenitization process. After [Sazonov, 1980, part 2]: Figures on the ordinate axis — scale for estimate of migration of the chemical elements during serpentinites' listvenitization; calculation carried out on the standard volume 10000 Å<sup>3</sup> (on the next pictures in analog diagrams — same); rest legend is analog legend for fig. 4.1

**Fig. 4.3.** The gabbro mineral composition evolution in listvenitization process. After [Sazonov, 1984]: A — propilitized gabbro; Б — quartz-sericite-albite-khlorite-carbonate metasomatite; В — quartz-sericite-albite-carbonate metasomatite; Г — listvenite (1, 2 — quartz-sericite=carbonate, 3 — quartz-paragonite-carbonate, 4 — quartz-sericite-fucsite-carbonate, 5 — quartz-sericite-paragonite-carbonate); 1–6 — metasomatites of columns objects of the Cntral (1-5) and south Urals. A base for construction graphics and the names of objects see in [Sazonov, 1980, part 2]

**Fig. 4.4.** Diagrams for gabbro chemical composition evolution in listvenitization. After [Sazonov, 1980, part 2]:

A — epidotized and albitized gabbro; Б — quartz-sericite-albite-carbonate-chlorite metasomatite; В — quartz-sericite-albite-carbonate metasomatite; Г — listvenite; 1–6 — same as in fig. 4.3

**Fig. 4.5.** Diagrams of chemical (a) and mineral (б) composition evolution in biotite granites of the Vatikha ametiste deposit (the Central Urals) during berezization. After [Sazonov, 1984]:

A — granite; Б–Г — metasomatites: Б — microcline-plagioclase-quartz-sericite with carbonate, В — albite-quartz-sericite, Г — beresite; 1–4 — horizons of exploitation and exploration of the deposit: 1–178; 2–90; 3–60; 4–30 m

**Fig. 5.1.** Polyphase composition of The Shartash granite massif (the Central Urals). After [Kurulenko, 1977]: 1 — host rocks; 2–4 — granitoides of different stages: the first (2), second (3), third (4); 5–7 — dykes: 5 — granodiorites, granodiorites-porphiries, 6 — kersantites, 7 — minettes; 8 — quarries: Isoplit (1), Shartash (2), Sibirsk (3)

**Fig. 5.2.** Evolution of granosienites mineral composition in the Charmitan deposit (West Uzbekistan) during

process of gumbization. After [Okolorudnie..., 1990]:

0–3 — metasomatic column: 0 — educt, 1 — outward zone, 2 — intermediate zone, 3 — inner zone

**Fig. 5.3.** Evolution of the sienite mineral composition in the Charmitan gold deposit (the West Uzbekistan) under gumbization. After [Okolorudnie..., 1990]:

Legend is the same as in fig. 5.2

**Fig. 5.4.** Evolution granosienites' chemical composition in the Charminan gold deposit (West Uzbekistan) during gumbization's process. After [Okolorudnie..., 1990]:

Legend is the same as in fig. 5.2

**Fig. 5.5.** Evolution of sienites 0g chemical composition in the Charmitan gold deposit (West Uzbekistan) during gumbization's process. After [Okolorudnie..., 1990]:

Legend is same as in fig. 5.2

**Fig 5.6.** Comparison of gumbites and berezites-listvenites chemical composition. Base diadram after [Sazonov, 1984]; figurative points gumbite's composition piled up after [Kofdzinskiy A.F., 1967; Okolorudnit..., 1990; Omel'yanenko, 1987; Spiridonov et al., 1995, 1996; Ugrumov, 1993; SAzonov et al., 2006]:

1–4 — field of figurative points of chemical composition of listvenites after: pentinite (1), limestones (2), gabbro, dolerites, andesibasalts (3) and berezites after granites — quartz diorites (4); 5–14 — gumbites after: basalts (5), monconites (6), amphibolites (7), rodingites (8), adamellites and granodiorites (9), granocienites and sienites (10), leucocratic amphibolites (11), granite-gneisses (12)? Sandstones (13) and cay dolomites (14)

**Fig. 5.7.** Conditions of gumbites forming and other metasomatites in experiments into diffusion metasomatos quartz diorites under ection of chloride S-CO<sub>2</sub> fluids (P=1 kbar, XCO<sub>2</sub>=0,1). After [Zarayskiy, 1989]:

Experimental columns of different types: 1 — argillizites (A)? 2 — quartz-sericite metasomatites (QS), 3 — berezites (B)? 4 — gumbites (Gu), 5 — quartz-feldspar metasomatites (QF): figures on the diagram — experiment's numerous

**Fig. 5.8.** Character of relations for goldbearing quartz veins accompanied by berezites-listvenites with the roof of the Shartash granite massif (Ctntral Urals). Model meridional section. After [Sazonov, 1984]:

1 — granites; 2 — host rocks; 3 — berezites-listvenites; 4 — gold mineralization; deeply of berezites-listvenites' zones in the host rock and partly in granites located quartz-feldspar scheelite bearing veins conjugated with gumbites (see fig. 5.9)

**Fig. 5.9.** Geologico-geochemical model of the Berezovsk ore field (Central Urals). The base — latitudinal section through central part of field. After [Sazonov, Smirnov, 2000]:

1 — host rocks; 2 — Shrtash massif's granites; 3 — dykes of granit-porphiries; 4–5 — metamorphites of green schist (4) and amphibolite (5) facies; 6 — gold bearing quartz veins and associated berezites-listvenites; 7 — scheelite bearing quartz veins and associated gumbites; 8 — boundary between gold- and scheelite bearing segments

**Fig. 6.1.** Character of relations of periore metasomatites of different formations in vertical section of the Astaf'evka crystak bearing quartz veined deposit (South Urals). After [Ogorodnikov, Sazonov, 1991]:

1 — coal fillites (O-S); 2 — mramorized limestones (C); 3 — metavolcanites (O-S); 4 — same, but plagioclazed; 5 — same, but biotitized and chkjritiaed with gold mineralization disseminate-veined type; 6 — eisites in the got up block and metasomatites of quartz-sericite and berezite-listvenite formations (explanation see in the text); 7 — argillizite zones with of crystal nets; 8 — crystal bearing quartz veins; 9 — crystal bearing quartz veins; 10 — gold mineralization; 11 — disjunctive structures bringing up of the fluid; 12 — contour of the quarry and holes

**Fig. 6.2.** Scheme of the Ufaley gneiss-amphbolite complex geological composition with elements of minerageni (Central Urals)/ After [Polenov et al., 2005] with simplifications:

1 — gneisses and amphibolites (R2); 2 — shales, quartzites, blastomilonites of Kurtinskaya suit (R2); 3 — dinamoshales of Taganay-Ukazar suit (crumpling); 4 — volcanites of the Karabash tectonic block (O1–D2); 5 — pyroxenites, gabbro, gabbro-amphibolites; 6 — collision granites of Nizhne-Ufaley massif; 7 — the Mine Uralian collision suture; 8 — riftogene ruptures (R) including the bodies of quartzites, ancient pyroxenites, with

titanomagnetite mineralization and granitoides; 9 — upthrows, neppes; 10 — shift zone of jointing feathering of the Serebrovsk neppe; 11 — faults; 12 — big quartz veins and their numerous; 13 — quartz veins working off; 14–16 — deposits of: magnetite and hematite (14), kainite (15), metasomatic quartites (16)

**Fig. 6.3.** Sketch of the north board of the quarry (working off) of the vein granulate quartz №175 (Ufaley region of the Central Urals).

1 — gneiss like amphibolite; 2 — epidote-amphibole gneiss; 3 — coarse-grained plagiogranite; 4 — same but fine grained; 5 — mikrokline albitized granite; 6 — fault; 7 — gneiss like amphibolite listvenitized; 8 — plagiogranite albitized and berezitized; 9 — quartz (a) and carbonate with quartz (б) veinlets; 10 — open fissure (technical reason); black squares — spots selections' specimens, figures — their numerous

**Fig. 6.4.** Diagram of eisite metasomatites formation chemical composition (in SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO coordinates) from granulate quartz vein №175 (quarry, working off). Base of diagram after [Sazonov, 1988]:

1–4 — fields of listvenites chemical compositions after: serpentinites (1), limestones (2), basic and middle (3) and acidic (4) compositions; 5–6 — eisitts after metasomatites of middle (5) and acidic (6) compositions; 7–8 — quartz sandstones (7) and eisites after them (8); 9–10 — aisites after Ufaley gneiss like amphibolites (9) and plagiogranites (10)

**Fig. 6.5.** Chracter of distribution REE in some magmatites, metamorphites and products of their hydrothermal-metasomatic transformation:

1 — wick eisitized gneiss like amphibolites; 2 — same, bue more eisitized; 3 — albitized plagiogranites; 4 — same, but eisitized in addition; 5 — muscovitized granite; 6 — Shrtash granite (Central Urals); 7 — berezite after Shartash granite; 8 — samples of 1–5 picked up from the Yfaley gneiss-amphibolite complex

**Fig. 6.6.** Evolution of porphyry rhyolites' mineral composition in the Uchkulach ore field (Uzbekistan) duting eisitization's process. After [Okolorudnie..., 1990]:

0 — educts; 1–3 — metasomatites' zones: outward (1), intermediate (2), inner (3).

Comment. Mineral compositions metasomatites' zones are calculated from the diagram

**Fig. 6.7.** Evolution of porphyry rhyolites' chemical composition in the Uchkuduk ore field (Uzbekistan) during eisitization's process. Afterb [Okolorudnie..., 1990]:

1–3 — same, as in the fig. 6.6

**Fig. 6.8.** Cfracter of Structure and mineral transformation of quartz diorites during eisitization's process. After [Omel'yanenko, 1978]:

a–r — scetch of the microsections, amplification 24, but details in fig. б-г 160. a — quartz diorite; б — outward zone of metasomatic columb: chlorite and calcite are replaced amphibole and sericite — albitized plagioclase; в — immediate zone of the column: albite are replaced quartz and sericite (details see in small cycrcles); г — inner zone of column: ankerite are replaced by albite and hematite (details of process see in a small cycrcle)

**Fig. 7.1.** Paleotemperature zonation in vertical section of Uzelga massive sulfide deposit (the South Urals). After [Baranov et al.? 1988]:

1 — cover sediments; 2 — holes; 3 — ore bodies; 4 — faults; 5–9 — paleotemperature field (°C): 5 — smoller 160, 6 — 160–190, 7 — 190–250, 8 — 250–300, 9 — more 300

**Fig. 7.2.** The O and H isotope composition in light micas taken from altered wall rock aureole of The Uzelga massive sulfide deposit (the South Urals)/ After [Baranov et al., 1989]:

1 — shade field — isotope composition of H and O sericites; black points — results of analysiss; dotted lines — trend of the mixture of sea and magmatogene water; white cyrcle — propose composition H and O sericite at 500 °C

**Fig. 7.3.** Compare metasomatites of Birgil' dinsk (a) Michurinsk (б) and Tominsk (в) zones of the Berezniakovsk region (South Urals). After A.I. Grabezhev [1992] with simplies and additions:

1, 2 — accordingly granites (C3–P1) and granites and quartz diorites; 3 — plagiogranites and quartz diorites of Voznesensk massif; 4 — basalts and tuffs of base composition (O1-2); 5 — andesites and mainly clastic rocks (S2 —D1, after R.G. Yazeva; D3 — C1, after A.I. Grebezhev); 6 — contacts of rocks; 7, 8 — metasomatites of quartz-sericite (7) and berezite-listvenite (8) formations; 9 — south boundaries of hornfelses ; 10 — metamorphites of chlorite and epidote-chlorite associations; 11 — faults. I — V — ore bearing zones: I — Birgildinsk Cu-porphy,

II — Yaguzaksk Cu-Mo-Au-porphyry, III — Michurinsk Zn-Cu-Ag-Au-porphyry (A, Б — manifestations: Biksuzak (A), Berezniak (Б)), IV — Tominsk Cu-porphyry, V — gold quartz Voznesensk. Horizontal hachure — spots of diorite porphyrites location, ores and maximum of develop of acidic metasomatots.

