

Российская Академия Наук

КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

Геологический институт

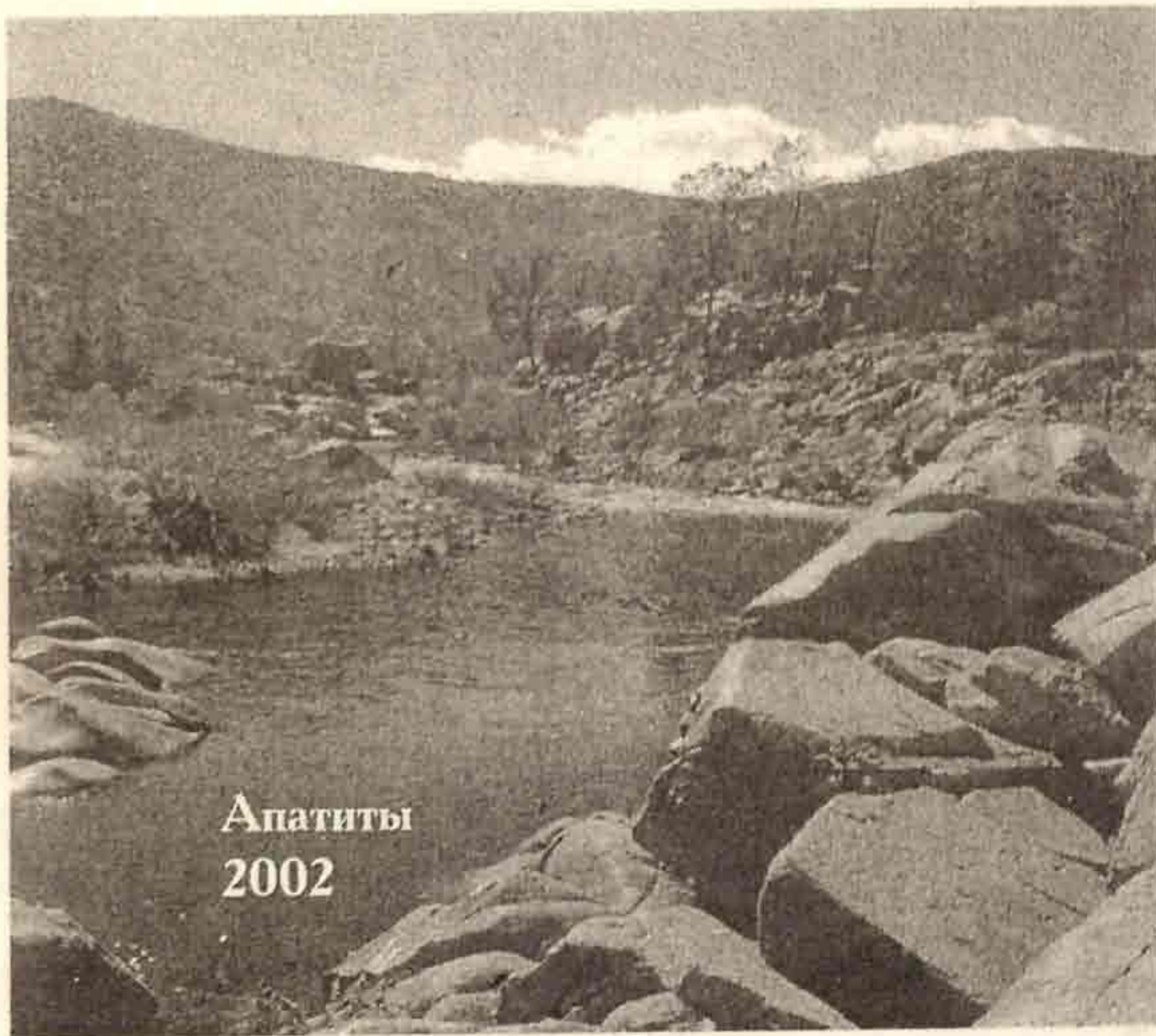
Комитет Российской Федерации по рыболовству

Мурманский государственный технический университет

В.П.Петров

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ

**ПОДЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ**



Апатиты
2002

Российская Академия Наук

КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

Геологический институт

Комитет Российской Федерации по рыболовству
Мурманский государственный технический университет

В.П.Петров

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Учебное пособие

Апатиты

2002

Печатается по постановлению Президиума
Кольского научного центра Российской академии наук

УДК 552.16+ 553.2

Метаморфические полезные ископаемые

Апатиты: изд. Кольского научного центра РАН, 2002. - 216 с.

В.П.Петров - профессор, доктор геолого-минералогических наук, зав. лабораторией метаморфизма Геологического института Кольского научного центра, профессор Кольского филиала Петрозаводского государственного университета и кафедры полезных ископаемых Апатитского отделения Мурманского государственного технического университета

Излагаются основы современных представлений по метаморфизму и метасоматозу, теории метаморфического рудообразования, классификации метаморфогенных рудных формаций. Приводится характеристика некоторых рудных формаций и конкретных месторождений различных типов, генетически связанных с метаморфическими и метасоматическими процессами областей регионального метаморфизма.

Книга предназначена в качестве учебного пособия для студентов геологических специальностей.

Рецензент:

О.Б.Дудкин, доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры геологии и разведки месторождений полезных ископаемых МГТУ, зав. лабораторией Геологического института Кольского научного центра РАН

© Петров В.П., 2002

© Кольский научный центр РАН, 2002

Многочисленные природные наблюдения свидетельствуют о тесной взаимосвязи, пространственно-временной или генетической, многих эндогенных месторождений полезных ископаемых с метаморфическими и метасоматическими процессами. Эти наблюдения подтверждаются экспериментальными исследованиями, физико-химическим и термодинамическим моделированием процессов эндогенного рудообразования.

Столкнувшись с необходимостью чтения небольшого курса по метаморфогенным полезным ископаемым для студентов-геологов, автор настоящего учебного пособия обнаружил для себя малообъяснимое на первый взгляд – это недостаток учебных пособий и материалов по данной теме. Не говоря уже о классических учебниках по полезным ископаемым или месторождениям, на которых учились мое поколение и многие другие поколения студентов, но даже и в более поздних учебных изданиях, метаморфогенные полезные ископаемые обычно освещаются буквально несколькими страницами. Это, к сожалению, свойственно даже такому прекрасному, фундаментальному по своему значению, труду, как учебник В.И.Смирнова (1982). Такое положение, на мой взгляд, несколько парадоксально, так как недостаток материалов в учебной литературе резко контрастирует с наличием как крупных монографических по своему целевому назначению работ по отдельным видам полезных ископаемых, теории метаморфизма и метаморфогенного рудообразования, так и большим количеством журнальных публикаций по конкретным вопросам и месторождениям.

Настоящая книга как учебное пособие, конечно, не ликвидирует этот пробел. Она не может рассматриваться как исчерпывающее описание сложной многоаспектной проблемы метаморфогенных полезных ископаемых. Автор попытался лишь систематизировать некоторые современные представления по данной проблеме. При этом своей основной задачей мы показали роль различных по своей геологической и петрогенетической природе метаморфических и метасоматических процессов не только в образовании концентраций полезных химических и вещественных компонентов в земной коре, которые собственно и называются месторождениями, но также в формировании строения геологических тел, образуемых этими концентрациями, а также минералого-технологических свойств самих руд. Наши собственные наблюдения ограничиваются только несколькими метаморфическими рудными формациями. Поэтому при характеристике большинства рудных формаций и конкретных месторождений использованы активно различные опубликованные материалы. Естественно, что в этом случае при описании большинства месторождений излагались соответствующие авторские данные и представления по их строению, генезису и особенностям процессов метаморфизма. Опираясь на эти данные, осуществлялось отнесение тех или иных месторождений к определенному генетическому типу, что в ряде случаев может быть и действительно остается спорным.

При всех очевидных для нас недостатках настоящей работы представляется, что она может быть полезной для студентов-геологов как систематизированный обзор основных понятий теории метаморфического

рудообразования и даже просто как концентрированная сводка характеристик наиболее представительных и крупных промышленных месторождений полезных ископаемых, связанных с метаморфическими комплексами пород.

Автор выражает искреннюю благодарность своим коллегам по Геологическому институту КНЦ РАН О.А.Беляеву, А.Н.Виноградову, Б.В.Гавриленко за консультации и содействие в поисках материалов. Автор признателен также В.Г.Сухоруковой за большую помощь в технической подготовке настоящей работы.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕТАМОРФИЗМЕ, ЕГО ОСНОВНЫХ ФАКТОРАХ, ФАЦИЯХ И ТИПАХ

Понятие метаморфизм включает разнообразные минералогические, структурные и химические преобразования горных пород и минералов, происходящие в земной коре в основном под влиянием эндогенных энергетических и физико-химических факторов. Ведущая роль в этом эндогенном процессе принадлежит высоким температурам и давлениям, а также гидротермам и флюидам. Нижний температурный предел метаморфизма традиционно оценивается в 200-250°C. Более низкотемпературные литогенетические преобразования осадочных пород относятся к диагенезу и катагенезу. Верхний температурный предел метаморфизма определяется плавлением горных пород, которое, в зависимости от химического и минерального состава последних, а также от содержания в них летучих веществ и водного флюида, происходит около 700-900° С. Общее давление, как фактор метаморфизма, варьирует в широких пределах, достигая 10-15 кбар и более.

1.1. Петрогенетические типы метаморфизма

Природа метаморфизма, проблемы его систематизации постоянно обсуждаются в литературе, начиная с момента зарождения представлений об этом эндогенном явлении.

В принципе, учитывая основной мотив преобразований пород при метаморфизме, можно различать три основных его петрогенетических типа:

1. Собственно *метаморфизм* или *изохимический метаморфизм*, выражающийся главным образом в минеральных преобразованиях пород при изменении Р и Т.

2. *Метасоматизм* или *аллохимический метаморфизм*, характеризующийся доминирующей ролью изменения химического состава пород при определенных Р и Т и варьирующих химических потенциалах элементов.

3. *Метафабрицизм*, выражающийся в изменениях текстуры и структуры горных пород, вызванных тектоническими напряжениями и деформациями, осуществляющихся, в своем рафинированном проявлении, без изменения их минерального состава и химизма.

Конечно, реально в природных условиях крайние проявления этих процессов наблюдаются редко. Как правило, обнаруживаются различные промежуточные типы, в зависимости от комбинации основных параметров эндогенного петрогенезиса - температуры, различных видов давления, вариаций химических потенциалов или активностей химических компонентов.

Так, условно к метаморфизму относят процессы, происходящие без существенного изменения химизма пород, за исключением содержания в них воды и летучих компонентов. К метасоматизму относят процессы, проявляющиеся в глубоком изменении химического состава пород. Таким

образом, различия между метаморфизмом и метасоматизмом выглядят как принципиальные. К примеру, при изохимическом метаморфизме известняки и доломиты превращаются в мраморы, а при метасоматозе они же могут превращаться в кварциты или скарны. Породные продукты изохимического метаморфизма определяются общим понятием *метаморфиты*, продукты аллохимического метаморфизма (метасоматоза) - *метасоматиты*. При этом следует всегда иметь в виду, что изохимический или просто метаморфизм по существу может рассматриваться как частный случай аллохимического метаморфизма (метасоматоза), при котором геохимическая подвижность основных петрогенных химических компонентов ограничена и в определенных рамках может не учитываться. Это, однако, не относится ко многим редким и рудогенным элементам, которые могут активно мигрировать в условиях обычного «изохимического» метаморфизма.

Текстурно-структурные преобразования пород (дислокации, катаклаз, рассланцевание, милонитизация) также обнаруживают четкую зависимость или взаимосвязь с собственно метаморфическими и метасоматическими преобразованиями, их интенсивностью и физико-химическими условиями. В «чистом» виде они выявляются и систематизируются только в определенных диапазонах или фациях метаморфических условий.

1.2. Фации метаморфизма

Зависимость минерального состава метаморфических пород от термодинамических условий их образования в наиболее общем виде отражена в концепции метаморфических фаций.

Основная идея концепции метаморфических фаций, которая является частью более общей концепции минеральных фаций, впервые сформулированной П.Эскола, заключается в том, что при заданных параметрах температуры и общего давления горная порода определенного химического состава характеризуется строго определенным минеральным составом. Совокупность слагающих ее минералов называется *минеральной ассоциацией*, которая, в свою очередь, характеризует определенный интервал термодинамических условий своего образования. Породы различного состава, метаморфизованные в некотором интервале температур и давлений, относятся к одной метаморфической фации. Каждая минеральная фация представляет на диаграмме P-T определенное поле, ограниченное соответствующими минеральными реакциями, что позволяет по характеру наблюдающихся в природе минеральных ассоциаций приблизительно судить об условиях их образования.

Таким образом, метаморфическая фация рассматривается, с одной стороны, как ассоциация пород, образованных в сходных физико-химических условиях, а с другой, - как определенный диапазон физико-химических условий, прежде всего, температуры и давления.

При определении метаморфических фаций необходимо выполнение двух главных условий: 1) метаморфическая фация должна соответствовать области P-T условий, ограниченных несколькими важными минеральными равновесиями, свойственными широко распространенным составам пород; 2) фация должна отвечать P-T условиям образования естественных ассоциаций

пород, т.е. допускать возможность ее картирования. В литературе используются различные варианты систематики метаморфических фаций (Тернер, 1951; Добрецов и др. 1970; Кориковский, 1979; Глебовицкий, 1973; и др.). На рис. 1.1. приводится несколько измененный вариант схемы метаморфических фаций, предложенной В.А.Глебовицким (1973). Отдавая дань традиции, заложенной П.Эскола, названия метаморфических фаций приводятся по минеральным парагенезисам и равновесиям пород основного состава, насыщенных известью (базитов), а их более дробных подразделений, субфаций – по минеральным ассоциациям метаосадочных глиноземистых пород, бедных известью.

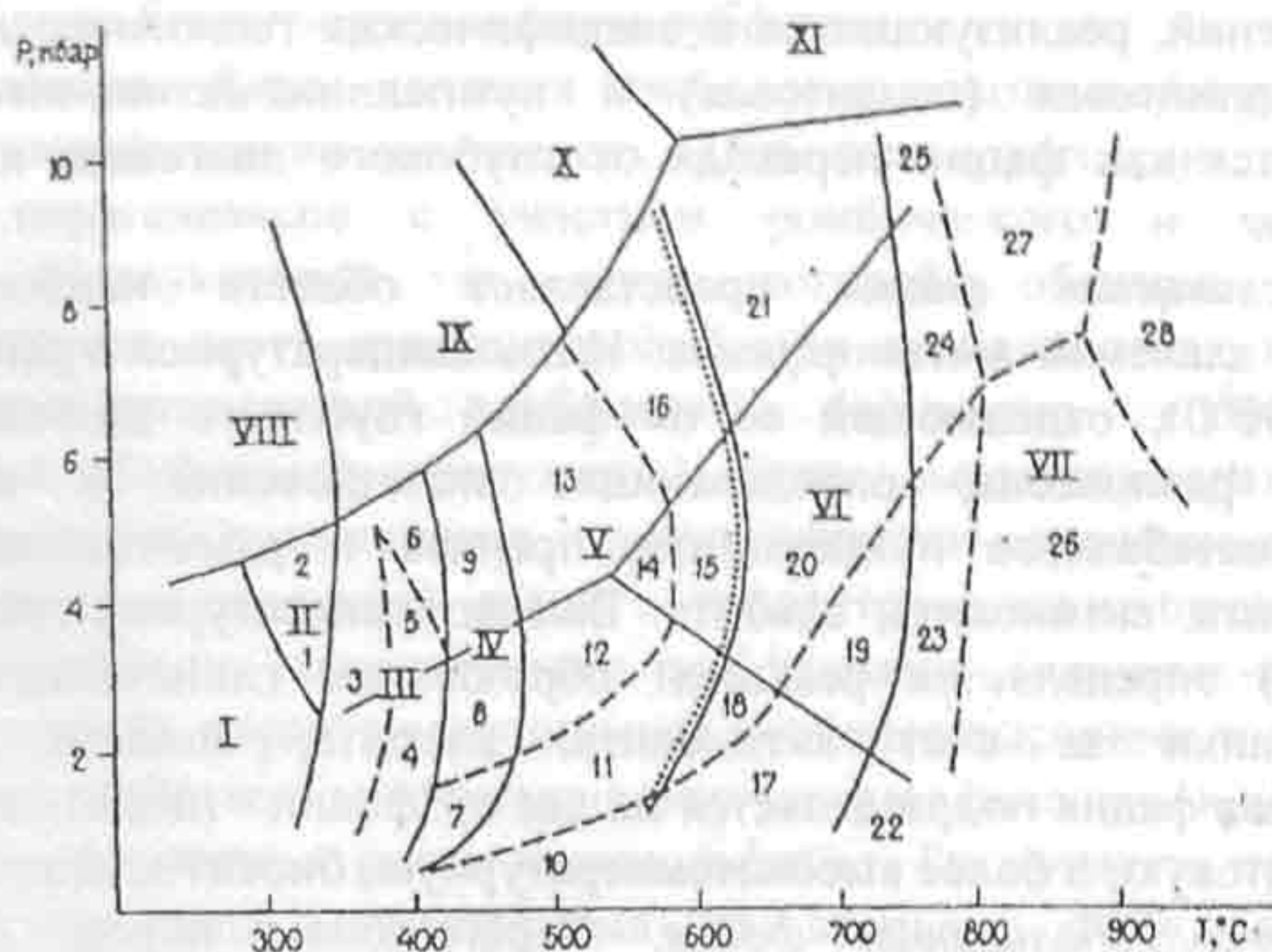


Рис. 1.1. Схема метаморфических фаций на основе схемы В.А.Глебовицкого (1973):

Римские цифры - фации метаморфизма: I - пренит-пумпеллитовая, II - пумпеллит-актинолитовая, III - зеленосланцевая, IV - эпидот-амфиболитовая, V - низкотемпературная амфиболитовая, VI - высокотемпературная амфиболитовая, VII - гранулитовая, VIII - лавсонит-глаукофан-кварцевая, IX - парагонит-цоизит-кианитовая, X - кианит-кварцевая, XI - кианит-эклогитовая. Арабские цифры - субфации: 1 - безлавсонитовая, 2 - лавсонит-кварцевая, 3 - серицит-хлоритовая, 4 - андалузит-мусковит-хлоритовая, 5 - кианит-мусковит-хлоритовая, 6 - гранат-хлоритовая (без биотита), 7 - андалузит-кордиерит-хлоритовая, 8 - андалузит-ставролит-хлоритовая, 9 - кианит-ставролит-хлоритовая, 10 - андалузит-кордиерит-мусковитовая, 11 - андалузит-кордиерит-биотит-мусковитовая, 12 - ставролит-андалузит-биотит-мусковитовая, 13 - кианит-ставролит-биотит-мусковитовая, 14 - ставролит-силлиманит-мусковитовая, 15 - силлиманит-гранат-мусковитовая, 16 - гранат-кианит-биотит-мусковитовая, 17 - андалузит-кордиерит-ортоклазовая, 18 - андалузит-кордиерит-биотит-ортоклазовая, 19 - кордиерит-силлиманит-биотит-ортоклазовая, 20 - гранат-силлиманит-биотит-ортоклазовая, 21 - гранат-кианит-биотит-ортоклазовая, 22 - андалузит-гиперстен-ортоклазовая, 23 - гранат-гиперстен-биотит-ортоклазовая, 24 - гранат-силлиманит-биотит-ортоклазовая (гранат-гиперстен-биотит-ортоклазовая), 26 - гранат-кордиерит-гиперстен-ортоклазовая (безбиотитовая), 27 - гиперстен-

силлиманитовая, 28 - сапфирин-кварцевая. Тройная точка Al_2SiO_5 (Newton, 1966). Сплошные линии - границы фаций; пунктирные линии - границы субфаций; точками обозначена линия дегидратации мусковита

Основными метаморфическими фациями, охватывающими по существу все разнообразие пород и парагенезисов регионально развитых метаморфических комплексов, являются зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая и гранулитовая. Глаукофановая, цоизит-кианит-кварцевая фации и фация дистеновых эклогитов образуют особую группу фаций высоких давлений, реализующихся в специфических геологических условиях. Пренит-пумпеллиитовая (цеолитовая) и пумпеллиит-актинолитовая фации рассматриваются как фации перехода от глубокого диагенеза к собственно метаморфизму.

Зеленосланцевая фация представляет область наиболее низких температур и давлений метаморфизма. Низкотемпературной границей фации (около $270-300^{\circ}C$), отделяющей ее от фаций глубокого диагенеза, служат минеральные равновесия, определяющие исчезновение в минеральных ассоциациях metabазитов пумпеллиита, пренита и развитие парагенезисов эпидота, хлорита, актинолита, альбита. Высокотемпературная граница фации (около $400^{\circ}C$) определяется реакцией образования глиноземистой зеленой роговой обманки за счет актинолита, хлорита, эпидота и альбита. Зеленосланцевая фация подразделяется на две субфации - низкотемпературную, хлорит-серицитовую, и более высокотемпературную, биотит-хлоритовую.

Эпидот-амфиболитовая фация. Парагенезисы пород, насыщенных кальцием, в эпидот-амфиболитовой фации характеризуются широким развитием эпидота, роговой обманки, альбита, альбит-олигоклаза и отсутствием таких типичных для амфиболитовой фации минералов, как бескальциевые амфиболы, гранаты, пироксены. В метапелитовых породах, бедных кальцием, высокотемпературная граница эпидот-амфиболитовой фации определяется по появлению парагенезисов ставролита, андалузита и кианита с биотитом или биотитом и мусковитом. Высокотемпературная граница эпидот-амфиболитовой фации примерно соответствует $500^{\circ}C$. Эпидот-амфиболитовая фация обычно картируется в виде узких волн, что указывает на ее небольшой температурный диапазон ($420-500^{\circ}C$).

Амфиболитовая фация в классическом понимании характеризуется широким развитием парагенезисов высокоглиноземистой роговой обманки и плагиоклаза олигоклаз-андезинового состава. С ними в породах, богатых кальцием, могут ассоциировать гранат, моноклинный пироксен, бескальциевые ромбические и моноклинные амфиболы, а в некоторых породах - минералы группы эпидот-цоизит.

По типоморфным парагенезисам пород, бедных кальцием, амфиболитовая фация подразделяется на 8 субфаций. На основе равновесия мусковит + кварц = Al_2SiO_5 (силлиманит, кианит, андалузит) + калиевый полевой шпат + вода, амфиболитовая фация делится на две части: более низкотемпературных субфаций, в которых устойчив парагенезис мусковита с кварцем, и более высокотемпературных субфаций, безмусковитовых, содержащих K-полевой шпат. В низкотемпературной части амфиболитовой фации ($520-630^{\circ}C$) для определения субфаций большое значение имеют

полиморфные превращения Al_2SiO_5 – андалузита и кианита. В представленной на рис.1.1 схеме фаций положение тройной точки Al_2SiO_5 принято по Ньютону (Newton, 1966).

Низкотемпературная амфиболитовая фация включает кордиерит-андалузит-биотит-мусковитовую (бесставролитовую), ставролит-андалузит-биотит-мусковитовую, ставролит-дистен-биотит-мусковитовую, кордиерит-андалузит-биотит-ортоклазовую, гранат-дистен-биотит-мусковитовую (без ставролита) субфации. Высокотемпературная амфиболитовая фация включает гранат-силлиманит-биотит-мусковитовую, гранат-дистен-биотит-ортоклазовую, гранат-силлиманит-биотит-ортоклазовую субфации.

Гранулитовая фация является наиболее высокотемпературной ($> 700-750^{\circ}C$) в метаморфических комплексах. Она фиксируется по появлению в metabazитах парагенезисов с участием ромбического и моноклинного пироксенов, образующихся за счет роговой обманки и кварца. Низкотемпературная часть гранулитовой фации в метапелитах представлена гранат-кордиерит-ортоклазовой субфацией (примерно соответствующей субфации роговообманковых гранулитов). Более высокотемпературная часть гранулитовой фации представлена гранат-гиперстен-кордиерит-ортоклазовой (низкие и умеренные давления), гранат - гиперстен-силлиманитовой (высокие давления) и особыми минеральными субфациями (шпинель-кварцевой и сапфирин-кварцевой), характеризующимися наиболее высокими температурами ($950-1000^{\circ}C$), не свойственными регионально-метаморфическим комплексам.

Фациальные типы и серии метаморфизма. Различаются три основных петрогенетических типа метаморфизма по признаку роли давления или термодинамических градиентов: высокоградиентный (более 130 град/кбар) метаморфизм (андалузит-силлиманитовый тип), метаморфизм пониженных градиентов (120-110 град/кбар) или умеренных давлений (кианит-силлиманитовый тип) и низкоградиентный (менее 100 град/кбар) метаморфизм высоких давлений (жадеит – глаукофановый тип) давлений. С.П.Кориковский (1967), В.А.Глебовицкий (1973) показали принципиальную возможность выделения от 6 до 8 фациальных серий метаморфизма. При этом фациальная серия представляет определенный гипотетический термодинамический режим с постоянным соотношением температуры и давления в разных зонах, фациях и субфациях. Фациальные серии могут быть полезны для изучения эволюции и сравнительного анализа термодинамических режимов метаморфизма в отдельных регионах и метаморфических комплексах. Для определения принадлежности конкретных метаморфических пород к тому или иному фациальному типу, наряду с минеральными ассоциациями, широко используются различные методы геотермобарометрии - минералогические, базирующиеся на экспериментально и термодинамически исследованных минеральных равновесиях, изотопно-геохимические, исследование флюидных включений в минералах. В настоящее время для оценки термодинамических условий формирования метаморфических пород по результатам изучения химии их минеральных ассоциаций широко используются различные ЭВМ-программы (Berman, 1991; Holland, Powell, 1990).

1.3. Метасоматоз и метасоматические фации

Метасоматоз, в отличие от более широкого понятия метасоматизм, представляет собой конкретное химическое преобразование пород при сохранении ими твердого состояния, в связи с физико-химическим взаимодействием горных пород с растворами и флюидами, которое сопровождается привнесением и выносом определенных химических веществ.

Метасоматоз может развиваться в ходе кристаллохимического фракционирования - реакции системы на изменение Р-Т условий, в результате которого отдельные химические компоненты становятся неустойчивыми в твердой фазе и переходят в раствор. Метасоматический раствор в этом случае играет пассивную роль. Наиболее интенсивно метасоматоз развивается при активном воздействии растворов (флюидов) на твердые горные породы, что приводит к глубокому изменению их химического и минерального состава.

Основы физико-химической теории метасоматоза - принцип дифференциальной подвижности компонентов и термодинамика природных систем, природа метасоматической зональности, режим кислотности-основности эндогенных процессов, - были разработаны академиком Д.С.Коржинским (1957).

Типичным для метасоматоза является дифференциальная подвижность химических компонентов, обусловленная их индивидуальными кристаллохимическими свойствами, формой нахождения в породах и минералах, физико-химическими условиями протекания процесса. В общем случае для петрогенных элементов намечается следующий ряд возрастания подвижности в нормальных и кислых средах: калий, натрий, кальций, магний, железо, кремний, алюминий. Этот ряд элементов соответствует уменьшению их ионных радиусов, росту ионных потенциалов, возрастанию ковалентности кристаллохимических связей в силикатах. В щелочных средах существенно возрастает подвижность кремния и алюминия. Различаются инфильтрационный и диффузионный метасоматоз. При диффузионном метасоматозе перемещение компонентов происходит в стационарном неподвижном поровом растворе; его главным фактором являются градиенты концентрации компонентов. При инфильтрационном метасоматозе, в условиях движущегося раствора, главным необходимым условием протекания метасоматоза становится градиент давления на флюидную фазу. Повышенный градиент давления на флюидную фазу возникает вследствие различных причин: при появлении структурно локализованных динамических нагрузок, при повышении температуры и развитии «автоклавного эффекта», в результате неоднородности в скорости физико-химических реакций. Характерной особенностью метасоматитов является разнообразие их состава, сложный характер границ метасоматических зон, что обусловлено частой пространственной совмещенностью, телескопированием синхронно формирующихся различных зон метасоматоза.

Под *метасоматической фацией* понимается закономерная ассоциация метасоматических пород или парагенезисов, принадлежащих одной метасоматической колонке, которая формируется в определенных условиях (Т, Р, подвижность отдельных компонентов).

Метасоматическая колонка представляет собой закономерное в пространстве размещение минеральных парагенезисов, обусловленное

последовательным переходом в подвижное состояние инертных химических компонентов в связи с прогрессирующим фронтом метасоматоза.

Последовательный переход компонентов во вполне подвижное состояние вызывает уменьшение числа минералов по зонам метасоматической колонки вплоть до последней тыловой мономинеральной зоны при вполне подвижном поведении всех компонентов.

Если исходная порода сложена k - инертными компонентами (их содержания являются независимыми параметрами), то при возникновении одного фронта замещения (одной метасоматической зоны), независимым от исходного содержания в породе, а следовательно зависимым от концентрации компонентов в метасоматизирующем растворе, является только один параметр.

Исходная порода k - инертных компонентов.

Первая зона $(k-1)$ - инертных компонентов.

Вторая зона $(k-2)$ - инертных компонентов.

N -зона $(k-n)$ - инертных компонентов.

Объем тыловой мономинеральной зоны выполнен минералом, в отношении которого раствор наиболее пересыщен и развивающим вследствие этого наибольшее кристаллизационное давление.

К примеру, последовательная мобилизация калия, натрия, магния, железа, алюминия приводит к формированию метасоматической зональности с последовательным уменьшением числа минеральных фаз и образованием в итоге чисто кварцевых пород.

Число зон в метасоматической колонке Z в общем случае равно $Z=k+1$.

Число минералов R при метаморфизме и метасоматозе определяется числом экстенсивных параметров процесса. В «закрытых» метаморфических системах число минеральных фаз меньше или равно числу инертных компонентов. В случае метасоматоза $R_{\max \text{ TVP}} = k_{\text{ин}} + 1$, т.е. число инертных компонентов плюс объем.

Важно иметь в виду, что при развитии метасоматической колонки происходит одновременное, а не последовательное, формирование составляющих ее отдельных зон различного минерального и химического состава.

Метасоматические системы представляют собой сложные динамические системы, в которых, наряду с поступательным движением потока водного раствора через пористую среду, происходит целая серия последовательных химических реакций между раствором и породой. Химические реакции происходят часто не по всему объему замещаемой породы, а сосредоточены в дискретных областях - на фронтах замещения. Поэтому теоретическое изучение метасоматической зональности представляет значительные трудности и осуществляется путем аппроксимации процесса упрощенными физико-химическими моделями, базирующимися на термодинамике локально равновесных состояний или на кинетике химических реакций, направленных к достижению равновесия между раствором и породой.

Для инфильтрационного изотермического метасоматоза, на основе теоретических и экспериментальных исследований, наблюдений над природными объектами приводятся следующие характеристические особенности (Метасоматизм..., 1998):

а) при просачивании растворов произвольного, но не изменяющегося со временем состава через породу произвольного, но однородного состава образуется колонка резко ограниченных зон, отличающихся своим минеральным составом;

б) на границах зон происходит резкое скачкообразное изменение состава породы и раствора; в пределах зон составы породы и раствора остаются постоянными;

в) процессы замещения осуществляются только на границах зон и выражаются в замещении минералов минералами другого состава;

г) по мере просачивания растворов происходит лишь пропорциональное разрастание зон колонки без изменения ее состава и строения;

д) метасоматическая зональность вызывается дифференциальной подвижностью компонентов: на границе каждой из зон по мере увеличения интенсивности процесса, происходит последовательный переход компонентов из инертного состояния во вполне подвижное;

е) дифференциальная подвижность компонентов определяется концентрацией компонентов в растворе и содержанием их в замещаемых породах: чем больше изменение концентрации при меньшем изменении содержания компонента на фронте замещения (границе зон), тем более подвижным является данный компонент;

ж) последовательный переход компонентов из инертного состояния во вполне подвижное вызывает уменьшение числа минералов в метасоматических зонах (в пределе по одному минералу на каждой границе зон) вплоть до образования мономинеральных тыловых зон.

Основная метасоматическая зональность, обуславливаемая дифференциальной подвижностью компонентов, может осложняться дополнительной зональностью, при возможности нескольких термодинамически выгодных реакций раствора и породы без изменения режима компонентов.

Обычной для инфильтрационного метасоматоза является смена изобарических условий внешних зон слабых изменений на изохорические при интенсивном метасоматозе.

Приведенные особенности характеризуют самые главные свойства инфильтрационной метасоматической зональности. Они отражают общую идеализированную модель инфильтрационного изотермического метасоматоза. Природные метасоматические колонки, развивающиеся в конкретной геологической обстановке, отвечая или приближаясь в пределе к отмеченным свойствам, могут иметь свои специфические особенности. Так, например, фронтальное продвижение метасоматической колонки происходит в условиях однородной пористости. Наличие зон повышенной проницаемости, трещиноватости вызывает, естественно, преимущественное опережающее развитие метасоматитов по этим зонам. Нередко, особенно среди низкотемпературных метасоматитов, сохраняются реликтовые минералы предыдущих зон, что обусловлено как неравномерной проницаемостью, так и низкими скоростями минеральных реакций.

Существенные осложнения инфильтрационного метасоматоза могут возникнуть в том случае, если в зоне метасоматической переработки растворами присутствуют различные по составу исходные породы. При незначительных вариациях химического состава пород происходит в основном изменение

количественных соотношений минералов, фиксирующих виртуальные инертные компоненты. В случае резких вариаций состава пород образующиеся по ним метасоматиты могут рассматриваться как образующие самостоятельные колонки.

Главные отличия метасоматических колонок инфильтрационного и диффузионного метасоматоза заключаются в следующем. В инфильтрационных метасоматических колонках границы метасоматических зон резкие; состав минералов в пределах отдельных зон постоянен. В диффузионных метасоматических колонках состав минералов изменяется, так как градиент концентрации компонентов в пределах метасоматических зон непрерывно изменяется.

Одной из разновидностей диффузионного метасоматоза является *биметасоматическая зональность*, образующаяся в контактах химически разнородных неравновесных горных пород. Она обусловлена встречной диффузией компонентов с образованием метасоматических зон, сложенных реакционными минералами.

Метасоматические образования, являющиеся по своей природе открытыми неравновесными системами, часто характеризуются сложными структурами, которые рассматриваются как следствие их самоорганизации (Метасоматизм..., 1998).

Наиболее распространенными видами сложных структур, которые возникают в породах вследствие явлений самоорганизации являются ритмично-полосчатые (линейные и концентрически зональные), факелообразные, глобулярные и некоторые другие. Возникновение их обуславливается либо колебательными химическими реакциями по типу окислительно-восстановительной реакции Белоусова-Жаботинского, либо автокаталитическим механизмом и прохождением реакции в режиме обострения. Общими условиями проявления самоорганизации в физико-химической системе являются: сильная неравновесность, возникновение обратных связей между элементами системы, влияние химической кинетики, с которой связана нелинейность процесса. При низкотемпературных процессах формирование зональности осложняется кинетическими эффектами из-за малой скорости химических реакций.

Метасоматические процессы развиваются в различных термодинамических и геохимических обстановках. В условиях зеленосланцевого метаморфизма широко проявлен метасоматоз с повышенной активностью натрия (альбитизация метабазитов). В кульминационные стадии метаморфического развития, в высокотемпературных зонах развиваются, сопряженные с мигматитообразованием, процессы гранитизации (привнос щелочей и вынос железа, магния, кальция), а на их фронте – комплементарные процессы базификации (привнос железа, магния). На регрессивных стадиях метаморфических процессов широко проявлены процессы кислотного выщелачивания и комплементарные явления переотложения выщелоченных компонентов в виде мафических метасоматитов.

В регионально-метаморфических комплексах обычно устанавливается наследование основных особенностей термодинамических режимов регрессивного метасоматоза от Р-Т-режима кульминационных стадий прогрессивного метаморфизма. Снижение термодинамических параметров метасоматоза происходит сопряженно с изменением тектонических условий,

возрастающей консолидацией толщ пород, переходом от пликативных к дизъюнктивным деформациям. Механизм метасоматоза эволюционирует от метаморфической дифференциации, биметасоматоза к инфильтрационному метасоматозу.

1.4. Геолого-генетическая типизация метаморфических процессов

В настоящее время в литературе имеется большое количество различных примеров типизации метаморфических процессов. При этом методологические подходы, критерии и признаки классификации метаморфических процессов, их ранги и соподчиненность в различных схемах существенно различаются. Так, по признаку масштабности проявления, как критерию первого ранга, традиционно различаются локальные и региональные типы метаморфизма.

По соотношению основных термодинамических параметров - температуры и общего давления, выделяются фациальные типы метаморфизма (Миясиро, 1961; Глебовицкий, 1973). Для систематизации процессов метаморфизма широко используются такие критерии как набор фаций метаморфизма и наличие или отсутствие латеральной метаморфической зональности (Хорева, 1966; Добрецов и др., 1970), приуроченность метаморфизма к определенным этапам развития подвижных зон земной коры (Глебовицкий, 1973; Блюман, 1985), формационно-геохимические признаки метаморфических комплексов (Маракушев, 1965), геодинамических обстановок (Миясиро, 1976) и др. Вышеназванные классификации метаморфизма полезны и обоснованы, так как в различных аспектах раскрывают отдельные стороны метаморфизма как сложного природного явления. Наиболее интересна, с нашей точки зрения, все более пробивающая себе дорогу тенденция к разработке таких классификаций метаморфических процессов, которые бы вскрывали причинно-следственные связи с вызывающими их факторами. (Маракушев, 1973; Кейльман и др., 1977, 1989; Ревердатто, 1988; и др.).

Геологическими источниками тепловой энергии процессов метаморфизма в земной коре рассматриваются: 1) стационарный геотермический поток, основными составляющими которого являются тепло, сохранившееся от догеологического периода развития планеты и генерируемое в процессах продолжающейся дифференциации вещества мантии и ядра, а также радиогенное тепло, основная часть которого генерируется непосредственно в самой земной коре; 2) тектонический, связанный с развитием пластических и фрикционных деформаций; 3) магматический, связанный с внедрением горячих магм в комплексы пород, подвергающихся метаморфизму; 4) аддитивный плутонический, включающий тепловую энергию, поступающую в метаморфические системы из мантии и глубинных зон земной коры в различных формах (флюидные потоки, магматизм, астенолиты); 5) тепловая энергия метаморфических реакций.

Перечисленные основные источники тепловой энергии метаморфизма имеют различное значение в развитии процессов метаморфизма. Стационарный геотермический теплоток является функцией времени и литолого-петрографического состава земной коры. Современный кондуктивный теплоток из мантии, оцениваемый в $20-40 \text{ мВт м}^{-2}$, по своей интенсивности соизмерим с радиогенной теплогенерацией в верхней «гранитной» части земной

коры (England, Thompson, 1984). Предполагается, что в докембрии мощность стационарного теплового потока не менее чем в три раза превышала современную.

Тектоническая теплогенерация осуществляется при пластических и дизъюнктивных деформациях. Тепловая энергия пластических деформаций эффективна в глубинных условиях. Фрикционная теплогенерация дизъюнктивных деформаций зависит от скорости движений и стрессовых напряжений. Ее метаморфическое значение в зонах тектонических разломов может быть оценено из соотношения $L = -tk$ (Graham, England, 1976), где L - расстояние от разлома, k - термальная диффузионность среды и t - продолжительность деформаций. При длительности деформаций в 1 млн лет тепловая энергия, связанная с развитием разлома, может распространяться на расстояния в несколько километров и, таким образом, ее влияние может проявляться в региональном масштабе.