**Fig. 8.1.** Relations of different orientation faults, quartz veins and aureols of argillization in the Baley ore field. After [Petrovskaya et al., 1961] with changes:

1 — areas of location quartz veins and veinlets with increased concentration of productive mineral associations; 2 — areas with spots of development veinlet and metasomatic silicification with main role of before and between productive mineral associations; 3 — zones of metasomatic and accompanied of intensive (a) and weak (б) veinlet silicification of the rocks, early associations are prevail; 4 — spots of local argillization (in fields of development of silicification a sign is not shown); 5 — sandstones with the lenses of conglomerates; 6 — sandstones polymict; 7 — sand-conglomerates without differentiation; 8 — conglomerates alluvial; 9 — andesites; 10 — granitoides of the Borshev complex (see in the text); 11 — granitoides and granites of the Undinsk complex (see in the text); 12 — milonite zones; 13 — after ores disjunctives; 14 — faults before ores subvertical (a) and dipping at low angle (б); 15 — after ores disjunctives; 16 — boundaries of the rocks with adjoining (a), consonant superposition (б), facial jump (Б)

**Fig. 8.2.** Geological-metasomatic cross section of the Baley ore field (East Behind Baykal). After [Pistsov, Maksimov, 1988]:

1 — colluvial-proluvial formation; 2 — shallow lake sediments; 3 — andesitoides; 4 — Premesozoic foundation; 5 — ore bodies of gold-chalcedony-quartz formation — stem (a) and fan (б) veins and stockwork (Б); 6 — veins of gold-sulfide-quartz formation; 7 — explosive-injection breccias; 8–14 — periorite metasomatites: quartz-sulfide facie (8), quartz-kaolinite-sericite facie (9), quartz porphyry (10); monoquartz (11), rocks intensive silicified (12), argillizites (13), argillized rocks (14)

**Fig. 9.1.** Geological-tectonic model of goldbearing jasperoides development (on the example of structures epicraton type). After Ugrumov, 1993]:

1 — crystalline foundation; 2 — limestones; 3 — sandstones and shales; 4 — marbles; 5 — skarns; 6–8 — porphyry intrusions of alkaline, subalkaline and middle compositions; 9 — ore bodies; 10 — projections of blend ore bodies on the day surface; 11 a — faults; 11 б — hollows and ridges controlled by faults and dykes; 3CC — gold bearing jasperoids located in near contact of the porphyry intrusive bodies (their ores are increased with sulfides); 3MC — same, but located remote from porphyry intrusive bodies (their ores are impoverished with sulfides); A–Д — zones of lateral zoning (details see in the text)

**Fig. 9.2.** Gold productive jasperoids' distribution in global geologo-tectonic structures. After [Ugrumov, 1993]:

1 — prepaleozoic platforms; 2 — baykal, caledonian and hercynic belts covered by young platform formations; 3 — cenozoic and contemporary mobile regions; 4 — gold productive provinces with mineralization of jasperoid type: Cenozoic (1 — Kordil'erskaya, 2 — Mexikanskaya, 3 — Peruanskaya, 4 — Kalimantanaskaya), late mesozoic (5 — South-China, 6 — Aldanskaya, 7 — Okhotskaya, 8 — Omolonskaya), late proterozoic Transvaal'skaya (9); 5 — big gold deposits of jasperoid type located outside boundaries of mention provinces

**Fig. 9.3.** Evolution of temperature and solinity of fluid, and mineral parageneses in the process of Carlin deposit forming (A) and temperature and pressure during forming jasperoides of the Vorontsovsk deposits (Б). After [Sazonov et al., 1998; Radtke, 1985]

**Fig. 9.4.** The argillizites, jasperoides and ore bodies relations in Carlin deposit (Nevada, USA). After [Radtke, 1985] with authors' changes and additions:

1 — trusts; 2 — boundaries of argillizites' areas; 3 — carbonatization; 4 — jasperoides; 5 — ore zones

**Fig. 10.1.** Character of change of a sweep of the inner zone aureols berezization-listvenitization in meridional sections of Berezovsk (A, Central Urals), Kochkar (Б, South Urals) ore fields and model of ore-metasomatic zonation of gold field of folded belts (B). A, Б — after [Sazonov, 1984], B — after [Korobeinikov, 2007]:

1 — granites of Shartash massif; 2 — rocks of its roof; 3 — aureole berezization-listvenitization; 4 — gold mineralization (real)

Б. 1 — plagiogranites of Plast massif; 2 — gold bearing quartz veins; 4 — berezites; 4 — gold mineralization  
B. 1 — diorites-plagiogranites; 2 — mikroklinized gabbro and granitoides; 3 — albitized gabbro and granitoides; 4 — biotitized rocks; disseminated gold-rare metal ores in albitites; 6 — greisens; 7 — quartz-

gold-platinum-sulfides veined ores in bertezites-listvenites; 8 — hidrobiotite-tremolbte, chlorite metasomatites; 9 — quartz-sericite-pyrite-carbonate metasomatites; 10 — dolomite-calcite metasomatites

**Fig. 10.2.** Structure (vertical cross section) of berezite-listvenite aureoles in different rocks of the Promezhutochnaya ore-bearing zone of the Murtikti polymetallic deposit. After A.P.Bakhtina, V.N.Sazonov [Sazonov, 2000]:

1–4 — metasomatites of outward zone (Chl+Ab+DI+Se+Q) of apoandesite tuffs (1), aposilicic tuffites (2), apoandesites (3), aposilicic volcanites (4) columns; 5 — ore bodies; 6 — metasomatites of middle zonts (Ab+Q+DI+Sc)7, 8 — metasomatites of conjugate setting: calcite (7)? Chlorite (8); 9 — boundaries of metasomatic zones

**Fig. 10.3.** Construction of berezite-listvenite aureole modal (vertical cross section) of Vasilkovsk gold deposit (north margin of the Kokchetav block, Kazakhstan). After [Mileaev et al., 1994] with changes:

1, 2 — intrusive massifs of acidic (1) and middle—basic compositions; 3 — 5 — zones of metasomatic aureole: 3 — outward (Q+Chl+Se+Ab+KSP), 4 — middle (Chl+Ank+KSP)? 5 — inner (Q+Ank+Sc or Sc+Q); 6 — ore body; 7, 8 — fbove ore metasomatites chlorite (7) and albite-chlorite (8) compositions; 9 — below ore - under ore microcline zone; 10 — primary contact between intrusive massifs with different compositions; 11 — level of modern shearing

**Fug. 10.4.** Composition types (vertical section) of the metasomatic altered rocks (near ore bodies) in firestone-polymetallic deposits: non telescoped (A) and telescoped (B)/ After [Chekvaidze, 1982]:

1 — host rocks; 2 — subvolcanic diorite bodies; 3 — 5 — metasomatites: acidic leaching (3), deposition (4), sinore (5); 6 — massive ore bodies; 7 — veinlet- disseminated mineralization

**Fig. 10.5.** Zonation (vertical cross section) of the metasomatic altered rocks in some Kazakhstan big gold deposits. After [Rafailovicy, Alekseev, 1996]:

1 — carboniferous-terrigene suite; 2 — diorites and gabbro; 3 — granitoides; 4 — contacts between rocks wehca are shown under signs № 2 and 3; 5 — overlaps; 6 — faults (the second order); 7 — regional (a) and local (б) propilites; 8–10 — metasomatic zones: inner (8), middle (9), outward (10); 11 — high temperature kalishpatites; ; 12–15 — Bakyrchik deposiots' metasomatites: sericite (12), carboniferous-kaolinite-hydromicas (13), carnoniferous-sericite (14), sericite-phlogopite-carbonate (15); 16 — zones caolinitized rocks; 17 — quartz-adularia zone ; 18 — chloritealbite metasomatites; 19 — albitites abd albite dearing rocks; 20 — turmalinization; 21 — gold bearing quartz (a — later, middle- and low temperature, б — early, high temperature); 22 — big ore zones; 23 — over ores pour gold bearing quartz-barite-dolomite veins and veinlets with cinnabar, antimonite, berthierite; 24 — base parts of metasomatic aureols: A — frontal, Б — perifrontal, B — viddlt, Г — rear

**Fig. 10.6.**Vertical sections of metasomatic aureoles in Makmal gold deposits (1) and Taldzhy-Bulak Levoberezhny (II). After [Pak, 2007]:

1 — plagiogranites; 2 — skarns; 3 — metasomatites quartz-feldshpasic composition; 4 — greasen; 6 — quartz metasomatites; 7 — gold bearing quartz veins; 8 — same, but without mineralization; 9 — monz; 10 — argillizites;odiorites; 11 — quartz-turmaline metasomatites; 12 -0 listvenites; 13 — beresites; 14 — kalishpasicmetasomatites; 15 — gold bearing quartz veins wuth sulfides; 16n — quartz-carbonate veins

**Fig. 10.7.** Gold deposit types distribution (Kazakhstan) on the levels of their deep forming. After [Rafailovich, Alekseeva, 1996] with little changes:

1–6 — formations of sedimentary, volcanic and metamorphic rocks: 1 — volcanic and volcanic-terrigene, 2 — carboniferous-terrigene, 3 — carbonate-terrigenous, 4 — flishoid alevrolite-sandstone, 5 — spilite-diabase, 6 — amphibolite-gneissic; 7–11 — magmatites: 7 — granitoides; 8 — small intrusions (composition from gabbro and gabbro-sienite to gabbro-plagiogranite), 9 — diorite dykes, 10 — batholites of variegated and moderate acidic compositions, 11 — ultrabasites and basites: 12–19 — ore formations: 12 — goldsulfide, 13 — goldsulfide-quartz, 14 — goldalumo-silicate, 15 — goldbarite-polymetallic, 16 — goldsilver-quartz-adularia, 17 — goldsilverquartz, 18 — goldsilver-polymetallic, 19 — goldquartz-antimony-mercury; 20 — ore bodies; 21 — quartz and quartz0sulfide stockworks; 22 — skarns; 23 — fault-side metasomatites; 24 — square alterations (secondary quartzites, propilites)

**Fig. 10.8.** Geological cross section (vertical) of the Muruntau Gold Field along a profile of the hole CG-10 (I) and scheme of distribution geochemical associations in vertical diapason 0–4 km (II). After [Rafailovich et al., 2003]:

1, 2 — sediments of variegated besapan: 1 — upper packet, 2 — middle and under packets (gold productive horizon); 3 — grey besapan; 4 — under basapfn; 5 — upper taskazgan; 6 — blend granite's body; 7, 8 — dykes: sienite-diorite, 8 — aplite like granites; 9 — goldbearing zones; 10 — hole CT 10; a-d — geochemical associations: a — rear uranium bearing (Mo, U, V), б — trough Before ore (Ni, Co, Mn, Cu, was forming in a study of progressive plutonometamorphism), в — through productive gold rare metal before dykes, г — through productive Au-As-Ni-Co-Zn after dykes, д — frontal poor of gold Pb-Ag-Sb-Ba-Hg-(Au)

**Fig. 10.9.** Different levels elements of vertical zonation in some ore deposits conjugated with metasomatites of berezite-listvenite, quartz-sericite formations and coore

**Fig. 11.1.** Correlation between metasomatic formations and their deep's forming. After [Sazonov, 1989]: A-B — character correlation between metasomatites' composition and deep of their forming (on the example of ore fields of different geodynamic environments details see in the text). 1 — rocks of ophiolite association; 2 — basic volcanites, silicic sediments (from ore field of base metal deposits); 3, 4 — carboniferous shales weekly (3) and strong (4) crushing; 5 — granitoides of tonalite-granodiorite formation; 6 — subvolcanic bodies (rhyolites, dacites) of andesitye-dacite formation; 7 — granitoid-porphyry's dykes; 8 — rhyolites of zones perspective on base metal and polymetallic deposits; 9 — rhyolites, riocacites of copntinentak riftogene zones; 10, 11 — metamorphic facies: 10 — green shale, 11 — amphibolire and epidote-amphibolite; 12 — quartz veins and associated metasomatites of berezite-listvenite formation; 13 — quartz veins with albite and potassic spar conjugated with eisites and gumbetes accordingly; 14 — berezites-listvenites; 15 - quartz-sericite metasomatites; 16 — boundaries of spreading of berezites-listvenites; 17, 18 — veinlet-disseminated mineralization of gold- (17) and pyrites-polymetallic (18) objects. Deep are shown from paleosurface

**Fig. 13.1.** Spider-diagram REE' distribution in metasomatic quartzites (1-7; 8 — average from 7); 9 — in gneiss, 10 — in amphibolite, 11 — in quartz veins (data of 12 veins (see fig.13.2 and table 13.2)). After [Sazonov et al., 2007]

**Fig. 13.2.** Spider-diagram REE' distribution in quartz formations of different ontogenetic types (see table13.2]

**Fig. 15.1.** Cosmos structure model of the Muruntau gold region (West Uzbekistan). After [Pertsev et al., 1999]:

1 — gold, gold-silver common deposits; 2 — super-large Muruntau Gold Deposit; 3-5 — zones of transit faults: 3 — main line, 4 — secondary, 5 — local ore controlling faults; 6 — circular structures; 7 — gold manifestations; 8 — rift's boundaries; 9 — outcrops of PZ-foundation on the surface

**Fig. 15.2.** Geological scheme of the Sukhoy Log gold deposit (Yakutiya)with main elements of gravitational field. After [Lishnevsky, Distler, 2004]:

1 — metamorphosed terrigenno-carbonate rocks (PR2); 2 — granitoides (PZ2-3): a — Konstantinov massif, б — acidic rocks' dykes; 3 — deposit sukhoy log (after [Buriak, Khmelevskaya, 1997]); 4 — gravitational grade divided relatively increased and decrease fields (delta G) (the tops of the triangles directed in side of decrease); 5 — Ugakhansk local minimum delta G; 6 — local maximum (delta G) (figures in circles): 1 — Kropotkin, 2 — Verkhneugaknansk; 7 — fragments of profile MTZ (II-1-II-4) — Bodaybo — Khomolkho, II-: - II-13 — Ugakhan — lake Mukhinsk; II-6 et al. — points of observations MTZ

**Fig. 15.3.** Gold field Muruntau's region geological composition. After [Zolotorudnoe..., 1998]:

1-5 — structure-formation complexes: 1 — molassa, 2 — volcanic-olistostrome; 3 — mainly carbonate, 4 — mainly terrigene, 5 — volcanic-carbonate-flinty; 6 — granitoides; 7 — same, but covered dysedimentary cover; 8 — ophiolites; 9-11 — faults: divided structure-formation zones, 10 — nappes, 11 — others; 12 — gold field Muruntau

**Fig. 15.4.** Metasomatites' interrelations (horizontal plane) of Muruntau gold field. After [Zolotorudnoe..., 1998]:

1 — carbonate suite; 2-5 — terrigene rocks (different colars) of besapan suite: 2 — green, 3 — variegated, 4 — grey, 5 — base of suite; 6 — dykes of Muruntau complex; 7 — faults; 8 — biotitized rocks, 9 — biotite-two feldspathic-quartz, 10 — kali feldspathic-quartz; 11-13 — after dykes metasomatites: 11 — quartz-albite, 12 — quartz-albite with tourmaline, 13 — sericite; 14 — goldbearing zones; exposed fragments of the foundation

**Fig. 15.5.** Metasomatites' relations with dykes in cross section of central part Muruntau's ore stockwork. After [Zolotorudnoe..., 1998]:

1 — boundaries of subsuites rocks; 2 — faults; 3 — sienite-diorite dykes; 4 — biotitized rocks and diotite- two feldspathic-quartz metasomatites; 5 — spots concentration of quartz-feldspathic metasomatites; 6 — quartz-albite metasomatites; 7 — stalky quartz veins; 8 — sulfide veinlets' concentration zones

**Fig. 15.6.** Geologo-metasomatic cross section model of Muruntau Gold Deposit (West Uzbekistan). After [Kotov, Poritskaya, 1993]:

1–4 — host rocks: 1 — bituminous dolomites (D), 2 — carbonate rocks (D), 3 — black shale terrigene suite (O — S), 4 — pseudoconglomerates; 5, 6 — late collision granitoides and dykes (C3–P1): 5 — later magmatites (a — porphyry like granodiorites-adammelites of the first intrusive phase, б — constrained with them early granite dikes, в — quartz diorite-spessartite dykes), 6 — late metasomatites (a — turmalinized granites of the second phase б — constrained with them early intra ore granite's dykes); 7 — hornfels; 8 — spotted knotting shales; 9–14 — quartz veins and metasomatites conjugated with them: 9 — veins of the first generation dipping at low angle mainly and biotite- two feldspathic metasomatites of the first generation, 10 — stalky veins of the second generation cutting but partly conjugated with gently dipping fault's zones; 11 — auartz-sericite-chlorit-albite metasomatites of the second generation/ 12 — quartz-dolomite-ankerite zones; 13 — veins of the third generation and carbonaceous sericite metasomatites, 14 — veined argillisites; 15 — counters metasomatites' diostributions of different types; 16, 17 — different scale faults; 18 — direction metallobearing fluids' moving; 19 — basalt sdtrata; 20 — boundaries of the rift (conventional)

**Fig. 15.7.** Relationships between metasomatites and mineralizations in the Muruntau Deposit. After G.A.Azhgirey and T.A.Belova (is quoted after [Zolotorudnie..., 1998]:

1 — gold mineralization conjugated with phlogopite(biotite)-kali feldspathic-quartz metasomatites: 1 — rich ores of catting quartz-ore zones, 2 — common ores, 3 — poor ores, 4 — extensive gold quartz veins; 5 — intensive (a) and common (б) scheelite mineralization; 6 — goldquartz-arsenopyrite and quartz-pyrite-turmaline mineralizationsin the counor of albit-quartz metasomatites; 7 — quartz-carbonate veins

**Fig. 15.8.** Geological position of gold and gold bearing deposits of the Okhotsk-Chulotsk volcanic belt and its perivolcanic zone. After [Konstantinov et al., 2000]:

1 — Okhotsk-Chukotsk bvolcanic belt (postaccretion); 2 — biggest negatine volcanostructures; 3, 4 — terrains accreted before forming of Okhotsk-Chukotsk belt, 4 — craton terrains; 5 — Kariaks-Kamchatsk terrains' group; 6 — boundaries of gold-silver zones in Okhotsk-Chukotsk belt; 7 — epithermal gold-silver objects; 8 — big volume gold (H — Nezhdaninsk, Hт — Natalka, M — Mayskoe) and gold bearing (Д — Dukat silver, П — Peschanka Cu-porphyry) deposits

**Fig. 15.9.** Geological scheme (with sections) Nadezhdinsk deposits' region (A) and character of construction (Б) in vertical plane of the Main ore zone (№1). A — after [Silichev, 1970], Б- after [Konstantinov et al., 2000]:

1 — aleurosandstones (P2+T); 2 — sandstones (P2); 3 — aleurolites (P2); 4 — shale suite (P1); 5 — aleurolites (P1); 6 — sandstones (marking strata); 7 — gabbro-dolerites' stocks; 8 — dykes of middle composition; 9 — diagonal faults; 10 — faults of Nezhdanin system; 11 — faults of cross system; 12 — contacts of rocks; I-I, I I-II — lines of sections

Б. 1 — host rocks; 2 — zones of crumpling with quartz-ore bodies; 3 — exploration openings

**Fig. 15.10.** Stages of forming (model) for Carlin deposit (Nevada, USA). After [Konstantinov et al., 2000]:

I–III — phases: hydrothermal-sedimentary ore forming (I), intrusion of diorites and monzonites and forming of gold bearing skarns (II), forming of fractures and associated argillization (III); 1 — argillaceous shales and aleurolites; 2 — sandstones; 3 — bituminiferous limestones; 4 — volcanites; 5 — granodiorites, monzonites; 6 — veinlet-disseminated gold ores; 7 — skarns; 8 — argillizites; 9 — fault6s; 10 — mineralizing structures

**Fig. 15.11.** Composition's model (vertical plane) of gabbro-monzodiorit-sienogranite formation and associated metallogeny. After [Khomichev et al., 2007]:

1 — gabbro and correspondently molten; 2 — monzodiorite; 3 — sienogranodiorite; 4 — granite and diorite moltens; 5 — fluidized molten in cupolas; 6 — same, in front of crestallization; 7 — fluide stream; 8 — dykes of acidic-base composition

**Fig. 15.12.** Geological scheme for Vasilkovsk gold deposit (East Karamazar). After [Abishev et al., 1986]:

1 — metamorphites of amphibolite and epidote-amphibolite facies (R1-2); 2–4 — intrusive rocks (O3–S1): granodiorites and plagiogranites (2), diorites (3), gabbro and diorites (4); 5 — migmatites; 6 — contacts of rich (a) and poor (б) ores; 7 — counters of weak mineralization; 8 — main faults; 9 — faults of the second range  
Fig. 15.13. Localization gold and other deposits in greenstone belts of the Canada Shade. After [Konstantinov et al., 2000]:

1 — greenstone belts; 2 — granite-gneisses complexes (AR); 3 — cover of ancient formations (PR); 4 — zones of deep metamorphism with rare metal deposits; 5 — main deposits of gold (a), silver (б) and platinum (B); 6 — boundaries of shade. Deposits: 1 — Yellounife, 2 — Gaiant, 3 — San-Antonio, 4 — Houmstake, 5 — Hemlo, 6 — Kidd-Krik, 7 — Timmins, 8 — Matagama, 9 — Kerkelend-Lake, 10 — Horn, 11 — Malartic, 12 — Cobalt, 13 — Sadbery