Метаморфические реакции могут быть лишь локальными источниками или поглотителями тепловой энергии; считается, что количество тепла, связанного с ними, в целом значительно меньше, чем общий тепловой поток через метаморфическую систему.

Геологическая природа давления как одного из главных факторов метаморфизма является наиболее сложной и противоречивой в своих решениях петрологической проблемой. В учении о метаморфизме различаются несколько видов давления.

1. Литостатическое давление (P_l) или давление нагрузки (P_n), обусловленное весом вышележащих пород и определяемое соотношением $P_{l(бар)} = dgH$, где g - ускорение силы тяжести (98), d - средняя плотность горных пород, $г/см^3$, H - глубина, км. На различных глубинах коры континентального типа литостатическое давление оценивается следующими приблизительными величинами:

Глубина, км	10	35	50
Давление, кбар	2.6	10	15

2. Направленное давление или стрессовое, тектоническое давление (P_c), обусловленное тангенциальными тектоническими напряжениями.

3. Флюидное давление (P_f), являющееся суммарной величиной парциальных давлений различных компонентов флюида (воды, углекислоты, кислорода и других).

4. Давление на твердую фазу (P_t)

С термодинамических позиций фактором большинства метаморфических минеральных равновесий и реакций является флюидное давление (P_f), так как минеральные реакции, как правило, осуществляются с участием флюидной фазы. Даже так называемые твердофазные превращения (типа полиморфных превращений андалузит-кианит-силлиманит) реально в метаморфических породах осуществляются параллельно с реакциями других минералов и флюидной фазы.

Соотношение между P_f , P_t или P_l трактуется неоднозначно. Принято считать, что в верхних структурных зонах земной коры $P_f < P_n = P_t$ или P_l . С увеличением глубинности, вследствие уменьшения общего количества и закрытия пор в горных породах, P_f возрастает и приближается, или превышает

литостатическое давление. В особых случаях автоклавного эффекта P_f может существенно превышать литостатическое давление (Добрецов и др., 1970).

Давление на твердую фазу (литостатическое или общее давление) рассматривается как интегральное среднее из трех основных компонентов направленного давления. Если вертикальное сжатие является наибольшим из сжимающих напряжений, то наличие горизонтальных сжимающих напряжений с меньшей абсолютной величиной приводит к понижению всестороннего давления по сравнению с давлением нагрузки ($P_t < P_n$). Если вертикальное сжатие - наименьшее из главных напряжений, тогда превышающие его по абсолютной величине горизонтальные сжимающие усилия приводят к тому, что всестороннее давление будет сильнее, чем давление нагрузки ($P_t > P_n$).

Результаты изучения напряженного состояния горных массивов показывают, что в своей верхней части земная кора часто находится в состоянии горизонтального сжатия. Так, в апатито-нефелиновых рудниках Хибинских гор на глубинах 100-150 м в прочных породах (прочность на сжатие до 1800 кг/см^2) сжимающие напряжения оцениваются до $300-500 \text{ кг/см}^2$, тогда как давление нагрузки не превышает $150-170 \text{ кг/см}^2$ (Марков, 1977). На нефтегазовых месторождениях внутрипластовые давления могут в несколько раз превышать гидростатический напор, что также свидетельствует о сложной тектонической природе давления в земной коре.

Средние напряжения сжатия ($P_{сж}$) в зависимости от глубины (H) определяются приближенно формулой $P_{сж} = 93.1 + 0.5 H$, где P в кг/см^2 ; H - в метрах (Наст, 1969). Средние напряжения сжатия земной коры, как правило, превосходят величину, вызываемую литостатическим давлением. Даже для условий гидростатики коэффициент при H в формуле Н.Хаста должен быть около 0.27-0.30 (Магницкий, Артюшков, 1978). В средней части земной коры P_l может отличаться от P_n на величину до $+1500 \text{ кг/см}^2$, создавая на одной глубине возможные перепады давления до 3 кбар и более. В качестве основных причин развития тектонических напряжений и тектонического силового поля рассматриваются тепловая, плотностная, механическая и вещественная дифференциация земной коры и верхней мантии, непостоянство скорости вращения Земли и положения ее полюсов. Экстремально напряженные участки земной коры соответствуют зонам глубинных разломов, надвигов. В тектонических зонах допускается возникновение дополнительных напряжений до 12-20 тыс. кг/см^2 , накладывающихся на изначальное литостатическое состояние (Паталаха и др., 1976).

Учитывая вероятные соотношения литостатического и флюидного давления, а также вариации и соотношения литостатического и общего давления на твердую и флюидную фазы, в зависимости от тектонических обстановок, для геолого-генетической типизации метаморфических процессов важно различать два основных типа полей напряжения: геостатическое ($P_{общ} = P_{лит}$), геодинамическое ($P_{общ} = P_{лит} + P_{тект}$).

В природных условиях на различных этапах развития подвижных зон земной коры реализуются сложные взаимосвязи между различными источниками тепловой и геодинамической энергии. С этих позиций любое метаморфическое явление является полигенным. В то же время в классификационных целях могут быть выделены некоторые основные типы

метаморфизма, для которых роль того или иного энергетического источника является определяющей или доминирующей.

С учетом определяющего источника тепловой энергии выделяются 4 основных класса метаморфизма: геотермический, тектонический, интрузивно-магматический (или контактовый) и плутонический. Внутри каждого класса различаются типы метаморфических процессов, которые характеризуются определенными эндогенными парагенезисами в виде взаимосвязей с магматизмом и тектогенезом, а также некоторыми типоморфными петрологическими признаками (фашии, латеральная зональность, термодинамический режим).

Геотермический класс метаморфизма включает две группы процессов, развивающихся соответственно в геостатических и динамических полях напряжений. Среди процессов «геотермально-статического метаморфизма» (Кейльман, Минкин, 1977) различаются два геолого-генетических типа, соответствующих различным геотектоническим обстановкам. Первый из них соответствует метаморфизму погребения (Coombs, 1960) или начальному метаморфизму отложений в осадочных бассейнах (Кейльман, 1983; Кейльман, Золоев, 1989; Ревердатто, 1988). С метаморфизмом этого типа связано начальное формирование вертикальной метаморфической зональности с последовательным переходом от осадков к метаморфическим породам. Степень геотермического метаморфизма осадочных колонн, даже на наиболее глубоких уровнях, как правило, не достигает эпидот-амфиболитовой фашии. В связи с этим метаморфизм погребения нередко относится к процессам диагенеза и катагенеза. Моделирование механизма медленного погружения пород с кондуктивной теплопередачей показало, что их нагревание происходит очень медленно. Стационарное распределение температур, соответствующее геотермическому градиенту, устанавливается не ранее, чем через 40-50 млн лет (Добрецов и др., 1970).

Второй тип геотермально-статического метаморфизма - *зеленокаменный метаморфизм* - характерен для рифтогенных зон с интенсивным проявлением вулканизма и раннего интрузивного, главным образом основного и ультраосновного магматизма. В зонах развития зеленокаменного метаморфизма в дополнение к кондуктивному геотермическому потоку существенную роль может играть конвективная флюидная и магматическая составляющие.

К группе *динамо-геотермического метаморфизма* относятся процессы, парагенетически связанные с региональными складчатыми деформациями, развивающимися в верхних структурных зонах земной коры, в которых аккумуляция тектоногенной тепловой энергии незначительна. Динамо-геотермический развивается обычно на прединверсионных стадиях развития подвижных зон и, в основном, представлен низкотемпературными фашиями, латерально не зонален.

Тектонический класс объединяет метаморфические процессы, тепловая и динамическая энергия которых, наряду с геотермической и литостатической, имеет существенно тектоническую или механическую природу. Хрупкие тектонические деформации сопровождаются в основном текстурно-структурными преобразованиями пород; сопряженные с ними минеральные изменения незначительны и по своему характеру являются, как правило, либо регрессивными (в связи с проникновением растворов), либо изотермическими в

сравнении с фоновыми условиями. Пластические тектонические деформации сопровождаются более глубокими структурными и вещественными преобразованиями. Релаксация части механической энергии, расходуемой на пластические деформации, осуществляется путем перекристаллизации и минеральных превращений. При этом термодинамические параметры минеральных реакций, протекающих в условиях пластических деформаций, могут существенно отличаться от таковых в статических режимах. Различаются несколько типов процессов тектонометаморфического класса, которые часто взаимосвязаны в своем проявлении, но отличаются по условиям развития и петрологическим особенностям.

Ареальный тектонометаморфизм развивается в зонах региональной тангенциальной складчатости. В отличие от синскладчатого геотермического метаморфизма он характеризуется большей глубиной, но пространственно и генетически эти два типа метаморфизма могут быть взаимосвязаны. Для синскладчатого метаморфизма не характерна латеральная метаморфическая зональность, и на значительных площадях развития этого типа метаморфизма слагающие их комплексы пород могут рассматриваться как незональные, монофациальные. Вертикальная зональность выражена неотчетливо.

Метаморфизм линейных зон тектонического сжатия или *стресс-метаморфизм* развивается в шовных структурах земной коры. В зонах проявления метаморфизма данного типа латеральная зональность фаций может иметь контрастно-градиентный линейный характер, либо отсутствует. В зонах развития сдвиго-надвиговых коллизионных деформаций развивается инвертированная метаморфическая зональность.

В докембрийских регионах «шовный» метаморфизм характерен для эклогит-гранулитовых комплексов зон глубинных разломов. К этому же типу относится глаукофан-сланцевый и эклогит-гранулитовый типы метаморфизма по Н.Л.Добрецову, 1974; Добрецов и др., 1970). К этому типу относится и метаморфизм зон субдукции и обдукции.

Стресс-метаморфизм, связанный со сдвиго-надвиговыми тектоническими нарушениями, характеризуется большим многообразием форм проявления, в зависимости от его локализации в вертикальной и латеральной структурно-метаморфической зональности. В модельной вертикальной структуре земной коры область регионального метаморфизма соответствует по Е.И.Паталахе (1985) мезозоне и катазоне развития дислокационного процесса, которые отличаются механизмом тектонического течения (соответственно кливажным и кристаллизационно-сланцеватым), характером складчатости и дизъюнктивных деформаций. Это позволяет различать мезозональный стресс-метаморфизм, проявляющийся в развитии кливажа, наложенного рассланцевания и низкотемпературных минеральных преобразований, и катазональный стресс-метаморфизм, проявляющийся в формировании бластомилонитов, часто с явлениями порфиробластеза.

Своеобразным антиподом стресс-метаморфизма, развивающегося в условиях тектонического сжатия, может рассматриваться *метаморфизм зон тектонических разломов раздвиговой природы*, имеющий декомпрессионный характер. Метаморфизм зон раздвигов (или «раздвиговый метаморфизм») в петрологическом отношении практически не изучен. К этому типу уверенно относятся метаморфические преобразования, связанные с системами разломов,

секущих складчатые и метаморфизованные толщи пород. Как правило, они характеризуются широким развитием гидротермально-метасоматических изменений (окварцевание, карбонатизация, сосюритизация и др.). К этому же генетическому типу или группе процессов, по-видимому, относится «метаморфизм зон океанических трансформных разломов» (Миясиро, 1976).

Контактный метаморфизм объединяет разнообразные петрогенетические процессы, связанные с непосредственным тепловым воздействием на вмещающие породы интрузивных магм. Характер метаморфических преобразований, конфигурация и мощности зон контактового метаморфизма и его динамика в основном определяются температурой магм и интрузивного контакта, начальной температурой вмещающих пород, размерами и формой интрузивов, участием флюидов, а также тепловыми эффектами метаморфических реакций и скоростью их течения (Ревердатто др., 1988). Температура интрузивного контакта и распределение температур в контактовом ореоле контролируются условиями теплоотвода от магм, температурой солидуса расплава, величиной скрытой теплоты кристаллизации, прогремостью вмещающих пород, а также их термофизическими характеристиками. Повышение начальной температуры вмещающих пород приводит к росту контактового ореола (примерно на 15% на 100°C) и возрастанию температуры в непосредственном контакте на $40-50^{\circ}\text{C}$. В верхних зонах земной коры контактовые преобразования вмещающих пород осуществляются при температурах не более $650-700^{\circ}\text{C}$. Более высокие температуры достигаются только при тепловой конвекции или напорном течении магмы.

Для контактового метаморфизма обычно предполагается кондуктивный теплоперенос и статические поля напряжений. Однако геологические данные показывают, что во многих случаях интрузии магм осуществляются в динамических полях напряжений, сопряженных со складчатыми деформациями. Существенное влияние имеют также магматогенные флюидные потоки, создающие ореолы метасоматически преобразованных пород. Особенно характерны они для гранитоидных и щелочно-гранитоидных, сиенитовых интрузий. Наиболее типичны для контактового метаморфизма несланцеватые породы, называемые роговиками. Фации контактового метаморфизма являются частью общей охарактеризованной выше систематики метаморфических фаций. Стремясь подчеркнуть специфику контактового метаморфизма, особенно для верхних структурных зон земной коры, выделяются, в порядке возрастания температуры преобразования, следующие фации контактового метаморфизма: альбит-эпидот-роговиковая, роговообманково-роговиковая, пироксен-роговиковая, санидинитовая.

Особой разновидностью контактового метаморфизма является *пирометаморфизм*, который представляет собой перекристаллизацию, часто сопровождающуюся частичным плавлением, происходящую под воздействием особенно высокой температуры в результате попадания горных пород непосредственно в магму в виде ксенолитов. Для пирометаморфизма типична санидинитовая минеральная фация часто с характерными, недосыщенными кремнекислотой, ассоциациями таких минералов как мелилит, ларнит, сперрит или мервинит.

Плутонический класс метаморфизма объединяет процессы, развивающиеся в связи с дополнительным подводом в метаморфические

системы тепловой энергии из мантии и нижней коры в связи с магматизмом и флюидной интервенцией. Этот класс метаморфических процессов преимущественно характеризуется конвективным транспортом тепловой энергии.

Различаются два типа плутонометаморфизма: сиалический и симатический (Кейльманом и др., 1977). *Симатический метаморфизм* объединяет разнообразные явления, связанные со становлением на коровом уровне габбро-гипербазитовых интрузивных комплексов при перемещении в верхние структурные этажи мобилизованных масс основания энсиматических зон. *Сиалический плутонометаморфизм* рассматривается как процесс формирования гнейсо-мигматитовых комплексов, слагающих глубинные зоны земной коры.

Среди процессов сиалического плутонометаморфизма можно выделить следующие основные типы: *синтектонический или орогенический метаморфизм*, *посттектонический метаморфизм* и мигматит-гнейсовый метаморфизм (*ультраметаморфизм*). Первые два типа плутонометаморфизма развиваются в зонах, в которых синхронные процессы магмообразования не проявлены. Мигматит-гнейсовый метаморфизм или ультраметаморфизм включает процессы, развивающиеся в высокотемпературных зонах амфиболитовой и гранулитовой фаций: мигматизацию, гранитизацию, сопряженный гранитоидный диапиризм, формирование гранито-гнейсовых куполов и связанной с ними контрастной метаморфической зональности. Ультраметаморфические процессы подразделяются на два подтипа, связанные соответственно с раннеорогенными габбро-гранитоидными, тоналитовыми, Са-На-гранитами и позднеорогенными К-гранитными магматическими сериями (Маракушев, 1965).

Высокие геотермические градиенты (больше 50 град/км), характерные для областей сиалического плутонометаморфизма, обеспечиваются поступлением высоконагретых флюидов (температура 600-700⁰С), а также крупными интрузиями базальтовой магмы в нижнюю кору.

В заключение к характеристике типизации метаморфических процессов, необходимо отметить, что она не учитывает некоторые экзотические явления типа импактного метаморфизма, а также метаморфизма природных и техногенных ядерных взрывов.

Импактный или ударный метаморфизм - специфический тип процессов, развивающихся в связи с падением метеоритов. В эпицентрах метеоритных ударов развиваются необычно высокие для природных процессов давления и высокие температуры. Ударный метаморфизм отличается от метаморфизма, протекающего в недрах земной коры крайне высокой динамичностью (скорость в секунды), экстремальностью достигаемых значений температуры и давления. Продуктами ударного метаморфизма являются катаклазиты, брекчии, тагамиты, образующиеся при плавлении. Одним из главных признаков импактного происхождения горных пород является присутствие в их составе высокобарных минералов, таких как коэсит и стишовит (полиморфные модификации кремнезема), алмаз, лонсдэлит (полиморфные модификации углерода).

1.5. Метаморфические пояса и циклы

Как уже отмечалось, одним из главных критериев классификации метаморфизма часто рассматривается масштабность его проявления.

Соответственно различаются локальные метаморфические процессы (пирометаморфизм, катакластический метаморфизм, контактовый метаморфизм) и региональный метаморфизм, который включает широкий комплекс разнообразных явлений, развивающихся в глубинных частях подвижных зон земной коры. Важной особенностью регионального метаморфизма является значительная длительность и главное дискретность его проявления в виде фаз перекристаллизации осадочных или эффузивных пород, как правило, сопряженных с фазами тектонических деформаций и флюидно - магматическими интервенций.

В качестве методологической основы историко-геологического анализа эволюции регионального метаморфизма и изучения его роли в формировании земной коры используются концепции о региональных метаморфических структурах земной коры - поясах, провинциях и метаморфических циклах.

Метаморфические циклы. Идеи о циклическом характере развития процессов регионального метаморфизма возникли на основе эмпирически выявленных закономерностей пространственного размещения и соотношений метаморфических фаций, эволюции термодинамических и геохимических режимов эндогенного петрогенезиса в разновозрастных метаморфических комплексах.

Представления о метаморфических циклах, сопряженных с тектоническими и магматическими циклами и более общими эндогенными циклами, позволили выявить и сформулировать ряд закономерностей эндогенного породо- и рудообразования (Соколов и др., 1975), принципиально важных для решения задач практической геологии и общего понимания процессов формирования и эволюции земной коры.

Метаморфический цикл включает совокупность или непрерывно-прерывистый ряд взаимосвязанных и часто взаимообусловленных проявлений метаморфических событий в определенных структурах земной коры в период их развития от начальных этапов заложения или эндогенной активизации до консолидации.

В проблеме цикличности метаморфизма тесно переплетаются ее пространственные и временные аспекты. Так, одно и то же проявление метаморфизма или их некоторая совокупность могут иметь различный ранг в зависимости от масштабов, времени заложения и развития конкретной структуры земной коры. Для отдельных структурных зон некоторая совокупность проявлений метаморфизма, приводящих, к примеру, к последовательному преобразованию осадков в метаморфические породы, может рассматриваться как полный метаморфический цикл. В то же время в масштабах более крупных структурно-метаморфических поясов или провинций эта же совокупность процессов может быть отдельным звеном в прерывистой, более длительной и более сложной цепи метаморфических событий, которые уже в масштабах этой более крупной структуры составляют единый цикл. Продолжительность «жизненного цикла метаморфического пояса» варьирует от 1 млрд лет до 200 млн лет (Саттон, 1967). Цикл включает один или несколько главных периодов метаморфизма (метаморфических событий), которые, в свою очередь, разделяются на серию метаморфических эпизодов. Длительность метаморфических событий оценивается в 30-40 млн лет, отдельных эпизодов – от 2 до 10 млн лет. Метаморфические циклы длительностью около 1 млрд лет во времени соотносятся с крупными геотектоническими периодами или мегациклами, в пространственном отношении они связаны с развитием

структур, соответствующих по рангу геосинклинальным или рифтовым системам, окраинам континентов, а в вещественном выражении - с формированием крупных структурно-формационных комплексов пород, слагающих структурные ярусы. Метаморфические циклы как часть или один из нескольких этапов более крупного мегацикла, соответствуют циклам эндогенной активности с характерными для них ритмичным развитием опускания и поднятий, эволюцией магматизма от базит-ультрабазитового к кислому. Метаморфические циклы соотносятся с тектоническими этапами, с развитием структурных зон ранга эвгеосинклиналией и миогеосинклиналией, островодужных или рифтовых систем и зон, с формациями, слагающими структурные ярусы.

Метаморфический пояс - это структура земной коры, которая характеризуется проявлением метаморфизма определенного петрологического типа (или типов) и определенной эволюцией P - T условий, связанной со спецификой развития данного участка земной коры в течение метаморфического цикла (Глебовицкий, 1973).

Данным определением понятия *метаморфический пояс* устанавливаются два основных признака их выделения, картирования и классификации - эволюция термодинамического режима и приуроченность к определенному метаморфическому циклу.

Понятие «метаморфический пояс» само по себе не содержит каких-либо формальных ограничений их пространственных масштабов. Вместе с тем пространственные ограничения метаморфических поясов косвенно проистекают из понимания их геотектонической природы. Метаморфические пояса составляют части древних орогенических зон на континентах или являются элементами островодужных, коллизионных систем.

Границы метаморфических поясов определяются по размещению метаморфических комплексов горных пород.

Метаморфический комплекс - конкретная совокупность метаморфических горных пород, связанных общностью их формирования в термодинамически сходной обстановке, пространственно приуроченных к структурам определенного типа и возникших на той или иной стадии их тектонического развития (Шуркин, Глебовицкий, 1979). Главным критерием для выделения метаморфических комплексов с целью определения границ метаморфических структур земной коры является возраст их метаморфизма. При этом не имеет принципиального значения ни первичный возраст, ни предшествующая данному циклу метаморфическая история пород. Среди метаморфических комплексов различают моноциклические или монометаморфические и полиметаморфические комплексы. *Монометаморфические комплексы* соответствуют верхнему для данной структурно-метаморфической зоны (ее супраструктуры) складчатому и регионально-метаморфизованному комплексу. *Полиметаморфические* комплексы рассматриваются как более древние, структурно нижележащие, относящиеся к основанию или инфраструктуре. Главным отличием монометаморфических комплексов от полиметаморфических является различие в их метаморфической истории: являются ли они продуктами одного метаморфического цикла или двух и более. Степень метаморфизма пород (фация) при этом классификационного значения не имеет.

Среди полиметаморфических комплексов различаются комплексы, характеризующиеся различными соотношениями метаморфических преобразований (минеральных и породных) древнего и молодого метаморфизма. Соответственно выделяются диафторированные (метаморфизм молодого цикла более слабый, чем метаморфизм древнего цикла или циклов), изофациальные и квазимоноциклические, когда молодой метаморфизм значительно более сильный, чем древний, привел к полному уничтожению метаморфических парагенезисов древнего цикла.

Структура метаморфических поясов характеризуется их фациальной зональностью, т.е. пространственным размещением фаций метаморфизма. Метаморфическая зональность может быть с закономерными пространственными соотношениями фаций и зон, характеризующими увеличение или понижение степени метаморфизма по латерали, или иметь блоковый, усложненный более поздними тектоническими движениями характер. Примеры метаморфической зональности приводятся в нижеследующих главах при характеристике районов размещения месторождений метаморфогенных полезных ископаемых. Здесь же приведем схему структурно-метаморфического районирования Балтийского щита с выделением на ней разновозрастных метаморфических поясов и провинций (рис.1.2).

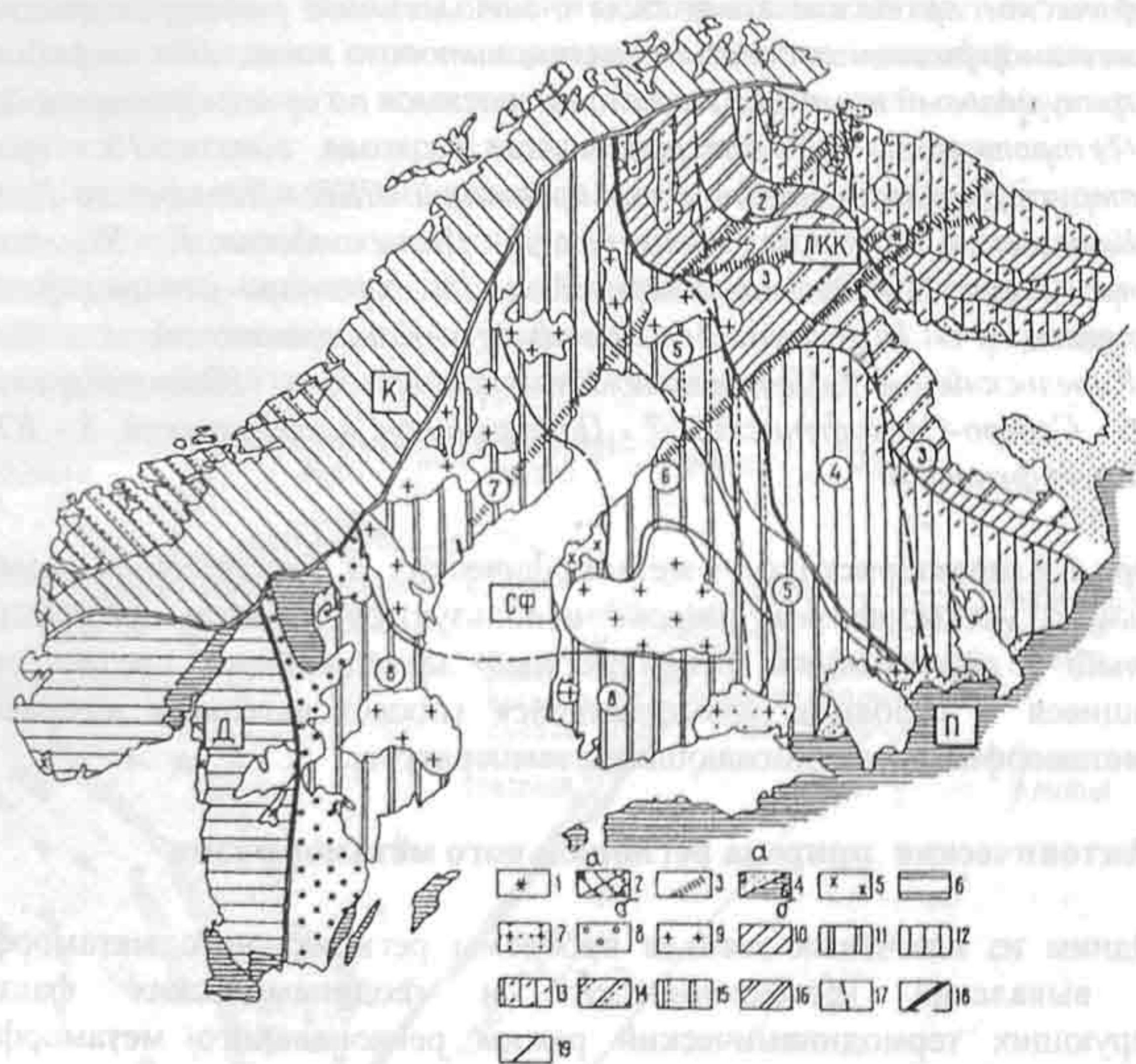


Рис.1.2. Схема структурно-метаморфического районирования Балтийского щита.

Составлена с использованием схемы тектонического районирования по В.Г.Загородному (*Эволюция земной коры...*» 1987): 1 - нефелиновые сиениты (палеозой); 2 - каледонские метаморфические комплексы

кианит-силлиманитового типа: а - автохронные, б - полиметаморфические; 3 - зоны каледонской тектономагматической активизации Балтийского щита; 4 - неметаморфизованные отложения: рифея (а), нижнего палеозоя (б); 5 - позднепротерозойские гранитоиды; 6 - позднепротерозойские (1200-900 млн лет) метаморфические комплексы кианит-силлиманитового типа; 7 - граниты рапакиви (1640-1500 млн лет); 8 - гранит-порфиры зоны Смоланд-Верланд (1800-1650 млн лет); 9 - раннепротерозойские (свекофенские) гранитоиды (1900-1800 млн лет); 10 - раннепротерозойские метаморфические комплексы кианит-силлиманитового типа; 11 - раннепротерозойские метаморфические комплексы андалузит-силлиманитового типа; 12 - области развития метаморфических комплексов андалузит-силлиманитового типа с метаморфизованными платформенными образованиями протерозоя; 13 - полиметаморфические андалузит-силлиманитовые архейские комплексы с проявлениями наложенного раннепротерозойского метаморфизма кианит-силлиманитового типа; 14 - полиметаморфические комплексы с проявлениями раннепротерозойского метаморфизма кианит-силлиманитового типа; 15 - полиметаморфические архейские комплексы с наложенным раннепротерозойским метаморфизмом андалузит-силлиманитового типа; 16 - амфиболито-гранулитовый комплекс раннего протерозоя по архей-протерозойскому (?) протолиту; 17 - тектонические разломы, сдвиги; 18 - границы структурно-метаморфических провинций: ЛКК - Лапландско-Кольско-Карельская, СФ - Свекофенская, Д - Дальсландская, К - Каледонская провинция, П - Русская платформа; 19 - границы метаморфических поясов: 1 - Кольский, 2 - Лапландско-Кандалакшский, 3 - Северо-Карельский, 4 - Центрально-Карельский, 5 - Южно-Карельский, 6 - Северо-Свекофенский, 7 - Центрально-Свекофенский, 8 - Южно-Свекофенский

При характеристике метаморфических процессов, особенно регионального метаморфизма, широко используются понятия прогрессивный (проградный) и регрессивный (ретроградный) метаморфизм, соответственно развивающиеся в условиях повышающейся (последовательное возрастание степени метаморфизма) и понижающейся температуры.

1.6. Геотектоническая природа регионального метаморфизма

Одним из ключевых звеньев проблемы регионального метаморфизма является выявление геотектонических и геодинамических факторов, контролирующих термодинамический режим регионального метаморфизма, который определяет формирование метаморфических комплексов различных по термодинамическим режимам петрогенетических типов.

До недавнего времени формирование регионально-метаморфических комплексов связывалось в основном с геосинклинальными режимами развития земной коры. Кульминация метаморфизма соотносилась с инверсионными и орогенными стадиями развития геосинклиналей. Термодинамические условия

метаморфизма в этих концепциях определяются глубиной погружения пород, геотермическими градиентами, влиянием гранитоидного магматизма и флюидов, интенсивностью тектонических деформаций. Однако геосинклинальные концепции не дают удовлетворительного ответа на вопрос, почему в одних случаях формируются низкоградиентные по P-T-условиям дистеновые, глаукофановые, а в других случаях – высокоградиентные, андалузитовые комплексы пород? К настоящему времени общепризнано, что формирование кианит-силлиманитовых и андалузит-силлиманитовых комплексов не зависит ни от их возраста, ни от типа геосинклинального режима. Как кианитовые, так и андалузитовые комплексы формируются и в миогеосинклинальных, и в эвгеосинклинальных обстановках, без какой-либо четкой определенности.

В рамках новой геологической парадигмы - геодинамики литосферных плит первоначально предполагалась жестко детерминированная связь P-T режимов и петрогенетических типов метаморфизма с определенными геотектоническими обстановками: низкоградиентный глаукофан-жадеитовый метаморфизм связывался с зонами субдукции, а высокоградиентный андалузит-силлиманитовый метаморфизм - с островодужными зонами. Характерные для фанерозоя парные метаморфические пояса андалузитового и глаукофанового типов рассматривались как типичные для геодинамической системы «островная дуга - зона Бенъофа» (рис.1.3). Кианит-силлиманитовый тип метаморфизма в этих концепциях не имел строго определенной геодинамической интерпретации. Среди метаморфических комплексов кианитового типа А.Миясиро (1976) различаются два типа: а) парагенетически связанные с комплексами низкого давления андалузит-силлиманитового типа, но отличающиеся более глубоким уровнем расположения гранитоидных масс, которые рассматриваются в качестве главного источника тепловой энергии метаморфизма, и б) связанные с субдукционными комплексами глаукофан-жадеитового типа, но формирующиеся в условиях замедленной скорости погружения тектонических плит.

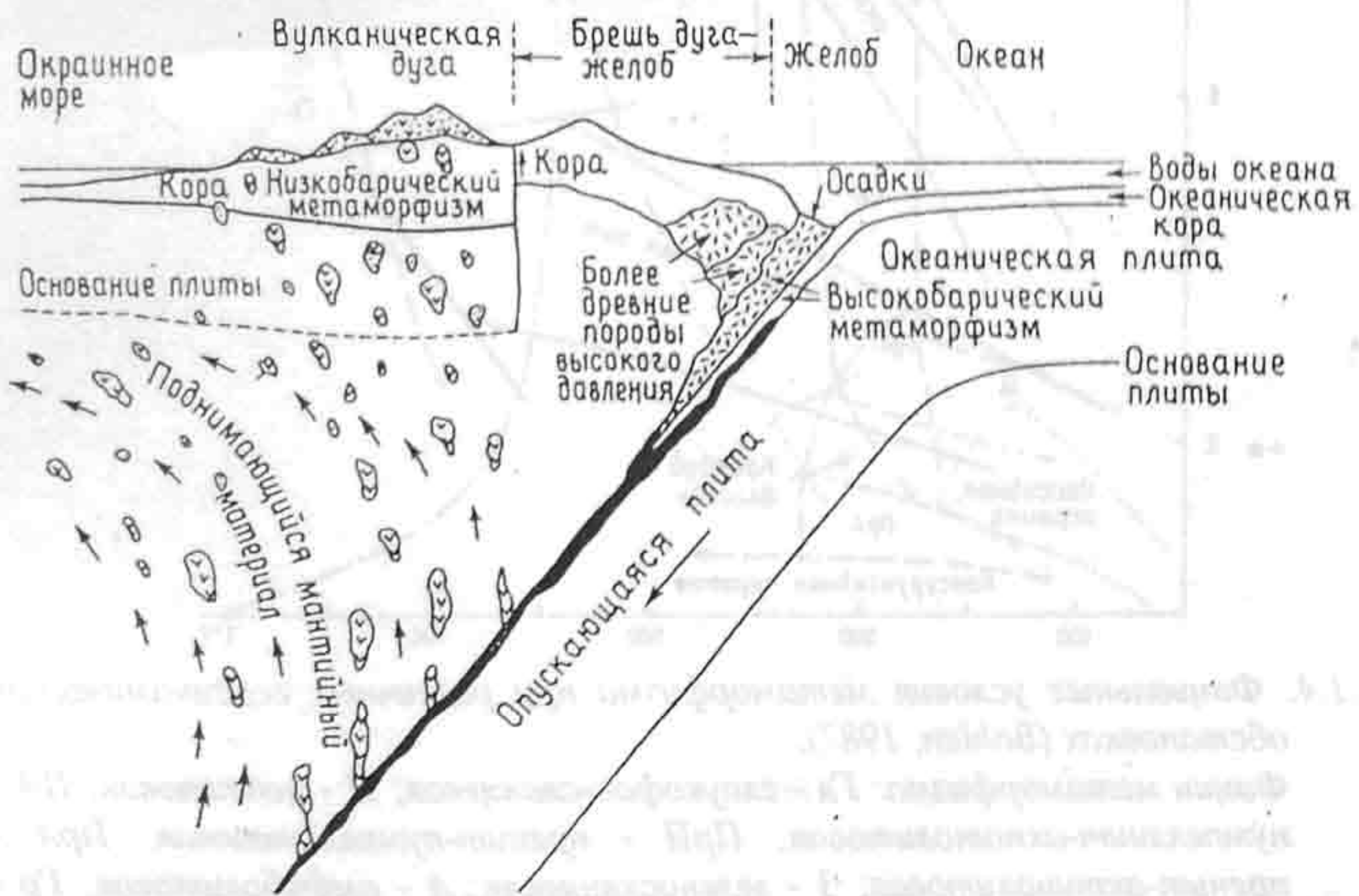


Рис.1.3. Модель метаморфизма, связанного с зоной субдукции (Миясиро, 1976)

Представления о жестком индикаторном геодинамическом значении даже двух крайних по термодинамическим градиентам фациальных типов метаморфизма (андалузитового и глаукофанового) нуждаются в корректировке. Установлено, что андалузит-силлиманитовый метаморфизм, кроме островодужных ситуаций, может проявляться в условиях океанического и континентального рифтинга земной коры (Глебовицкий и др., 1976), а также в областях мощного коллизионного утолщения земной коры в условиях среднего теплопотока (Thompson, England, 1984). Для высокоградиентного метаморфизма андалузит-силлиманитового типа привлекаются также модели влияния крупных силлоподобных интрузивов на промежуточных коровых уровнях, а также подъема мантийных астенолитов.

Для метаморфических комплексов пониженных геотермических градиентов (кианитового и глаукофанового типов) устойчивым остается представление об их формировании в условиях нисходящего тектонического потока, вне зависимости, связаны ли они с субдукционными зонами на конвергентных границах океанических и континентальных плит, или зонами скучивания, утолщения коры при взаимодействии континентальных плит. Термодинамические условия, свойственные различным геодинамическим обстановкам, характеризуются рис.1.4. Схематические модели, показывающие формы P-T-t-путей метаморфизма при различных тектонических процессах, иллюстрируются рис.1.5.

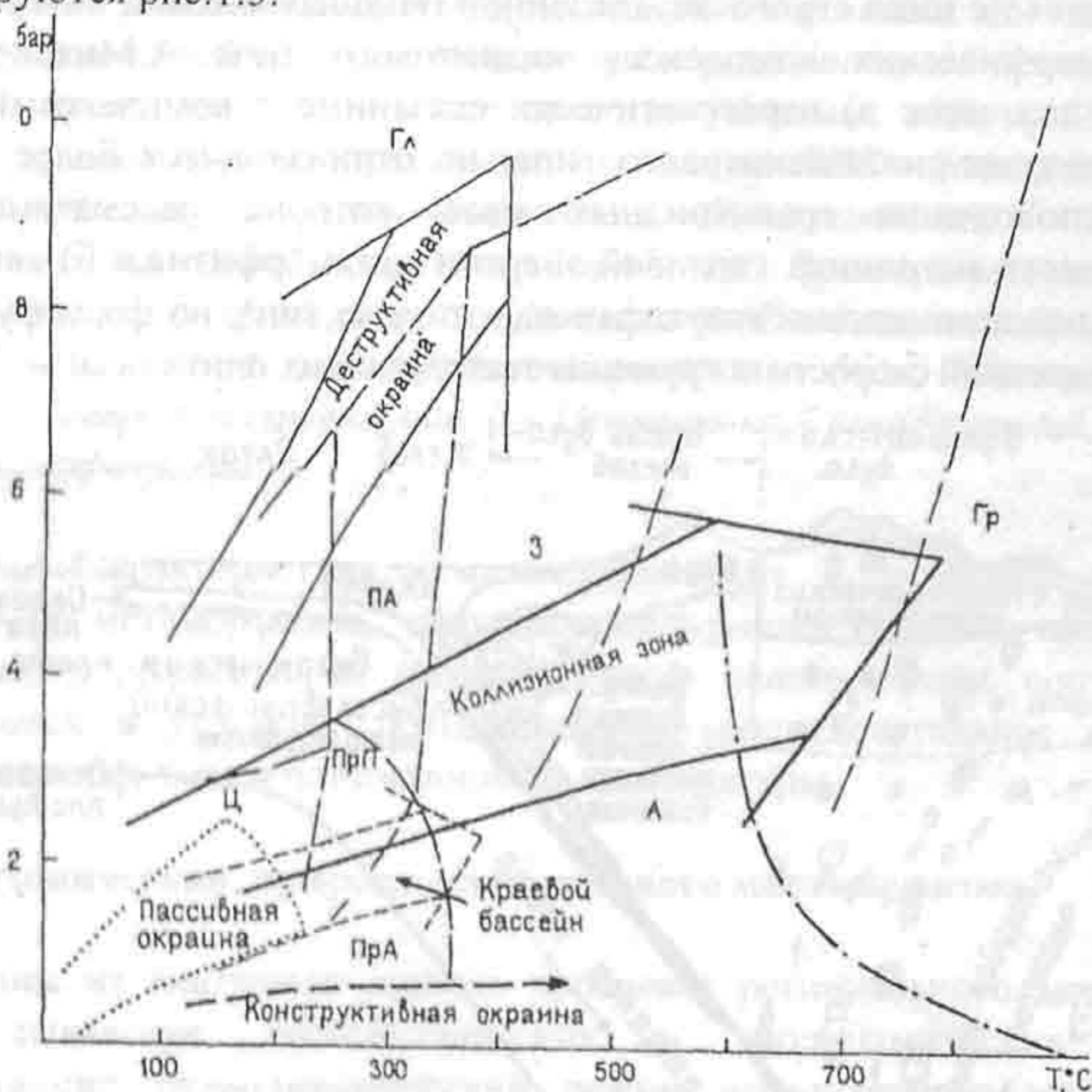


Рис.1.4. Фациальные условия метаморфизма при различных геодинамических обстановках (Bohlen, 1987).

Фации метаморфизма: Гл - глаукофан-сланцевая; Ц - цеолитовая; ПА - пумпеллит-актинолитовая; ПрП - пренит-пумпеллитовая; ПрА - пренит-актинолитовая; З - зеленосланцевая; А - амфиболитовая; Гр - гранулитовая

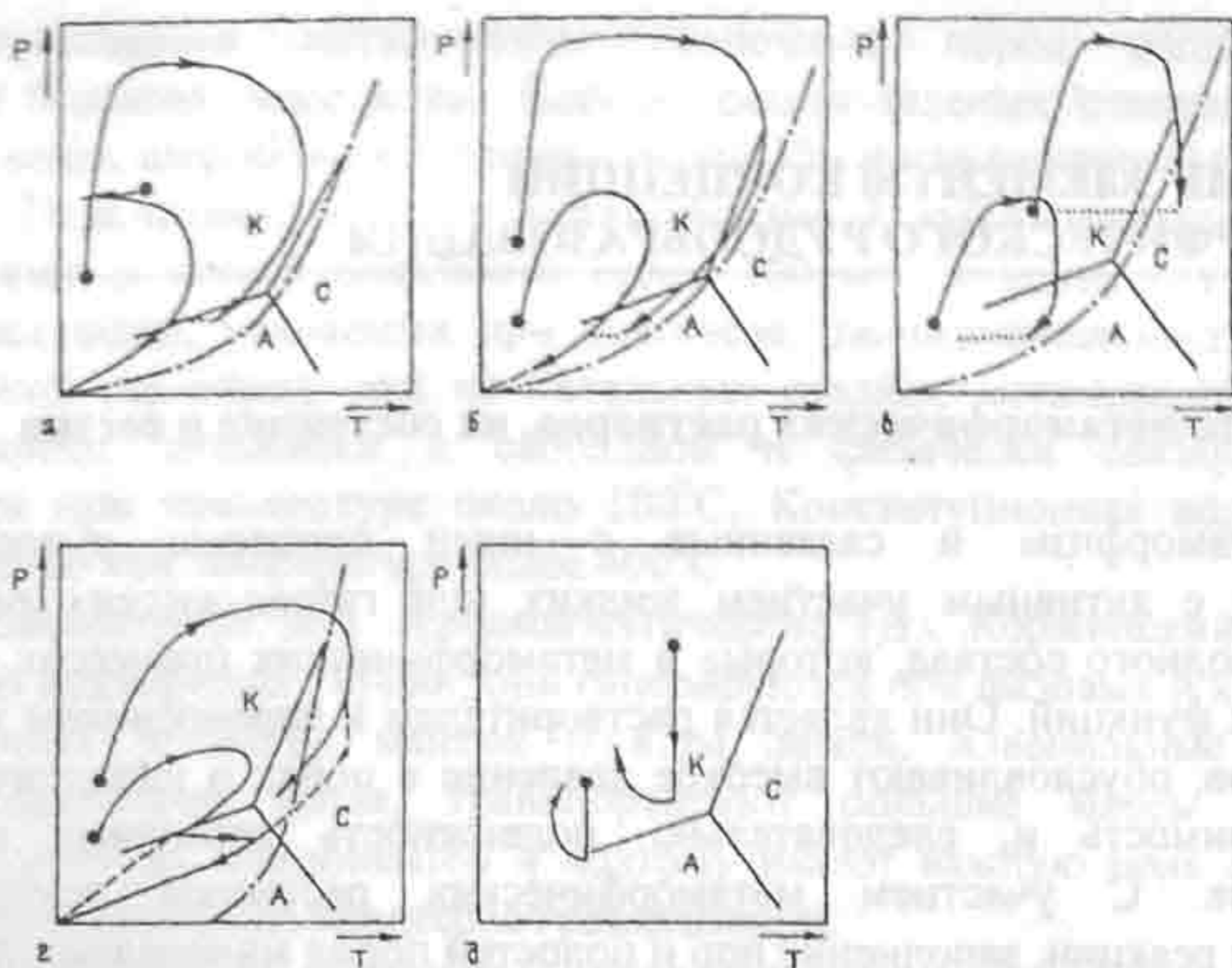


Рис.1.5. Схематические P-T диаграммы, показывающие формы P-T-t-путей метаморфизма при различных тектонических процессах (Thompson, England, 1984):

а - надвигание - эрозия; б - утолщение коры - эрозия; в - утолщение - расширение коры; г - анатексис и плутонизм; д - континентальная окраина. Штрих-пунктирная линия - "сухой" солидус. А, К, С - соответственно андалузитовое, кянитовое, силлиманитовое поля. Линии со стрелками обозначают изменение условий метаморфизма во времени (t)

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ КОНЦЕПЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

2.1. Природа метаморфических растворов, их состояние и состав

Метаморфизм и связанные с ними процессы рудообразования происходят с активным участием жидких или газовой-жидких растворов, в основном водного состава, которые в метаморфических процессах выполняют ряд важных функций. Они являются растворителем и переносчиком химических компонентов, обуславливают высокое давление в порах и капиллярах, влияют на растворимость и, следовательно, подвижность различных химических компонентов. С участием метаморфических растворов осуществляются химические реакции, заполнение пор и полостей пород минералами. Они служат переносчиками тепла и катализаторами процессов ультраметаморфизма, плавления пород.

Растворы, участвующие в процессах метаморфизма, имеют различную природу. В общем случае различаются несколько генетических типов растворов: 1) изначально присутствовавшие в породах, подвергающихся метаморфизму; 2) мигрирующие из более высокотемпературных, более глубинных зон, в том числе подкоровых; 3) растворы, выделяющиеся из кристаллизующихся интрузивных и анатектических магм; 4) вадозные воды глубинной циркуляции (Физико-химические..., 1985).

1. Вода, присутствующая в горных породах, подразделяется на: а) поровую, не связанную воду; б) связанную в минералах пород.

Поровая вода включает несколько разновидностей по формам ее связей с минеральным веществом. Свободная капиллярная вода заполняет поры и удерживается в них благодаря натяжению мениском воды. Гигроскопическая (адсорбированная) или физически связанная вода удерживается на частицах породы с большой силой порядка 1000 МПа и обладает значительной вязкостью. Она удаляется из пород при температурах 100-110⁰С. Пленочная вода образует пленки на гигроскопической воде; она передвигается медленно от участков с большим количеством пленочной воды к участкам с меньшим ее количеством.

Рыхлые свежесформованные осадки имеют пористость до 50% и более. Содержание воды в песчаниках при пористости 12% – 120 л/м³, в известняках – 75-80 л/м³, в глинах при пористости 35% - 360 л/м³. Наиболее богаты водой хемогенные и коллоидные осадки (глиноземные, железные и другие). С увеличением нагрузки осадки теряют воду. Так, глина, содержащая 40% воды, при нагрузке в 500 МПа сохраняет ее только в количестве 3-4%.

Связанная в минералах вода подразделяется на две группы: а) конституционная вода, которая находится в кристаллической решетке минералов в виде ионов ОН⁻ и Н⁺, и кристаллизационная вода, присутствующая в минералах в виде нейтральных молекул. В нонтроните, монтмориллоните, каолините содержание связанной воды достигает 13-14%, в вермикулите - 20%. Содержание связанной воды в глинистых породах достигает 13-14%.

Прогрессивный метаморфизм осадочных пород сопровождается выделением больших масс воды. Породы фации зеленых сланцев содержат около 3-4% воды, амфиболитой фации - около 1%, а гранулитовой фации - 0.3-0.4% воды. Подсчитано, что при метаморфизме 1 куб.км осадочных пород высвобождается в общей сложности более 100 млн т воды, без учета еще больших масс воды, удаляемых при диагенезе. Значительная часть этих вод высвобождается из пород уже на начальных стадиях метаморфизма. Это, в первую очередь, относится к свободной и физически связанной воде, удаляющейся при температуре около 100⁰С. Конституционная вода активно высвобождается при температуре более 400⁰С.

2. Ювенильные или трансмагматические (Д.С.Коржинский) флюиды поступают из подкоровых глубин; они генерируются при фазовых и химических преобразованиях вещества мантии и ядра Земли. Ювенильные растворы являются носителями тепла, транспортируют большие массы щелочных элементов и летучих компонентов и поэтому имеют важную роль в развитии метасоматоза, в частности процессов гранитизации.

3. Растворы и флюиды, генерирующиеся при кристаллизации магматических расплавов, имеют резко ограниченное значение в общем балансе растворов в областях регионального метаморфизма, вследствие низкого их содержания в магмах любого состава. Однако участие *магматогенных растворов* может иметь значительное локальное влияние при формировании контактово-метаморфических и метасоматических ореолов и гидротермального рудообразования. Экспериментальные данные показывают, что эффективное извлечение, экстракция рудных компонентов из магмы флюидами возможна только при их расслоении на собственно гидротермальную и более плотные флюидно-расплавные фазы. Именно флюидно-расплавные фазы рассматриваются как экстрагирующие и несущие рудные компоненты при гидротермальном рудообразовании. С собственно гидротермальными растворами, генерирующимися при кристаллизации магматических расплавов, связывается (как с менее плотными и более высокоподвижными фазами) явление предрудного метасоматоза (березитизация, пропицитизация и др.). Трансмагматические флюиды, фильтрующиеся через магмы, могут существенно изменять их рудную специализацию. С ними, в частности, связывается сульфуризация основных магм и образование медно-никелевых и медно-колчеданных месторождений (Метасоматизм..., 1998).

4. Существенным источником рудоносных растворов при эндогенном, в том числе метаморфическом, рудообразовании могут быть *вадозные воды* - инфильтрационные или реликтовые воды подземной гидросферы. Как показывают исследования геотермальных вод и паров воды в областях активного вулканизма, значительная их часть имеет характерный для вадозных вод изотопный состав кислорода. Вадозные воды в подземной гидросфере, кроме того, могут трансформироваться в минерализованные захороненные воды высыхающих бассейнов - эвапоритов.

В целом, можно говорить о гетерогенности метаморфических водных растворов. Воды поровых пространств и вадозные воды глубинной циркуляции - главные составляющие метаморфических растворов в зонах низких, дозеленосланцевых ступеней метаморфизма. Воды, связанные в минералах, являются основным компонентом метаморфических растворов в зонах средних

и высоких ступеней метаморфизма; в зонах ультраметаморфизма существенную роль могут иметь ювенильные водные растворы (флюиды).

Состояние растворов. Чистая вода, как известно, обладает целым рядом свойств, отличающих ее от гидридов других элементов (Физическая химия, 1987). Это повышенные температуры кипения жидкой воды и плавления льда, более высокая теплоемкость, теплоты плавления и испарения. Вода может быть переохлаждена до -33°C и перегрета до 200°C ($P1 \cdot 10^5$ Па). Особенности воды являются также рост теплопроводности с повышением температуры, возрастание вязкости с повышением давления. При нагревании воды ее плотность сначала возрастает, достигая максимума при 4°C , а затем уменьшается.

Вода обладает донорно-акцепторными свойствами: донорными - за счет неподеленных электронов, акцепторными - из-за смещения электронной плотности от протона к кислороду (модель Попла).

Важнейшими характеристиками воды являются константа равновесия реакции диссоциации $\text{H}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O} = \text{H}_3\text{O}^+ + \text{OH}^-$, равная в стандартных условиях $3.24 \cdot 10^{-18}$, а также высокая диэлектрическая проницаемость, характеризующая способность воды растворять химические вещества с образованием ионов.

При равенстве литостатического и флюидного давления возможно заметное усиление диссоциации воды в земной коре по мере увеличения глубины. Ионное произведение (OH^-) (H_3O^+), равное 10^{-14} при комнатной температуре, изменяется в нижней части коры до значения 10^{-8} , т.е. с глубиной изменяется величина «нейтрального» значения рН (Физико-химические..., 1985).

Критическая температура воды при атмосферном давлении около 375°C ($T 374^{\circ}\text{C}$, $P 21.2$ МПа). Поэтому водные растворы, участвующие в региональном метаморфизме, разделяются по физическому состоянию на гидротермальные и пневматолитические или надкритические.

Важно иметь в виду, что критическая температура воды существенно зависит от ее химического состава и давления. Присутствие в воде растворенных веществ способно повышать критическую температуру раствора; высококонцентрированные растворы могут вообще не иметь критической температуры. Рост давления повышает плотность надкритической воды. К примеру, плотность водяного пара при 400°C и давлении 2000 атм сравнима с плотностью воды при $T 270^{\circ}\text{C}$. Сильно сжатые газы, в отличие от жидких растворов, обладают повышенной способностью к растворению нелетучих составляющих горных пород. Учитывая своеобразные свойства надкритических газов, для них используется специальный термин «флюиды».

В условиях земной коры вода ведет себя как «неидеальная жидкость». Минералы растворяются в воде в основном с образованием ионных, реже молекулярных растворов. Силы взаимодействия различных ионов в растворе представляют функцию диэлектрической проницаемости растворителя.

В природных метаморфических флюидах, содержащих растворенные углекислоту, хлориды щелочных металлов и другие химические вещества, критические параметры и P-T соотношения отклоняются от параметров чистой воды.

Некоторые исследователи обращают внимание на особое состояние воды в микропористых системах (Блох, 1985). Отмечается, что стандартные характеристики воды (плотность и др.) свойственны только так называемой объемной воде, т.е. минимальным объемам, обеспечивающим возможность структурирования воды.

Для объемной жидкой воды в целом характерна квазикристаллическая структура, подобная тетраэдрической структуре льда, но как бы размытая тепловыми движениями ее молекул. Четверная координация осуществляется посредством водородных связей. Такие льдоподобные структуры называются кластерами. Кластеры «плавают» в среде свободных молекул воды, образующих вторую структуру более дальнего порядка - плотную кубическую упаковку.

В микропорах (размером до первых десятков параметров) вода представляет диссипативную структуру, для которой равновесная термодинамика Гиббса неприменима. Изменения в состоянии воды в микропористых условиях проявляются: 1) в повышении ее плотности, вследствие возрастания водородных связей в микропорах (к примеру, плотность адсорбированной воды в монтмориллоните 1.06, а в каолините 1.22 г/куб см); 2) в изменении характера теплового расширения воды (максимум плотности, проявляющийся у объемной воды при 4⁰С, в микропорах сдвинут в сторону более низких температур); 3) в повышении вязкости воды (на 30-35%); 4) в понижении диэлектрической постоянной; 5) повышении константы диссоциации (к примеру, на поверхности силикагеля почти в 6 раз) и удельной электропроводности; 6) повышении способности к растворению химических компонентов.

Состав метаморфических растворов. Экспериментальные исследования показали, что за счет глинистых пород при термодинамических условиях различных фаций метаморфизма, как правило, возникают флюиды с преобладанием Н₂О, а за счет карбонатных пород - обогащенные СО₂. Присутствие в породах графита, сульфидных, сульфатных, окисных, карбонатных, фосфатных и других минералов расширяет и существенно усложняет компонентный состав водных растворов.

Исследованиями газовой-жидких включений в минералах метаморфических пород установлено, что их газовая фаза обычно представлена водяным паром (при Р 3 кбар и Т 25⁰С) или СО₂ (при Р 7 кбар). Во флюиде высокотемпературных фаций метаморфизма часто присутствует несмешивающаяся с раствором жидкая углекислота СО₂. Твердая фаза включений обычно представлена галитом, иногда присутствуют сильвин, кальцит, гематит, реже карбонаты, фториды и фторобораты. Наряду с натрием и хлором (концентрация соли обычно составляет около 10%) часто отмечаются значительные содержания К, Са, Mg, SO₄²⁻, и незначительные ВO₃³, PO₄³, HSiO₃; в растворах определяются также Al, Rb, Co, Cu и другие элементы. В газовой фазе, кроме СО₂ присутствуют СН₄, СО, Н₂, Н₂, S, F, Cl, N.

По В.Б Ковалю (Физико-химические..., 1985) эволюция метаморфических растворов, их потенциальная рудообразующая роль, в зависимости от фациальных условий метаморфизма проявляется в следующем.

Для зеленосланцевой и более низкотемпературных фаций (при температурах ниже критической температуры воды), характерны растворы электролитов. Растворимость минералов и газов в таких растворах определяется степенью ионизации, плотностью и диэлектрической постоянной воды. Определяющее влияние на химический состав растворов оказывают минеральный и химический состав пород, сквозь которые фильтруются растворы. Вблизи зон тектонических нарушений химическая активность растворов может изменяться примесями газов. Основными формами переноса

металлов в этих условиях будут комплексные соединения карбонатов, сульфатов, фторидов, сульфидов. Формирование и устойчивость комплексных соединений определяются температурой, давлением и концентрацией растворов. При температурах ниже 100⁰С растворы малой концентрации могут переносить значительные количества металлов. С увеличением температуры (выше 200⁰С) комплексные соединения, способные транспортировать высокие содержания металлов, устойчивы только в концентрированных растворах.

В условиях амфиболитовой фации усиливается роль реакций типа $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2 + 6SiO_2 + 2KCl = 3KAlSi_3O_8 + 2HCl + H_2O$.

В результате такой реакции число молекул воды во флюидной фазе увеличивается. Давление HCl во флюиде должно экспоненциально возрастать с повышением температуры, что, в свою очередь, способствует возрастанию растворимости металлов, связанных в сульфидной форме, и щелочей. В условиях амфиболитовой фации, наряду с температурой и концентрацией, определяющее влияние имеет также и давление. Это связано с тем, что растворимость солей во флюидной фазе с увеличением давления резко возрастает. Повышение давления в этих условиях определяет возможность получения концентрированных рудоэкстрагирующих растворов за счет солей, слабо растворимых при этих же температурах при низких давлениях.

В условиях гранулитовой фации метаморфизма основным компонентом флюида является углекислота. Растворимость минералов в таком флюиде резко снижается. Система остается открытой для воды, кислорода, хлора, щелочей и ряда других элементов. В этих условиях элементы с переменной валентностью (железо, уран и др.) стабилизируются в низких степенях окисления. В форме сложных комплексных соединений становится возможным перенос в газовой фазе Fe^{+2} , U^{+4} других элементов.

Движение растворов при метаморфизме определяется градиентами общего давления и температуры. Важными параметрами движения растворов являются пористость и проницаемость среды.

Пористость создается наличием в горных породах различных полостей, межзерновых пространств, кливажа, сланцеватости, трещиноватости.

Проницаемость горных пород характеризует динамическую активность растворов. При этом эффекты химического взаимодействия раствора и породы не учитываются.

Различают физическую или абсолютную, эффективную и относительную проницаемость. Физической называется проницаемость однородной жидкости. Эффективная проницаемость – способность пород проводить отдельные фазы неоднородной жидкости. Относительная проницаемость – это отношение эффективной и абсолютной проницаемостей, которое всегда меньше единицы.

Коэффициент проницаемости (это понятие было введено Нуттином еще в 1929 г.) характеризует способность пород пропускать газ или жидкость:

$$k_{np} = \frac{\mu Q l}{TS(P_1 - P_3)},$$

где k_{np} – коэффициент проницаемости; μ – динамическая вязкость раствора; Q – количество фильтрата; l – длина образца; см, T – время, с; S – площадь поперечного слоя, см²; P_1 – флюидное давление; P_3 – противодействие, МПа.

За единицу проницаемости принята величина микрометр в квадрате, равная расходу жидкости $1 \text{ см}^3/\text{с}$ с вязкостью 1 сПз сквозь сечение 1 см^2 при перепаде давления в 0.1 МПа на 1 см длины при линейном законе фильтрации. Коэффициент проницаемости для гнейсов и гранитов составляют 10^{-7-8} . Для метасоматитов (альбититов) около 10^{-5} .

Фильтрация растворов осуществляется в соответствии с законом Дарси

$$V = \frac{k\phi}{\gamma} \cdot \frac{\Delta P}{\Delta l},$$

где V - скорость фильтрации; γ - вес единицы объема жидкости; $\frac{\Delta P}{\Delta l}$ - градиент давления.

Отклонение от закона Дарси, связанное с неламинарным течением, происходит при числе Рейнольдса (Re) $7.5 - 9$.

$$Re = \frac{1}{0.75m + 0.23} \cdot \frac{Vd_s}{\nu},$$

где m - пористость; V - скорость фильтрата; d_s - эффективный диаметр, ν - коэффициент кинетической вязкости.

В микропористых средах, в связи с особым состоянием в них воды, фильтрация и главная степень ее отклонения от линейного закона Дарси существенно зависит от минерального состава пород, концентрации фильтрующегося раствора, температуры, давления и ряда других факторов. Минеральный состав среды влияет на вязкость растворов. Растворенные компоненты в растворе могут уменьшать пристеночный слой связанной воды и тем самым увеличивать эффективность сечения поровых пространств. Отмечается увеличение на порядок проницаемости глин при переходе от пресных вод к хлоридным растворам. Температура также активизирует проницаемость горных пород.

При метаморфизме скорость фильтрации флюида является сложной функцией скорости генерации летучих, использования их в минеральных реакциях, интенсивности их концентрации и удаления из участков, где развиваются петрогенетический или рудообразующий процесс.

При региональном метаморфизме медленное продвижение растворов приводит к их концентрации в верхних относительно низкотемпературных структурных зонах. Дополнительными факторами, влияющими на движение растворов, являются боковое, тангенциальное давление и тепло интрузий магмы, а также размещение пород с неодинаковой пористостью и неодинаковым содержанием летучих компонентов. Скачкообразное изменение плотности флюида может происходить при перемещении его в зоны тектонических нарушений в связи с приростом свободного объема, а также в областях с высокими геотермическими градиентами. При раскрытии трещин возможно вскипание флюида.

Типизация гидротермальных рудообразующих систем. В.Ю.Прокофьев (1998) предложил интересную типизацию гидротермальных рудообразующих систем. При этом в качестве основного параметра их сопоставления он предложил использовать оценки общего давления флюидов (по данным изучения микровключений) при рудоотложении, как сильно меняющийся параметр, а в качестве "внутреннего стандарта" гидротермальной системы -

давление водяного пара. Последнее зависит только от температуры и концентрации солей в растворе. Газы, в связи с их более высокой летучестью, способны удерживаться в нагретом водном растворе только в относительно закрытой системе при воздействии внешнего давления. Спад давления, приводящий к вскипанию и дегазации гидротермального флюида, связан с увеличением объема тектонических полостей. Поэтому отношение $P_{общее}/P_{H_2O}$, которое названо В.Ю.Прокофьевым *барическим показателем закрытости системы*, может служить показателем для сравнения гидротермальных систем между собой. Общее давление флюида определяется суммой парциальных давлений: давления насыщенного пара воды и давления легкокипящих газов (углекислоты, метана, азота, сероводорода или смеси этих газов). В условиях открытых трещин вблизи поверхности величина отношения $P_{общее}/P_{H_2O}$ или $(P_{H_2O} + P_{газов})/P_{H_2O}$ будет равна 1, и давление в системе будет определяться давлением паров воды. В трещинах, сообщающихся с поверхностью и заполненных водой, давление будет возрастать и определяться величиной столба воды и ее плотностью, т.е. величиной гидростатического давления. В трещинах и полостях в плотных породах, не связанных с поверхностью, могут создаваться избыточные давления, величина которых лимитируется только прочностью окружающих пород.

По степени закрытости В.Ю.Прокофьевым выделяются три крупных класса гидротермальных рудообразующих систем, принципиально различных по физико-химической обстановке и характеру флюидных включений в минералах (табл.2.1).

Таблица 2.1.

Характеристика рудообразующих систем (Прокофьев, 1998)

Характеристика	Типы рудообразующих систем		
	открытый	полуоткрытый	закрытый
$T, ^\circ C$	380-<50	275-85	485-<50
P , бар	400-1	2800-60	6500-255
Концентрация солей, мас. % экв.-NaCl	22-0.4	56-0.5	36-0.9
Показатель закрытости системы	2.0-1.0	20-1.0	200-1.0
$(P_{H_2O} + P_{газов})/P_{H_2O}$			
Газы в растворе	CO ₂	CO ₂ H ₂ S	CO ₂ , CH ₄ , N ₂ , H ₂ S
Генетические типы месторождений	Современные гидротермы (Жировское, океанические гидротермы), эпитеpmальные (Банска Штьявница, Дукат, Кочбулак), вулканогенные (Риддер-Сокольное)	Вулкано-плутонические (Дарасун, Зод, Меградзор)	Плутоногенные (Бестюбе, Джеламбет, Жана-Тюбе, Чармитан), метаморфизованные (Зыряновское), зеленокаменных поясов (Сарала, Коммунар), метаморфогенные (Олимпиада, Колар, Индия)

Открытые системы, руды в которых образуются на поверхности или вблизи нее в открытых трещинах при низком давлении, умеренной температуре, из разбавленных растворов с низкими концентрациями газов. Величины давлений не превышают гидростатического. Показатель закрытости системы 1-2. Среди систем этого типа можно выделить группы месторождений, в которых выявлена разная зависимость суммарной концентрации солей в растворе от температуры: 1) прямопропорциональная; 2) обратнопропорциональная, часто связанная с ростом солёности вследствие выкипания флюида и 3) меняющаяся в зависимости от места в рудообразующей системе, что может быть связано с наличием конвективной ячейки.

Полуоткрытые системы, формирующиеся при чередовании открытия и закрытия трещин и вблизи субвулканического источника тепла. Для них характерен максимальный диапазон вариаций всех параметров: температур, давлений, концентраций солей и газов. Давление может резко изменяться при тектоническом закрытии и открытии трещин. По особенностям химического состава выделяются два типа флюида - малогазонасыщенный и газонасыщенный. Показатель закрытости системы изменяется в интервале 1-20.

Закрытые системы, формирующиеся на глубине без связи с поверхностью. Температура и давление могут достигать высоких значений, равно как и концентрации растворенных газов. Концентрация солей умеренная: от 18 до 4 мас.% экв.- NaCl. Давление может соответствовать литостатическому или превышать его. Основной составляющей флюидного давления является давление легкокипящих газов. Показатель закрытости в ходе процесса обычно растет, что может быть связано с уменьшением проницаемости путей движения гидротермальных растворов в результате отложения новообразованных минералов, или иными причинами. Системы внутри этого класса могут различаться по составу основных компонентов газовой смеси. На примере различных золоторудных месторождений различаются системы с существенно углекислотными, углекислотно-метановыми и азотно-метаново-углекислотными гидротермами. Показатель закрытости системы варьирует, достигая высоких значений (до 200).

В качестве примера приводится также авторская термобарогеохимическая классификация гидротермальных месторождений золота (табл.2.2).

Особо обращается внимание на то, что выделенные три группы гидротермальных систем (открытые, полуоткрытые и закрытые) существенно различаются эффективностью и механизмами рудоотложения. Падение температуры, вызывающее снижение растворимости большинства рудных компонентов, играет свою роль в процессе рудообразования на гидротермальном месторождении любого типа. Однако этот фактор не всегда является наиболее эффективным. В приповерхностных условиях (в эпитеермальных и вулканогенных месторождениях) наибольшую роль играет вскипание раствора с отделением растворенных газов (прежде всего углекислоты и сероводорода). Вторым по значимости фактором можно считать смешение гидротерм с растворами различного генезиса, изменяющих химизм раствора (уменьшение концентрации комплексообразующих анионов, рост pH или изменение окислительно-восстановительных условий) и, как следствие, распад комплексов металлов. Уменьшение давления практически не играет роли.

Термобарогеохимическая классификация гидротермальных золоторудных месторождений (Прокофьев, 1998)

Типы рудообразующих систем	Геохимический тип процесса рудоотложения или рудообразующего флюида	Месторождения
Открытые	Процесс с разбавлением (концентрация солей падает к концу процесса)	Жировское, Дукат, Риддер-Сокольное
	Процесс с выкипанием (концентрация солей увеличивается к концу процесса)	Кочбулак
	Конвекция (изменение концентрации разное в разных участках гидротермальной системы)	Банска Штьявница
Полуоткрытые	Малогазонасыщенный, богатый солями флюид (рудоотложение вблизи источника тепла)	Дарасун, Карийское
	Газонасыщенный флюид средней концентрации солей (рудоотложение на удалении от источника тепла)	Зод, Меградзор
Закрытые	Существенно углекислотный флюид	Джеламбет
	Метаново-углекислотный флюид	Бестюбе, Жана-Тюбе. Чармитан, Сарала, Коммунар, Зыряновское
	Азотно-метаново-углекислотный флюид	Олимпиада

В полуоткрытых гидротермальных системах (гипабиссальных или субвулканических) на первое место выходит смешение флюидов различного генезиса, вследствие резкого и значительного изменения всех параметров гидротермальной системы, в том числе и гидродинамических. Важную роль играет дегазация флюида из-за спада давления, и, в первую очередь, отделение углекислоты, вызывающее увеличение pH раствора, и удаление сероводорода, приводящее к распаду гидросульфидных комплексов.

В закрытых системах (или глубинных обстановках) важнейшее значение имеет дегазация гидротермального флюида вследствие тектонических сбросов давления, поскольку такие явления обнаружены на всех месторождениях. Для руд, формирующихся в толщах пород, богатых органическим веществом, большое значение имеет также изменение окислительно-восстановительных условий вследствие взаимодействия органики с рудоносным флюидом. Падение температуры и разбавление раствора играют подчиненную роль.

2.2. Геохимия рудообразующих химических элементов в метаморфических породах и процессах

2.2.1. Формы нахождения и особенности распределения

Химические элементы, участвующие в метаморфическом рудообразовании, можно разделить, с определенной долей условности, на две большие группы. К первой относятся широко распространенные в земной коре

химические элементы (Si, Al, Mg, Fe, Na, K, O, отчасти S, C, Ti, Mn). Эти элементы обычно являются пороодообразующими; при определенных условиях метаморфизма они образуют минералы или породы, которые по своему промышленному или коммерческому назначению являются рудами. В большинстве своем это так называемые нерудные полезные ископаемые (графит, кианит, силлиманит, кварц, асбест, слюды и другие), но элементами рассматриваемой группы слагаются и металлические руды (к примеру, железные, пиритовые руды).

Ко второй группе относятся химические элементы, которые обычно рассматриваются как редкие и рассеянные; формирование руд этих элементов происходит при реализации сложных процессов их концентрации в определенных участках геологического пространства.

Редкие и рассеянные рудные элементы находятся в породах, подвергающихся метаморфизму, в различных формах:

1) в виде собственных рудных и акцессорных минералов и их микровключений в других минералах (окислы, сульфиды, самородные элементы и др.);

2) в сорбированном и атомно-рассеянном состоянии;

3) в качестве изоморфной примеси в кристаллических решетках пороодообразующих минералов;

4) в поровых растворах;

5) в составе флюидных включений в минералах.

Распределение рудогенных элементов в породах (их геохимический баланс), в частности, их изоморфное вхождение в решетки минералов, определяется несколькими факторами: кристаллохимическими закономерностями, химизмом пород, составом их минеральных ассоциаций, термодинамическими условиями метаморфизма. В метапелитовых породах амфиболитовой фации, к примеру, относительная изоморфная концентрация ванадия, хрома, кобальта, титана, никеля возрастает в ряду кордиерит - гранат - ставролит - биотит. Гранат является сильным концентратором иттрия, иттербия, скандия. Ставролит избирательно концентрирует цинк, галлий. В metabазитовых породах относительная концентрация никеля, титана, ванадия, кобальта, хрома обычно возрастает в ряду гранат-пироксен - роговая обманка-биотит.

Халькофильные рудные элементы избирательно концентрируются в сульфидах железа, причем медь и никель предпочтительно концентрируются в пирротине, а свинец, кобальт, золото - в пирите. Цинк, в силу своего стремления к донорно-акцепторным связям и тетраэдрической координации атомов, не входит в решетки пирротина и пирита, а предпочтительно распределяется в железо-магнезиальных минералах и акцессорном магнетите. Хром, ванадий и скандий также распределяются в железо-магнезиальных минералах, причем хром и ванадий избирательно концентрируются в магнетите, а скандий - в гранате. Галлий и бериллий распределяются в алюмосиликатах и силикатах. Атомно-рассеянные и сорбционные формы характерны для распределения таких элементов, как уран и торий, вхождение которых в решетки пороодообразующих минералов затруднено.

Прямая зависимость между содержанием рудных элементов в породе и минералах наблюдается только в простых по минеральным ассоциациям породах и только в тех случаях, когда химический элемент не обнаруживает

избирательной концентрации в каком-то конкретном минерале. Появление в ассоциациях минералов - концентраторов приводит к резкому изменению картины распределения. Так, появление сульфидов, вызывает резкое обеднение ассоциирующего биотита кобальтом и никелем. В ставролитовых парагенезисах биотит обедняется цинком, кобальтом, бериллием, галлием, в гранатовых парагенезисах - скандием.

Повышение температуры кристаллизации и перекристаллизации минералов в общем случае расширяет их изоморфную емкость, и наоборот, снижение температуры может приводить к сбрасыванию и высвобождению рудных элементов, вследствие уменьшения изоморфной емкости минерала-хозяина.

2.2.2. Поведение рудных элементов при региональном метаморфизме

Геохимические исследования метаморфических комплексов, прежде всего в областях с зональным размещением метаморфических фаций (Предовский и др., 1967; Петров, Макрыгина, 1975; Нагайцев, 1988), позволили выявить основные черты поведения рудных элементов в процессах прогрессивного регионального метаморфизма:

1. В условиях регионального прогрессивного метаморфизма до изограды силлиманита и начала процессов ультраметаморфизма миграция большинства рудогенных элементов имеет преимущественно фоновый характер и не изменяет главных дометаморфических особенностей их распределения в различных типах пород, обусловленных их первичной литогенетической или петрогенетической природой. Тем не менее, учитывая масштабы процесса, объем подвергающихся метаморфизму толщ пород, общее количество рудного вещества, поступающего в метаморфические растворы и в различных формах мигрирующего с ними, несомненно, велико.

2. Выше силлиманитовой ступени метаморфизма общей чертой является активизация миграции редких элементов, что проявляется прежде всего в снижении содержания в породах халькофильных и сидерофильных рудных элементов. При этом для остающихся в породах редких литофилов (бериллий, уран, торий, цирконий, а также галлий, свинец) характерно рассеяние, а для халькофильных и сидерофильных элементов более четкая изоморфная концентрация в решетках породообразующих железо-магнезиальных минералов.

3. Прогрессивный метаморфизм на всех его стадиях приводит к существенным изменениям в формах нахождения рудогенных элементов (концентрация в отдельных минералах или, наоборот переход в рассеянное состояние), что имеет важное значение для их мобилизации при последующих, как прогрессивных, так и регрессивных преобразованиях.

4. Процессы ультраметаморфизма и сопровождающие их метасоматические явления характеризуются интенсивной мобилизацией и выносом из пород рудных элементов в связи с разрушением их минералов-носителей (биотита, амфиболов, гранатов, пироксенов). С щелочным метасоматозом возможен привнос литофильных рудогенных элементов, накапливающихся в «гранитоидных» продуктах ультраметаморфизма.

Метаморфизм - это процесс изменения минерального состава пород в результате перекристаллизации при высоких температурах и давлениях.

2.2.3. Мобилизация, миграция и отложение рудных элементов при метаморфическом рудообразовании

Метаморфическое рудообразование предполагает участие трех взаимосвязанных явлений: мобилизацию рудных компонентов, их миграцию и последующее отложение.

Мобилизация рудных элементов зависит от их индивидуальных геохимических свойств, особенностей нахождения в горных породах, а также от химизма пород и физико-химических условий метаморфизма.

Наибольшей способностью к мобилизации характеризуются элементы, находящиеся в породах в различных формах сорбции и рассеяния. Мобилизация изоморфно связанных элементов происходит в результате метаморфических минеральных реакций, сопровождающихся разрушением минералов-носителей.

Миграция рудных элементов, которые мобилизуются в ходе метаморфизма, может осуществляться путем охарактеризованной ранее фильтрации флюидов, а также диффузии и инъекции обогащенных рудным веществом анатектических расплавов.

Принято считать, что максимальные скорости массопереноса (10^{-1} – 10^{-5} см/с) обеспечиваются конвекционной диффузией в зоне интенсивного водообмена в верхних зонах земной коры. Меньшие скорости диффузии (10^{-7} – 10^{-11} см/с) характерны для молекулярной диффузии в водосодержащих породах зон замедленного водообмена. Диффузия в твердых практически безводных горных породах и минералах осуществляется со значительно меньшей скоростью (10^{-17} – 10^{-19} см/с).

Движущей силой диффузии атомов и ионов является градиент химического потенциала рудного компонента. Преобладает концентрационная диффузия, определяемая первым (стационарная диффузия) и вторым (нестационарный процесс) законами Фика.

Диффузия описывается двумя законами Фика:

$$1. I = -D \frac{dC}{dX},$$

где I - поток вещества или количество материала, проходящего через единицу площади в плоскости, нормальной к направлению потока, за единицу времени;

dC/dX - градиент концентрации (с отрицательным знаком).

$$2. \frac{dC}{dt} = \frac{d}{dX} \left(D \frac{dC}{dX} \right).$$

Первый закон Фика справедлив для стабильного состояния. Вторым закон Фика используется для случаев изменения концентрации диффундирующего вещества во времени.

Коэффициенты диффузии для ее различных форм изменяются следующим образом

$$D_{\text{поверхн. диффузии}} > D_{\text{диффузии по границам зерен}} > D_{\text{объемной диффузии}}$$

Энергия активации изменяется соответственно в противоположной последовательности. Коэффициенты самодиффузии (диффузии в чистом виде) 10^{-15} до 10^{-9} (в полевых шпатах в зависимости от роста температуры).

Определяющую роль в перемещении рудного вещества путем диффузии при метаморфизме имеет, по-видимому, диффузия в метаморфическом флюиде.

Явления сорбции и ионного обмена несколько снижают скорость диффузии, особенно на начальных стадиях метаморфизма в микрозернистых породах. В средне- и крупнозернистых породах их влияние на диффузию невелико.