**Fig. 15.14.** Composition of ore body (in section) of Houmstake deposit (USA). After [Stanton et al., 1977; is quoted after [Konstantinov et al., 2000]:

Fatty lines — main faults; arrows — direction blocks' moving along faults; 1 — bedding; 2 — flint shales; 3 — quartz veins of the first stage; 4 — same but the second stage; 5 — arsenopyrite; 6 — pyrrhotite; 7 — biotite and (or) chlorite

**Fig. 15.15.** Reconstruction of the Houmstake's basin. After [Hiram, 1990]:

A — time formation Purmen's forming (1 — forming of black gold bearing shales in isolate minibasin); B — time ore formation Houmstake's forming; B — time formation Ellison's forming

**Fig. 15.16.** Geological Scheme of Karnataka Craton (Thouth Indian shade). After [Zolotorudnoe..., 1988]:

1 — dekans traps; 2 — formations of series Bkhima (PR3 – PZ1); 3, 4 — formations (PR2) of series Kaladgy (3) and Kaddapakh (4); 5 — dolerites' dykes; 6 — granite Klosepet; 7 — rocks of Darvarsk series: group Chitradurga (a), Bababudan (б), Sφrgur (B), 8 — granires and granite-gneisses Peninsula; 9 — chrnockites; 10 — axes of mine sincline structures; 11 — lineaments; 12 — gold field: main (I — kolar, II — Ramagiry, III- Hatty) and secondary; 13 — copper deposits; 14 — belts of crystalline rocks (figures in circles): 1 — Shivamoga Goa, 2 — Chitradurga, 3 — Bababudan. Axes — begin and finish of sublatitudinal profile GSZ

**Figure 15.17.** Kolar Greenstone Belt geological scheme (South Indian shade). After [Zolotorudnie..., 1988]:

1 — gneisses of Peninsula; 2 — amphibolitized gabbro, basalt and pyroxenites; 3 — arcoses, greywackes with streaks of rhyolites and andesites (a) and polymictic conglomerates (б); 4 — amphibolized basalts and gabbro with subordinate graphite shales; 5 — chlorite and sericite phyllites; 6 — ferruginous and flinty shales with streaks graphite phyllites; 7 — acidic intrusive rocks; 8 — alkali granites ( gravnites Panta); 9, 10 — occurences' elements of linearity (9) and bedding (10); 11, 12 — direction of immersion of small antiform (11) and sinform (12) foulds; 13 — faults; 14 — small gold deposits and manifestation: H — Nayakankhally, MТ — Manigatta, C — Sayts Gep, M — Maysur, KΓΦ — ore field Kolar (super big deposit), Б — Bisantam, MН — Malapakonda, Ч — Chigargunta; 15 — Cenozoic formations; figures in circle — faults and their numbers

**Fig. 15.18.** Geological composition (scheme) of Kolar Gold Field (South Indian). After [Zolotorudnoe..., 1988]:

1 — dolerites' dykes; 2 — ore zones: real (above) and believed (below); 3 — sulfidized zones; 4 — graphit's bodies; 5–8 — amphibolites transformed in different degrees; 9 — ferruginous quartzites; 10 — gneisses Chempion; 11 — granites and gneisses; 12 — faults; 13 — shaft

**Fig. 15.19.** Vertical section model of Kolar ore field (South Indian shade). After [Zolotorudnoe..., 12988]:

1 — gold-quartz bodies; 2 — zones of shearing (a) and pseudoplastic deformations (б); 3 — direction of moving ore-bearing fluid; 4 — granites' and pegmatites' bodies; 5 — above ore metamorphites; 6 — young granites (a) and granitoid magmatic center (б); 7 — granite-gneisses (a) migmatites, charnockites (б); 8 — metavolcanites (apotoleitic); 9 — basaltoide magmatic center in the contact of granite (a) and basalt (б) stratas; 10 — mantle

## ПРИЛОЖЕНИЕ

Любопытство побуждает, чтобы  
знать внутренность российской  
подземной природы и, оную для  
общего обозрения описав, показать  
ученому свету.

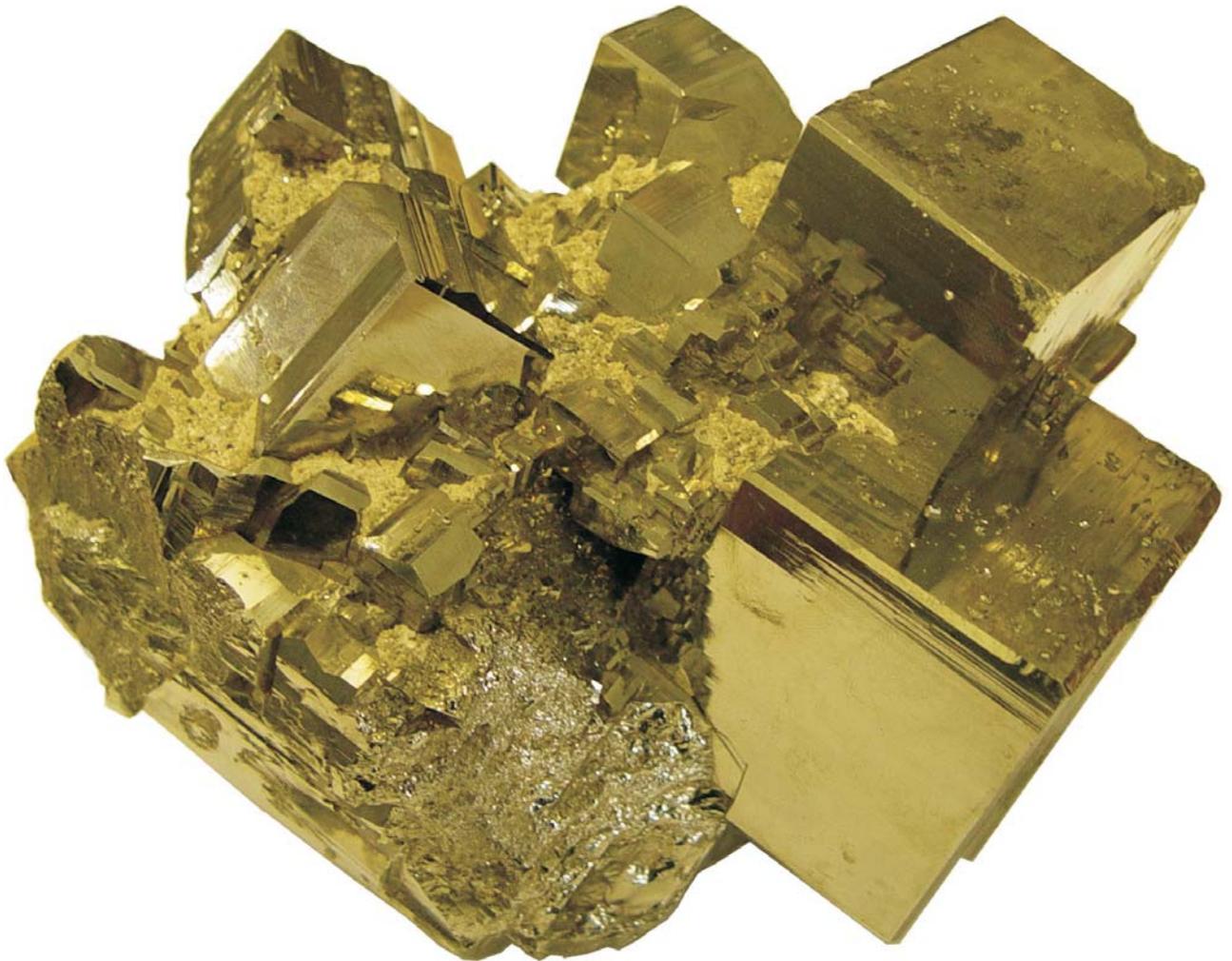
*М. Ломоносов*

Природа – самый безупречный мастер,  
Постигший совершенство ремесла,  
И все, что ей доступно и подвластно,  
До высоты искусства вознесла,  
...её творения дивно хороши...

*Н. Кондратовская*

Чему бы жизнь нас ни учила,  
Но сердце верит в чудеса:  
Есть нескудеющая сила  
И есть нетленная краса.

*Ф. Тютчев*

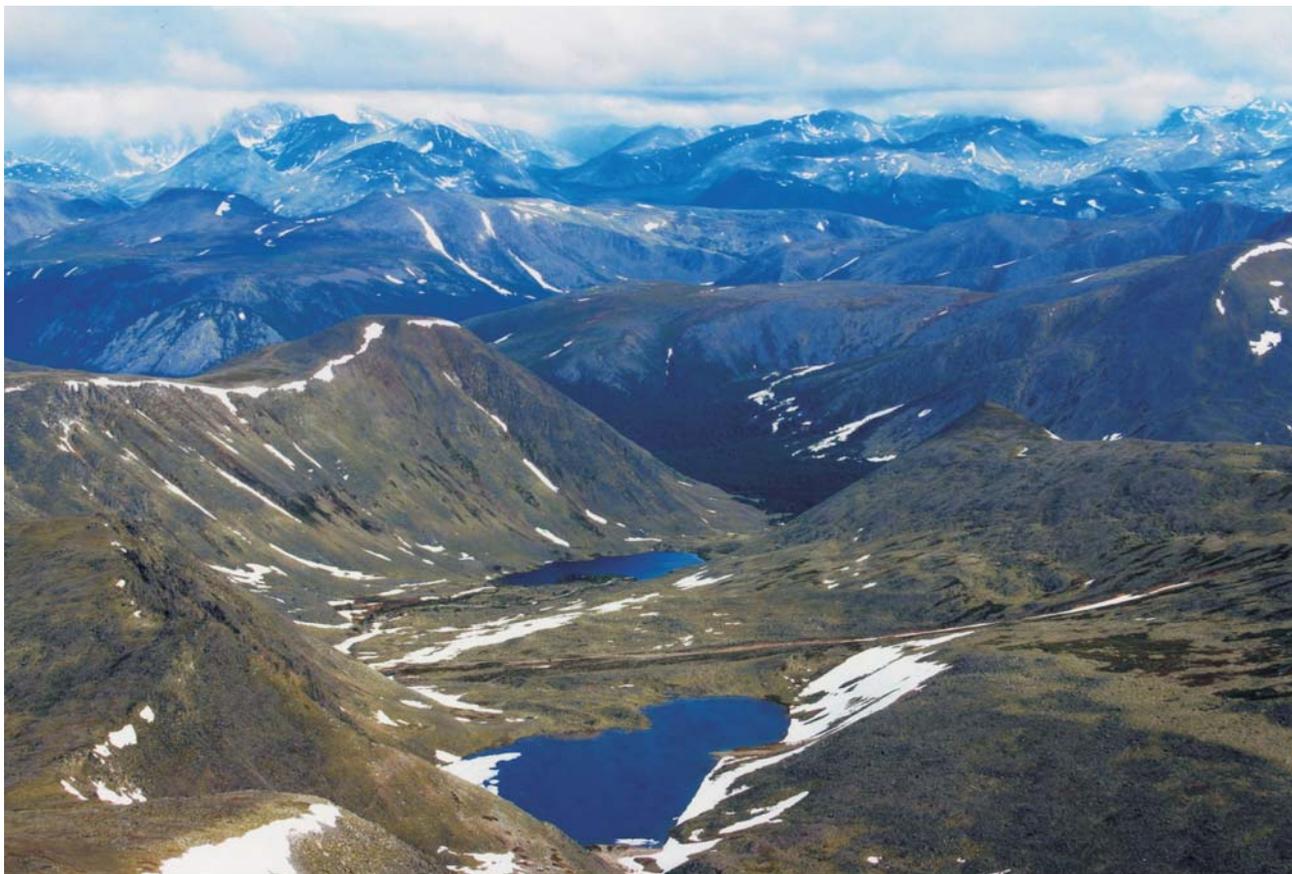




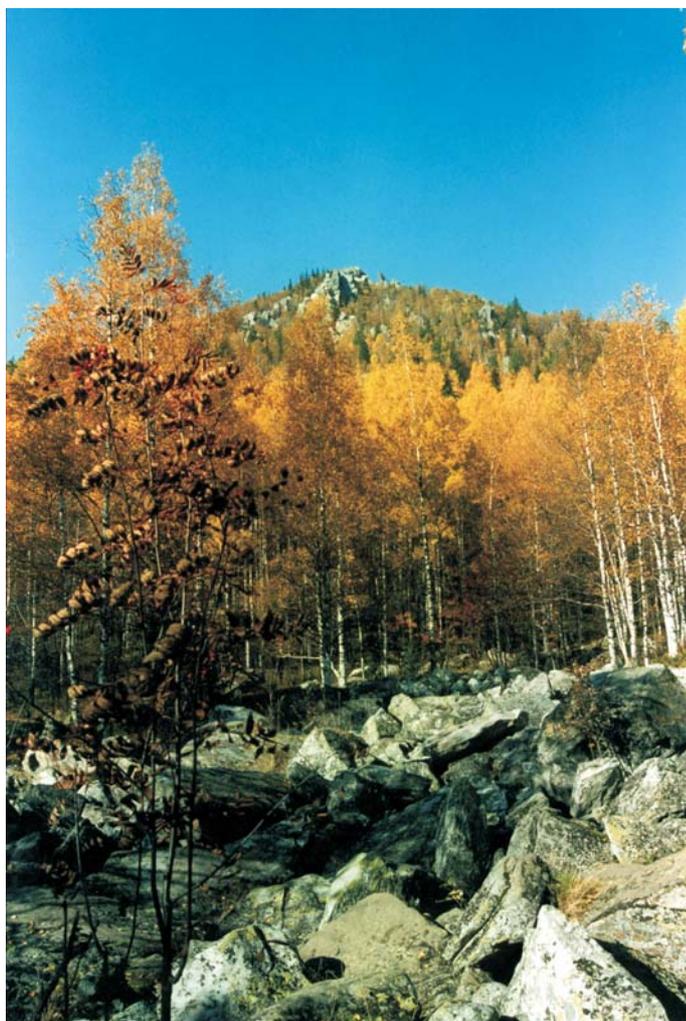
Зима в горной части Полярного Урала - не помеха для геологоразведки. Фото И.Г. Перминова (2008 г.)



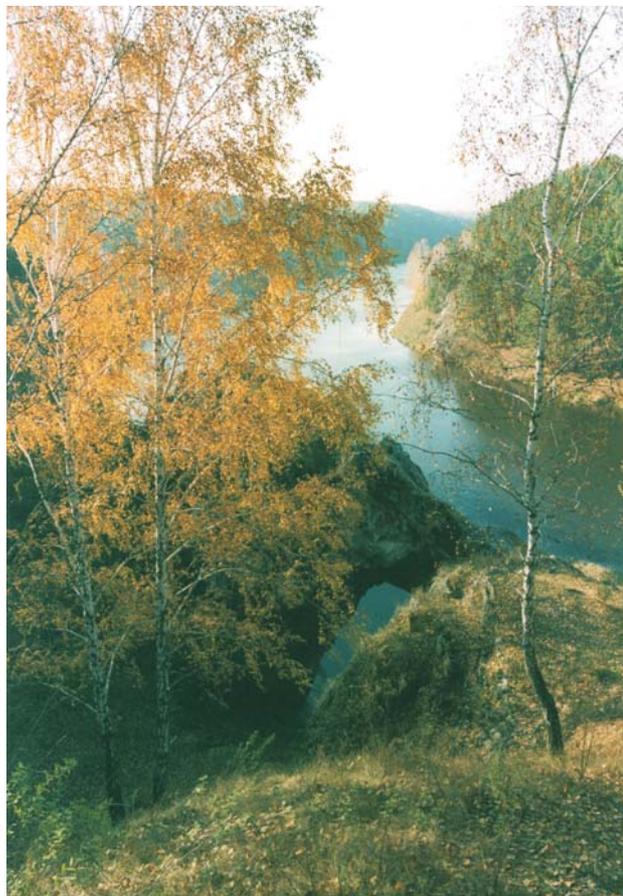
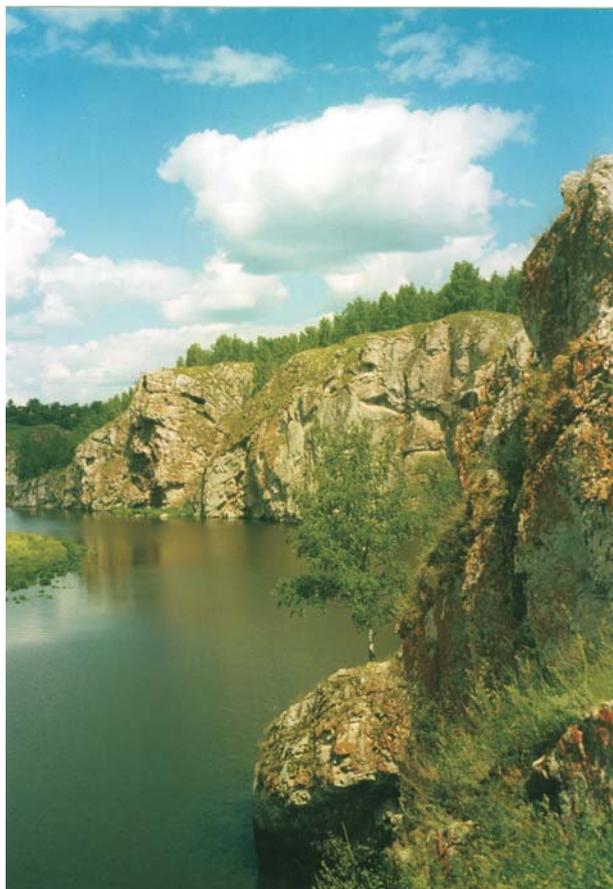
Горный ручей на Войкаре (Полярный Урал). Фото В.В. Григорьева (2004 г.)



Горный Урал поздней весной. Фото С.Г. Дубейковского (2006 г.)



Осень на Таганае (Южный Урал). Фото С.Г. Дубейковского (2006 г.)



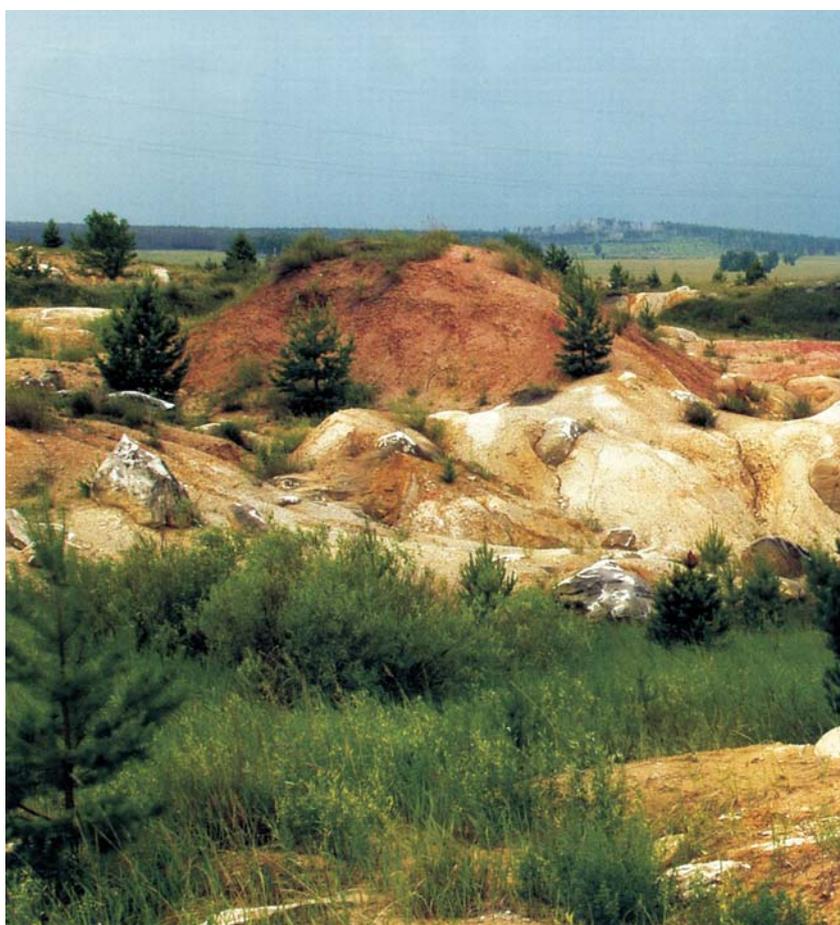
Начало осени на Среднем Урале. Река Исеть. Справа, вдоль берега – скальные обнажения известняков.  
Фото С.Г. Дубейковского (2006 г.)



Буян-ветер в зимнее время на Северном Урале. Фото С.Г. Дубейковского (2006 г.)



Водная гладь перед заходом солнца. Озеро Парцелор (Полярный Урал). Фото В.В. Григорьева (2006 г.)



«Вторичный» ландшафт, сформированный в результате отработки золотоносной Еленовской россыпи (Южный Урал). По С.В. Колисниченко и В.А. Попову (2008 г.)



Начало зимы на Неройской площади (Полярный Урал). Фото С.Г. Дубейковского (2006 г.)



Вид вдоль «золотой» реки Миасс (Южный Урал) с севера на юг летом. По С.В. Колисниченко и В.А. Попову (2008 г.)



Стела – памятник открытию уральского и российского золота. Установлен на отвале рудника «Первоначальный»



Шиловское медно-скарновое месторождение (Средний Урал). В центре (бурое) – скарны, минерализованные сульфидами; справа (светло-серое) – мраморизованные известняки; слева внизу (темно-серое) – габбро,верху (розоватое) - диориты



Развал глыб диоритов в районе Шиловского месторождения (см. предыдущий рисунок). С диоритами связаны золотоносные медно-порфировые оруденение и кварц-жильная минерализация



Карьер, которым отработано Кировское золоторудное месторождение. (Южный Урал) Углеродистые сланцы, «поражены» корообразованием и развитием низкотемпературного гидротермально-метасоматического процесса



Карьер, обрабатывающий золоторудное Светлинское месторождение (Южный Урал)



Озера, возникшие на месте отработанных золотоносных россыпей. Южный Урал. По С.В. Колисниченко и В.А. Попову (2008 г.)