Роль различных механизмов миграции вещества неодинакова в разных условиях метаморфизма. Например, процесс объемной диффузии достаточно эффективно осуществляется на начальных этапах метаморфизма в водной среде порового пространства, а при высоких температурах и давлениях - и в пластичном каркасе пород. Миграция, связанная с фильтрацией метаморфических флюидов, играет ведущую роль в переносе рудного вещества на низко- и среднетемпературных уровнях метаморфизма, а перенос вещества гранитоидными расплавами, напротив, преобладает на высокотемпературных стадиях метаморфизма.

Концентрация рудного вещества в метаморфическом флюиде заметно колеблется, определяясь характером мобилизационных процессов, массой флюида, скоростью его фильтрации и др. Известны расчеты Х.Л.Барнса, согласно которым содержание металлов в гидротермальных рудоносных растворах обычно очень низкое и меняется от 10 млн^{-1} до $10 \cdot n \cdot 10 \text{ млн}^{-1}$ общего металла, для редких металлов - золота, серебра - характерны еще более разбавленные рудные растворы с концентрацией порядка $0.01-1 \text{ млн}^{-1}$.

Формы миграции рудных компонентов различны. Так, в низкотемпературных гидротермальных растворах, при отсутствии комплексообразователей, наиболее вероятной формой переноса железа является ион Fe^{+2} , равновесные концентрации которого в восстановительных средах могут быть очень высокими (Мельник, 1973). Вероятность переноса железа в виде трехвалентного иона очень мала, так как область его устойчивости - сильноокислые среды с высоким Eh (+ 0.8 В). Поэтому в низкотемпературных условиях метаморфические растворы могли обогащаться железом и удерживать его до зеленосланцевой фации. При более высоких температурах миграция железа ограничена.

Уран в растворах в основном мигрирует в виде карбонат-, сульфат- и фторидных ураниловых комплексов. Комплексные ионы U^{+4} выступают в роли сильных восстановителей; при взаимодействии с вмещающими породами уран в них непременно должен перейти в шестивалентную форму. Г.В.Наумовым в качестве основных факторов разрушения уранил-карбонатных комплексов рассматриваются: связывание адденда (CO_3^{2-} , SO_4^{2-} и др.) в минералах при реакции растворов с вмещающими породами, удаление аддендов в газовую фазу, изменение кислотности растворов или температуры, понижение окислительного потенциала. Эффективная миграция урана в виде свободных ионов может быть только в очень кислых средах. В слабокислых и нейтральных средах количество ионов U^{+4} ничтожно мало. В нейтральных растворах уран может мигрировать в состоянии U^{6+} в виде гидроксила уранила UO_2OH^+ , но его концентрация будет гораздо ниже величины растворимости урана в карбонатных растворах щелочных металлов.

Изучение эффективной пористости, проницаемости, эволюции упруго-пластических свойств метаморфических пород и их трещинно-жильных образований, на различных эрозионных срезках зональных комплексов показало, что фильтрация флюидов с мобилизованным рудным веществом в форме воднорастворимых комплексов металлов может осуществляться по всему

объему породы, что приводит к рассеиванию рудных элементов. Концентрированная миграция осуществляется по контактам пород, зонам разрывных нарушений, расланцевания и другим проницаемым породам. Считается, что в основном только концентрированный способ фильтрации флюидов приводит к формированию значимых метаморфических месторождений.

Перенос рудного вещества при *ультраметаморфизме* осуществляется возникающими анатектическими гранитоидными расплавами, растворами-расплавами. Данным способом мобилизуются и транспортируются такие литофильные элементы, как бериллий, олово, ниобий, тантал, редкие земли и редкие щелочи. При метасоматической гранитизации метапелитовых и metabазитовых пород происходит активная мобилизация и вынос сидерофильных и халькофильных элементов.

Реализация большей части образовавшегося при метаморфизме флюида и анатектических гранитоидных расплавов в виде гранитных, пегматитовых, кварц-полевошпатовых и других жил, проявлений процессов гранитизации, скарнообразования, кислотного выщелачивания и т.п. - осуществляется в основном на рубеже прогрессивного и регрессивного этапов метаморфизма. Об этом свидетельствует широкая распространенность в каждой метаморфической зоне наиболее высокотемпературных для нее жильных образований, по парагенезису и составу минералов, близких к метаморфическим породам данной зоны. Средне- и низкотемпературные жилы регрессивного этапа, а также низкотемпературные наложенные процессы хлоритизации, березитизации, пропилитизации и др., развивающиеся в связи с остаточными порциями метаморфического флюида, пользуются значительно меньшим распространением. При широком развитии низкотемпературных образований в породах гранулитовой или амфиболитовой фаций в большинстве случаев однозначно устанавливается их сторонний источник (метаморфизм более молодых вулканогенно-осадочных образований в смежном районе, внедрение в подстилающие толщи магматических образований, циркуляция пластовых вод и т.п.).

Основными причинами *рудоотложения* или концентрирования рудных мигрирующих элементов из гидротермальных растворов являются: а) изменение температуры и давления; б) изменение рН рудоносных растворов и их окислительно-восстановительного потенциала. Обе эти причины могут быть обусловлены различными физико-химическими и геологическими факторами, к примеру, реакциями метаморфических растворов с вмещающими породами, особенно карбонатными и основными породами, тектоническими нарушениями, смешением растворов разной природы и др.

Снижение температуры и давления в случае образования метаморфогенных рудопроявлений и месторождений - это наиболее универсальные факторы, выступающие как антиподы преимущественной мобилизации рудного вещества при прогрессивном метаморфизме. При снижении температуры уменьшаются константы растворимости минеральных соединений, что приводит к их осаждению. При этом изменяются кислотно-щелочные и структурные свойства растворов, что также влияет на их состав и рудоотложение.

В общем случае рудообразование, т.е. концентрация рудных элементов при региональном метаморфизме развивается как на прогрессивных, так и на

регрессивных его стадиях. При прогрессивном метаморфизме образование повышенных концентраций рудных элементов может быть связано с их миграцией и переотложением в толщах пород в результате межслоевого обмена и локального метасоматоза. Рудопроявления обычно приурочены к различным типам изначально металлоносным породам и обнаруживают четкий литолого-петрографический и стратиграфический контроль.

Рудообразующие процессы регрессивного этапа развиваются наиболее интенсивно в верхних структурно-метаморфических зонах и контролируются тектоническими нарушениями и толщами пород, благоприятных для рудоотложения, в том числе металлоносными. В областях ультраметаморфизма возможности метаморфического рудообразования ограничены и связаны в основном с тектонически обособленными участками проявления метасоматических процессов регрессивного постмигматитового этапа.

По Ю.В.Нагайцеву (1988) основными критериями рудообразования в зональных регионально-метаморфических комплексах являются:

- 1) повышенные градиенты содержания рудного компонента в узких РТ-интервалах прогрессивного метаморфизма определенной группы пород;
- 2) переход от рассеивающей объемной миграции мобилизованного в ходе метаморфизма флюида к узко локализованной фильтрации в области "стока", чему способствует снижение РТ-условий метаморфизма, возрастание жесткости пород и тектоническая активизация региона, определяющая развитие зон повышенной проницаемости;
- 3) наличие на пути локализованного перемещения рудоносных флюидов литологических, температурных и иных барьеров и структур, способствующих осаждению мобилизованного и мигрирующего рудного вещества.

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

3.1. Классификация метаморфогенных месторождений полезных ископаемых

Одна из первых классификаций метаморфогенных месторождений полезных ископаемых, предложенная К.И.Богдановичем, включала две группы месторождений - метаморфизованные и метаморфические. Эта классификация сохранила свое значение до настоящего времени и широко используется во многих учебниках по полезным ископаемым. Последующие совершенствования ее сводились в основном к изучению взаимосвязей рудных формаций с фациями метаморфизма и метасоматоза.

Я.Н.Белевцевым (1979) выделяются три класса метаморфогенных месторождений: метаморфизованных, метаморфических и ультраметаморфических. Эти классы подразделяются на группы и фациальные серии, соответствующие низким, средним и высоким температурным условиям образования. Среди метаморфических месторождений по признаку пространственных соотношений источника рудного вещества и рудных залежей различаются автохтонные и аллохтонные месторождения. К автохтонным относятся месторождения, образованные непосредственно в метаморфизируемых породах при перераспределении рудообразующих компонентов; к аллохтонным — месторождения, формирующиеся в условиях значительной миграции рудного вещества на большие расстояния и его отложении в благоприятных условиях.

Одна из наиболее детально разработанных классификаций метаморфогенных месторождений была предложена Ю.М.Соколовым с соавторами (1975). Данная классификация особое внимание акцентирует на характеристику генетических типов месторождений с указанием источников их рудообразующих (полезных) веществ (первично-осадочные, магматические, метаморфические, подкоровые), а также процессов их перемещения и отложения. Геологические условия формирования метаморфогенных месторождений отражены путем выделения комплексов рудных и нерудных формаций, связанных с различными фациями и фациальными сериями областей метаморфизма и полиметаморфизма. Согласно этой классификации, месторождения метаморфогенного типа подразделяются на классы рудных и нерудных формаций: прометаморфический, ортометаморфический и реометаморфический.

Рудные формации *прометаморфического класса* объединяют месторождения, в которых промышленные концентрации полезных компонентов возникли до развития процессов метаморфизма в результате седиментации, выветривания, вулканизма, интрузивного магматизма или постмагматической деятельности. Процессы регионального метаморфизма лишь видоизменяли минеральный состав, качество и концентрацию ранее существовавших руд с сохранением их промышленного значения. По

генетическому признаку в этом классе выделяются метамагматические, метаэффузивные, метаэффузивно-осадочные, метаосадочные и метадеструкционные месторождения.

Формации ортометаморфического класса объединяют месторождения, полезное рудное или нерудное вещество которых возникло в процессе регионального метаморфизма, причем концентрация и локализация его определялись геотермическим, динамическим и геохимическим режимом метаморфизма. В этот класс включены месторождения: 1) палингенно-метасоматические (пегматитовые), возникшие в процессах магматического замещения, дифференциации вещества при выплавлении и консолидации гранитоидного расплава, а также в результате дальнейших постгранитизационных метасоматических преобразований; 2) гидротермально-метасоматические, образовавшиеся на регрессивном этапе цикла регионального метаморфизма.

Реометаморфический класс рудных формаций объединяет гидротермально-метасоматические (метаморфогенно-гидротермальные) месторождения, для которых источником рудного вещества служат вмещающие их первично-осадочные, эффузивные и интрузивные породы, из которых происходит метаморфическая мобилизация первично-рассеянных рудных и нерудных полезных компонентов с последующим отложением и концентрацией их в рудных телах.

Согласно авторам рассматриваемой классификации, генетические типы *метавулканогенных* рудных формаций **прометаморфического класса** представлены серно- и медно-колчеданными месторождениями, связанными с метаморфизмом зеленосланцевой и амфиболитовой фаций (Сибай, Учалы на Урале, Парандово, Хаутовара в Карелии, Чероки и Ноб в США), а с цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фациями - месторождения самородной меди (Юзинские месторождения Кольского п-ова, Черный бугор на Урале, штат Мичиган, США). Большинство железорудных месторождений мира типа железистых кварцитов связаны с зеленосланцевой и амфиболитовой фациями, реже с гранулитами. Марганцовистая рудная формация представлена в зеленосланцевой фации окисно-родонитовыми и гондитовыми филлитами (Приаргунье, Ханкайский массив, Нсата в Гане), а в амфиболитовой фации - гондитами с окисно-спессартиновыми рудами, в гранулитовой фации - кодуритами (Индия).

Метаосадочный генетический тип включает колчеданно-полиметаллические и полиметаллические месторождения (Филизчай, Кизил-Дере в Закавказье, Текели в Казахстане, Балмат-Эдуардс в США и др.). К этому же типу относятся некоторые специфические рудные формации, такие как ураноносные и золотоносные конгломераты (Витватерсранд в Ю.Африке, Блайнд Ривер в Канаде), графитовая (Украина, Казахстан, Канада), медистых песчаников (Удокан в В.Сибири, Медный пояс в Замбии), глиноземистой формации (Кейвы, Восточные Саяны, Северо-Байкальское нагорье, Южная Якутия).

Металлогеническая специализация метаморфических поясов на отдельные рудные и нерудные формации **ортометаморфического** класса определяется термодинамическим режимом и общей геохимической обстановкой. Так, мусковитовые пегматиты локализованы либо в областях

метаморфизма кианитового типа (Северо-Байкальское нагорье), либо связаны с наложенным метаморфизмом этого типа в полиметаморфических комплексах (Беломорье, Саяны). Пегматиты редкометалльного типа образуются в областях высокотемпературного метаморфизма андалузитового типа (Прибайкалье, Южная Финляндия, Приладожье). Пегматитовые месторождения с редкометалльно-мусковитовой минерализацией обычно связаны с глиноземистыми метаосадочными комплексами, метаморфизованными в P-T условиях промежуточной фациальной серии (Таймыр, Горный Алтай), либо с полиметаморфическими комплексами с проявлениями метаморфизма разных фациальных типов (Кольский п-ов, Раджастан и Бихар, Индия).

В качестве примера рудных формаций ортометаморфического класса гидротермально-метасоматического типа рассматриваются флогопитовые месторождения Алдана, Прибайкалья, Мадагаскара, Индии, формирование которых происходило в условиях регрессивного этапа метаморфизма гранулитовой фации умеренных, либо пониженных давлений. В таких же термодинамических условиях формировались метасоматические магнетитовые месторождения бора, редкоземельные и уран-ториевые месторождения. С амфиболитовой фацией кианит-силлиманитового типа связаны такие ортометаморфические рудные формации, как лазуритовая (Слюдянка, Памир), железорудных метасоматитов (Теплогорское, Маукское на Урале), уранскаполит-диопсидовая (Мэри Кетлин, Австралия). Рудные формации, сопутствующие щелочным метасоматитам с редкометалльной минерализацией, локализуются в комплексах андалузит-силлиманитового типа зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, реже амфиболитовой фаций (Кольский п-ов).

Более сложные генетические связи характерны для реометаморфического класса месторождений. Значительные концентрации рудных компонентов этих месторождений обусловлены дифференциацией и мобилизацией вещества при регионально-метаморфических преобразованиях на регрессивных стадиях метаморфических циклов, таких как кислотное выщелачивание и связанный с ним магнезиальный метасоматоз. Так, метаморфические преобразования амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового типа, сопровождающиеся мигматизацией и последующим магнезиальным метасоматозом пород лептитовой формации, привели к образованию метасоматитов, так называемых скелей (кордиерит-андалузит-альмандиновых и кордиерит-жедрит-антофиллитовых пород) и ассоциирующих с ними колчеданно-полиметаллических руд месторождений типа Фалун в Швеции, Ориярви и Айала в Финляндии. Сфалерит-галенитовая минерализация этих месторождений обусловлена ранними регионально-метаморфическими преобразованиями вулканитов лептитовой формации, а поздняя, халькопирит-пирротиновая минерализация, - магнезиальным метасоматозом. Для ряда месторождений этого типа характерна отчетливая металлогеническая зональность, обусловленная метаморфической зональностью. В зоне ультраметаморфизма сохраняются пирротиновые руды, в зоне силлиманит-мусковитовой субфации - халькопиритовые руды, в зоне ставролит-андалузитовой субфации - сфалерит-галенитовые (месторождение Шеллефтео в Швеции, рудопроявления в С.Приладожье).

Гидротермально-метаморфическая мобилизация рассматривается как один из главных факторов при формировании месторождений золото-

сульфидной формации, залегающих среди осадочных формаций, метаморфизованных в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях (оз.Верхнее в США, Рамаджари в Индии, Ленские месторождения В.Сибири и др.) Большинство этих месторождений приурочено к областям проявления зонального регионального метаморфизма андалузит-силлиманитового типа или же однородного метаморфизма зеленосланцевой фации.

Охарактеризованная классификация метаморфогенных месторождений, как и любые систематики природных явлений, имеет свои достоинства, недостатки и ограничения. Несомненным достоинством ее является стремление в максимально возможной форме учесть генетические особенности месторождений. Трудности же практического использования данной классификации прежде всего связаны с обычной неоднозначностью определения источника рудных и нерудных полезных компонентов, а также нечеткостью и условностью понятия «промышленные концентрации», которое, как известно, является в большей мере категорией экономической, непостоянной во времени и зависящей от многих факторов. Применительно к конкретным метаморфогенным месторождениям, учитывая свойственную им обычно длительную и сложную историю формирования с участием различных рудообразующих процессов, достаточно часто, скорее, можно говорить о генезисе слагающих их конкретных типов и разновидностей руд, нежели о классификационном типе всего месторождения в целом.

3.2. Рудообразующие особенности метаморфических процессов различных геолого-генетических типов

Охарактеризованные ранее геолого-генетические типы метаморфизма характеризуются определенной потенциальной металлогенической или минерагенической специализацией, так как они отличаются термодинамическими и физико-химическими режимами и соответственно различной способностью к мобилизации и транспорту полезных компонентов, различной природой, ролью и активностью связанного с ними метасоматоза.

Метаморфические процессы *геотермического класса* участвуют в формировании «прометаморфических» месторождений осадочного и магматического происхождения рудного вещества. Развиваясь в основном на начальных стадиях регионального метаморфизма, эти процессы не сопровождаются значительной мобилизацией и переотложением рудного вещества. Ведущим явлением при геотермическом метаморфизме осадочных образований является их перекристаллизация и новообразование метаморфических рудных и породообразующих минеральных парагенезисов, состав и структура которых полностью определяются первичными литогенетическими особенностями пород.

С метасоматическими процессами, протекающими в условиях метаморфизма погружения, связывается формирование крупнейших стратиформных месторождений магнезита (Саткинское, Урал) и сидеритов (Бакальское, Урал). Предполагается, что формирование этих месторождений происходило за счет обогащения карбонатных пород магнием и железом из растворов, поднимавшихся из подстилающих пород.

Зеленокаменный метаморфизм характеризуется более разнообразным рудообразованием, обусловленным интенсивным воздействием на метаморфизирующиеся породы смешанных морских и ювенильных вод. Характерным примером рудообразования этого типа метаморфизма рассматриваются колчеданные месторождения кипрского типа, в которых пиритсодержащие (до 90%) руды с небольшой эмульсионной вкрапленностью халькопирита и сфалерита залегают в пропилитизированных подушечных лавах базальтов. Полиметаллические свинцово-цинковые руды, связанные с эпигенетическими преобразованиями в вулканитах спрединговой зоны, известны в Калифорнии, Югославии.

С зеленокаменным метаморфизмом связано образование таких полезных ископаемых как вторичные кварциты, алюмокварциты, разнообразные яшмы, кварц.

Синскладчатый тектонометаморфизм, как и геотермический метаморфизм, образует полезные ископаемые «прометаморфического» класса, отличающиеся более высокой степенью минеральных и структурных преобразований.

Рудообразующая роль процессов *стресс-метаморфизма* пока изучена недостаточно, но, несомненно, она чрезвычайно важна и многолика как в структурном, так и в вещественном отношении. Стресс-метаморфизм обычно сопровождается разнообразными метасоматическими явлениями. Так, на примере кианитовых месторождений Кейв установлено, что тектонометаморфические процессы, связанные с интенсивными сдвиго-надвиговыми деформациями, приводили, с одной стороны, к значительному разубоживанию более ранних «прометаморфических» рудных залежей, а с другой, - к формированию новых богатых кианитом тел. Специфическим типом новообразованных руд являются порфиробластические кианит-ставролитовые, ильменит-кианит-ставролитовые и гранат-кианитовые породы. В месторождениях железисто-кремнистой формации, метаморфизованных в гранулитой фации, наложенный метаморфизм, связанный со сдвиго-надвиговыми деформациями, в целом способствует повышению содержания в них магнетита за счет железа, высвобождающегося из силикатов. В то же время технологические свойства руд при этом могут ухудшаться, так как новообразованный магнетит образует трудно извлекаемую вкрапленность в силикатах.

На титаножелезорудных месторождениях, связанных с габбро-анортозитовым комплексом Кейв, дизъюнктивный метаморфизм в наложенных сдвиго-надвиговых зонах приводит к формированию по ранним «прометаморфическим» титаномагнетитовым и ильменит-магнетитовым рудам богатых руд с содержанием ильменита до 10-20% и специфическим гранат-амфибол-хлоритовым парагенезисом.

С тектонометаморфизмом сверхвысоких давлений (глаукофан-сланцевая, гранулитовая, эклогитовая фации) связано образование жадеита, граната, кианита, алмазов.

Рудообразующее значение *плутонометаморфизма* прежде всего определяется активной ролью анатектических и палингенных гранитоидных магм и флюидов, с которыми связано широкое развитие метасоматоза и

соответственно формирование разнообразных месторождений реометаморфического и ортометаморфического типов.

Анализ данных о развитии таких типично ортометаморфических образований, как пегматиты, развитые в метаморфических комплексах Балтийского щита, выполнен рядом авторов (Салье, Глебовицкий, 1976; Гродницкий, 1982; и др.) Этот анализ показал, что ультраметаморфизм, сопряженный со становлением ранних габбро-тоналитовых и плагиогранитных интрузивных серий, вне зависимости от его фациального типа, характеризуется образованием керамических пегматитов, минеральный состав которых в основном зависит от характера вмещающих пород. Металлогеническая специализация пегматитов, пространственно и генетически связанных с поздней и постскладчатыми Na-K и K-гранитами, существенно зависит от термодинамического и фациального типа метаморфизма. Мусковитовые пегматиты формируются в метаморфических комплексах умеренно - и низкоградиентного кианит-силлиманитового типа, микроклиновые редкометалльные пегматиты - в метаморфических комплексах андалузит-силлиманитового высокоградиентного типа. По М.Е.Салье (1985) редкоземельные пегматиты локализуются в наиболее высокотемпературных зонах метаморфизма. При этом пегматиты с цериевой специализацией связаны с высокоградиентными термодинамическими режимами, тогда как пегматиты с иттриевой группой редких земель находятся в комплексах низкоградиентного метаморфизма. В полициклических метаморфических комплексах, в которых устанавливается изменение во времени термодинамического режима метаморфизма, образуются пегматиты со сложной металлогенической специализацией. Примером таких гетерогенных пегматитовых систем могут рассматриваться редкометалльно-мусковитовые пегматиты в архейских комплексах Кольского п-ова (Стрельнинское и Аллареченское пегматитовые поля), испытавших вначале метаморфизм андалузит-силлиманитового типа, а затем, в раннем протерозое или на архей-протерозойском рубеже, подвергнувшихся наложенному метаморфизму кианит-силлиманитового типа (Метаморфизм..., 1986).

С разнообразными метасоматическими явлениями прогрессивного и особенно регрессивного этапов плутонометаморфизма связано формирование гидротермально-метасоматических рудных месторождений реоморфического и ортометаморфического типов. Их общей особенностью является, как правило, сложный полистадийный характер рудной минерализации, взаимосвязанной с эволюцией метасоматических преобразований. Как уже отмечалось, различие между этими двумя типами месторождений определяется природой источника рудного вещества: из вмещающих пород - в реометаморфических и привнесенного извне, из более глубинных зон - в ортометаморфических месторождениях. Реальное различие по этому признаку гидротермально-метасоматических руд в зонах плутонометаморфизма весьма затруднительно и в значительной мере условно, так как по природе самого метаморфического процесса они обязаны быть гетерогенными.

Последовательность проявления метасоматических процессов в различных зонах метаморфизма верхнего архея

Этапы	Минеральные фации метаморфизма и метасоматоза			Тектоническая обстановка
IV	Клинопироксен-плагиоклазовая, гранат-куммингтонит-плагиоклазовая	Клинопироксен» амфибол-плагиоклазовая, куммингтонит-гранат-биотит-плагиоклазовая	Клинопироксен-гранат-кварцевая, клинопироксен-гранат-скаполитовая, гранат-ортопироксен-клинопироксен-амфиболовая, силлиманит-гранат-кордиеритовая, гранат-кварцевая	Зоны бластомилонитизации, рассланцевания
III	Ставролит-кордиерит-гранатовая, гранат-жедритовая, кордиерит-жедритовая (520-580 ⁰ до 3.5 кбар) Кварц-андалузитовая	Гранат-куммингтонит-роговообманковая, жедрит-куммингтонит-плагиоклазовая, антофиллит-гранатовая		
II	Кварц-кордиеритовая, кордиерит-гранатовая (550-620 ⁰ С до 4-4.5 кбар) Кварц-силлиманитовая	Жедрит-биотит-кордиеритовая, гранат-биотит-кордиеритовая, жедритовая (660-720 ⁰ С, до 5.1-5.5кбар) Кварц-силлиманитовая	Сапфирин-ортопироксен-кордиерит-флогопитовая, сапфирин-флогопит» шпинелевая (750-800 ⁰ С, до 6-6.5 кбар) Кварц-силлиманитовая	Изоклиальная складчатость и сопряженные дизъюнктивные деформации
I	Ставролит-андалузитовая субфация (530-640 ⁰ С, до 4.5 кбар)	Силлиманит-калишпатовая субфация (660-720 ⁰ С, до 5.5 кбар)	Гранулитовая фация (720-850 ⁰ С, до 6-6.5 кбар)	

В региональной зональности позднеархейского метаморфизма в Кольском поясе широко развиты средне- и высокотемпературные метасоматиты, связанные с процессами ультраметаморфизма, постмигматитового кислотного выщелачивания и сопряженного с ним основного метасоматоза (Рудно-метаморфические..., 1996). Некоторые наиболее характерные типы архейских метасоматитов приведены в табл.3.1.

Среди метасоматических образований раннего протерозоя, с учетом их геологического положения, можно выделить две группы: 1) метасоматиты рифтогенных структур и их обрамления; 2) метасоматиты шовных зон глубинных разломов. Метасоматиты первой группы в основном относятся к низкотемпературным фациям (хлоритизация, серицитизация, окварцевание, эпидотизация). Метасоматиты шовных зон, изученные на примере Лапландско-Кандалакшского метаморфического пояса, характеризуют особенности развития плутонометаморфических процессов в зонах интенсивного сдвига-надвигового метаморфизма на поздних, регрессивных стадиях их эволюции. В зонах гранулитового метаморфизма здесь последовательно формируются метасоматиты гиперстен-силлиманит-кварцевой, кианит-кварцевой и мусковит-кварцевой фаций. С ними ассоциируют высокомагнезиальные и железистые метасоматиты.

Развитие метасоматоза и формирование различных метасоматитов в областях регионального метаморфизма характеризуется рядом закономерностей, которые, по-видимому, имеют общее значение. Так, устанавливается унаследованность основных особенностей термодинамического режима метасоматических процессов, в том числе и регрессивных, от P-T режима кульминационных стадий прогрессивного метаморфизма. Снижение термодинамических параметров метасоматоза происходит сопряженно с изменением тектонических условий, характеризующихся возрастающей консолидацией метаморфических комплексов, переходом от складчатых и складчато-дизъюнктивных деформаций через зоны милонитизации и рассланцевания к зонам брекчирования и катаклаза. Механизм (модель) процессов эволюционирует от метаморфической дифференциации, биметасоматоза к инфильтрационному метасоматозу. Физико-химические условия метасоматоза существенно зависят от общего термодинамического режима, что связывается с дифференциальной подвижностью сильных оснований в комплексах различной глубинности (Кориковский, 1967; Бушмин, 1987). В высокоградиентных метаморфических комплексах андалузит-силлиманитового типа ранние метасоматиты существенно магнезиальные, тогда как в комплексах кианит-силлиманитового типа - преимущественно железистые. На завершающих стадиях образуются кальциевые метасоматиты, наиболее широко развитые в андалузит - силлиманитовых комплексах. Соответственно метасоматиты различных комплексов характеризуются неодинаковой металлогенической специализацией. На примере реометаморфических сульфидных месторождений показано, что для комплексов андалузит-силлиманитового типа характерны колчеданнополиметаллические руды, для кианит-силлиманитовых комплексов - пирротиновые и пирит-пирротиновые руды (Салье, 1985). В зоне Колмозеро-Воронья в архейских комплексах андалузит-силлиманитового типа, наряду с полиметаллическими, широко развиты средне- и низкотемпературные редкометалльные метасоматиты

(Белолипецкий, 1981). Процессы щелочного метасоматоза наиболее широко проявлены в породах основного состава и характеризуются литий-цезиевой геохимической специализацией. Кислотное выщелачивание с золото-серебро-полиметаллической минерализацией наиболее отчетливо развито в кислосредних метавулканитах. В раннепротерозойских комплексах кианит-силлиманитового типа в пределах Кольского п-ова и Северной Карелии развиты редкометалльно-редкоземельные, колчеданные и золото-сульфидные и золото-кварцевые метасоматиты (Гавриленко, 1982). Необходимо отметить, что имеются данные о том, что промышленные золото-сульфидные месторождения формируются в низкотемпературных зонах андалузит-силлиманитового типа метаморфизма; в комплексах большей глубинности они связаны с проявлением наложенных низкотемпературных процессов в зонах разломов (Соколов и др., 1975). Поздние, относительно низкотемпературные стадии регрессивного метасоматоза в высокобарических гранулит-амфиболитовых комплексах Лапландско-Кандалакшского пояса характеризовались сульфидной минерализацией с повышенными концентрациями никеля и меди в участках интенсивного окварцевания (Турченко, Ефимов, 1976).

3.3. Метаморфические рудогенные системы

Метаморфическое рудообразование имеет тенденцию закономерно эволюционировать в рамках тектонометаморфических циклов (Соколов и др., 1975; Белевцев, 1979; Салье, 1985). С начальными стадиями тектонометаморфических циклов связано формирование в основном параметаморфических и отчасти реометаморфических месторождений с первично осадочной или магматогенной природой рудного вещества. В кульминационные стадии циклов, в зонах амфиболитовой и гранулитовой фаций, развиваются процессы палингенно-метасоматического рудообразования. На более высоких структурных уровнях в это время происходит формирование разнообразных рудных метасоматитов, часто парагенетически связанных с интрузивными гранитоидами и пегматитами. Регрессивный этап метаморфизма характеризуется широким развитием гидротермально-метасоматических явлений кислотного и щелочного типов, сопровождающихся активной мобилизацией и переотложением рудных компонентов, в том числе поступающих из глубинных зон, с образованием реометаморфических и ортометаморфических рудных концентраций. Приведенная схема метаморфического рудообразования предельно упрощена, хотя в целом достаточно верно отражает общую тенденцию развития процессов и, соответственно, позволяет оценить основные факторы их металлогенического контроля. Основным недостатком этой схемы является то, что она не учитывает полигенность реальных месторождений. Конкретные месторождения, залегающие в метаморфических комплексах, обладают длительной и сложной историей формирования, гетерогенны, поэтому их отнесение к тому или иному генетическому типу, а тем более привязка к отдельным стадиям и этапам развития данного метаморфического комплекса, как правило, неоднозначна. Наиболее сложными по истории своего развития являются месторождения прометаморфического класса (или метаморфизованные месторождения), так как в них всегда обнаруживаются признаки рудообразования, связанного с

наложенными, различными по геологической природе метаморфическими и метасоматическими процессами, т.е. рудообразования ортометаморфического и реометаморфического типов. Ортометаморфические рудные формации генетически более однородны, но и они обычно несут признаки реометаморфического рудообразования. Имеются определенные генетические связи ортометаморфических формаций, к примеру ультраметаморфических пегматитов, и с первичными особенностями вмещающих их породных комплексов.

Понимание того, что образование эндогенных рудных месторождений тесно взаимосвязано и обусловлено геологической историей вмещающих их породных комплексов и структур земной коры, получило в последнее время развитие в представлениях о рудогенных системах (Казанский, 1988). Метаморфические рудогенные системы могут рассматриваться как составные части более общих эндогенных рудных систем. В обобщенном виде они определяются как совокупность источников рудного вещества (или полезных компонентов), путей миграции рудоносных растворов или расплавов, метаморфических зон и фаций и собственно рудных тел. В пространственном отношении рудообразующие системы в целом соответствуют рудным районам или геологическим структурам, в пределах которых находятся конкретные рудные формации.

Ниже при характеристике рудных формаций прометаморфического класса отдельно рассматриваются супракрустальные (осадочные и вулканогенные) и плутоногенные рудно-метаморфические системы. Ортометаморфические и реометаморфические рудные месторождения и формации рассматриваются в соответствии с их определениями.

СУПРАКРУСТАЛЬНЫЕ ПРОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

4.1. Железисто-кремнистые рудные формации

Железисто-кремнистые формации являются весьма перспективным объектом для изучения процессов метаморфического рудообразования, так как данные формации включают широкий набор разновременных структурных, породных и минеральных парагенезисов, область их развития охватывает районы, характеризующиеся значительным спектром Р-Т условий метаморфизма.

Руды железисто-кремнистых формаций составляют подавляющую часть мировых промышленных запасов железа. Крупнейшими железорудными районами являются Криворожский бассейн Украинского щита, Кольский п-ов, Северная Карелия, район оз.Верхнего в США, Лабрадор и Мессаби в Канаде, Сингхбум на Индийском щите, Хамерсли в Австралии, Минас-Жерайс на Бразильском щите и др. Среди супракрустальных формаций, вмещающих железисто-кремнистые руды, по петрографическому составу и изначальному происхождению различаются три типа - осадочный, вулканогенно-осадочный и вулканогенный.

Наиболее промышленно значимые месторождения железисто-кремнистой формации имеют докембрийский - протерозойский и архейский возраст.

Геологическое строение рудных районов и конкретных месторождений железисто-кремнистой формации характеризуется, при многих чертах сходства, большим разнообразием, которое обусловлено, как спецификой условий формирования этой формации, так и интенсивностью проявления наложенных тектонических, метаморфических, а иногда и гипергенных процессов. В качестве примеров ниже кратко охарактеризованы основные особенности строения Криворожского бассейна и месторождений Кольского п-ова и Северной Карелии.

Криворожский бассейн (рис.4.1, 4.2) представляет собой полосу железистых пород, шириной от 2 до 7 км, вытянутую в субмеридиональном направлении примерно на 100 км (Белевцев, 1986). В геологическом строении этого района участвуют два докембрийских комплекса - архейский (плагиограниты, гнейсы и мигматиты, реже амфиболиты) и раннепротерозойский, представленный криворожской серией, которая подразделяется на ряд свит. Нижняя часть стратиграфического разреза серии мощностью до 250 м состоит из амфиболитов и переслаивающихся с ними метапесчаников, кварцитов и различных серицитовых, хлоритовых сланцев. Средняя часть серии (саксаганская свита) мощностью до 1300 м сложена железисто-кремнистыми породами, джеспелитами, переслаивающимися с различными сланцами. В ее полном разрезе выделено по 7 железистых и сланцевых горизонтов. Верхняя свита мощностью более 2500 м представлена доломитами, метапесчаниками, конгломератами и сланцами углисто-серицитового, хлоритового, амфиболового состава.

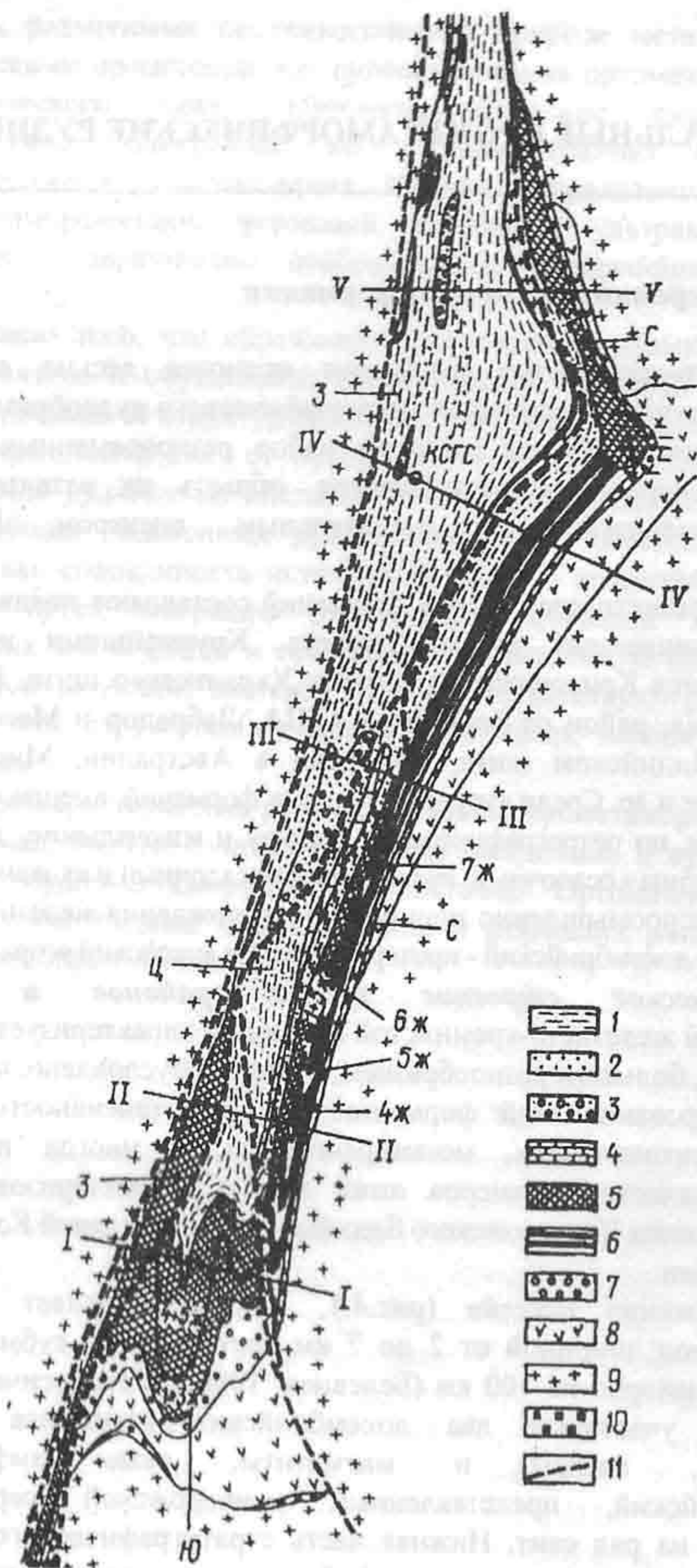


Рис.4.1. Схематическая геологическая карта Криворожского бассейна (Белевцев и др., 1989).

Верхняя свита: 1 – сланцы; 2 – метапесчаники; 3 – метаконгломераты; 4 – мраморы; 5-6 – железорудная свита: 5 – железистые породы (нерасчлененные), 6 – расчлененная железорудная свита — темное – породы железистых горизонтов, светлое – породы сланцевых

горизонтов, 7 - метаконгломераты и метааркозы нижней свиты; 8 - metabазиты; 9 - плагиограниты архейского фундамента, 10 - кварциты коры выветривания архейских плагиогранитов, 11 - зоны межструктурных крупных разломов; складчато-чешуйчатые структуры: С - Саксаганская, Ю - Южная, Ц - Центральная, З - Западная. I-I - IV-IV - линии геологических разрезов

Породы криворожской серии образуют моноклиналичную полосу, осложненную складчато-разрывными структурами. В центральной части Криворожского бассейна выделялась основная синклиналь, восточным крылом которой является Саксаганская складчато-надвиговая зона, а западным - Тарапако-Лихмановская антиклинальная структура. Крылья основной синклинали имеют встречное падение под углом от 50 до 10°. Все складчатые структуры погружаются в северном направлении под углами до 20°. Крупные складки осложнены более мелкой складчатостью различных порядков.