Красивейший карьер на Урале. Отработаны тальк-карбонатные породы - высококачественное теплоизоляционное сырье. В северном борту задокументированы золотоносные кварцевые жилы двух генераций



«Индустриальный» пейзаж в Карабашском рудном районе (Южный Урал). Видны пни деревьев, уничтоженных выбросами труб медеплавильного комбината. Фото А.И. Малышева (2007 г.)



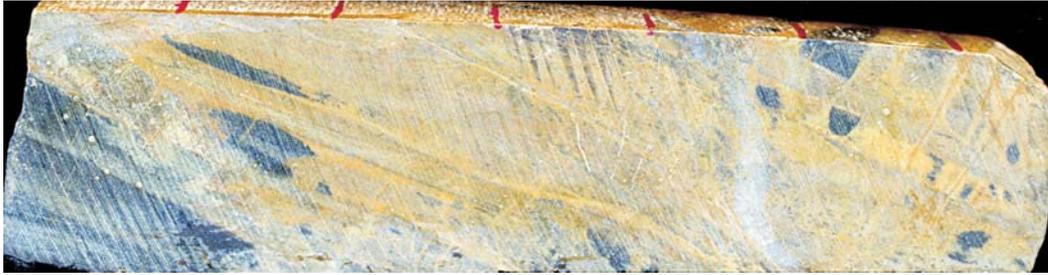
Золотоносные родингиты (светло-серое в центре), локализирующиеся в антигоритовых серпентинитах. На контакте родингитов и серпентинитов развит хлорит. Золоторудное месторождение Золотая гора (Южный Урал). Фото А.И. Малышева (2007 г.)



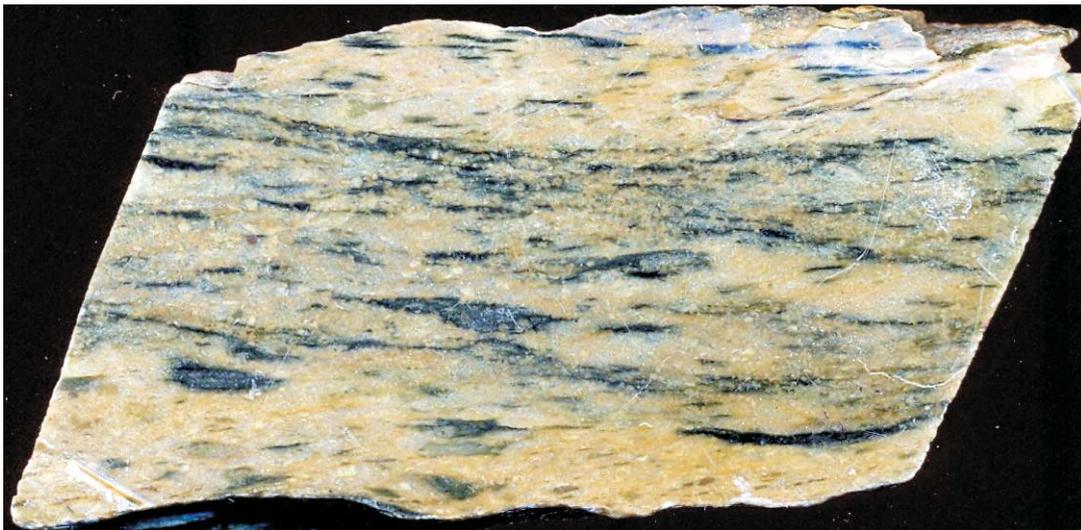
Горная выработка (ширина 0,6 м), которой отработана шеелитоносная кварцевая жила Бурановского месторождения (Южный Урал). Боковые породы жилы – гумбеизированные граносиениты



Развал шеелит-кварцевой жилы Великопетровского месторождения (Южный Урал)



Аподолеритовый листвени́т Быньговского золоторудного месторождения (Средний Урал).  
Керн колонковой скважины. Иллюстрируются два перпендикулярных сечения. Натур. вел.



Реликты сланцевой текстуры (подчеркивается ориентированным расположением лейст биотита в березитизированном андезите). Пышминское золоторудное месторождение (Средний Урал).  
Керн колонковой скважины. Натур. вел.



Березит-лиственит по андезибазальту Малоистокского золоторудного месторождения (Средний Урал).  
Натур. вел. Видны две генерации прожилков: ранняя – кварцевая и поздняя – кварц-карбонатная



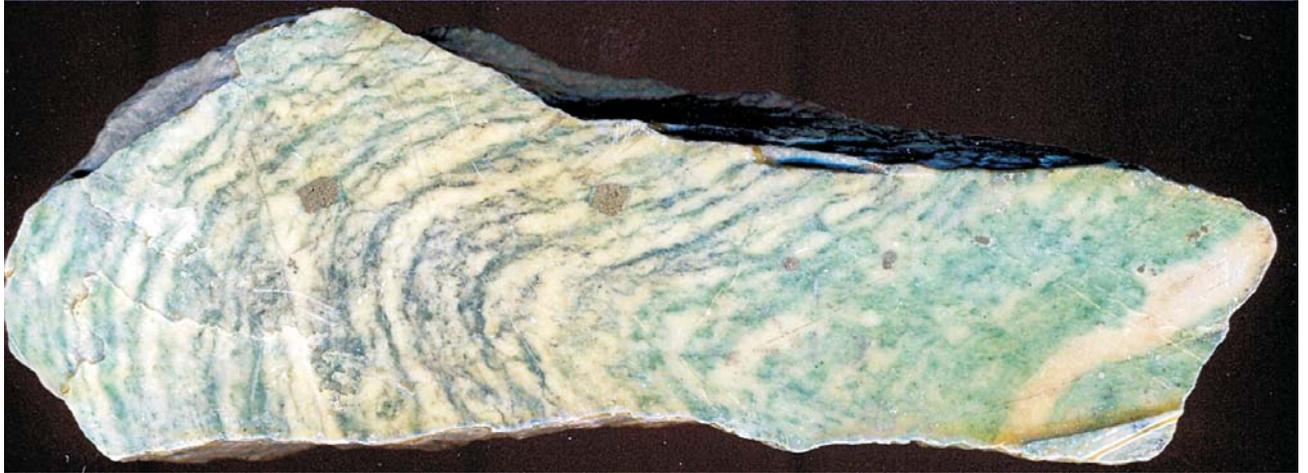
Березитизация гранодиоритов приконтактовой зоны Бурановского массива (Южный Урал).  
Бурановское шеелитовое месторождение, шахтный отвал



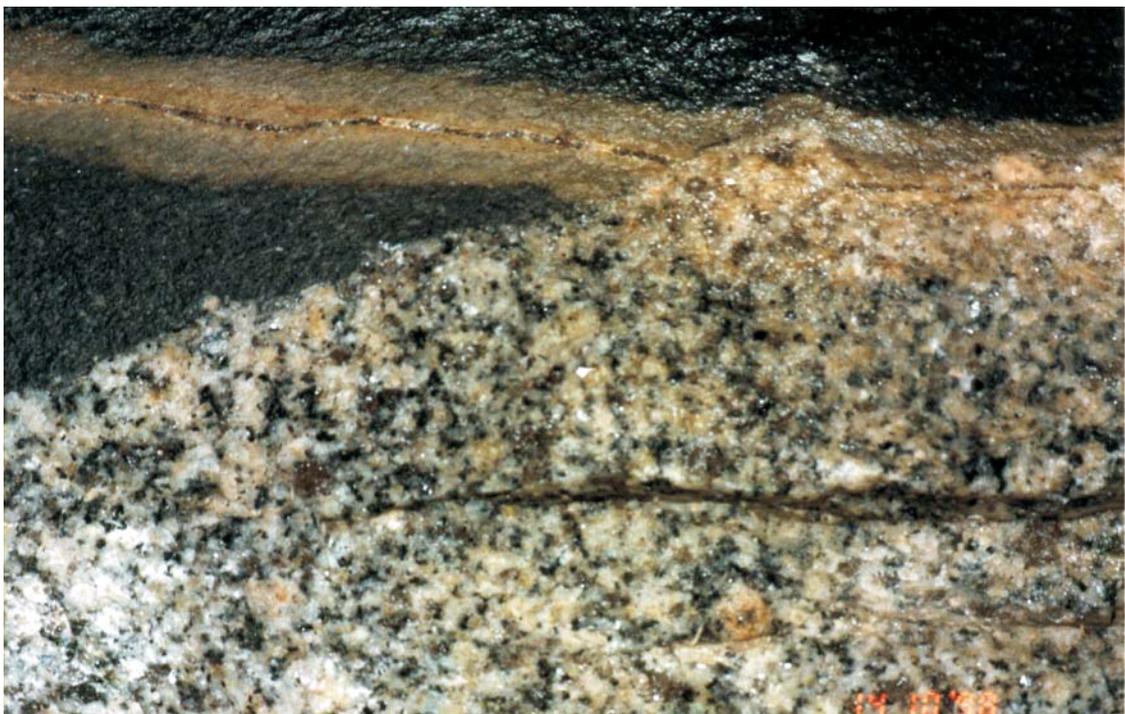
Лиственизация базальтов Курсанского золотосодержащего колчеданно-полиметаллического месторождения (Южный Урал). Белое – кварцевые жилы и прожилки. Отвал эксплуатационного карьера



Фукситовый березит по углеродистому сланцу. Миндякское золоторудное месторождение (Южный Урал). Натур. вел. В березите «просвечивает» реликтовая плейчатость; она отчетлива в сланцах



Березит-лиственит плейчатой текстуры, сформировавшийся по зеленосланцево перерожденному андезиту. Пышминское золоторудное месторождение (Средний Урал). Отвал разведочного шурфа. Натур. вел.



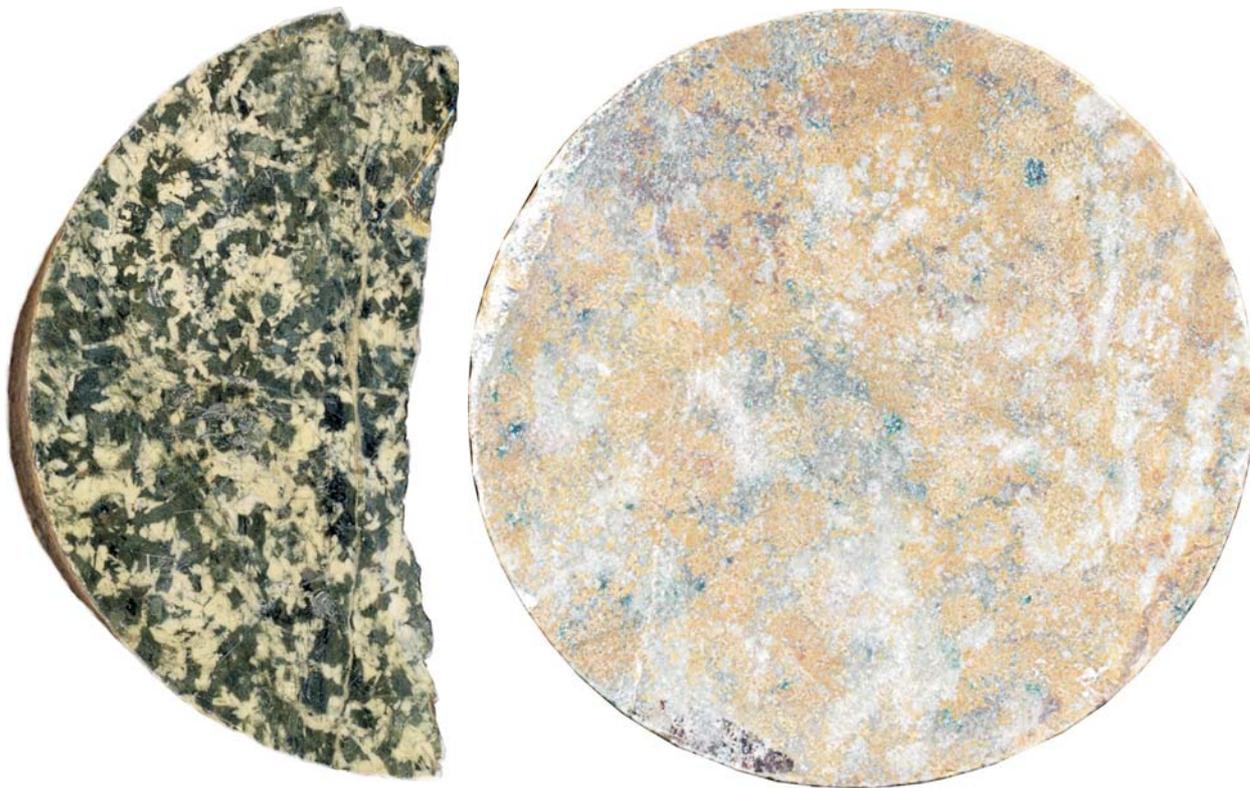
Развитие вдоль трещины, выполненной кварцем, березитов (светло-серое, вверху) по лампрофирам (темно-серое) и гумбеитов (розоватое) по адамеллитам (пятнистая окраска, порфирировая текстура). Натур. вел. Березовское рудное поле (Средний Урал), Шарташский карьер



Золоторудная кварцевая жила, сопряженная с апосерпентинитовыми лиственитами. Благодатное золоторудное месторождение (Средний Урал). Натур. вел.



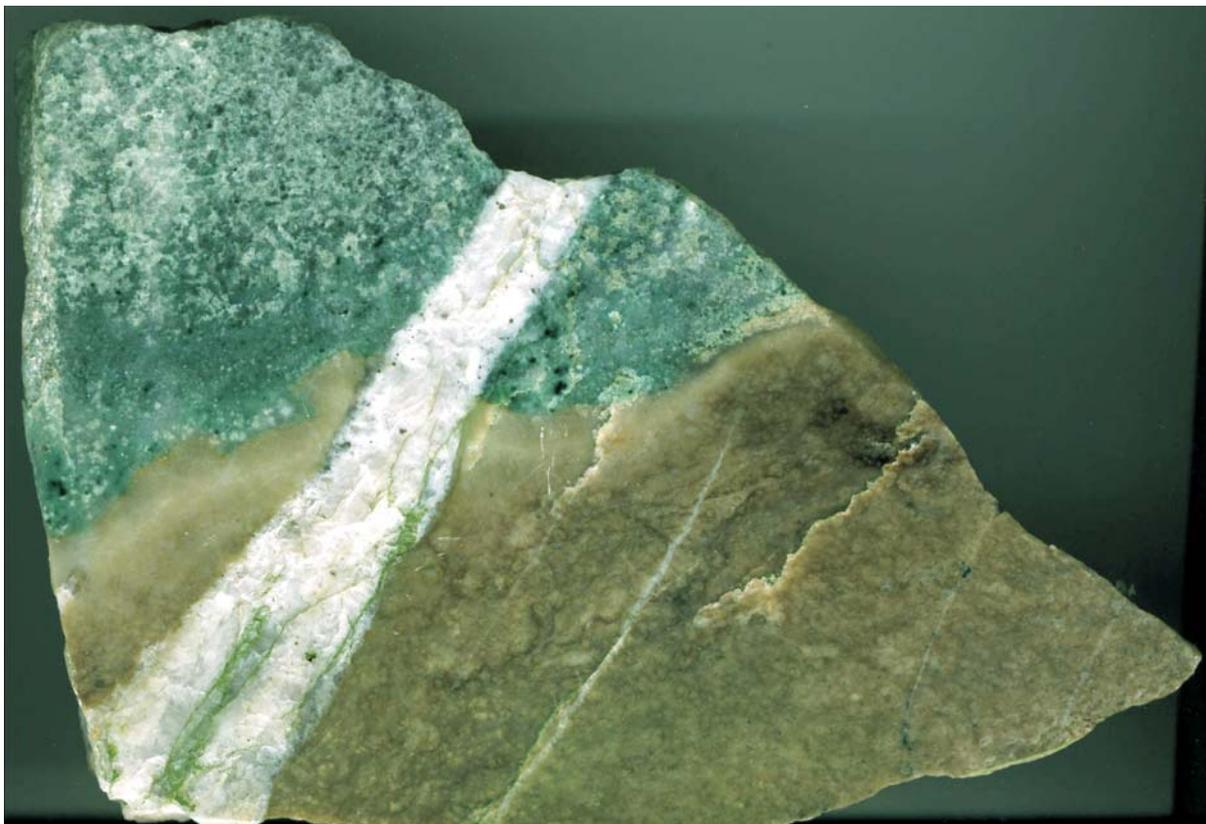
Березитизация и развитие кварцевых прожилков в углеродистых сланцах Миндякского золоторудного месторождения (Южный Урал). Натур. вел.



Габбро (слева) и апогаббровый лиственит (справа). Северный фланг Березовского золоторудного месторождения (Средний Урал). Керн колонковой скважины 2520. Диаметр керна 11 см



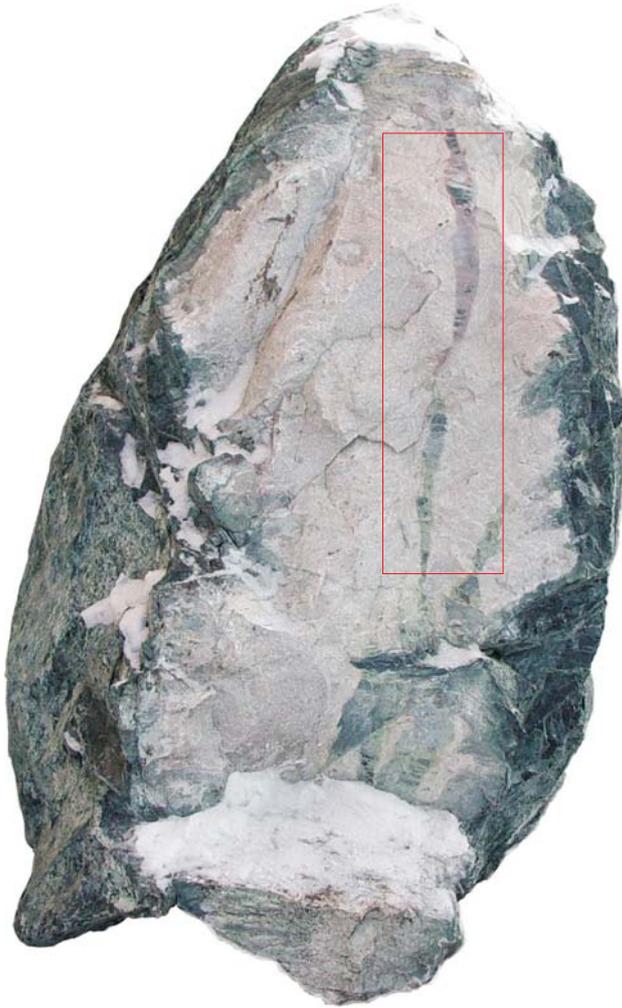
Витрина Уральского геологического музея с типовыми горными породами, рудами и минералами Березовского золоторудного месторождения (Средний Урал)



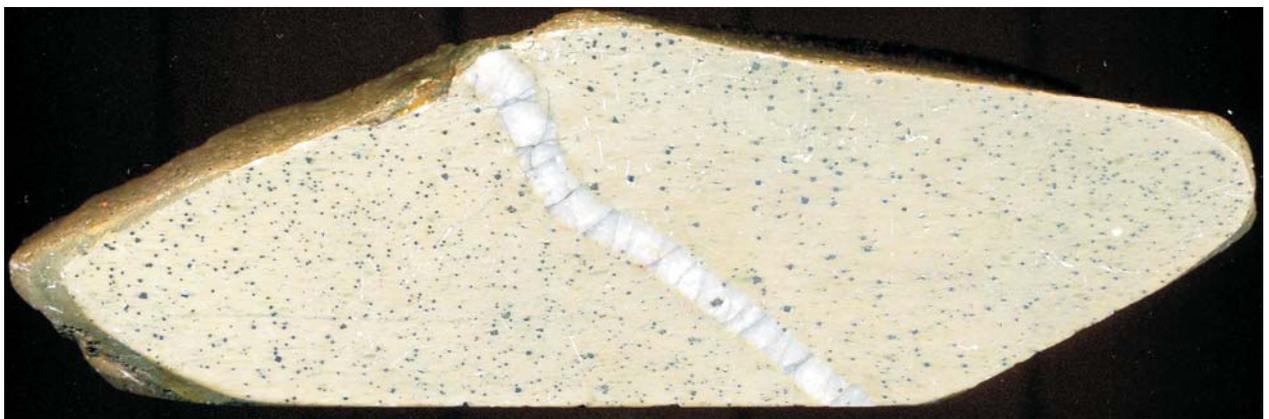
Листвениит (зеленое) и березит (светло-серое) из биметасоматической колонки, сформировавшейся на контакте апогартбургитового антигоритового серпентинита с дайкой плагиогранит-порфира. Белое – кварцевая жила. Березовское золоторудное месторождение. Длина образца 16 см



Резкий контакт диоритового порфирита с зоной его березитизации и контроль «тонкой» сульфидной золотосодержащей минерализации различными ориентированными трещинами. Юбилейное золоторудное месторождение (Южный Урал). Длина образца 10 см



Две генерации родингита Баженовского асбестового месторождения (Средний Урал). Высота глыбы 2,3 м. Белое – родингит-I, розоватое – родингит-II, серовато-зеленое - антигоритовый серпентинит. Экспонат Уральского геологического музея



Березит с пиритом по плагиограниту и кварцевым секущим прожилкам, Быньговское месторождение (Средний Урал). Длина образца 16 см