Криворожский бассейн состоит из четырех крупных синклиналично-чешуйчатых структур - Западной, Южной, Центральной и Саксаганской. Осадочные толщи локализуются в обособленных узких трогах, разделенных поднятиями архейского гранито-гнейсового фундамента. Сложная структура района обусловлена надвиганием блоков фундамента и осадочных толщ трогов с запада на восток по системе пологих надвигов и поддвигов.

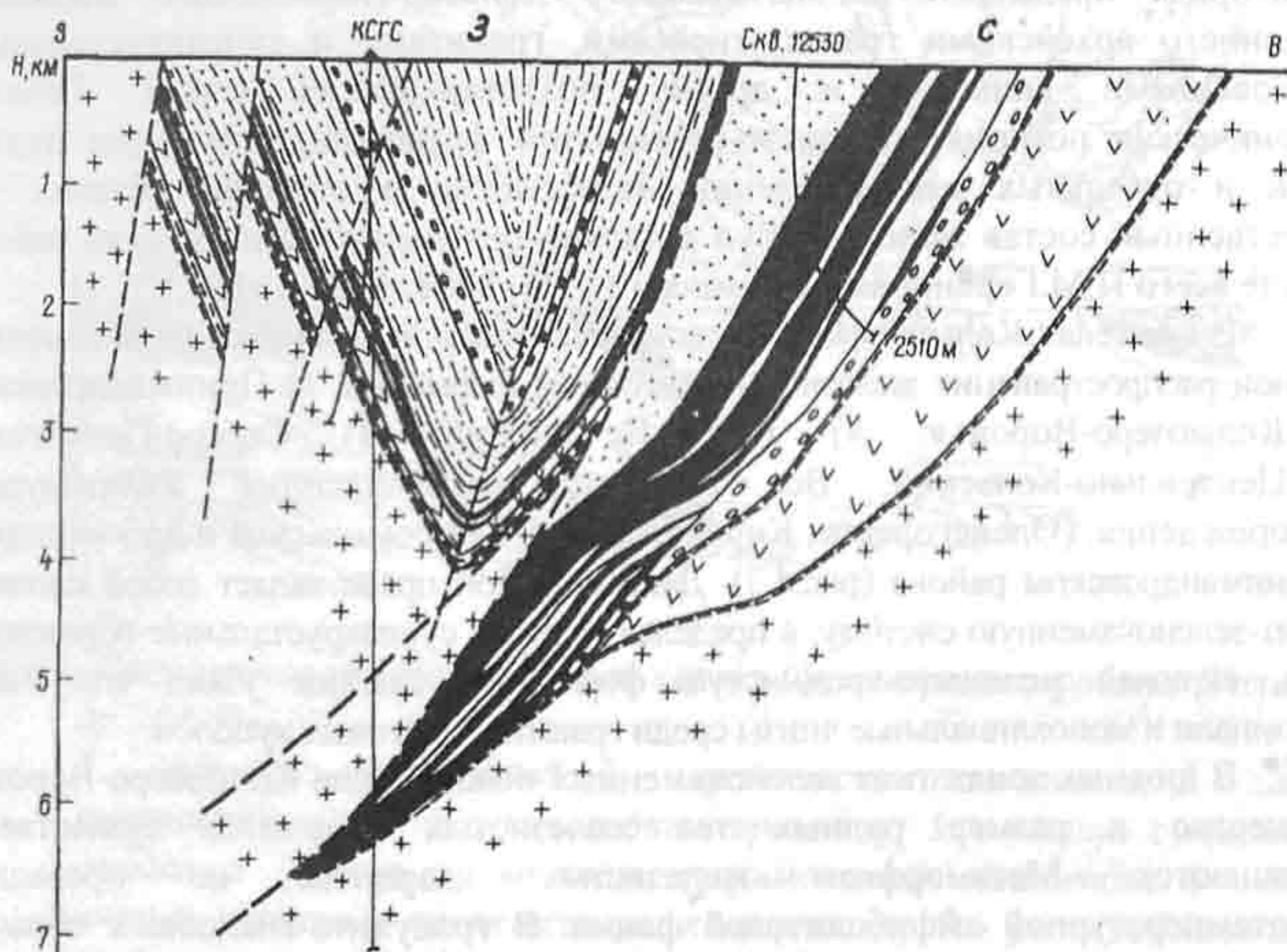


Рис.4.2. Разрез по линии IV-IV. Обозначения те же, что и на рис.4.1 (Белевцев и др., 1989).

В соответствии с современными представлениями (Белевцев и др., 1989)

Рудные тела разделяются на два типа: 1) богатые руды с содержанием железа от 46 до 70%, использующиеся в металлургии без предварительного обогащения; 2) бедные руды с содержанием железа от 20 до 40%. Бедные руды, нуждающиеся в обогащении, представлены магнетитовыми джеспелитами - тонкочередующимися прослойками кварца, минералов железа (магнетит, гематит, мартит) и силикатов (серицит, хлорит). Тела богатых руд образуют пласты, залежи, столбы и гнезда, приуроченные к складчато-разрывным структурам. Они сложены: а) плотными магнетитовыми и силикатно-магнетитовыми рудами; б) мартитовыми и мартит-гематитовыми рудами, которые обычно развиты над магнетитовыми рудами. Специфическими образованиями являются рыхлые гидратные руды, состоящие из гетита, гематита и мартита, развитые в пределах развития площадной коры выветривания или в узких глубинных зонах окисления.

Породы криворожской серии регионально метаморфизованы в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях при T 320-470⁰C и P 1.5-2.5 кбар. Вертикальная метаморфическая зональность до глубины 2.5 км не наблюдается. В синклинальных структурах устанавливается возрастание степени метаморфизма на их флангах, достигая в контактах с архейским комплексом начальных ступеней амфиболитовой фации.

Кольский железорудный район. Распространение железисто-кремнистой рудной формации в основном ограничено на Кольском п-ове и смежных территориях пределами так называемого Кольско-Норвежского мегаблока, сложенного архейскими гранито-гнейсами, гранитами и супракрустальными образованиями кольской и других позднеархейских серий. Геолого-тектоническая позиция железисто-кремнистой формации, структуры рудных полей и отдельных месторождений, морфология и строение рудных тел, вещественный состав железных руд детально освещены в целом ряде работ и прежде всего П.М.Горяинова и его коллег (1976, 1988, 1989 и др.)

В пределах Кольско-Норвежского мегаблока выделяются пять основных районов распространения железисто-кремнистых формаций: 1) Приимандровский; 2) Колмозеро-Воронья; 3) Южно-Печенгский; 4) Северо-Печенгский; 5) Центрально-Кольский. Все крупные промышленные железорудные месторождения: (Оленегорское, Кировогорское, Комсомольское и др.) находятся в Приимандровском районе (рис.4.3). Данный район представляет собой сложную гранит-зеленокаменную систему, в пределах которой супракрустальные образования архея, включая железисто-кремнистую формацию, слагают узкие чешуйчатые синклинали и моноклиналильные линзы среди гранито-гнейсовых куполов.

В шовных зонах типа зеленокаменных поясов (зона Колмозеро-Воронья) количество и размер рудных тел железистых кварцитов существенно сокращаются. Метаморфизм железистых кварцитов не превышает низкотемпературной амфиболитовой фации. В гранулитогнейсовых областях Кольско-Норвежского мегаблока наиболее высоко метаморфизованные образования железисто-кремнистой формации слагают узкие чешуйчатые структуры, "впаянные" в эндербито-плагиогранитный комплекс. Для части этого комплекса предполагается принадлежность к более древнему фундаменту, основанию железорудных серий; основной же объем его сложен раннеорогенными позднеархейскими интрузивными породами, по составу варьирующими от тоналитов до плагиогранитов.

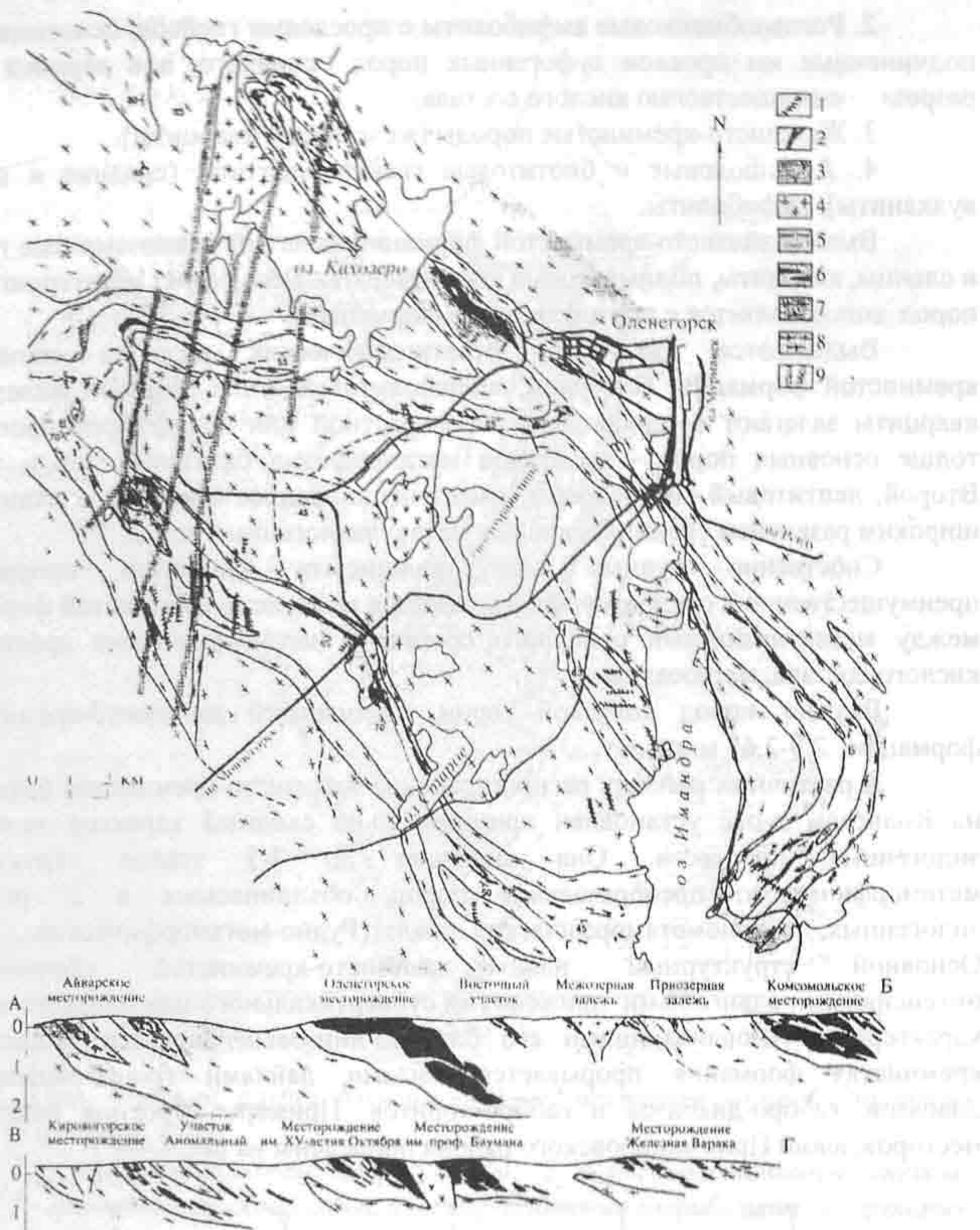


Рис.4.3. Схематическая геологическая карта Оленегорского района (Голиков и др., 1999):

1 - дайки основных пород; 2 - керамические пегматиты; 3 - габбро-пироксениты; 4 - порфировидные граниты; 5 - толща существенно слюдяных гнейсов с гранатом, силлиманитом, кианитом; 6 - толща кислых гнейсов с железистыми кварцитами; 7 - роговообманковые и жедритовые амфиболиты; 8 - тоналиты; 9 - Кировогорско-Колозерская разломная зона, по данным радарных снимков.

В составе комплекса железисто-кремнистой формации выделяются снизу вверх (Горяинов, 1976):

1. Биотитовые (силлиманит-гранат-биотитовые) гнейсы, роговообманково-биотитовые гнейсы, метаконгломераты.

2. Роговообманковые амфиболиты с прослоями гнейсов, основные лавы, подчиненные им прослои туфогенных пород основного, а в верхней части разреза преимущественно кислого состава.

3. Железисто-кремнистые породы (железистые кварциты).

4. Амфиболовые и биотитовые гнейсы, лептиты (средние и кислые вулканиты), амфиболиты.

Выше железисто-кремнистой формации залегают глиноземистые гнейсы и сланцы, кварциты, полимиктовые конгломераты. Весь разрез метатерригенных пород сопоставляется с протофлишевой формацией.

Выделяются два типа стратиграфических разрезов железисто-кремнистой формации. В первом, амфиболитовом, типе разрезов железистые кварциты залегают в однородной неконтрастной или недифференцированной толще основных пород - продуктов метаморфизма базитовых лав и туфов. Второй, лептитовый тип разрезов, имеет неоднородное строение и отличается широким развитием средних и кислых метавулканогенных пород.

Собственно рудные тела железистых кварцитов приурочены преимущественно к средним уровням разрезов железисто-кремнистой формации между метавулканитами основного состава и метавулканитами среднего и кислого состава, метаосадками.

Возраст пород кольской серии, вмещающей железисто-кремнистую формацию, 2.9-2.65 млрд лет.

В различных районах распространения железисто-кремнистой формации на Кольском п-ове установлен принципиально сходный характер эволюции эндогенных процессов. Она включает до 4-5 этапов структурно-метаморфического преобразования пород, объединяемых в 2, реже 3 эндогенных, тектонометаморфических цикла (Рудно-метаморфические..., 1996). Основной структурный план железисто-кремнистой сформирован интенсивными сдвиговыми движениями субвертикального или близкого к нему характера, обуславливающими его блоково-линзовый характер. Железисто-кремнистая формация прорывается жилами дайками гранит-пегматитов, диабазов, габбро-диабазов и габбро-норитов. Примеры строения некоторых месторождений Приимандровского района приведены на рис.4.4-4.7.



Рис. 4.4. Геологическая схема Комсомольского месторождения (Горяинов, 1969)

1-амфиболиты: а - роговообманковые, б - гранат-антофиллитовые; 2 - амфиболовые гнейсы; 3 - биотитовые гнейсы; 4 - слюдяно-силлиманитовые оvoidные гнейсы; 5 - лептиты; 6 - железистые кварциты; 7 - пегматиты; 8 - зоны милонитизации и разрывы; 9 - скарны; 10 - элементы залегания; 11 - скважины

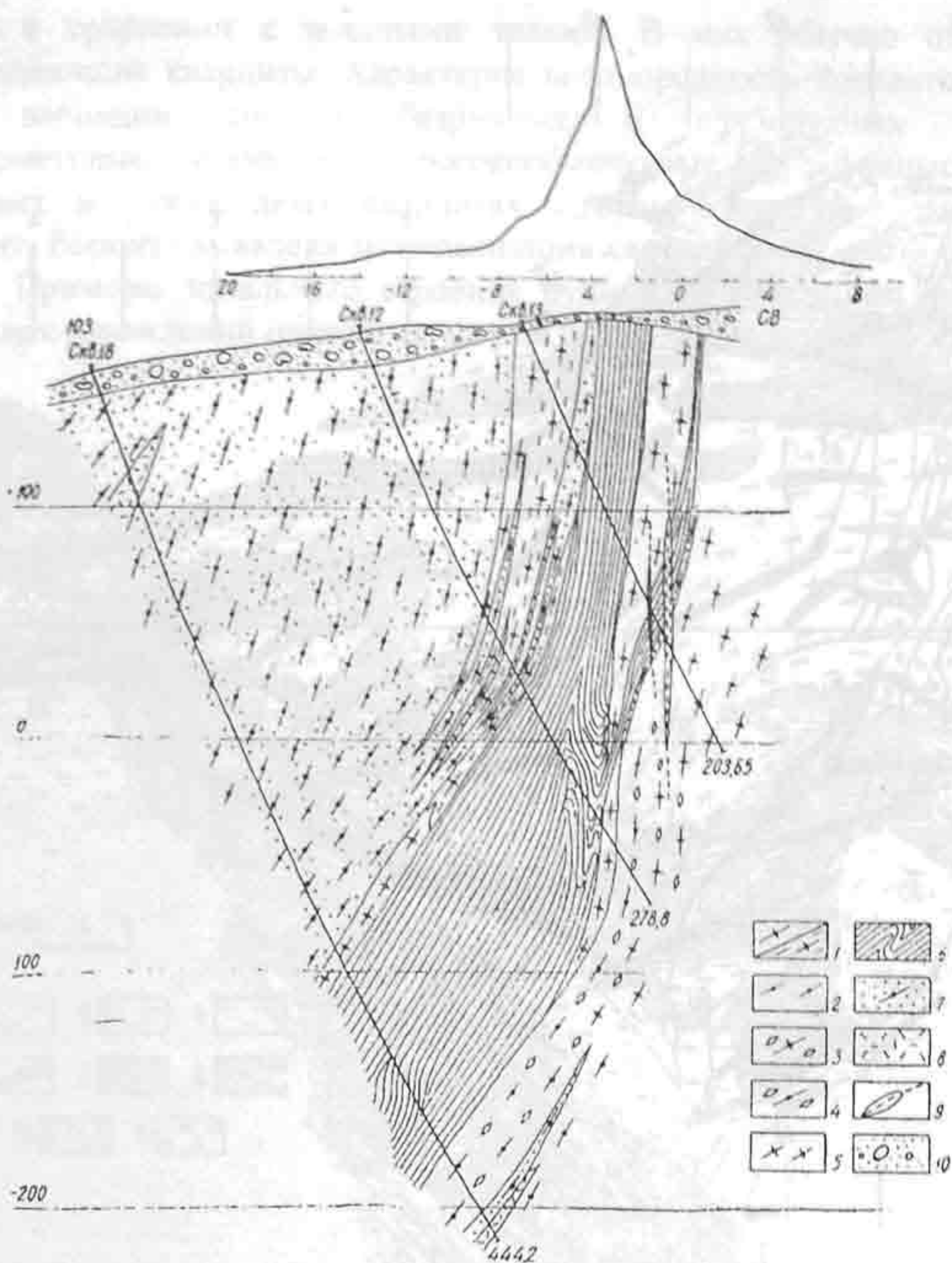


Рис.4.5. Геологический разрез Комсомольского месторождения по профилю (Горяинов, 1969):

- 1 - роговообманковые амфиболиты; 2 - роговообманковые гнейсы; 3 - гранат-роговообманковые и антофиллитовые амфиболиты, 4 - гранат-роговообманковые гнейсы; 5 - силлиманито-сподяные овоидные гнейсы; 6 - железистые кварциты; 7 - лептиты; 8 - пегмациты; 9 - зоны бластомилонитов и разрывных нарушений; 10 - ледниковые отложения

Строение рудных тел. Тела железистых кварцитов имеют сильно уплощенную, линзовидно-пластовую форму: мощность их варьирует от нескольких десятков до первых сотен метров, протяженность достигает 1.8-2.6 км, максимально 4 км. Линзы железистых кварцитов имеют крутое падение, шарниры мелких складок и минеральная линейность падают под углами 60 градусов и более. Железистые кварциты имеют согласные и резкие контакты с вмещающими гнейсами и амфиболитами. Границы между отдельными разновидностями кварцитов внутри рудной толщи постепенные.

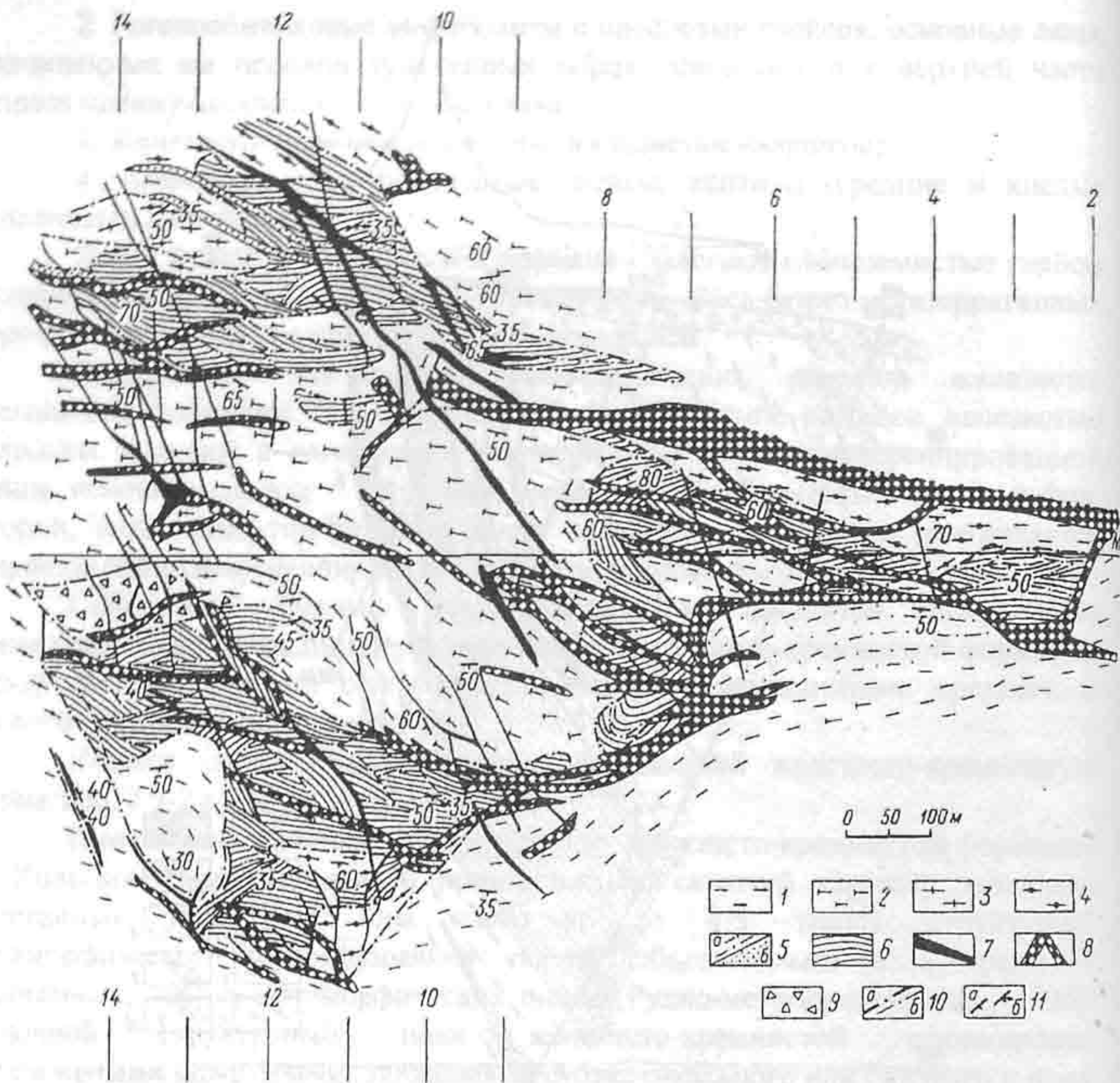


Рис.4.6. Геологическая карта Кировогорского месторождения (Горяинов, Балабонин, 1988).

Биотитовые гнейсы продуктивной толщи: 1 - нерасчлененные, 2 - мезократовые, 3 - микроклиновые, 4 - нодулярные, 5 - тонкозернистые массивные (лептиты: а - большой мощности, б - маломощных межлинзовых зон Северного участка); 6 - железистые кварциты, 7 - пегматиты, 8 - диабазы, 9 - агматито-брекчиевые гнейсы, 10 - тектонические поверхности, ограничивающие крупные линзы (а) и небольшие блоки внутри последних (б); 11 - структурные элементы (а - падение гнейсовидности, б - линейности)

Рудные залежи обычно имеют зональное строение, что рассматривалось как проявление аутигенной минералого-геохимической зональности. В идеализированном виде зональность от вмещающих пород с телами нодулярных силлиманитовых гнейсов к центральным частям линз представлена следующим образом: безрудные, слаборудные и магнетитовые, магнетит-сульфидные кварциты, кварц-карбонатные сланцы - рудные магнетитовые кварциты - рудные магнетит-гематитовые кварциты - существенно гематитовые кварциты. Маломощные линзы обычно характеризуются более однородным

строением в сравнении с мощными телами. В них обычно отсутствуют гематитсодержащие кварциты. Характерна неоднородность контактовых зон и широкие вариации состава безрудных и слабрудных кварцитов (куммингтонитовые, гранатовые, роговообманковые, сульфидные и т.д.). В безрудных и слабрудных кварцитах с сульфидами (пирротин, пирит, халькопирит, борнит) выявлена минерализация самородного золота (Голиков и др., 1999). Примеры зонального строения рудных тел железистых кварцитов некоторых месторождений приведены на рис.4.8.

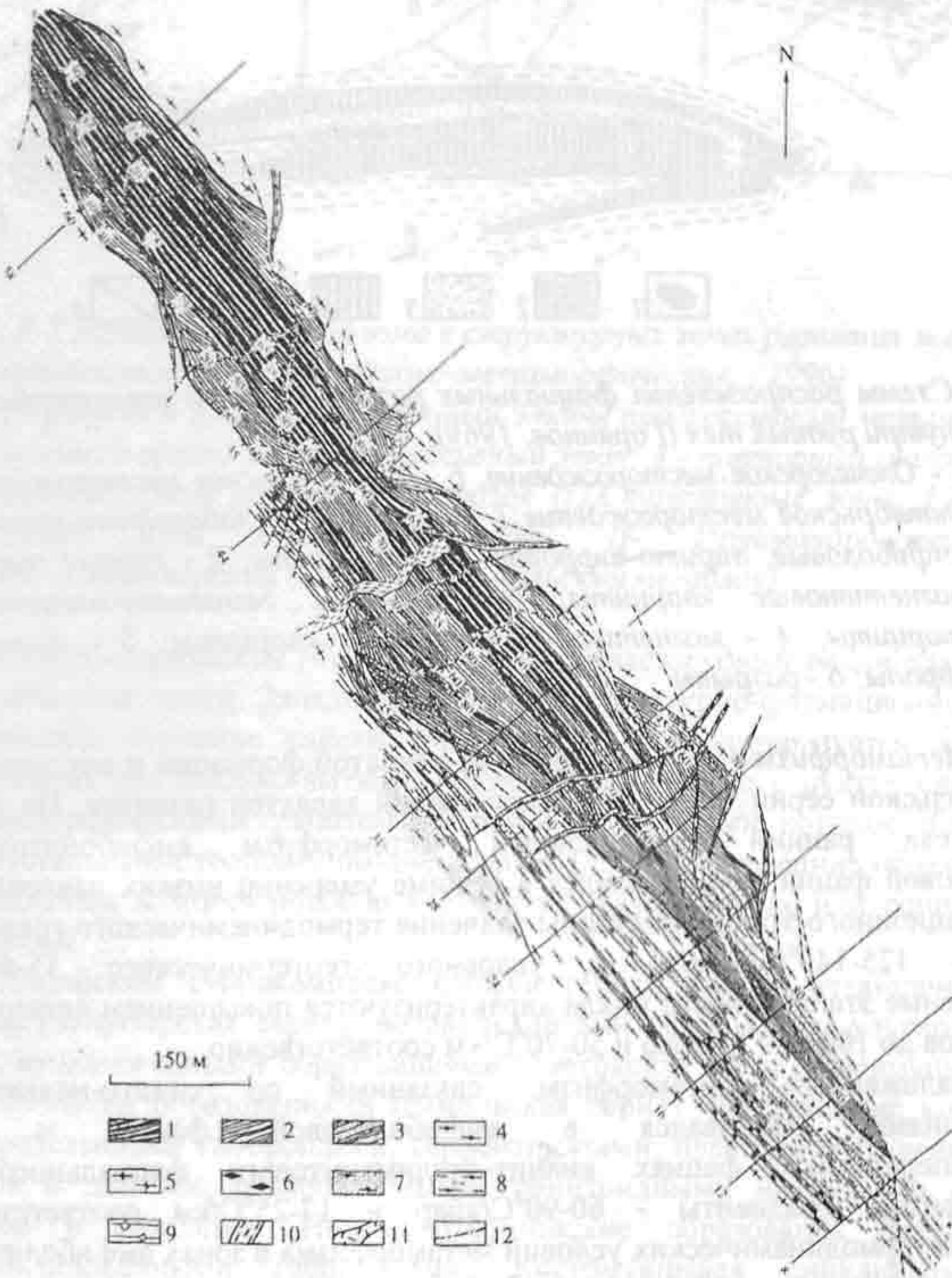


Рис.4.7. Схема геологического строения Оленегорского железорудного месторождения (Голиков и др., 1999):

- 1 - рудные магнетит-гематитовые кварциты; 2 - магнетитовые кварциты; 3 - сульфидно-магнетитовые кварциты; 4 - роговообманковые гнейсы; 5 - амфиболиты; 6 - жсдритовые гнейсы; 7 - лептиты; 8 - биотитовые гнейсы; 9 - глиноземистые гнейсы; 10 - долериты; 11 - пегматиты; 12-тектонические нарушения

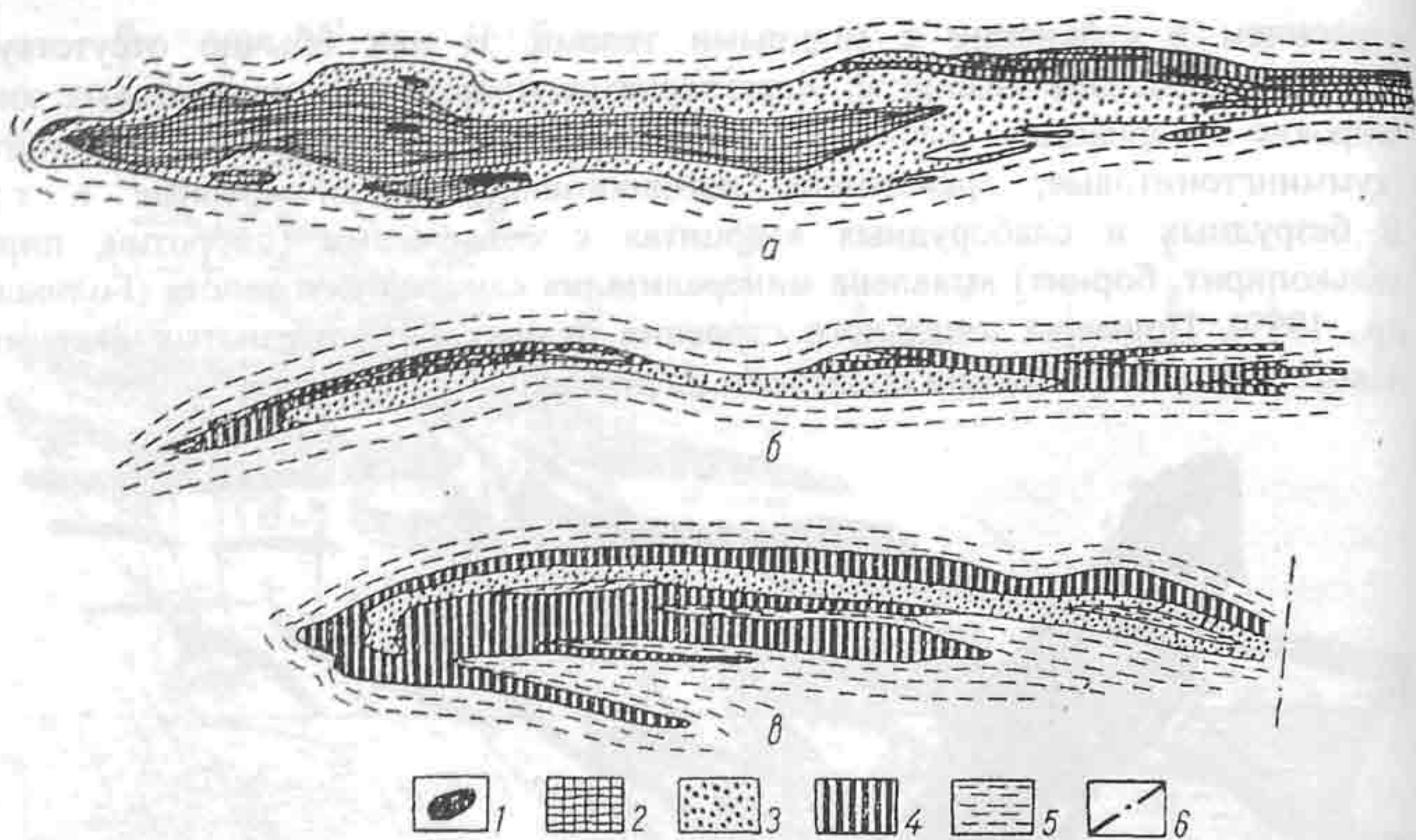


Рис.4.8. Схемы распределения фациальных разновидностей железистых пород внутри рудных тел (Горяинов, 1969):

а - Оленегорское месторождение, б - Комсомольское месторождение, в - Октябрьское месторождение; 1 - безрудные и слаборудные магнетито-амфиболовые, пирито-пирротинные кварциты; 2 - рудные амфиболо-магнетитовые кварциты; 3 - рудные гематито-магнетитовые кварциты; 4 - магнетито-гематитовые кварциты; 5 - вмещающие породы; 6 - разрывы

Метаморфизм пород железисто-кремнистой формации и вмещающих ее пород кольской серии имеет полициклический характер развития. По данным О.А.Беляева ранний региональный метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций осуществлялся в режиме умеренно низких давлений. Для кульминационного этапа характерны значения термодинамического градиента в пределах $125-140^{\circ}\text{C}/\text{кбар}$ и условного геотермического $35-40^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Регрессивные этапы раннего цикла характеризуются повышением величин этих градиентов до $180-250^{\circ}\text{C}/\text{кбар}$ и $50-70^{\circ}\text{C}/\text{км}$ соответственно.

Наложенный метаморфизм, связанный со сдвиго-надвиговыми деформациями, развивался в амфиболитовой фации и более низкотемпературных фациях кианит-силлиманитового фациального типа метаморфизма (градиенты - $60-90^{\circ}\text{C}/\text{кбар}$ и $17-25^{\circ}\text{C}/\text{км}$ соответственно). Эволюция термодинамических условий метаморфизма в зонах амфиболитовой и гранулитовой фации архейского метаморфизма приведена на рис.4.9.

Наложенный метаморфизм кианит-ставролитой субфации рассматривался как раннепротерозойский (Метаморфизм... 1986).

В настоящее время получены геохронологические данные, в частности по зоне Колмозеро-Воронья, позволяющие относить наложенный метаморфизм кианит-силлиманитового типа к поздним этапам архейского тектонометаморфического цикла. Последнее не исключает проявления также и наложенных раннепротерозойских тектонических и метаморфических

преобразований, однако их интенсивность и условия проявления в конкретных районах требуют уточнения.

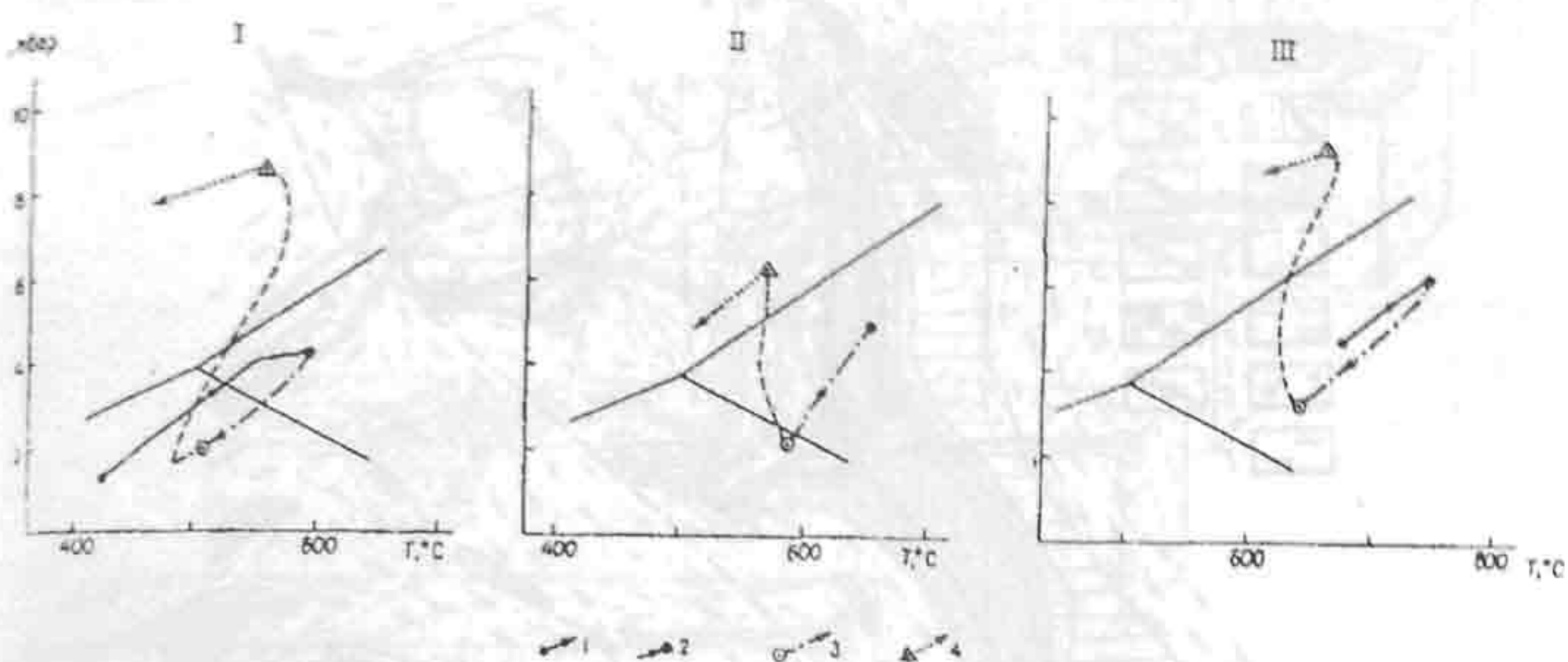


Рис. 4.9. P-T тренды метаморфизма в структурных зонах развития железисто-кремнистой формации (Рудно-метаморфические..., 1996).

1 - ранний и 2 - кульминационный этапы прогрессивного метаморфизма позднего архея; 3 - его регрессивный этап; 4 - повторный (наложенный) метаморфизм раннего протерозоя (?). Структурные зоны: I - северо-запад зоны Колмозеро-Воронья; II - Приимандровский блок; III - Пятньярвский (Центрально-Кольский мегаблок)

Северо-Карельский (Костомукшский) железорудный район находится в северо-западной части Западно-Карельской структурно-формационной зоны. Геологическое строение района (рис. 4.10, 4.11) характеризуется развитием изометричных или овально-вытянутых купольно-блоковых структур, сложенных полиметаморфическими гранито-гнейсами и мигматитами, которые облекаются супракрустальными толщами позднего архея (лопий). Последние образуют сеть синклинальных и моноклинальных структур, разобщенных или сопряженных между собой.

Лопийский супракомплекс сложен (снизу вверх) метатерригенными гнейсами (нюкозерская серия), метавулканитами основного и ультраосновного состава, вулканогенными образованиями (контокская серия), преимущественно метаосадочными образованиями (гимольская серия). Интрузивные комплексы архея представлены габброидами, серпентинитами, пластово-секущими телами риолитов и дацитов, разнообразными гранитоидными интрузиями, дайками андезитов и базальтов. Нижнепротерозойские образования представлены амфиболизированными габброидами. Костомукшская синклиналь имеет субмеридиональное простирание, прослеживаясь более чем на 25 км при ширине 4-7 км. Западное крыло синклинали от гранито-гнейсового купола к осевой части изменяет свое падение от полого ($30-50^{\circ}$) до субвертикального. Собственно Костомукшское месторождение приурочено к узкой, резко асимметричной по мощности крыльев синклинальной складке второго порядка, осевая поверхность которой в северо-восточной части месторождения имеет простирание СВВ $10-15^{\circ}$, а в центральной части месторождения субширотна.

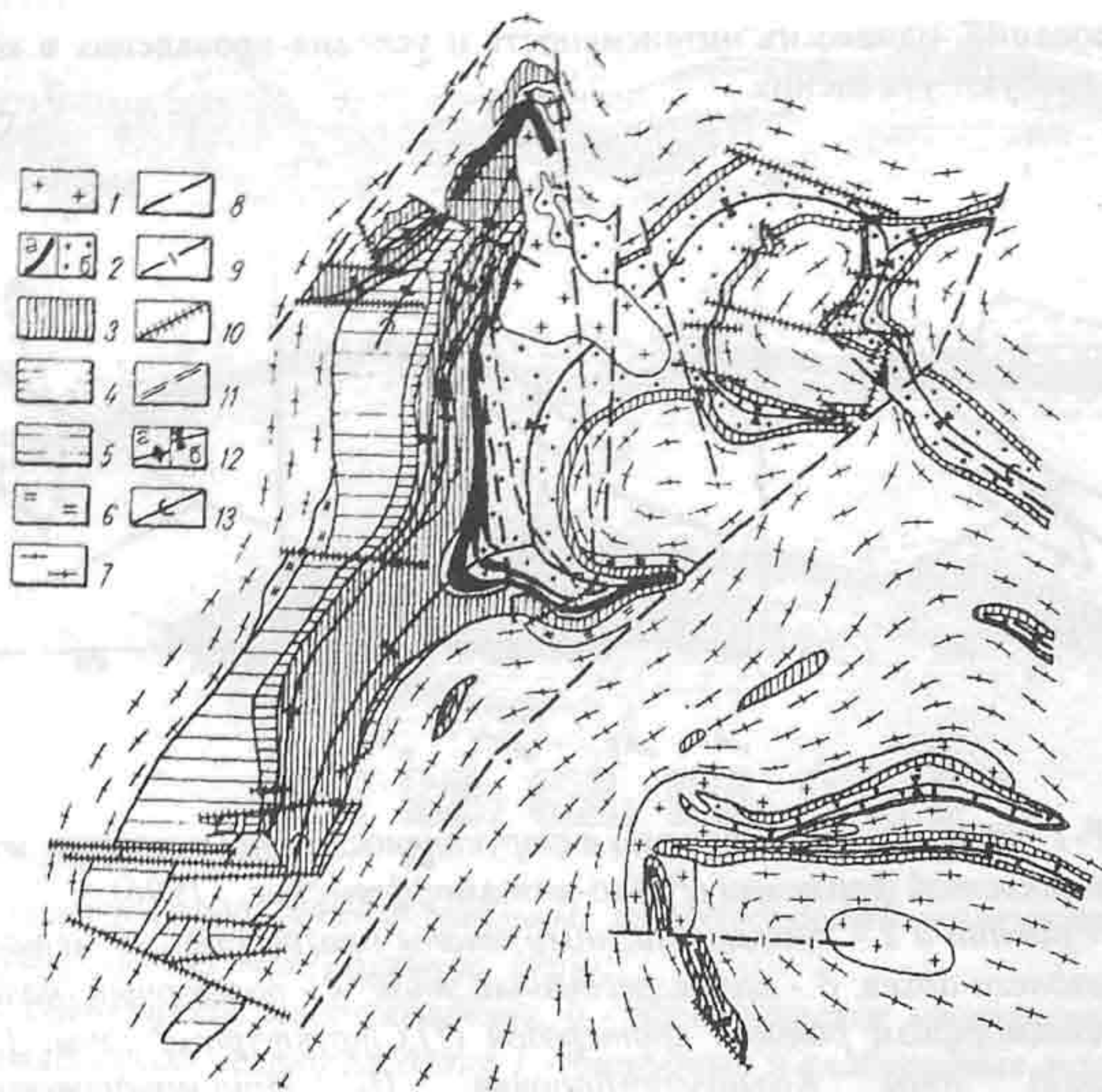


Рис. 4.10. Геолого-структурная схема Костомукшского железорудного района (Геология и метаморфизм..., 1991)

1 - микроклиновые граниты; 2 - гимольская серия (а - железистые кварциты, б - сланцы); 3-5 - контокская серия: 3 - рувинваарская свита, 4 - шурловаарская свита, 5 - ниemiaрвинская свита; 6 - нюкозерская серия; 7 — гнейсо-граниты и мигматиты. Разрывные нарушения: 8 - поздние послескладчатые; 9 - послескладчатые; 10 - ранние послескладчатые; 11 - соскладчатые, подновлявшиеся в эпоху рифейской тектономагматической активизации; 12 - оси складок (а - синклинальных, б - антиклинальных); 13 - погружение осей складок.

Продуктивная, содержащая основные запасы железных руд, костомукшская свита гимольской серии сложена терригенными метаосадками, преобразованными в ритмично-слоистые слюдяные сланцы и кварцито-сланцы, сульфидно-углеродистые черные сланцы. Мощность свиты варьирует от десятков до 800-900 м. Основная масса железистых кварцитов приурочена к ее нижней подсвите, где они составляют до 80% объема разреза. Для верхней части костомукшской свиты характерно ритмично-слоистое строение. Низы ритмов сложены безрудными биотит-кварцевыми сланцами и углеродистыми сланцами. Верхние части ритмов сложены грюнерит-магнетитовыми, биотит-магнетитовыми, роговообманково-магнетитовыми кварцитами. Мощность ритмов изменяется от нескольких метров до десятков метров. В крупных ритмах наблюдается ритмичная слоистость (полосчатость) более мелких порядков.

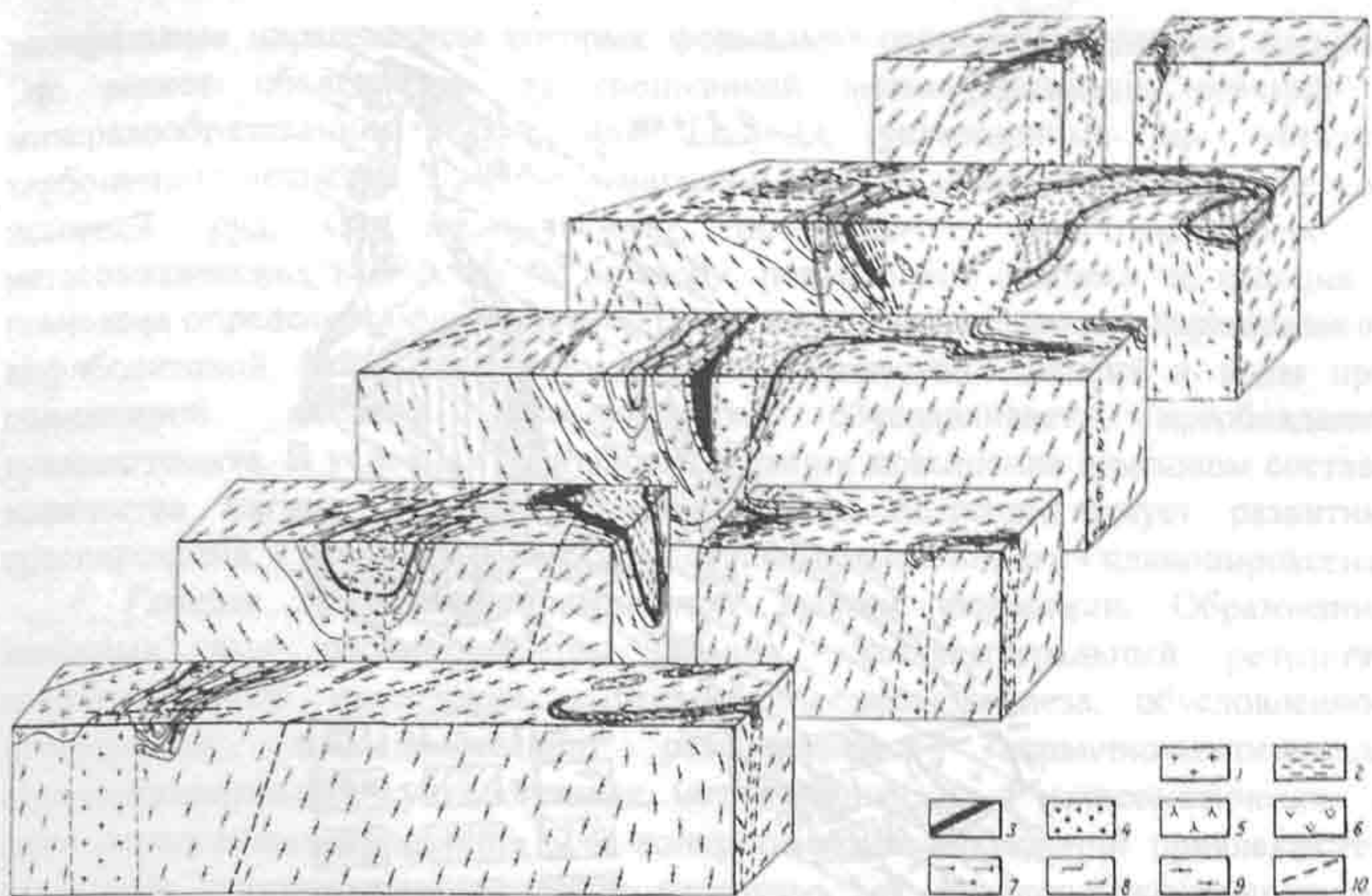


Рис.4.11. Блок-диаграмма района Костомукшского железорудного месторождения (Геология и метаморфизм..., 1991):

1 - микроклиновые граниты; 2 - слюдистые сланцы; 3 - магнетитовые кварциты и сланцы; 4 - полимиктовые конгломераты; 5 - габбро-амфиболиты; 6 - основные метавулканиты; 7 - коматииты; 8 - метавулканиты риодацитового состава; 9 - нерасчлененные лопийские супракрупальные образования; 10 - тектонические нарушения

В породах гимольской серии устанавливается не менее трех фаз складчатых деформаций. Метаморфизм железисто-кремнистой формации и вмещающих ее пород гимольской серии также осуществлялся в несколько этапов. Для ранних этапов, сопряженных с формированием субмеридиональной синклинали структуры, был свойственен метаморфизм зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Основной этап метаморфизма был связан с главной фазой складчатости, сформировавшей сложный современный облик Костомукшской структуры. В региональной метаморфической зональности района (рис.4.12) степень преобразований возрастает от центральной части месторождения к северному и восточному флангам от зеленосланцевой-эпидот-амфиболитовой фации до амфиболитовой фации. Метаморфизм относится к андалузит-силлиманитовому типу, что устанавливается по развитию андалузита в гранат-ставролит-биотитовых сланцах западной части Костомукшского месторождения

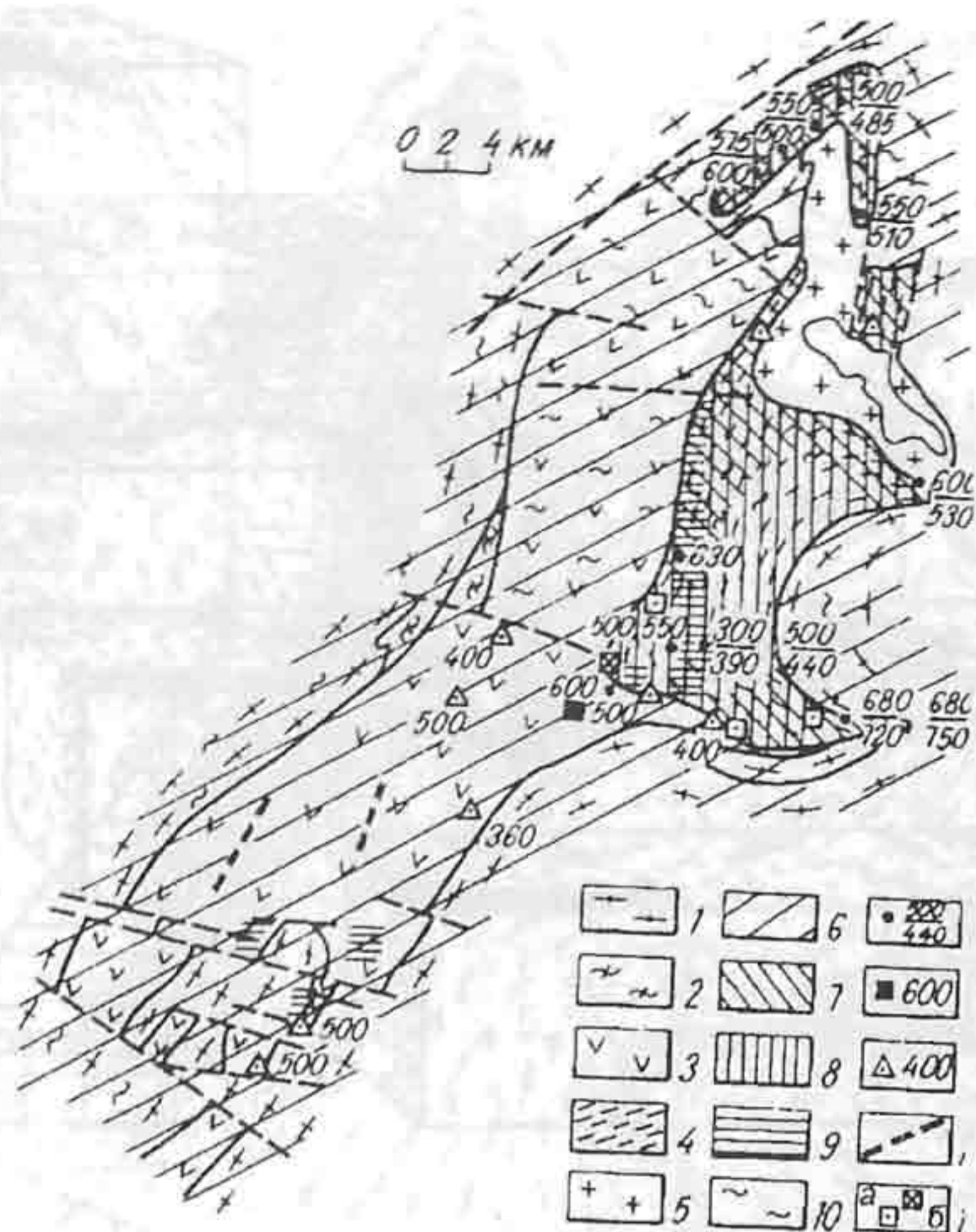


Рис.4.12. Схема распространения метаморфических фаций в районе Костомукшского рудного поля (Геология и метаморфизм..., 1991).

1 - гнейсо-гранитоиды; 2 - нюкозерская серия; 3 - контокская серия; 4 - гимольская серия; 5 - граниты; 6-9 - метаморфические фации: 6 - нерасчлененная эпидот-амфиболитовая-амфиболитовая, 7 - амфиболитовая, 8 - эпидот-амфиболитовая, 9 - зеленосланцевая; 10 - мигматизация; 11 - палеотемпературы по гранат-биотитовым геотермометрам Л.Л.Перчука (числитель) и Б.Томпсона (знаменатель), при совпадающих значениях приведена одна цифра; 12 - палеотемпературы по роговообманково-плагиоклазовому термометру Л.П.Плюсниной; 13 - проявления процессов Ca-Mg-Fe метасоматоза; 14 - то же, в узких линейных зонах; 15 - проявления процессов эгиринизации (а) и альбитизации (б)

Особенности строения и состава руд железисто-кремнистой формации в разных фациях метаморфизма. Для зон низкотемпературного регионального метаморфизма (зеленосланцевая фация) характерны тонкозернистые краснополосчатые гематито-магнетитовые и магнетитовые кварциты с хлоритом и карбонатами доломит-анкеритового и сидерит-пистомезитового состава. Гематит часто имеет пылевидный характер. В зонах эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной амфиболитовой фаций развиты гематит-магнетитовые и магнетитовые кварциты с амфиболами грюнерит-куммингтонитового и тремолит-актинолитового рядов. В зонах высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фаций преимущественно распространены магнетитовые (без парагенного гематита) кварциты с гиперстеном, железистым оливином, диопсид-геденбергитом, гранатом. Иногда в пределах конкретных месторождений наблюдается чередование кварцитов,

минеральные парагенезисы которых формально относятся к разным фациям. Это может объясняться: а) спецификой метаморфических реакций и минералообразования в системах Fe-Si-O, усложненных присутствием карбонатного вещества, алюминия, магния и серы; б) сложной метаморфической историей руд; в) неоднородным проявлением метаморфических и метасоматических процессов. К примеру, повышенное содержание кальция и глинозема определяет более широкое развитие роговой обманки в парагенезисах амфиболитовой фации, а более высокое количество магния и воды при пониженной степени окисленности обуславливает преобладание куммингтонита. В условиях гранулитовой фации повышение в валовом составе количества магния, алюминия и кремнезема благоприятствует развитию ортопироксена, а повышение кальция и степени окисленности - клинопироксена.

Генезис железисто-кремнистой рудной формации. Образование железных руд рассматривается обычно как интегральный результат многостадийного накопления и перераспределения железа, обусловленное проявлением последовательно развивавшихся первично-хемогенных, седиментационных и вулканогенных, метаморфических и метасоматических и даже гипергенных процессов. Для конкретных месторождений привлекаются различные генетические модели и гипотезы, как правило, акцентирующие внимание на отдельные, те или иные процессы. Так, формирование богатых руд Криворожского бассейна первоначально связывалось с контактово-гидротермальным воздействием гранитных интрузий или с глубинной циркуляцией поверхностных щелочных вод, выносивших кварц из пород и накапливавших в остатке минералы железа. В настоящее время преимущественно развивается гипотеза метаморфогенного происхождения богатых руд. Основными ее аргументами являются: 1) химический и минеральный состав богатых руд соответствует составу вмещающих их бедных руд-пород; 2) богатые руды имеют структуры, типичные для метасоматических образований; 3) богатые руды имеют тектонический контроль размещения; 4) отсутствует пространственная и геохимическая связь между рудами и гранитами.

Среди генетических моделей железисто-кремнистых формаций Кольского п-ова широко распространены вулканогенно-осадочная и метасоматическая модели. Первая модель предполагает генетическую связь железисто-кремнистого осадконакопления с вулканизмом, точнее с этапами гидротермально-фумарольной активности - гидротермально-вулканогенный источник растворенных кремнезема и железа и нормальный осадочный способ их хемогенной седиментации. Различия в мощности рудных тел и характере вмещающих их разрезов (прежде всего, объемной доли кислых вулканитов) обусловлены их различной удаленностью относительно центров вулканизма. Прогрессивный метаморфизм, наложенные метасоматические процессы и сопряженные деформации формируют структурно-текстурные особенности и минеральный состав рудных тел, их морфологию и т.п.

Согласно метасоматической модели, железистые кварциты являются продуктами региональной инфильтрационно-диффузионной базификации (Жданов, Малкова, 1974) или кислотного выщелачивания базитов в зонах интенсивных дислокаций на регрессивной стадии метаморфизма (Михайлов, 1983). П.М.Горяиновым (1989) на основе концепции неравновесной термодинамики и синергетики разрабатывается оригинальная генетическая

модель, в рамках которой образования железисто-кремнистой формации рассматриваются как структурно-вещественные самоорганизующиеся ансамбли, являющиеся составным элементом континентальной земной коры.

Для железистых кварцитов Костомукшского месторождения В.Я.Горьковцом (Геология..., 1991) предполагается хемогенно-осадочное первичное происхождение. Железо продуцировалось выветриванием горных пород в условиях архейской бескислородной атмосферы и вулканическими процессами. Осаждение железа и формирование железистых кварцитов связывается градиентами рН и с изменениями окислительно-восстановительной обстановки за счет появления свободного кислорода в атмосфере и гидросфере. Образование слоистости железистых кварцитов объясняется прерывисто-циклическим осаждением окислов железа в архейских водоемах, обусловленным периодическими изменениями окислительно-восстановительной обстановки в результате влияния сезонных стоков атмосферных вод, изменениями активности фитопланктона и других факторов на фоне, по существу, непрерывного отложения кремнезема.

Метаморфизм и качество железных руд. К настоящему времени, по результатам многочисленных исследований железисто-кремнистых формаций разных регионов, основные выводы о роли метаморфизма в ее образовании сводятся к следующим:

1. Наибольшее количество крупных, уникальных по запасам месторождений руд железисто-кремнистой формации размещается в районах развития метаморфизма зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. В то же время в зонах амфиболитовой и реже гранулитовой фаций регионального метаморфизма находятся месторождения высококачественных руд, пригодных для получения так называемых суперконцентратов с содержанием железа до 73%.

2. Региональный прогрессивный метаморфизм является основным процессом, формирующим главные текстурно-структурные и минералогические особенности железистых руд и их технологические свойства. Сопряженные с ним процессы перекристаллизации в общем виде ведут к увеличению зернистости руд, обособлению рудной и нерудной составляющих, сокращению качественного разнообразия минеральных ассоциаций. В совокупности эти процессы способствуют улучшению обогатимости более высокометаморфизованных руд, особенно в диапазоне зеленосланцевая - амфиболитовая фации.

3. Прогрессивный региональный метаморфизм железистых кварцитов имеет в основном «изохимический» характер в отношении их валового состава, за исключением воды и летучих.

4. Влияние метаморфизма на состав минералов и технологические свойства руд проявляется неоднозначно, так как ряд процессов и явлений, осуществляющихся в ходе прогрессивного метаморфизма, могут приводить к ухудшению технологических показателей высокометаморфизованных железных руд (Беляев и др., 1988). В первую очередь к ним относится повышение изоморфной емкости магнетита с ростом Р-Т параметров метаморфизма. В низкотемпературной амфиболитовой фации магнетиты практически не содержат изоморфного алюминия, но обогащены микровключениями кварца (до 5-7 мкм), в меньшей степени амфибола. В гранулитовой фации магнетиты обладают максимальной изоморфной емкостью относительно алюминия и,

кроме того, содержат микровключения герцинита - продукты распада твердого раствора магнетита и герцинита. С изоморфным замещением трехвалентного железа алюминием связано снижение окисного железа в магнетитах гранулитовой фации и диафторитов в сравнении с магнетитами амфиболитовой фации. Повышенное содержание примесей снижает и величину магнитной восприимчивости магнетитов гранулитовой фации.

5. Процессы наложенного метаморфизма амфиболитовой фации, развивающиеся по рудам гранулитовой фации, способствуют повышению качества руд в связи с ростом содержания магнетита за счет железа, ранее связанного в силикатах. К отрицательным факторам в этом плане относятся нахождение части новообразованного магнетита в виде трудноизвлекаемой рудной "сыпи" в силикатах и обогащение магнетита мельчайшими включениями кварца и герцинита. Сопровождающие диафторез деформации снижают зернистость кварца; размерность рудных зерен и обособлений в среднем снижается незначительно.

6. Процессы прогрессивного метаморфизма чистых магнетитовых кварцитов практически не оказывают влияния на соотношение в них магнетитового и силикатного железа, являющееся важнейшим показателем качества и технологических свойств железных руд. Даже в условиях высоких P-T параметров гранулитовой фации не установлены следы проявления реакций взаимодействия кварца с магнетитом, приводящих к образованию железистых силикатов и соответственно к снижению качества железных руд (Беляев и др., 1988).

4.2. Марганцевые рудные формации

Среди марганцевых прометаморфических рудных формаций, связанных с супракрустальными комплексами пород, различаются несколько типов (Горжевский, Козеренко, 1965). К наиболее промышленно важным из них относятся в различной степени метаморфизованные: 1) марганценовые железисто-кремнистые формации; 2) первично-окисные и опал-карбонатные рудные формации.

Марганценовые железисто-кремнистые формации пространственно связаны с собственно железистыми формациями (джеспелитами). Примерами марганцевой железисто-кремнистой формации являются месторождения Дальнего Востока, а также крупные марганцевые месторождения в Бразилии, Южной Африки и др. Все они характеризуется парагенезисами окисных марганцевых, железных руд (браунитовых, гаусманитовых, гематитовых, магнетитовых) и кремнистых пород.

Месторождения Малого Хингана. В южной части Малого Хингана (Дальний Восток) развита рифейская железисто-кремнистая марганценовая формация, к которой приурочен целый ряд месторождений марганцевых и железо-марганцевых руд. Обычно они относятся к первично-осадочным образованиям, перекристаллизованным в условиях низкотемпературного регионального и более высокотемпературного контактового метаморфизма.

Марганценовая формация слагает южную часть Хингано-Буреинского поднятия и представлена комплексом сильно дислоцированных метаосадочных пород. В разрезе формации мощностью до 300 м выделяются подрудная,

кремнисто-сланцевая пачка, рудная пачка и надрудная пачка глинистых сланцев с прослоями доломитов и известняков.

Собственно рудная пачка мощностью 30-35 м сложена кремнистыми породами (кремнистыми сланцами, яшмовидными кварцитами, марганцовистыми и железистыми кварцитами) тонкослоистого сложения. В нижней части пачки находятся преимущественно кремнистые марганцевые руды, в верхней - железные руды. Рудная пачка подстилается пластом доломитовых брекчий мощностью от 1-2 до 30 м. На ряде месторождений на глубинах 200-400 м наблюдаются латеральные переходы окисных марганцевых руд (браунитовых, браунит-гаусманитовых, браунит-гематитовых) в окисно-карбонатные и карбонатные. Пластовые рудные тела по простиранию прослеживаются на сотни метров. Среди руд выделяются: браунитовые, гаусманит-браунитовые, гематит-браунитовые. В карбонатных рудах главными рудообразующими минералами являются родохрозит и олигонит. Вблизи гранитоидных массивов встречаются силикатные разновидности руд: родонитовые, содержащие в переменных количествах бустамит, тефроит, спессартин, пьомонтит. В коре выветривания месторождений развиваются пиролюзит-псиломелановые руды.

Содержание марганца в наиболее распространенных на месторождениях первичных окисных рудах колеблется в широких пределах, достигая 35% и более. Запасы руд оцениваются в 10 млн т.

Примером относительно слабометаморфизованных первично-осадочных окисных руд марганца могут служить месторождения Центрального Казахстана, руды которых сложены главным образом браунитом и гаусманитом. Эти минералы возникли в процессе низкотемпературного метаморфизма первичных окисных минералов марганца - псиломелана и манганита.

При низкотемпературном метаморфизме опал-карбонатных руд марганца возникают метаморфизованные месторождения силикатно-карбонатного состава. При этом опал исчезает, замещаясь силикатами и гидросиликатами (бустамит, родонит, бементит и др.). Карбонаты же марганца подвергаются перекристаллизации. К этому типу месторождений марганца относится Усинское месторождение Западной Сибири, а также месторождение Гуэльва в Испании, месторождения Гутенберг в Чехословакии и др.

В качестве примеров марганцевых месторождений зон низкотемпературного метаморфизма рассматривается Мазульское месторождение (Красноярский край), руды которого сложены родохрозитом, манганосидеритом и сидеритом. На месторождении Гриквеландвест (Южная Африка) первичные марганцевые руды состояли из пиролюзита, лимонита, боксита и барита. На начальной стадии метаморфизма в них возникали браунит и гематит, затем ситапарит (Mn, Fe) MnO_3 в ассоциации с марганцевым диаспором, маргаритом и баритом.

Интенсивно метаморфизованные марганцевые руды распространены в Индии, Бразилии, Австралии, в Западной и Южной Африке. Руды этих месторождений сложены кварцем, спессартином, марганцевыми пироксенами и амфиболами. Рудные залежи залегают среди гнейсов, кристаллических сланцев, кварцитов и мраморов (гондитовый тип). В качестве особого, кодуритового, типа высокометаморфизованных месторождений Индии рассматриваются

гранат-калишпатовые гнейсы гранулитовой фации, в которых гранат, слагающий до 50% объема породы, представлен спессартин-андрадитом.

4.3. Алюмосиликатные рудные формации

Алюмосиликатные рудные формации возникают при метаморфизме богатых глиноземом терригенных и реже вулканогенных формаций (каолинитовых и каолинит-пирофиллитовых глин). В зависимости от термодинамических условий метаморфизма при этом возникают андалузитовые, кианитовые или силлиманитовые руды, которые используются для производства кремниево-алюминиевых сплавов, силуминов, огнеупорных материалов, технического глинозема. В некоторых рудных формациях этого типа могут присутствовать одновременно руды, содержащие два или три из названных алюмосиликатов. Это обусловлено сложной историей формирования подобных месторождений.

Особенности формирования алюмосиликатных рудных формаций рассмотрим на примере кианитовых и силлиманитовых руд Кейв.

Уникальные по своим масштабам *Кейвские месторождения* высокоглиноземистого сырья связаны с супракрустальным комплексом углеродистых кианитовых сланцев кейвской серии, которые, по существу, являются единым месторождением, а сами породы - рудой. Многоэтапная тектонометаморфическая эволюция этих пород обусловила как значительное разнообразие отдельных типов руд, так и специфические черты структурно-тектонической локализации этих руд. Эта рудная формация наиболее полно была описана И.В.Бельковым (1963).

Геологическая позиция. Кейвская серия высокоглиноземистых пород развита в пределах Кейвского мегаблока (рис.4.13), в восточной части Кольского п-ова.

В строении мегаблока, кроме кейвской серии, участвуют гранито-гнейсовый комплекс архея, метаморфизованный существенно вулканогенный понойско-лебяжинский комплекс позднего архея, метатерригенная песчовотундровская серия и осадочно-вулканогенный комплекс хр.Серповидный. Нижний временной рубеж формирования кейвской серии определяется возрастом подстилающих ее гнейсов-метавулканитов лебяжинской серии, который оценивается в 2871 ± 15 млн лет (Баянова и др., 2000). Верхний временной рубеж формирования кейвской серии геохронологическими изотопными методами не определен. В региональных стратиграфических схемах кейвская и перекрывающая ее песчовотундровская серии рассматривались либо как позднеархейские, либо как раннепротерозойские. Тектонические деформации и региональный метаморфизм пород кейвской серии в основном соотносился со свекофеннской эпохой раннего протерозоя (2.0-1.8 млрд лет назад). В связи с получением новых геохронологических данных о возрасте щелочных гранитов (Mitrofanov, Bayanova, 1999), интрузирующих и оказывающих интенсивное контактово-метаморфическое воздействие на лебяжинскую и кейвскую серии, последняя должна относиться к позднему архею. Активная эндогенная, в том числе тектонометаморфическая, история всех образований Кейвского мегаблока завершилась около 1700 млн лет назад внедрением амазонитовых пегматитов. Наиболее поздний дайковый комплекс габбро-долеритов имеет палеозойский возраст 340-360 млн лет.

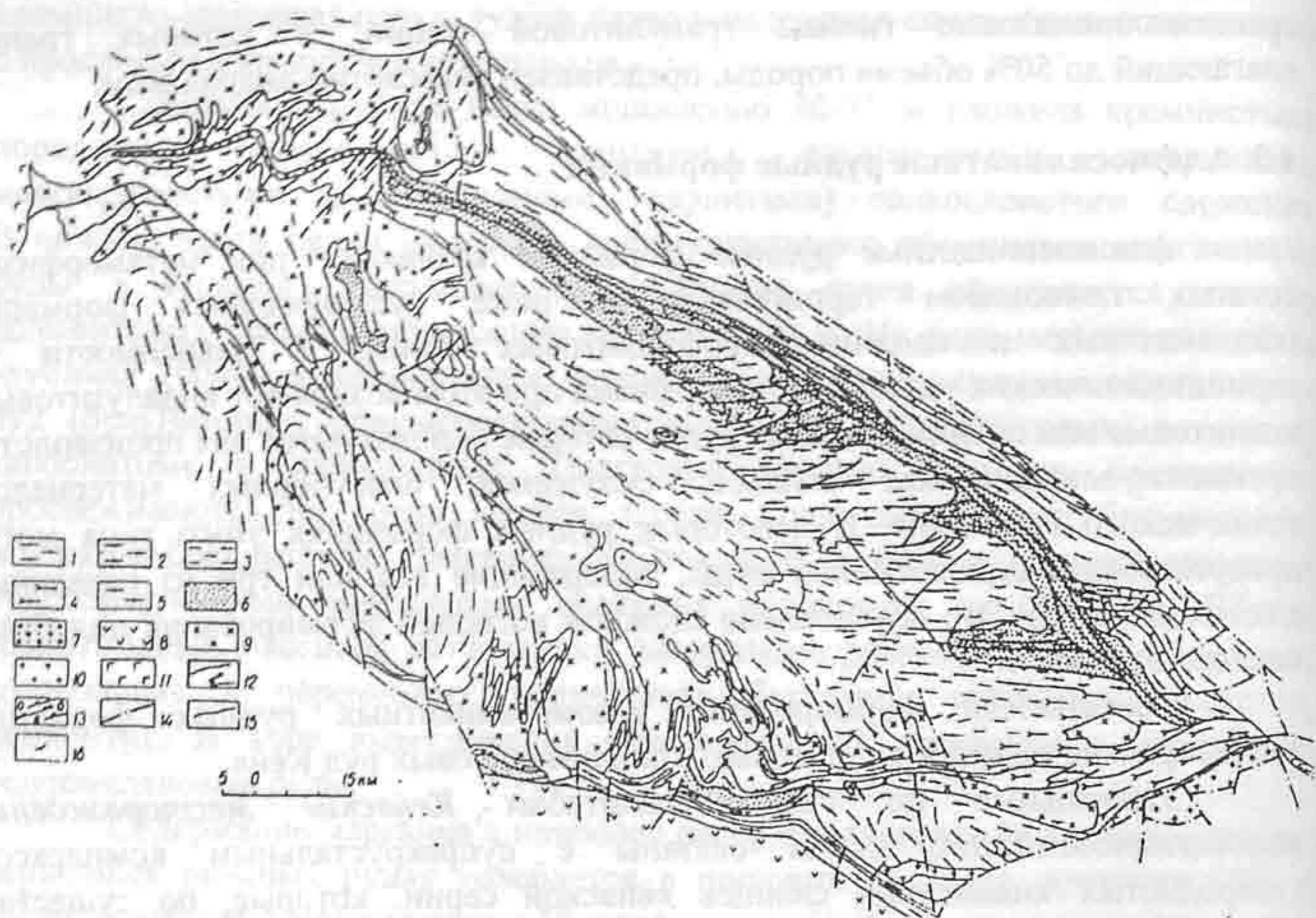


Рис. 4.13. Схема строения Кейвского блока (Рудно-метаморфические..., 1996):

- 1 - гранито-гнейсы фундамента неопределенного типа метаморфизма; 2 - щелочные метасоматиты по гранито-гнейсам фундамента в связи со щелочными гранитами; 3 - гнейсы лебяжинской серии в дистен-ставролитовой субфации; 4 - мигматиты по гнейсам лебяжинской серии в зоне влияния щелочных гранитов в силлиманитовой субфации; 5 - щелочные метасоматиты по гнейсам лебяжинской серии вне зоны влияния щелочных гранитов; 6 - образования кейвской и песчовотундровской серий в дистен-ставролитовой субфации; 7 - образования кейвской серии в силлиманитовой субфации; 8 - щелочные граниты; 9 - граниты; 10 - граниты; 11 - габбро-лабрадориты; 12 - метадиабазы дайкового комплекса; 13 - зоны надвигов, дизъюнктивов с развитием наложенных парагенезисов регрессивной ветви метаморфизма: а - северо-восточные, б - северо-западные, в - субширотные; 14 - разломы; 15 - геологические границы; 16 - элементы залегания пород

Кейвская и песчовотундровская серии формируют синклинорно-складчатые с элементами чешуйчато-надвигового строения линейные зоны по северной и южной окраинам Кейвского мегаблока, образуя две крупные субширотные гряды Больших и Малых Кейв.

В составе кейвской серии кианитовые сланцы слагают пачку или продуктивный горизонт (червуртская свита) мощностью от 10 до 120 м, которые по разрезу замещаются относительно бедными кианитом ставролит-мусковитовыми и плагиклаз-ставролитовыми сланцами (выхчуртская свита).

Типы руд. К собственно кианитовым рудам относятся сланцы с содержанием кианита не менее 25%. Кианитовые руды повышенного качества содержат 37-40% кианита, кварца 50-55%, прочих минералов - менее 10%.

Кианитовые руды кейвских месторождений различаются не столько качественным и количественным минеральным составом, сколько текстурными и структурными признаками. При этом главная роль принадлежит кианиту, образующему крайне разнообразные по своей морфологии выделения, в связи с чем руды различных морфологических типов требуют применения различных методов обогащения, и из них могут быть получены концентраты различного качества.

В зависимости от морфологии кианита выделяются три главных типа кианитовых руд: 1) тонкопризматический; 2) параморфический, с кианитом, образующим параморфозы по андалузиту; 3) конкреционный. Подчиненная роль принадлежит кианитовым рудам с идиобластическим кианитом и рудам смешанного типа - конкреционно-параморфическим.

Минеральный состав руд всех трех типов сходен: к числу главных минералов, наряду с кианитом и кварцем, относятся мусковит, ставролит, плагиоклаз, а также пирротин, рутил, ильменит и углеродистое графитоидное вещество. Часть из этих минералов является концентраторами алюминия и от их соотношения зависит содержание кианита в рудах. В качестве минералов-примесей могут присутствовать биотит, хлорит, гранат, магнетит, гематит, пирит, халькопирит, пентландит, виоларит, диксит, редкоземельный эпидот, клиноцоизит, апатит, циркон. Суммарное содержание минералов-примесей обычно не превышает 2—3%; распределение их крайне неравномерно и на качество руд они не имеют существенного влияния.

Количественно преобладают руды с тонкопризматическим кианитом, которыми сложен продуктивный пласт преимущественно в южном крыле синклинория Больших Кейв на протяжении 275 км; в северном крыле синклинория продуктивный пласт представлен параморфическими рудами, прослеживающимися на расстоянии около 130 км. Рудами конкреционного и конкреционно-параморфического типов сложены отдельные участки продуктивного пласта общей протяженностью около 15 км. Руды с идиобластическим кианитом также локализуются в отдельных участках продуктивного пласта, слагая относительно маломощные зоны перекристаллизации сланцев с тонкопризматическим кианитом. К числу наиболее изученных месторождений кианита с рудами различных типов относятся следующие:

- 1) с преобладающим типом конкреционных руд: Шуурурта и Тяпуш-Манюк;
- 2) с преобладающим типом параморфических руд - Воргель-урта;
- 3) с преобладающим типом тонкопризматических руд: Червурта и Шуурурта.