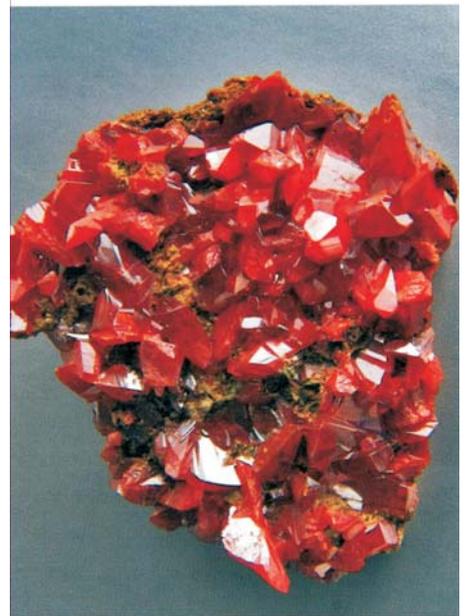
Кристаллы золота. Березовское месторождение (Средний Урал). По Д.А.Клейменову и др. (2005 г.)  
Длина октаэдра 7мм



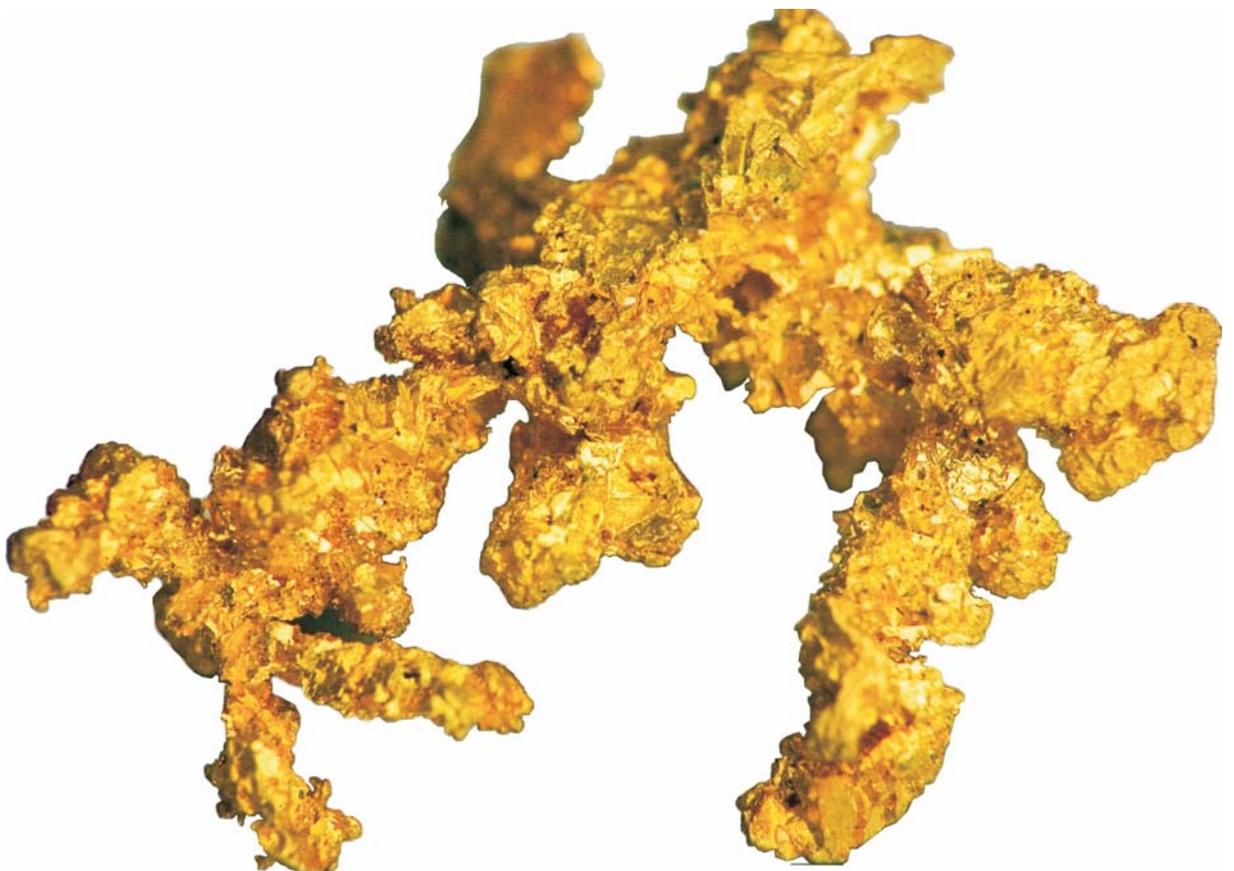
Друза кристаллов халькопирита Березовского месторождения (средний Урал). По Д.А. Клейменову и др. (2005 г.). 0,8 натур. вел.



Самородное золото в кварце. Березовское месторождение (Средний Урал). Шахта Северная.  
Величина образца 2х3х7 см. По Д.А. Клейменову и др.(2005 г.)



Крокоит. Березовское месторождение  
(Средний Урал). 0,8 натур. вел.  
По Д.А. Клейменову и др. (2005 г.)



Самородок золота «Крабо». Березовское месторождение, шахта Северная. По Д.А. Клейменову и др. (2005 г.).  
Величина образца 1x2x3,5 см



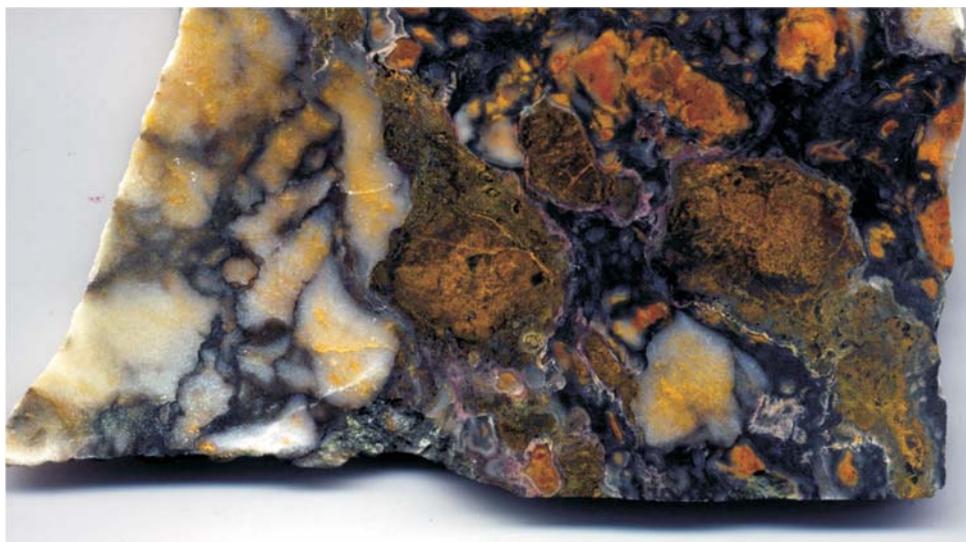
Друза кристаллов пирита. Березовское месторождение (Средний Урал). Натур. вел.  
По Д.А. Клейменову и др. (2005 г.)



Кристалл шеелита из Березовского месторождения.  
Длина 6,5 см. По Д.А. Клейменову и др. (2005 г.)



Хромсодержащий пирофиллид на выветрелом апогаб-  
бровом листовените. Северный фланг Березовского  
золоторудного месторождения (Средний Урал).  
2/3 натур. вел. По Д.А. Клейменову и др. (2005 г.)



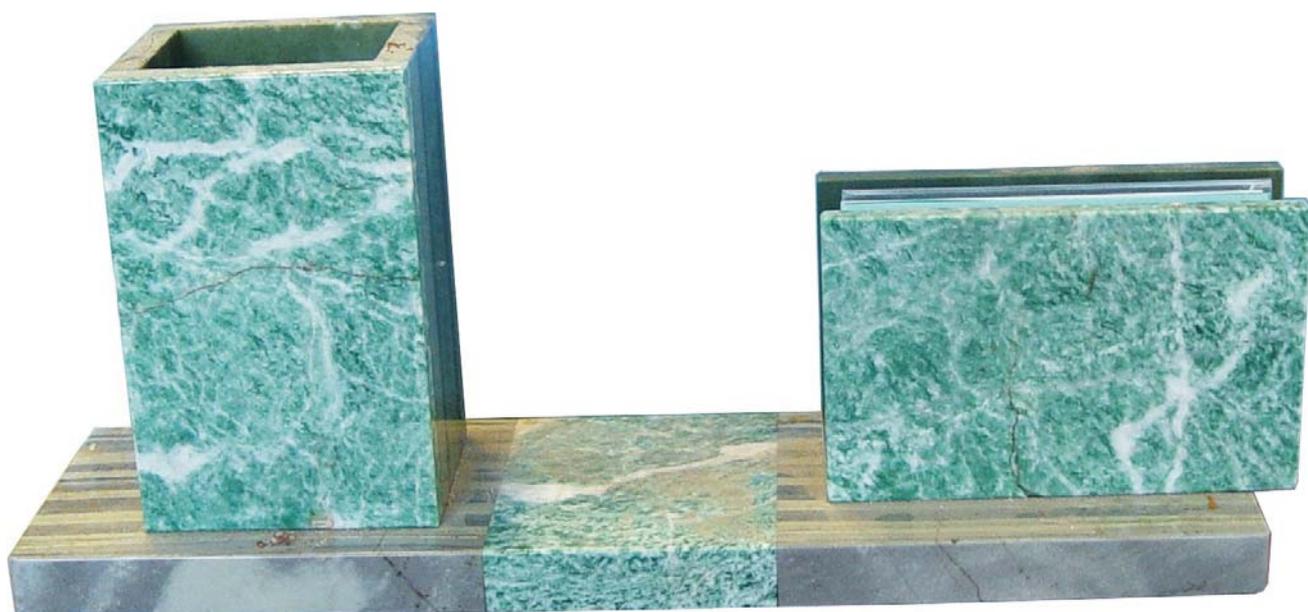
Известняковая брекчия, минерализованная реальгаром и аурипигментом. Длина образца 14 см.  
Воронцовское золоторудное месторождение (Северный Урал)



Россыпное золото Северо-Светлинской россыпи (Южный Урал).  
По С.В. Колисниченко и В.А. Попову (2008 г.)



Вазы из апоизвестняковых лиственитов Невьянского района (Средний Урал).  
Экспонаты Уральского геологического музея



Прибор для канцелярских принадлежностей, изготовленный из лиственита и оникса

Заявки на книгу направлять по адресу:  
620151, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7  
Институт геологии и геохимии УрО РАН

Владимир Николаевич Сазонов  
Виктор Алексеевич Коротеев

**ОСНОВНЫЕ ЗОЛОТОПРОДУКТИВНЫЕ И СОПУТСТВУЮЩИЕ  
МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ УРАЛА**

Научное издание

Печатается по решению Ученого совета  
Института геологии и геохимии УрО РАН

ИД № 03004 от 13.10.2000 г.

Редактор Л.В. Устьянцева

Оригинал-макет Л.К. Малышева

Подписано в печать 08.12.08 г. Бумага типографская. Формат 60 × 84<sup>1</sup>/<sub>8</sub>  
Печать офсетная. Усл. печ. л. 23,85. Уч.-изд. л. 24,1. Тираж 300. Заказ

Институт геологии и геохимии УрО РАН,  
620151, г. Екатеринбург, Почтовый пер. 7

Отпечатано с оригинал-макета в типографии ООО «ИРА УТК»,  
620219, г. Екатеринбург, ул. К. Либкнехта, 42