Роль процессов метаморфизма. Традиционно большинство исследователей считают, что кианитовые сланцы-руды Кейв образованы за счет метаморфизма осадков высокоуглеродистой каолино-аргиллитовой формации переотложенных кор глубокого химического выветривания (Бельков, 1963; Головенко, 1971; и др.) и, соответственно, различные по минеральному составу метаморфические породы возникли за счет первичных осадков, изначально

различающихся по своей литологии, фаціальным особенностям и составу. С другой стороны, по В.В.Жданову, линейная зона развития кейвских высокоглиноземистых сланцев «является зоной кислотного выщелачивания, наложенной на амфиболит-анортозитовый субстрат». Таким образом, единая точка зрения на первичную природу высокоглиноземистых сланцев кейвского комплекса отсутствует.

По И.В.Белькову история метаморфизма Кейв включает 4 основных этапа:

1. Ранний доскладчатый региональный метаморфизм (андалузит, кианит, ставролит, биотит, плагиоклаз).

2. Контактново-метасоматический метаморфизм базитовых интрузий (кианит, ставролит, плагиоклаз).

3. Синскладчатый региональный метаморфизм (кианит, ставролит, мусковит).

4. Контактново-метасоматический метаморфизм щелочных гранитов (силлиманит, ставролит, хлоритоид, диккит).

Общая последовательность образования алюмосиликатов в кейвских сланцах представлялась следующим образом: андалузит, кианит₁ – кианит₂ – кианит₃ -силлиманит- каолинит (диккит).

Новая уточненная схема корреляции и эволюции деформационных, метаморфических и интрузивно-магматических парагенезисов кейвского комплекса, разработанная А.Н.Глазунковым, приведена в табл.4.1.

Особенностью данной схемы является выделение 4 главных стадий деформационного развития, 4 фаз внедрения основной магмы и несколько фаз – интрузивного щелочногранитного магматизма. Каждой деформационной фазе свойственны свои структурные и метаморфические минеральные парагенезисы.

Наиболее ранние структурные парагенезисы представлены реликтовыми мелкими, сильно сжатыми складками и кристаллизационной сланцеватостью, субсогласной с первичной слоистостью и полосчатостью. Метаморфизм на этой стадии достигал кианит – мусковитой субфации. Более поздние преобразования кейвских сланцев выразились в явлениях андалузитового порфиробластеза, предположительно связанного с тепловым воздействием ранних интрузий базитовой магмы.

Последующая эволюция кейвской серии и всех супракомплексов Кейвского блока включает две фазы складчатости – северо-западную и северо-восточную, разделяемые фазой разломообразования и внедрения дайкового базитового комплекса. Метаморфические преобразования развиваются в условиях дистен-ставролитовой субфации, а в зонах развития щелочных гранитов - в условиях силлиманит-мусковитовой и силлиманит-калишпатовой субфаций. Заключительные стадии развития характеризуются проявлением сдвиго-надвиговых деформаций северо-восточной, а затем северо-западной ориентировки. Эти процессы сопровождались дискретным развитием зон бластомилонитов, формированием зон кианит-ставролитового и гранат-ставролитового порфиробластеза; по мере снижения температуры с ними связаны регрессивные преобразования (хлоритизация, образование гранат-хлоритовых, хлоритоидных и других парагенезисов). Завершающая стадия отмечена переходом к хрупким разрывным деформациям.

Соотношение деформационно-метаморфических преобразований в породах Кейвского комплекса

Этап	Деформационный парагенезис	Минеральный парагенезис	Генерации кианита	Порфиробластез	Жильный комплекс	Основной магматизм
D ₅	Хрупкие деформации: разрывы, трещины	Кв-Мус-Хл-Ки	Ки ₇	Ки в Кв-Мус жилах	Кв-Мус жилы	
D ₄	Сдвиго-надвиги С ₃ простирания S ₄ - кливаж скольжения, сланцеватость F ₄ - принадвиговые, линейные складки L ₄ - агрегатная линейность, бороздчатость	Кв-Ки-Мус-Ильм бластомилониты	Ки ₆	Ст, Ки, Пл, Ильм Гр, Ки, Ст, Ильм	Кв-Ки жилы	Дайки метадиабазов
D ₃	Сдвиго-надвиги СВ простирания вдоль СОП F ₃ ; F ₃ -принадвиговые, асимметричные складки; S ₃ - кливаж скольжения, сланцеватость; L ₃ - агрегатная линейчатость, бороздчатость в плоскости S ₃ по падению	Кв-Ки-Мус-Ст-Ильм бластомилониты	Ки ₅	Ки, Ст, Пл Ки, Ст, Гр, Ильм	Кв-Ки жилы	Дайки метадиабазов
	F ₃ -линейные, открытые до сжатых складки с СОП СВ простирания; параллельно ОП F ₃ , сланцеватость кристаллизационная S ₃ ; линейность L ₃ по Ки (СВ 40-60°)	Кв-Ки-Ст-Ильм бластомилониты	Ки ₄	Ки, Ст, Гр, Ильм		Дайки метагабброидов
D ₂	F ₃ - линейные, открытые складки с СОП D ₃ простирания, изгибают S ₁ и S ₀ ; вдоль ОП F ₂ кристаллизационная сланцеватость S ₂ ; L ₂ - агрегатная линейность	Кв-Ки-Угл.в. бластомилониты	Ки ₃	Ки, Ст, Гр, Ильм		Дайки метагабброидов
D ₁	F ₁ - мелкие, сжатые до изоклинальных складки, изгибают S ₀ ; вдоль ОП F ₁ кристаллизационная сланцеватость S ₁ субгоризонтальная	Кв-Ки-Угл.в±Руг	Ки ₁₋₂	Андалузит		Пластовые интрузии габбро-лабрадоритов

Супракрустальные образования Кейвского блока регионально метаморфизованы в дистен-ставролит-двуслюдяной субфации амфиболитовой фации. В зонах развития щелочных гранитов развиты породы силлиманит-мусковитовой и силлиманит-калишпатовой субфаций, интенсивно проявлены процессы контактово-метасоматической мигматизации и гранитизации. Обобщенный тренд эволюции термодинамических условий метаморфизма пород кейвской серии представлен на рис.4.14.

Наиболее показательной для понимания метаморфического генезиса кианитовых руд различных типов является история последовательной перекристаллизации кианита:

1. Ранние минеральные парагенезисы образованы неориентированными конкреционными, спутанно-волокнустыми пересыщенными включениями углеродистого вещества и рутила кварц-кианитовыми агрегатами. Кианит образует мелкие, короткие, слабо просвечивающие в шлифах от обилия включений зерна. Аналогично запылен и кварц, также образующий мелкие зерна.

2. Кианит, входящий в состав уплощенных радиально-лучистых кварц-кианитовых агрегатов, пространственно ассоциирующих со сланцеватостью S 1. Основное отличие этого кианита от предыдущего - более удлиненные формы зерен и морфология агрегатов. Количество включений углеродистого вещества остается практически на том же уровне.

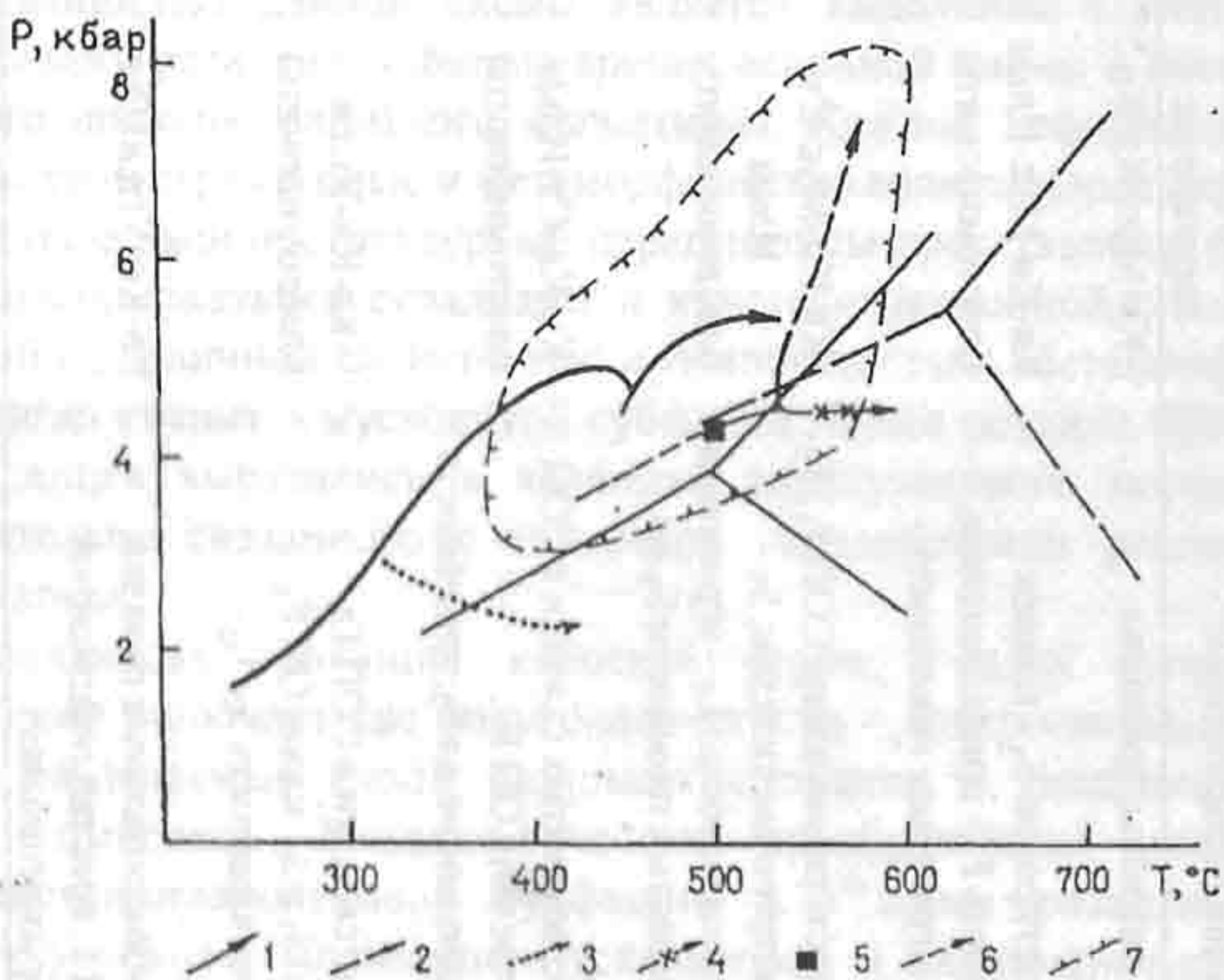


Рис.4.14. Эволюция термодинамических условий метаморфизма пород кейвской серии:

1 - прогрессивный метаморфизм, сопряженный со складчатыми деформациями; 2 - метаморфизм в сдвиго-надвиговых зонах; 3 - андалузитовый порфиробластез; 4 - контактовый метаморфизм щелочных гранитов; 5 - амазонитовые пегматиты; 6 - регрессивный метаморфизм; 7 - поле P-T оценок по гранат-биотит-плагиоклазовому геотермобарометру

3. Кианит в сноповидно-лучистых кварц-кианитовых агрегатах, в которых кварц заполняет промежутки между удлиненными зернами кианита. Ориентировка кианитовых агрегатов совпадает с ориентировками шарниров складок F_2 и кливажа их осевой поверхности. Углеродистое вещество в кианитах тонко распылено по всей площади, но часто наблюдается его зональное распределение с большей концентрацией в ядерных частях зерен. Кварц, ассоциирующий с кианитом, имеет меньшую запыленность углеродистым веществом, содержит мелкие зерна рутила, образующего коленчатые двойники. Породы с преимущественным развитием этих ассоциаций в целом меняют цвет с черного на темно-серый.

4. Кианит линейных агрегатов, выполненных шестоватыми сростками удлиненных кристаллов. Линейность кианита совпадает с ориентировкой шарниров складок F_3 , имеет региональное развитие и выдержана на всей площади распределения кейвских сланцев.

5. Кианит, ассоциирующий с кливажем скольжения S_3 , образует мелкие призматические плоские кристаллы, имеющие линейную ориентировку в плоскости кливажа, совпадающую с тектонической бороздчатостью. Кианит данной генерации образует идиоморфные кристаллы. В ассоциации с кианитом находятся: мелкие идиоморфные игольчатые кристаллы ставролита, не образующие двойников и имеющие ярко выраженную линейность, совпадающую с линейностью кианита; мусковит, развивающийся по плоскостям спайности кианита и вдоль S_3 в основной ткани, а также кварц, совместно с мусковитом. Кварц лишен включений углеродистого вещества, но содержит пластинчатые включения ильменита.

6. Кианит с линейной ориентировкой, совпадающей с тектонической бороздчатостью кливажа скольжения S_4 . Как правило, этот линейный минеральный парагенезис, включая и кианит, полностью свободен от включений углеродистого вещества. Кианит образует плоскопризматические бесцветные кристаллы в сростании с мусковитом и прозрачным кварцем. Ставролит почти отсутствует.

7. Кианит в виде бесцветных игольчатых (до 3-4 см в длину при толщине 0.5-1.0 мм) поперечно ориентированных кристаллов на фоне крупноблочного без волнистого погасания чистого кварца, развивающийся в зонах окварцевания по плоскостям кливажа S_4 .

8. Кианит в виде крупнотаблитчатых, чешуйчатых бесцветных и голубых разновидностей в ассоциации с прорастающим их мусковитом в поздних кварцевых жилах.

Кроме охарактеризованных генераций кианита, последовательно формируемых в процессе деформационно-метаморфических преобразований кейвских сланцев, отмечается ряд порфиробластических генераций кианита, образованных на разных этапах этой последовательности в результате различных наложенных на региональный метаморфизм процессов. К этому типу относятся порфиробласты кианита, полностью лишенные включений углеродистого вещества, в экзоконтактовых зонах интрузий метабазитов, образованные уже на ранних этапах тектонометаморфической эволюции кейвской серии, или голубые порфиробласты кианита из зон плагиоклаз-кианит-ставролитового порфиробластеза.

Общее осветление кианита и пород, в целом, вызвано прогрессивным нарастанием термодинамических параметров регионального метаморфизма; однако, со времени достижения кульминационных значений этих параметров, преимущественное осветление кианита происходит по зонам реализации динамического фактора, приводящего к обезуглероживанию пород по зонам бластомилонитизации.

Особенностью кейвских сланцев является развитие параморфоз кианита по андалузиту. Кристаллизация порфиробластического андалузита происходила на завершающихся стадиях этапа тектонизации D1, после образования кианита ранней генерации, но до развития складок F2. Крупнопараморфические образования развиваются по крупноконкреционным кианитовым сланцам, мелкопараморфические - по равномернозернистым ранним ассоциациями.

Зоны ставролит-плагиоклазового порфиробластеза характеризуются повышенным содержанием ильменита. Распределение титановых минералов в кейвских сланцах закономерно и зависит от времени и особенностей метаморфизма. В ранних минеральных ассоциациях участвует рутил в виде мелких, часто сдвойникованных зерен, но, начиная с этапа образования линейных кианитовых агрегатов, на смену рутилу приходит ильменит, также образующий мелкие, часто изометричные зерна. Максимальное развитие ильменит получает в зонах порфиробластеза, где он образует крупные (до 0,5 см) пластинчатые зерна. По-видимому, общая зараженность титаном кейвских сланцев связана с повышенным содержанием аутигенного рутила, который в процессе прогрессивного многоэтапного метаморфизма замещается ильменитом. Общий потенциал титановой минерализации в кейвской серии пока не изучен. В этой связи можно отметить, что титан может образовывать промышленные супракристалльные метаморфогенные месторождения. Так, в пределах Башкирского поднятия (Месторождения металлических..., 1999) имеются верхнепротерозойские метаморфизованные россыпи, находящиеся среди песчаников зильмердакской свиты в виде прослоев мощностью до 2,5 м, обогащенных ильменитом (до 200-400 кг/т). К метаморфогенным относятся также докембрийские хлоритовые сланцы, содержащие до 20% рутила (месторождение Харворд (США), докембрийские гнейсы с рутилом (месторождение Плюмо Идальго, Мексика).

Данные о химизме основных петрографических разностей (табл.4.2.) кейвского сланцевого комплекса показывают общность их составов.

Основные геохимические черты кейвских сланцев сводятся к их аномально высокой глиноземистости, низкому содержанию железа, магния, кальция, щелочей, повышенному содержанию титана. Сходство химического состава равномернозернистых, конкреционных и параморфических кианитовых пород, указывает на отсутствие принципиального влияния исходных метаосадков на специфику андалузитового порфиробластеза и, в целом, на характер метаморфических преобразований пород. С другой стороны, порфиробластические ставролит-кианитовые плагиосланцы имеют значительные отличия по химизму от предшествующих пород, что выражается в повышенном содержании железа, щелочей и титана. Эти отличия, возможно, обусловлены спецификой метаморфо-метасоматических процессов по тектонически ослабленным зонам в связи со щелочно-гранитной активизацией мегаблока в целом.

Химические составы петрографических разновидностей гиперглиноземистых сланцев Кейв

Компоненты	Равномернозернистые	Конкреционные	Мелкопараморфические	Крупнопараморфические	Порфиробластические (с метабазитами)	Порфиробластические бластомилолитов
	(7)	(8)	(8)	(6)	(6)	(3)
SiO ₂	58.34	51.93	63.14	59.33	48.44	61.84
TiO ₂	0.95	1.57	0.98	0.84	1.46	1.64
AlO ₃	37.76	40.52	30.91	34.44	39.14	27.03
Fe ₂ O ₃	0.00	0.22	0.42	0.22	0.50	0.85
FeO	0.54	0.52	0.63	0.68	0.61	1.85
MnO	0.002	0.004	0.003	0.005	0.024	0.02
MgO	0.01	0.15	0.06	0.09	0.20	0.36
CaO	0.02	0.06	0.04	0.00	0.44	0.33
Na ₂ O	0.12	0.33	0.31	0.53	1.65	0.89
K ₂ O	0.22	1.16	0.74	1.20	3.98	1.90
H ₂ O ⁻	0.10	0.07	0.06	0.07	0.10	0.17
H ₂ O ⁺	1.20	1.79	1.20	1.53	2.11	1.71

ПРИМЕЧАНИЕ. Цифры в скобках - количество анализов в выборке.

Как уже отмечалось, разные типы кианитовых руд сформированы на разных этапах тектонометаморфической эволюции, и, следовательно, контролируются разновозрастными структурами. Так, наиболее ранними типами руд являются конкреционные и равномернозернистые кианитовые породы. Морфотекстурные особенности этих пород, размер конкреций и выделений кианита определяются исходной дифференцированностью осадков. Параморфические образования уже накладываются на более ранние породы, формируя, по существу, гибридные руды: конкреционно-параморфические и просто параморфические, развитые по равномернозернистым кианитовым породам. Порфиробластические образования развиваются еще позднее поэтапно, накладываются на все предшествующие разновидности.

Особого упоминания заслуживают обезуглероженные светло-серые шелковистые кианит-мусковитовые сланцы, развитые в экзоконтактовых зонах крупных массивов габброидов в районе Малых Кейв. Аналогичные по облику, но уже силлиманит-мусковитовые сланцы развиты в районе г.Макзабак (Западные Кейвы). Они представляют собой контактово-метаморфические образования, связанные с воздействием щелочных гранитов.

Месторождения корунда и наждака, как и кианитовые руды, приурочены к глиноземистым метаосадочным формациям. По Р.А.Мусину большая часть этих месторождений возникла при метаморфизме бокситов в условиях низкотемпературного регионального метаморфизма (зеленосланцевая фация). Руды этих месторождений, обычно представляют собой чередование хлоритовых сланцев и карбонатных пород (Прииртышская группа месторождений Среднего Урала, месторождения Средней Азии, Греции) и

состоят из хлорита, хлоритоида, корунда, маргарита, каолинита, мусковита, пиррофиллита, диаспора, рутила, гематита, пирита.

В докембрийских метаморфических комплексах корундовые руды связаны с высокометаморфизованными глиноземистыми кианитовыми и силлиманитовыми гнейсами (Чайнытское и Джилиндинское месторождения Южной Якутии, месторождение Индии и др.)

4.4. Прометаморфические метаосадочные месторождения золота и урана

Как подчеркивает В.А.Нарсеев (1996), золото и уран, казалось бы два химически совершенно различных элемента, тесно ассоциируют в процессах рудообразования. Золото, как известно, традиционно рассматривается как самородный элемент, обладающий очень низкой способностью к окислению как в кислых так и в щелочных растворах. Уран присутствует в природе в различных окисленных формах. Поэтому общепризнанна его высокая, по сравнению с золотом, геохимическая подвижность. Однако данные геохимии и биоорганической химии свидетельствуют о высокой подвижности и активности золота, разнообразии форм состояния, переноса и осаждения.

К прометаморфическому метаосадочному типу относятся месторождения золотоносных урансодержащих конгломератов, а также, отчасти, месторождения с рассеянным пирит-арсенопиритовым оруденением, возникающие при метаморфизме углеродистых вулканогенно-осадочных толщ, в которых повышенная исходная концентрация сульфидов и золота образовалась за счет вулканогенно-осадочных и гидротермальных процессов, синхронных осадконакоплению и подводному вулканизму. Метаморфизм, приводящий к образованию метаморфогенных месторождений данного типа, не зонален и практически изохимичен в отношении петрогенных и рудогенных компонентов, т. е. относится к обычному раннему регионально-геотермическому типу.

Золотоносные конгломераты относятся к достаточно редким, но промышленно весьма значимым образованиям. Классическим районом их развития является Витватерсранд в Южной Африке. Они известны также в Гане (Тарква), Габоне ((Мупаиа), Танзании (Ассопго), Индии (Чмкмагалура), Канаде (Элиот Лейк и Блайнд Ривер), Швеции (Вестверик), Австралии (Уэстмориленд).

Район урансодержащих золотоносных конгломератов *Витватерсранда* протягивается к юго-западу от Йоганесбурга на 350 км при ширине 25-100 км и включает около 40 шахтных полей. Витватерсранд дает около 800 т золота в год, что составляет около трети мировой добычи; кроме того, здесь добываются уран, серебро, осмистый иридий, платина, алмазы. Нижеследующая характеристика этого района приводится по В.И.Смирнову (1982) с учетом некоторых новых данных (Константинова и др., 2000).

Витватерсранд приурочен к крупной рифтогенной структуре, заложенной на кратоне (рис.4.15).

В геологическом строении района выделяются три структурных яруса. Нижний ярус сложен гранито-гнейсами и кристаллическими сланцами архея, на которых залегают смятые в линейные складки сланцы, кварциты, конгломераты и эффузивы Витватерсрандской и Трансваальской систем протерозоя, относящиеся к среднему ярусу. Самый верхний структурный ярус слагают пологолежащие континентальные отложения верхнего палеозоя. Пласты

рудноносных конгломератов залегают в пределах Витватерсрандской системы мощностью около 8 км. Наибольшее их число сосредоточено в верхнем отделе системы, сложенном чередующимися слоями конгломератов, кварцитов и кремнисто-глинистых сланцев с небольшим участием эффузивов (рис.4.16).

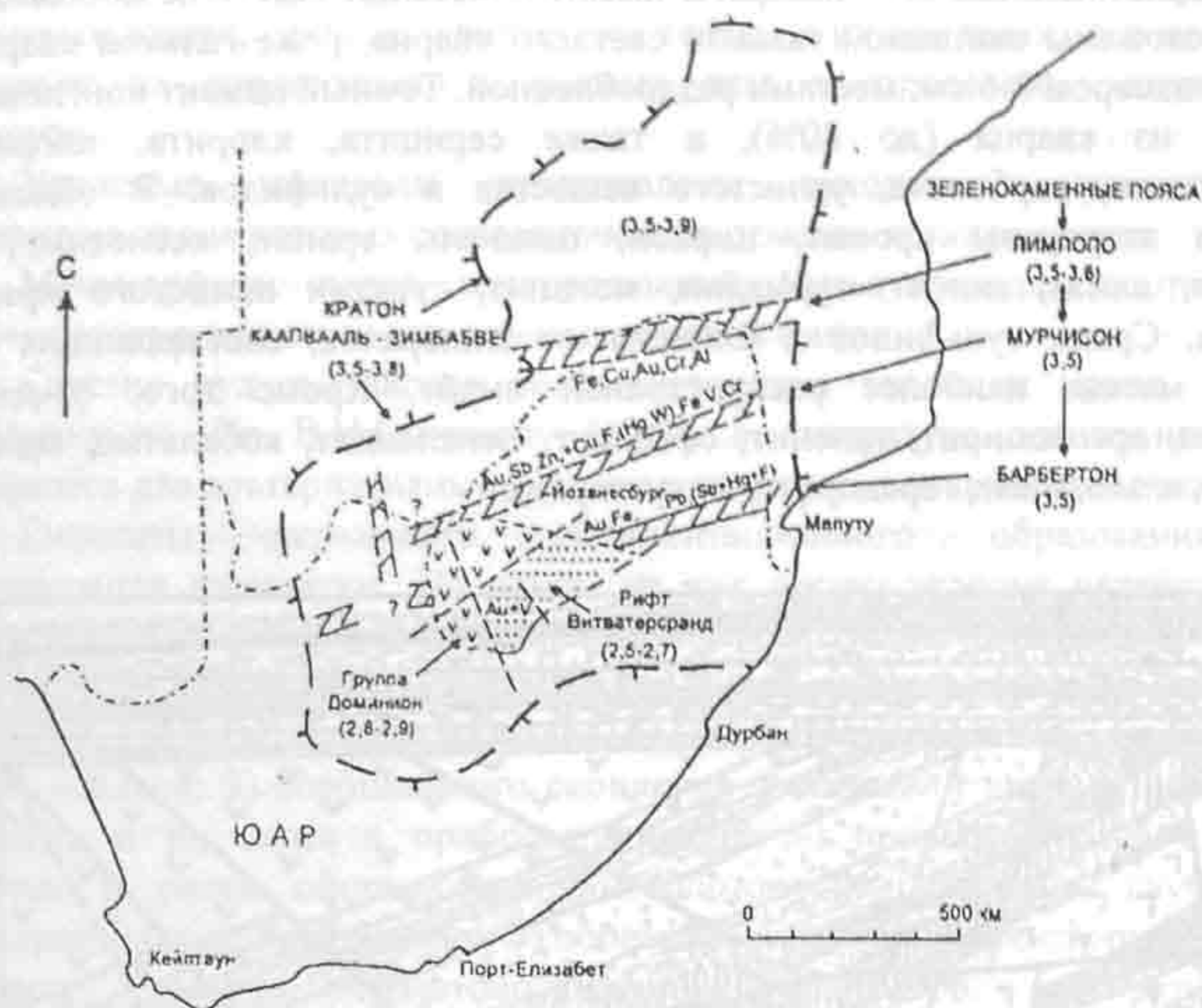


Рис.4.15. Схема расположения основных зеленокаменных поясов и рифта Витватерсранд на архейском кратоне Каапвааль-Зимбабве (Щеглов, 1994). В скобках - абсолютный возраст (млрд лет)

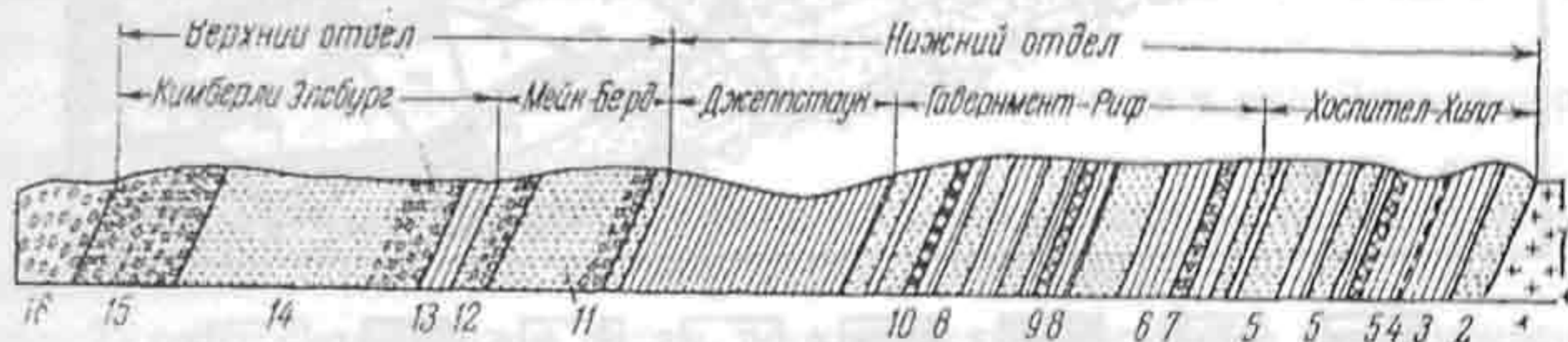


Рис.4.16. Разрез месторождения Витватерсранд в Центральном Ранде (по У.Мел-Лору: Смирнов, 1982):

1 - древние граниты; 2 - кварциты Орандж-Грав; 3 - сланцы свиты Хоспител-Хилл; 4 - Контортед-Бед (смятый слой); 5 - кварциты свиты Хоспител-Хилл; 6 - слои Премайз; 7 - конгломерат (риф) Гавернмент; 11 - конгломерат (риф) Мейн; 12- конгломераты (риф) Берд; 13 - сланцы Кимберли; 14 - конгломераты (риф) Кимберли; 15 - конгломераты (риф) Эльсбург; 16 - вентерсдорпские мандельштейны

Рудные тела Витватерсранда состоят из пачек конгломератов, разделенных прослоями кварцита, образующих так называемые “риффы” или “банкетты”. Мощность конгломератовых прослоев колеблется от нескольких

сантиметров до 3 м, мощность рифов достигает 50 м. Они протягиваются на десятки километров и вскрыты горными выработками до глубины 4 км (рис.4.17). Содержание золота в промышленной руде близко к 8 г/т; содержание урана составляет в среднем 0.02%.

Золотоносные конгломераты имеют олигомиктовый или мономиктовый состав, сложены окатанной галькой светлого кварца, реже галькой кварцита и сланца размером 3-6 см, местами раздробленной. Темный цемент конгломератов состоит из кварца (до 80%), а также серицита, хлорита, хлоритоида, пиррофиллита, карбоната, углистого вещества и сульфидов. В обломочной фракции встречены хромит, циркон, шпинель, гранат, ксенотим, рутил, эвксенит, алмаз, апатит, турмалин, монацит, сростки осмистого иридия и платины. Среди сульфидов и близких им минералов, составляющих 5-10% рудной массы, наиболее распространен пирит. Кроме того, отмечаются пирротин, арсенопирит, галенит, сфалерит, пентландит, кобальтин, миллерит, линнеит, альгодопит, герсдорфит и скуттеродит.

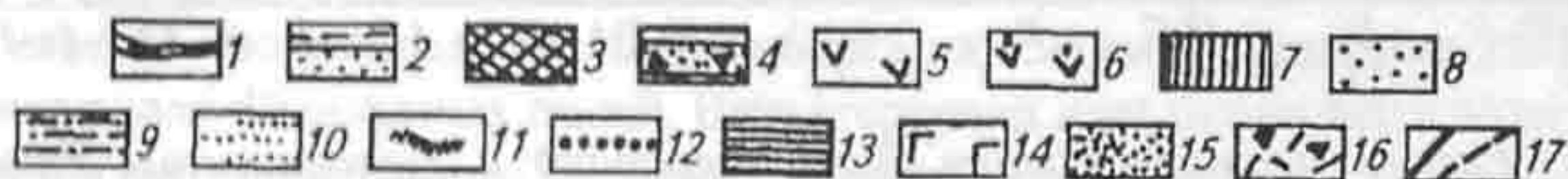
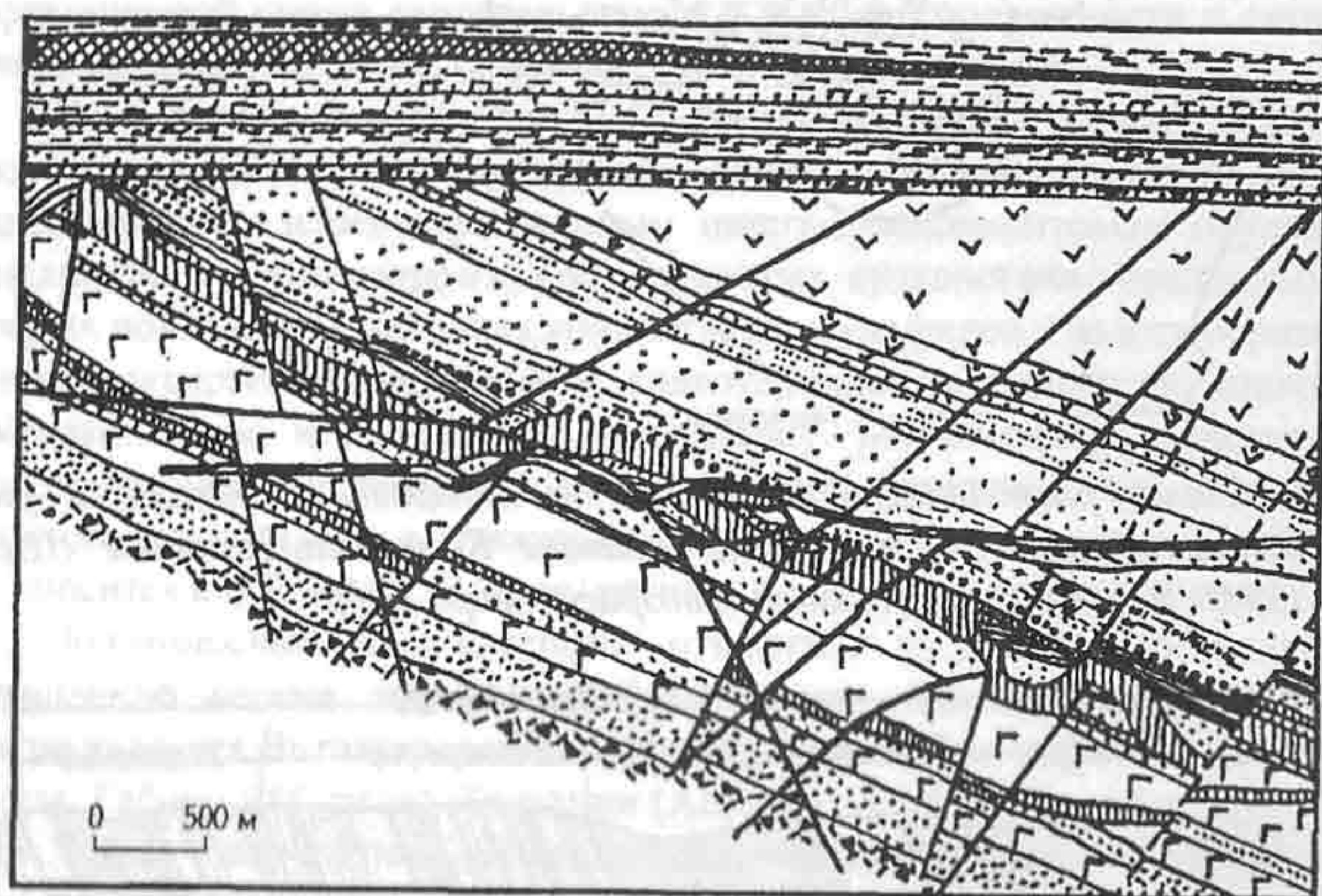


Рис.4.17. Рудоносные конгломераты рудника Лесли-Голд, Витватерсранд (по К.Твидлу: Месторождения..., 1999):

- 1-4 - палеозой: 1 - дайки долеритов, 2 - угленосные отложения, 3 - долериты, 4 - породы основания; 5-16 - протерозой: Вентерсдорпская система - 5 - амигдалоидные лавы, 6 - порфириты и их туфы, 7 - диабазы, 8-16 - Витватерсрандская система - формация Кимберли - Эльсбург: 8 - сланцы, 9 - кварциты, 10 - зона прерывистых рифов, 11 - зона кварцитов, 12 - риф Кимберли, 13 - сланцы Кимберли, формация Мейн-Берд, 14 - амигдалоидные лавы, 15 - кварциты, 16 - голубые гравелиты, 17 - разрывные нарушения

Золото разделяется на первичное и вторичное. Первичное золото содержится в сульфидах, а также и в виде мелких овальных зерен размером от 1 до 100 мкм среди цемента. Вторичное золото имеет явный эпигенетический характер; оно часто тонкими прожилками сечет как цемент, так и гальку, метасоматически замещает кварц, хлорит, мусковит. Золото присутствует также в кварцевых жилах, секущих «риффы», но только в их пределах. Золото обычно отсутствует на продолжении кварцевых жил за пределами золотоносных горизонтов.

Урановые минералы представлены тухолитом, уранинитом и браннеритом, зерна которых сосредоточены в цементе конгломератов.

Метаморфизм пород месторождений Витватерсранда соответствует низкотемпературным ступеням зеленосланцевой фации.

Генезис руд и, прежде всего, источника золота и урана, остается дискуссионным. По В.И.Смирнову (1982) в литературе длительное время обсуждаются две альтернативные гипотезы: гидротермальная и осадочная.

Гипотезы первичного седиментационного образования руд Витватерсранда варьируют. По одним из них происхождение первичных руд связывается с процессами: 1) возникновения грандиозных прибрежно-морских россыпей; 2) обломочного накопления золота и хемогенного выделения соединений урана и других металлов из морской воды в зоне прибрежных морских осадков; 3) сорбционного скопления соединений урана в торфяниках континента и их сноса в прибрежную зону; 4) привноса урана и других элементов в ранее сформированную золотоносную россыпь глубинными инфильтрационными растворами; 5) обогащения ураном ранее сформированных пластовых рыхлых золотоносных конгломератов поверхностными инфильтрационными водными растворами. Широкое признание получила палеорусловая модель формирования золотоносных конгломератов. Отмечается, что золото распространено в рудоносных горизонтах неравномерно и предпочтительно связывается с крупной галькой, что указывает на активную деятельность течений.

В пользу первичного седиментационного генезиса руд Витватерсранда выдвигаются следующие аргументы:

1) отсутствие связи оруденения с разломами, которые могли бы служить рудоподводящими каналами для гидротермальных растворов;

2) прибрежная фация пород, в которых локализованы месторождения и контроль рудоносности береговой линией бассейна;

3) строгая приуроченность оруденения к определенным пластам, занимающим выдержанное стратиграфическое положение;

4) тяготение рудных скоплений к базальным горизонтам и нижним частям пластов конгломератов;

5) струйчатый характер распределения золота и урана на площади провинции; приуроченность некоторых рудных струй к отложениям древних потоков, врезанных в окружающие породы;

6) наличие в составе руд обломочных, бесспорно россыпных минералов (хромита, циркона, граната, алмаза, платины и др.).

Основные аргументы в пользу гидротермального генезиса Витватерсранда следующие:

1) близость абсолютного возраста (около 2000 млн лет) уранинита в рудах и гранитов в смежных с Витватерсрандом районах;

2) наличие, наряду с согласными пластовыми телами, секущих жил и штокверков;

3) высокая температура выделения рудообразующих минералов (например, сфалерита до 450°C);

4) эпигенетичный характер отложения некоторой части рудных минералов, в частности золота, иногда секущего тонкими прожилками как цемент, так и гальку конгломератов;

5) присутствие в рудах кобальта и никеля, не свойственных россыпям;

6) несоответствие высокого содержания золота в конгломератах и серебра в этом золоте содержанию этих металлов в типичных россыпных месторождениях; повышение пробности золота с глубиной;

7) невозможность консервации легко разлагающегося уранинита в россыпных месторождениях;

8) Наличие не свойственных осадочным россыпям геохимических ассоциаций Au-S-Fe-As-Cu и U-C-Ti, а также необычная обогащенность самородного золота ртутью (1-4%).

По-видимому, справедливо заключение А.Д.Щеглова (1994) о сложном и длительном осадочно-гидротермально-метаморфическом генезисе месторождений Витватерсранда. По его мнению, такие месторождения формируются «в связи с процессами тектономагматической активизации, ведущими к образованию наложенных на консолидированные структуры Каапвальского кратона приразломных континентальных асимметричных грабеноподобных депрессий» (рис.4.15). В последнее время установлена повышенная золотоносность гранитоидного комплекса, подстилающего осадочный золотоносный бассейн. Этот комплекс характеризуется широким развитием пропилитизации, серицитизации, карбонатизации и грейзенизации, а также околожильными изменениями. Гидротермально-измененные гранитоиды обогащены золотом и ураном; содержание золота в них достигает 6 г/т. Выдвигается интересная гипотеза о синхронизированном развитии россыпеобразующих процессов и гидротермально-метасоматического преобразования гранитоидов. При этом предполагается, что металлоносные гидротермы могли непосредственно обогащать осадочные породы.

Месторождение Блайнд Ривер находится в южной части провинции Сьюпириор Канадского щита. В пределах этой провинции развиты архейские породы серии Киватин, несогласно перекрытые протерозойскими породами надсерии Гурон. Последние составляют нижнюю часть раннего протерозоя Канадского щита; в качестве верхней части раннего протерозоя рассматриваются породы надсерии Анимики, наиболее широко развитые в штате Мичиган (США). Месторождения урана сосредоточены в трех зонах - Куэрк, Нордик и Пропто, приуроченных к крыльям синклиналино-антиклинальной структуры субширотного простирания длиной около 50 км, сложенной породами надсерии Гурон. Углы падения пород в различных частях этой структуры меняются от 5° до 50° ; шарнир погружается в западном направлении под углом 5° .

Урановое оруденение локализуется в пластах конгломератов, которые наиболее распространены в низах надсерии Гурон, в формации Матинеда.

Последняя сложена в основном метааркозами с пластами конгломератов; мощность ее 140-450 м, она увеличивается на участках углублений архейского фундамента и уменьшается на его выступах. Урансодержащие пласты олигомиктовых конгломератов имеют мощность от нескольких сантиметров до 9 м и протяженность от 3.2 до 6.4 км. Гальки конгломератов состоят из кварца (до 95%), роговиков и редко зеленокаменных пород и гранитов; цемент представлен хлорит-серицит-кварцевым крупнозернистым песчаником.

Урановая минерализация развивается лишь в цементе и представлена в основном браннеритом и уранинитом. С ней ассоциирует пирит, а также в незначительных количествах встречаются монацит, циркон, пирротин. Браннерит и уранинит образуют зерна или мелкие скопления; пирит встречается в виде эвгедральных зерен; монацит и циркон развиты в виде окатанных или полуокатанных зерен. В конгломератах присутствует уран- и торийсодержащее углеродистое вещество - тухолит, развитый в виде округлых выделений по трещинкам в цементе.

Возраст монацита и циркона 2.45-2.55 млрд лет отражает время формирования архейских пород области сноса; возраст браннерита и уранинита 1700 млн лет, что, по-видимому, отражает проявление гудзоновской орогении, во время которой могла происходить перекристаллизация урановых минералов, образовавшихся, судя по данным, полученным для других районов, в интервале 2270-2320 млн лет.

Первично-осадочный генезис оруденения обосновывается следующими аргументами:

1. Тесная парагенетическая связь урановых минералов, сульфидов железа и органического вещества, характерная для руд, образующихся в восстановительной обстановке, которая могла возникнуть в водных бассейнах при диагенезе илов.

2. Участие рудной минерализации в образовании первичной горизонтальной слоистости и других первично-осадочных текстур.

3. Наблюдающееся даже в небольших участках руд сочетание четко выраженных зернистых агрегатов, колломорфных выделений и микроконкреций пирита и связанных с ними урановых минералов, что свидетельствует о том, что руды в процессе формирования испытали все преобразования, характерные для диагенеза и метаморфизма.

4.5. Прометаморфические сульфидные рудные формации меди и полиметаллов

Метаморфизованные сульфидные медные и полиметаллические руды изначально осадочного и эффузивно-осадочного происхождения известны в различных зонах и фациях метаморфизма. Примером подобных месторождений зон наиболее слабого метаморфизма (цеолитовая и зеленосланцевая фации) могут быть Удоканское месторождение и месторождение Раммельсберг (ФРГ).

Удоканское месторождение описывается по И.З.Самонову, И.Ф.Пожарискому (1974). Оно находится в центральной части Кодаро-Удоканской структурно-фациальной зоны байкалид (Олекмо-Витимской горная область). Данная зона представляет собой крупный субширотный синклиний, огибающий с юга Чарскую глыбу архейского фундамента. Синклиний сложен

метаморфизованными терригенными отложениями удоканской серии нижнего протерозоя, прорванными интрузивными образованиями различного состава. Мощность отложений удоканской серии около 10 км. В строении месторождения принимают непосредственное участие две верхние свиты удоканской серии - сакуканская, включающая горизонты медистых песчаников, и перекрывающая ее намингинская серия.

Геологическое строение. Удоканское месторождение приурочено к Намингинской брахисинклинали, расположенной в осевой части Кодаро-Удоканской зоны (рис.4.18). В плане брахисинклиналь образует неправильный эллипс размером 10x15 км, вытянутый в северо-западном направлении. Породы северного, восточного и западного крыльев падают к центру структуры под углами от 10-12 до 35-40°. В южном крыле складки породы имеют опрокинутое залегание и более круто падают на юг-юго-запад. На глубине залегание пород становится почти вертикальным, и их опрокинутое южное падение сменяется на нормальное, северное. В центральной части брахисинклинали залегание пород субгоризонтальное. Максимальная амплитуда прогиба достигает 1.5 км. Залегание пород на крыльях брахисинклинали осложнено небольшими складками более высокого порядка, мелкими флексурными перегибами, послонными и секущими зонами дробления, взбросами и взбросо-сдвигами.

Северо-восточнее Намингинской брахисинклинали отложения удоканской серии прорваны крупным массивом гранитоидов чуйско-кодарского комплекса, южнее - Чинейским габброидным массивом каларского комплекса. Широко развит дайковый комплекс.

Меденосные горизонты месторождения располагаются в средней части верхнесакуканской подсвиты. Мощность подсвиты около 650 м.

Подрудная пачка мощностью около 250 м сложена серыми и розово-серыми мелко- и среднезернистыми косослоистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками с серицит-кварцевым и кальцитовым цементом, с убогой вкрапленностью сульфидов меди. Рудная пачка отличается более сложным строением, большим разнообразием типов пород и обильной вкрапленностью сульфидов меди. В строении пачки принимают участие аргиллиты, алевролиты, алевритистые песчаники, песчаные известняки и конгломерато-брекчии со сложными взаимопереходами как по простиранию, так и по разрезу. Песчаники преимущественно кварцевые, серые, мелко- и среднезернистые. В них, наряду с резко преобладающими кластическими зернами кварца, развиты обломки альбит-олигоклаза, сосюритизированного плагиоклаза, микроклина, кварцитов, микропегматитов и кислых эффузивов. Акцессорные минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом, ильменитом, цирконом, турмалином, апатитом, гематитом, сфеном и др. Цемент песчаников преимущественно серицит-кварцевый с примесью кальцита.

Мощность рудной пачки на восточном замыкании брахисинклинали не превышает 20 м, на южном крыле - 140 м, а на северном - достигает 330 м.

Надрудная пачка верхнесакуканской подсвиты мощностью 100 м представлена светло-серыми и розовато-серыми преимущественно мелкозернистыми горизонтально- и волнистослоистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, реже алевролитами. Медная минерализация в отложениях надрудной пачки отсутствует. Породы рудной пачки являются дельтовыми и мелководно-морскими образованиями.

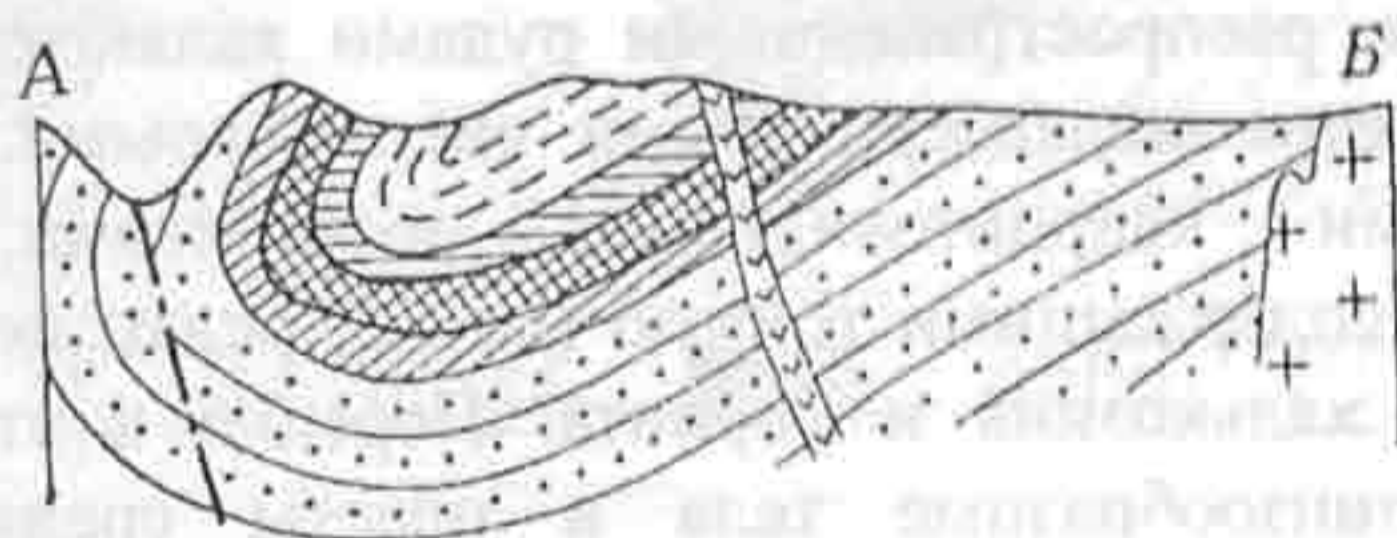
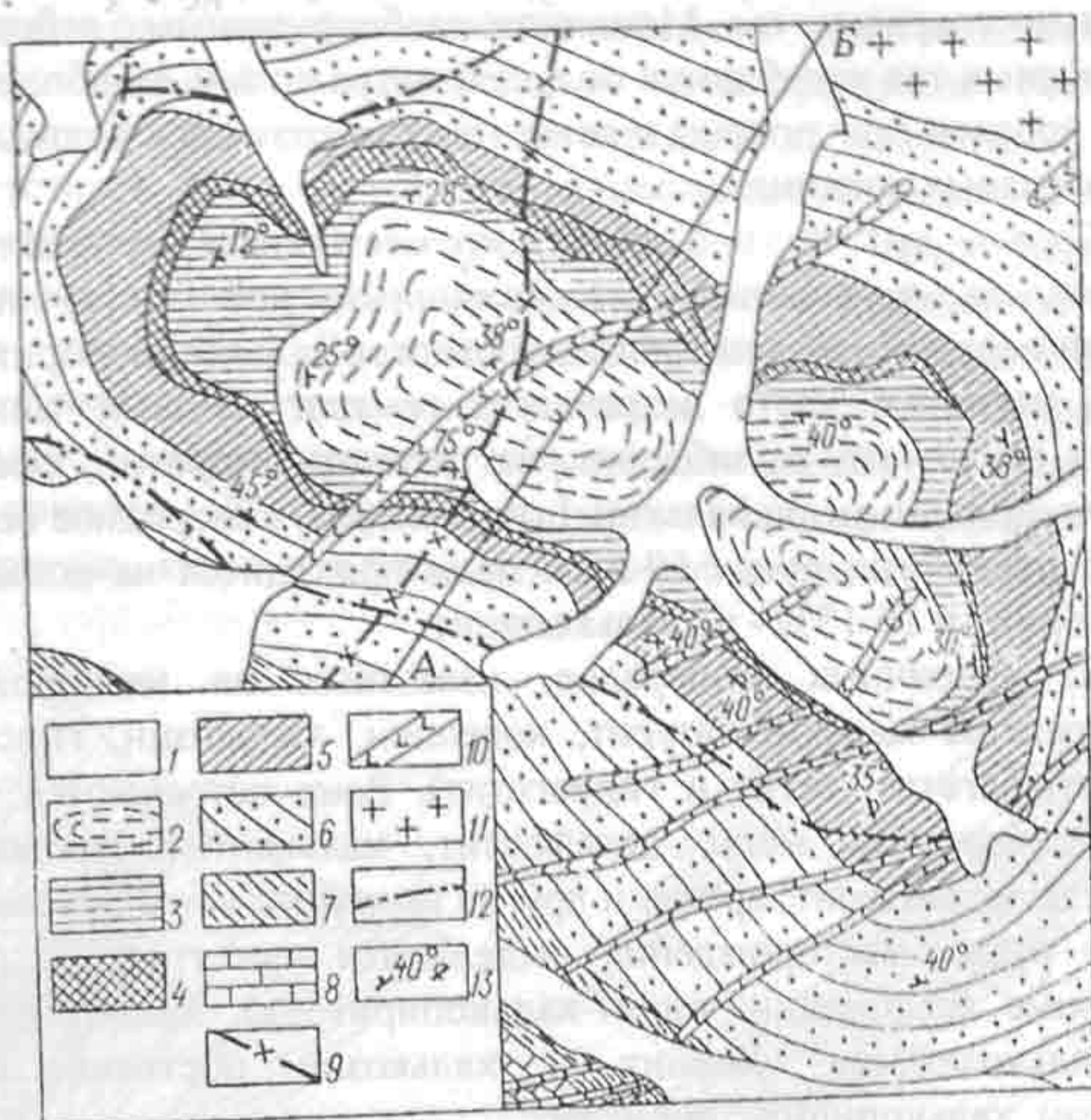


Рис. 4.18. Схематическая геологическая карта Удоканского месторождения (по Э.Гринталю и др.: Самонов и др., 1974):

1 - четвертичные отложения; 2 - намингинская свита - алевролиты, песчаники, аргиллиты; 3-5 - верхняя подсвита сакуканской свиты: 3 - надрудная пачка (известковистые и кварцитовидные песчаники, алевролиты), 4 - рудная пачка (известковистые и кварцитовидные песчаники, алевролиты), 5 - подрудная пачка (кварцитовидные и известковистые песчаники, алевролиты, конгломерато-брекчии); 6 - средняя подсвита сакуканской свиты - магнетитсодержащие песчаники, гравелиты; 7 - нижняя подсвита сакуканской свиты - песчаники, флиштовидные сланцы, гравелиты, конгломерато-брекчии; 8 - бутунская свита: известняки, алевролиты, известковистые песчаники; 9 - дайки граносиенит-порфиров; 10 - дайки габбро-диабазов; 11 - граниты чуйско-кодарского комплекса; 12 - тектонические нарушения; 13 - элементы залегания

Строение рудных тел. Рудные тела представлены сложными по конфигурации пласто- и линзообразными залежами, часто расслоенными, расположенными кулисообразно. Наиболее богатые и крупные рудные тела расположены в северном крыле Намингинской брахисинклинали. Они имеют общее юго-западное склонение. В южном крыле мощности рудных тел

значительно сокращаются. Мощности слабооруденелых и безрудных прослоев внутри рудных тел колеблются от долей метра до 5 м. Наиболее богатые рудные линзы и прослои приурочены к поверхностям размывов в локальных депрессиях и руслообразных впадинах.

Состав руд. Руды Удоканского месторождения практически являются монометалльными медными, содержащими небольшую примесь серебра. Главными первичными минералами являются халькозин, борнит и халькопирит, пирит и магнетит, часто встречается гематит. В виде минералов-примесей отмечены валлериит, молибденит, ваттихенит, пирротин, сфалерит, марказит, теннантит, полидимит, кобальтин, штротмейерит, самородное серебро.

В первичных рудах 60-65% меди приходится на долю халькозина, 20-25% на борнит и 10-15% - на халькопирит.

Из вторичных минералов, известных на месторождении, широко распространены малахит, азурит, ковеллин, халькозин, гипс и гидроокислы железа (гидрогетит, гетит и гидрогетит). Реже встречаются тенорит, куприт, борнит, самородная медь, делафоссит, халькантит, брошантит, антлерит, хризоколла, мелантерит, ярозит и другие минералы зоны окисления.

В рудах месторождения выделяются три главные парагенетические минеральные ассоциации: пирит-халькопиритовая, халькопирит-борнитовая и борнит-халькозиновая. Борнит и халькозин постоянно ассоциируют с магнетитом, халькопирит с пиритом.

Самыми распространенными рудами являются борнит-халькозиновые. Они представлены мелкозернистыми светло-серыми, большей частью слабо известковистыми кварцитовидными песчаниками, реже темно-серыми алевролитами, содержащими тонкую (сотые, редко десятые доли миллиметра) вкрапленность халькозина и борнита. Нередко в этих оруденелых породах встречаются линзообразные тела и пласты среднезернистых песчаников мощностью до 1.5 м, с густо вкрапленной рудной минерализацией, содержащей, кроме борнита и халькозина, магнетит (до 50%).

Пирит-халькопиритовые руды - косослоистые мелкозернистые песчаники и алевролиты серого, темно-серого цвета с зеленоватым оттенком, содержащие тонкую вкрапленность пирита и халькопирита. Борнит-халькопиритовые руды являются переходной разновидностью между борнит-халькозиновыми и пирит-халькопиритовыми.

Для борнит-халькозиновых руд характерны элементы-примеси: серебро, висмут, молибден, рений, свинец и сурьма; для пирит-халькопиритовых - цинк, кобальт, никель, селен и теллур.

В размещении минеральных типов руд на месторождении проявлена отчетливая зональность в плане и разрезе меденосной толщи. В разрезе меденосной толщи на северном крыле брахисинклинали зональность выражена сменой вверх по разрезу пирит-халькопиритовых руд борнит-халькозиновыми, в центральных частях складки отмечается симметричная зональность: середина залежи представлена пиритовыми рудами, которые последовательно сменяются к подошве и кровле залежами пирит-халькопиритовых и борнит-халькозиновых руд. На южном крыле, по сравнению с северным, наблюдается обратная зональность - пирит-халькопиритовые руды в большинстве своем проявляются у кровли рудной залежи (в нормальном залегании южного крыла), ниже размещаются борнит-халькозиновые руды (рис.4.19).

Метаморфические преобразования в породах и рудах меденосной толщи обусловлены региональным и контактовым метаморфизмом. Региональный метаморфизм, судя по присутствию в метааргиллитах хлорита, мусковита и эпидота, соответствует низким ступеням зеленосланцевой фации. В песчаниках регионально-метаморфические преобразования выражаются в перекристаллизации цемента, приобретающего лепидобластовую и гранобластовую структуры. В ходе метаморфических изменений пород произошло преобразование гидроокислов железа в магнетит. Вкрапленность сульфидов обычно сопровождается новообразованиями кварца, хлорита, мусковита и эпидота. В оруденелых метапесчаниках развивается сеть сульфидных, кварцевых, кварц-сульфидных, кварц-кальцитовых прожилков и жил.

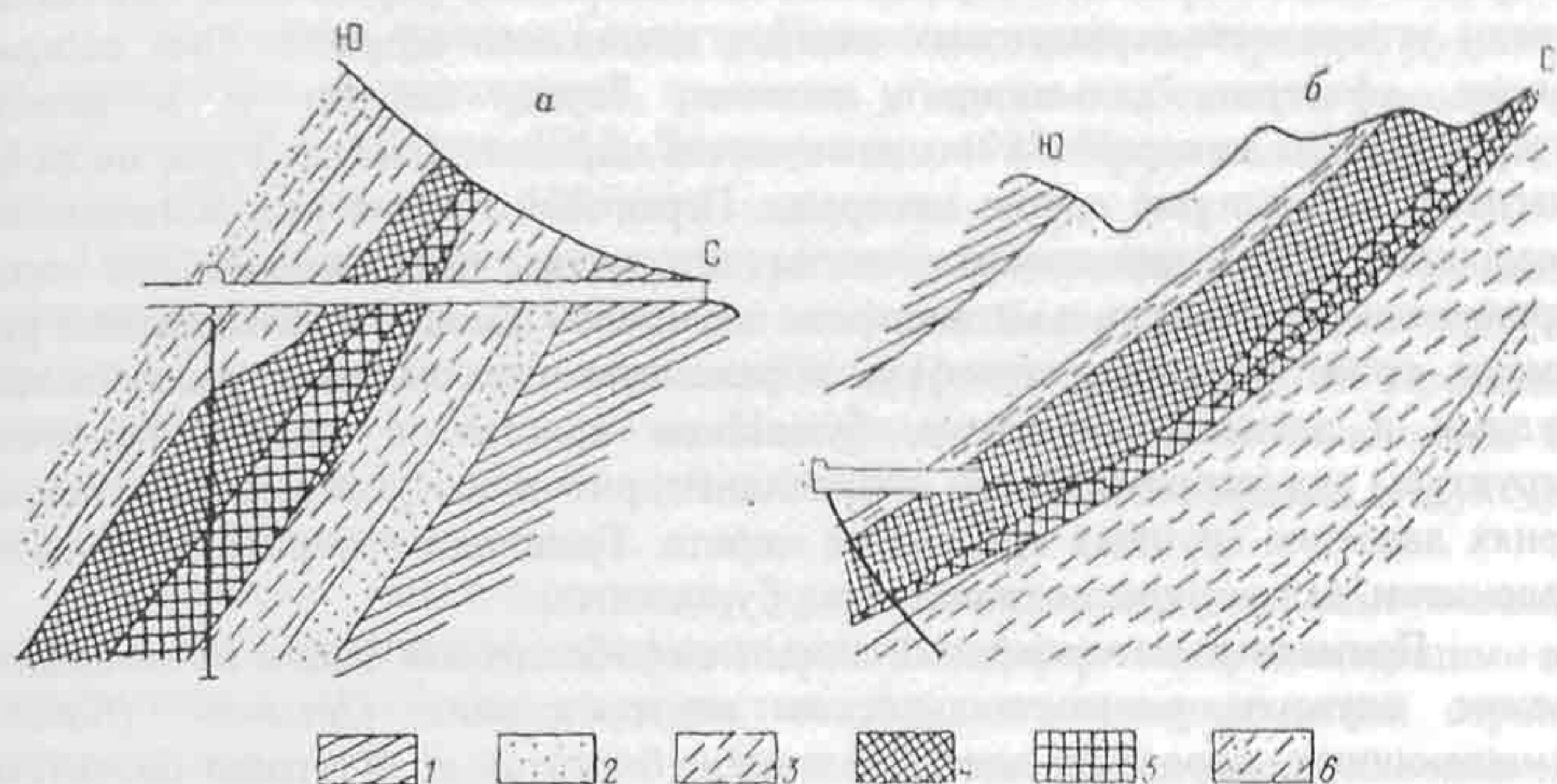


Рис.4.19. Зональность распределения рудных минералов Удоканского месторождения (по Э. Гринталю: Самонов и др., 1974):

а - южное крыло (опрокинутое залегание пород); *б* - северное крыло (нормальное залегание пород). 1 - намингинская свита, алевролиты, песчаники; 2-6 - верхняя подсвита сакуканской свиты: 2 - надрудная пачка, 3-5 - рудная пачка (*а* - песчаники с убогой вкрапленностью сульфидов, 4 - песчаники с вкрапленностью халькозина и борнита, 5 - песчаники с вкрапленностью халькопирита и пирита), 6 - подрудная пачка

Контактово-метаморфические преобразования развиваются в связи с дайковым комплексом. В приконтактных зонах дайки габбро-диабазов мощностью около 150 м в песчаниках постепенно увеличивается степень перекристаллизации цемента и кластических зерен, нарушаются слоистые текстуры пород. Полевошпат-кварцевые песчаники замещаются кварцитами, известковистые песчаники - эпидотсодержащими роговиками, нередко с актинолитом и гранатом. В роговиках сульфиды меди развиваются между зернами кварца или тяготеют к сросткам эпидота, актинолита и граната, выполняя промежутки между ними или образуя в них ксеноморфные сростки и прожилки. В непосредственном контакте с дайкой находятся альбитизированные кварциты и роговики с беспорядочно расположенными пятнистыми сростками

борнита, халькозина, реже халькопирита. Борнит-халькозиновые руды по мере приближения к контакту дайки постепенно сменяются борнитовыми, затем халькопиритовыми. В эндоконтакте дайки, в зоне шириной в несколько метров, содержание меди заметно выше, чем в ее центральной части.

Для руд Удоканских месторождений существенное значение имели более поздние гипергенные процессы. На выходах руды повсеместно затронуты процессами окисления. Окисленные руды представлены землистыми рыхлыми скоплениями и корками зеленого цвета, состоящими из малахита, брошантита и других минералов зоны окисления. Окисленные минералы меди в зонах разрывных нарушений отмечаются на глубинах до 600 м.

Месторождение Раммельсберг. Руды этого месторождения (Горжевский, Козеренко, 1965) слагают плитообразной формы тела, залегающие среди углеродисто-серицитовых сланцев девонского возраста. Они содержат пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, барит, кальцит и в качестве второстепенных минералов в них отмечаются марказит, блеклая руда, пирротин, магнетит и некоторые другие минералы. Первичный генезис руд эксгальционно-осадочный. В ходе вариссийского тектогенеза рудные тела и вмещающие породы претерпели складчатость и метаморфизм цеолитовой фации. Развальцованные руды имеют ориентированную текстуру, выраженную параллельным расположением рудных и жильных минералов, будинажем кристаллов пирита первичные структуры руд (скорлуповатые, почковидные, ритмичные) сохраняются только в тенях давления крупных кристаллов пирита. Трещинки в пирите заполняются галенитом, халькопиритом, кальцитом, бурнонитом.

Примером месторождений эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма может служить полиметаллическое месторождение *Сулливан (Канада)*. Вмещающими породами здесь являются биотитовые и гранат-биотитовые сланцы с турмалином, сфеном, клиноцоизитом. Руды, наряду с пиритом, содержат пирротин, который отсутствует или имеет подчиненное развитие в сульфидных месторождениях цеолитовой и зеленосланцевой фаций.

К месторождениям амфиболитовой фации метаморфизма относится одно из крупнейших в мире полиметаллическое месторождение *Броукен-Хилл (Австралия)*. Вмещающими породами на этом месторождении являются кристаллические сланцы и гнейсы, кварциты, метаэффузивы раннего протерозоя. Рудные тела представлены тесно сближенными пластовыми залежами. Группа таких тел вытянута на расстояние более 7 км при мощности до 250 м. На глубину они прослежены до 1000 м. Рудные тела интенсивно деформированы, складчаты вместе с вмещающими породами.

Руды представляют собой гранат-магнетитовые кварциты с силлиманитом, ортоклазом, роговой обманкой, шпинелью, геденбергитом. Главными рудными минералами являются галенит, сфалерит, блеклая руда, пирротин, халькопирит, арсенопирит. Характерно частое присутствие включений рудных минералов в пороодообразующих метаморфических минералах, в частности в гранате, что свидетельствует о до- и синметаморфическом формировании сульфидных руд.

Промышленные полиметаллические сульфидные месторождения супракрустальных формаций, метаморфизованных в гранулитовой и эклогитовой фациях, не известны.

ПЛУТОНОГЕННЫЕ ПРОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

5.1. Сульфидно-медно-никелевая формация Печенгского типа

Примером зонального регионального метаморфизма рудоносных интрузивных массивов и связанных с ними медно-никелевых сульфидных руд, сложной эволюции плутоногенных рудно-метаморфических систем являются месторождения Печенгского района Кольского п-ова.

Геологическая позиция. Геология Печенгского района, строение рудного поля, конкретных месторождений, их состав и другие особенности описаны в ряде публикаций (Горбунов, 1968; Дистлер и др., 1988; Предовский и др., 1972; Смолькин, 1992; Кольская..., 1984).

Печенгская рифтогенная структура палеопротерозоя (рис.5.1) обладает асимметрично-зональным строением и включает Северо-Печенгскую зону - открытую к югу брахисинклиналь и Южно-Печенгскую зону, в строении которой различаются сильно сжатая Пороярвинская линейная синклиналь и тектонически примыкающая к ней область купольно-блоковых структур Аннамско-Хихнаярвинского блока.

Сульфидные медно-никелевые руды пространственно и генетически связаны с интрузиями габбро-пироксенит-верлитовой формации, залегающими в метатерригенных сульфидно-углеродистых породах пильгуярвинской серии палеопротерозоя, либо в их сочленении с подстилающими метавулканитами пикрит-базальтового состава. Возраст интрузивов оценивается в 1.98-1.90 млрд лет. В настоящее время в пределах Печенгской структуры выявлено более 300 интрузивов габбро-верлитовой формации, около 30% которых являются промышленно или перспективно рудоносными. Характерной особенностью всех интрузивов данной формации является отчетливая расслоенность. Относительно крупные интрузивы, видимой мощностью более 10-20 м, сложены снизу вверх в различной мере преобразованными метаморфическими и метасоматическими процессами эндоконтактовыми пироксенитами, перидотитами, пироксенитами и габброидами. В наиболее крупных интрузивах наблюдается сложная, часто ритмично-слоистая расслоенность внутри основных перидотитовых, пироксенитовых и габброидных горизонтов с общей тенденцией возрастания лейкократовости пород вверх по разрезу. Маломощные интрузивы (до 10-15 м) сложены сильно метаморфизованными перидотитами с узкими зонами эндоконтактовых пироксенитов, либо габбро-пироксенитами.

Медно-никелевое оруденение представлено различными типами. Большинство исследователей обычно различают два основных генетических типа руд - сингенетический и эпигенетический. Сингенетический или собственно магматический тип представлен различными разновидностями вкрапленных руд. Сульфидная медно-никелевая минерализация этого типа сосредоточена в нижних метаверлитовых частях интрузивов, реже встречаются "висячие" горизонты вкрапленных руд, в том числе в зонах перехода от метаперидотитов к метапироксенитам. К эпигенетическому типу относятся

сплошные сульфидные руды, а также брекчиевидные руды в тектонических зонах, трассирующих внутриинтрузивные, приконтактовые, а также межпластовые нарушения в супракомплексе. Реже рудоконтролирующими для сплошных и брекчиевидных руд являются поперечные разломы.

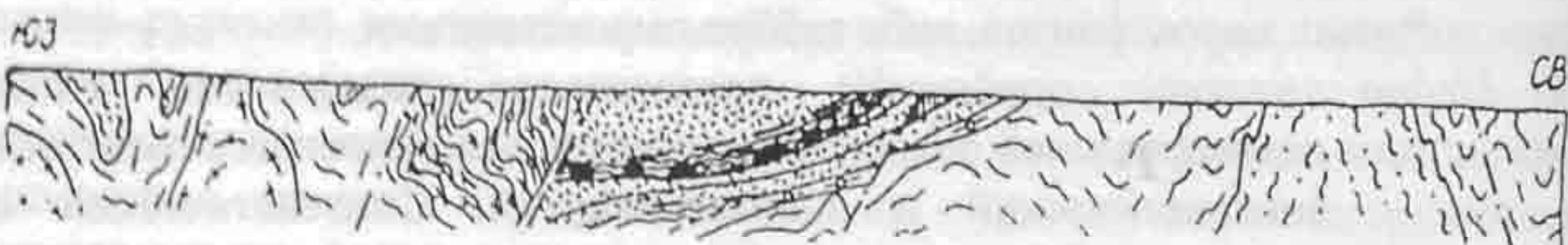
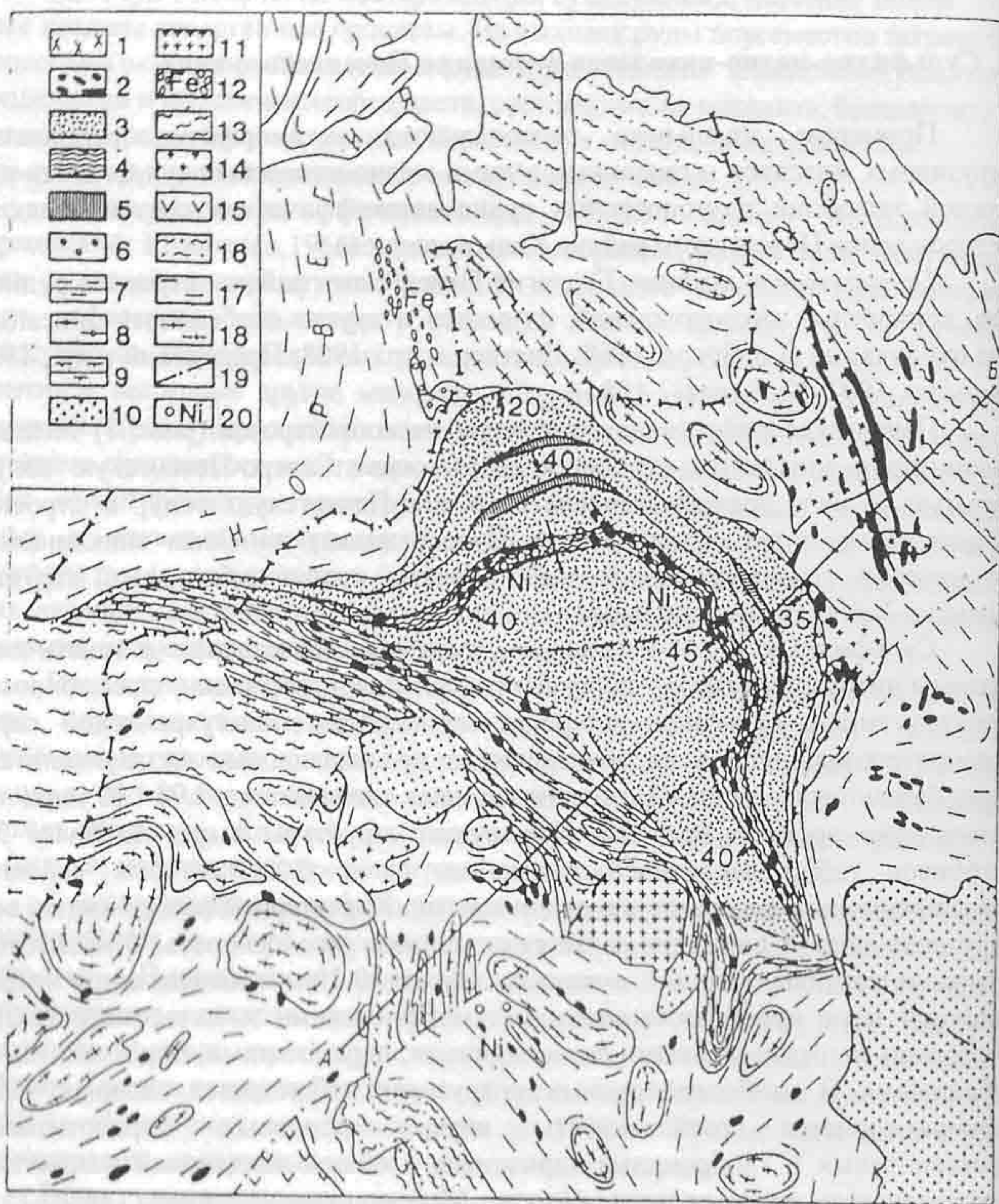


Рис.5.1. Схематическая геологическая карта и разрез Печенгского никеленосного района (Медно-никелевые..., 1979)

Протерозой: 1 - плагиопорфириты, 2 - ультраосновные и основные породы; печенгская серия; 3 - эффузивные диабазы, метадиабазы.

мандельштейны и туфы, 4 - филлиты и туффиты, 5 - доломиты, кварциты и аркозы, 6 - базальные конгломераты; верхнепеченгская серия: 7 - сланцы кварц-биотитовые, кварц-биотит-амфиболовые, кварц-карбонатные и углистые, 8 - рассланцованные метадиабазы, 9 - сланцеватые амфиболиты, амфиболиты, амфиболовые и слюдистые сланцы и кварциты; 10 - микроклиновые и плагиомикроклиновые граниты, 11 - гранодиориты. Архей: 12 - железорудная серия (конгломераты, слюдяные сланцы и железистые кварциты), 13 - двуслюдяные и гранат-амфиболовые гнейсы, 14 - олигоклазовые гнейсо-граниты, 15 - гиперстеновые гнейсо-граниты, 16 - гранат-биотитовые гнейсы, 17 - нерасчлененный комплекс слюдяных гнейсов, 18 - комплекс древнейших гнейсо-гранодиоритов, 19 - разрывные нарушения, 20 - медно-никелевые месторождения и рудопроявления

Несмотря на принятое выделение сингенетических и эпигенетических руд, генезис их конкретных типов дискутируется, причем это относится как к бедным вкрапленным, так и богатым вкрапленным рудам и сплошным сульфидным рудам. Общепризнанным является лишь общее признание сложных взаимосвязей магматических и метаморфо-метасоматических процессов в формировании минерального состава и структуры различных типов медно-никелевых сульфидных руд.

В слабо измененных верлитах и оливинитах количество сульфидов, как правило, ничтожно. Они образуют «сидеронитовую» вкрапленность, а также мелкие включения в оливине и пироксене. В рядовых рудах в серпентинитах сульфиды наблюдаются в тесных срастаниях с серпентинами, хлоритами, а также тальком и карбонатом. Сульфиды представлены в основном пирротинном, пентландитом и халькопиритом. На участках развития пострудных нарушений иногда образуются пиритизированные руды.

Брекчиевидные руды состоят из обломков оталькованных серпентинитов, филлитов и туффитов, сцементированных сульфидами, карбонатным материалом, хлоритами, кварцем. Сплошные халькопирит-пентландит-пирротинные руды обычно тесно связаны с брекчиевидными и богатыми вкрапленными рудами и отличаются от них только очень низким содержанием силикатных минералов и обломков пород.

Одна из возможных схем эволюции рудно-магматической системы Печенгского рудного поля, предложенная В.Ф.Смолькиным (1992), представлена на рис.5.2. Согласно этой схеме первоначально слабо дифференцированный ферропикритовый расплав, поднимавшийся из мантии, в верхних зонах земной коры образовывал вулканические потоки, подводящие дайки и силлы. На последующих стадиях, в связи с уменьшением тектонической активности или скорости растяжения коры, формировались промежуточные очаги с развитием процессов глубинной сульфуризации. При внедрении обогащенного серой расплава происходило внутрикамерное расслоение расплава на силикатный и сульфидный дифференциаты.

Предполагается, что процесс глубинной сульфуризации мог приводить к ликвационному расслоению магмы уже в промежуточных очагах или в магматических колоннах с последующим внедрением богатых цветными

металлами сульфидных расплавов в тектонически ослабленные зоны контактов интрузий и вмещающих пород. Дальнейшая эволюция Печенгской рудной системы была связана с проявлением сложного комплекса метаморфических процессов различной природы.

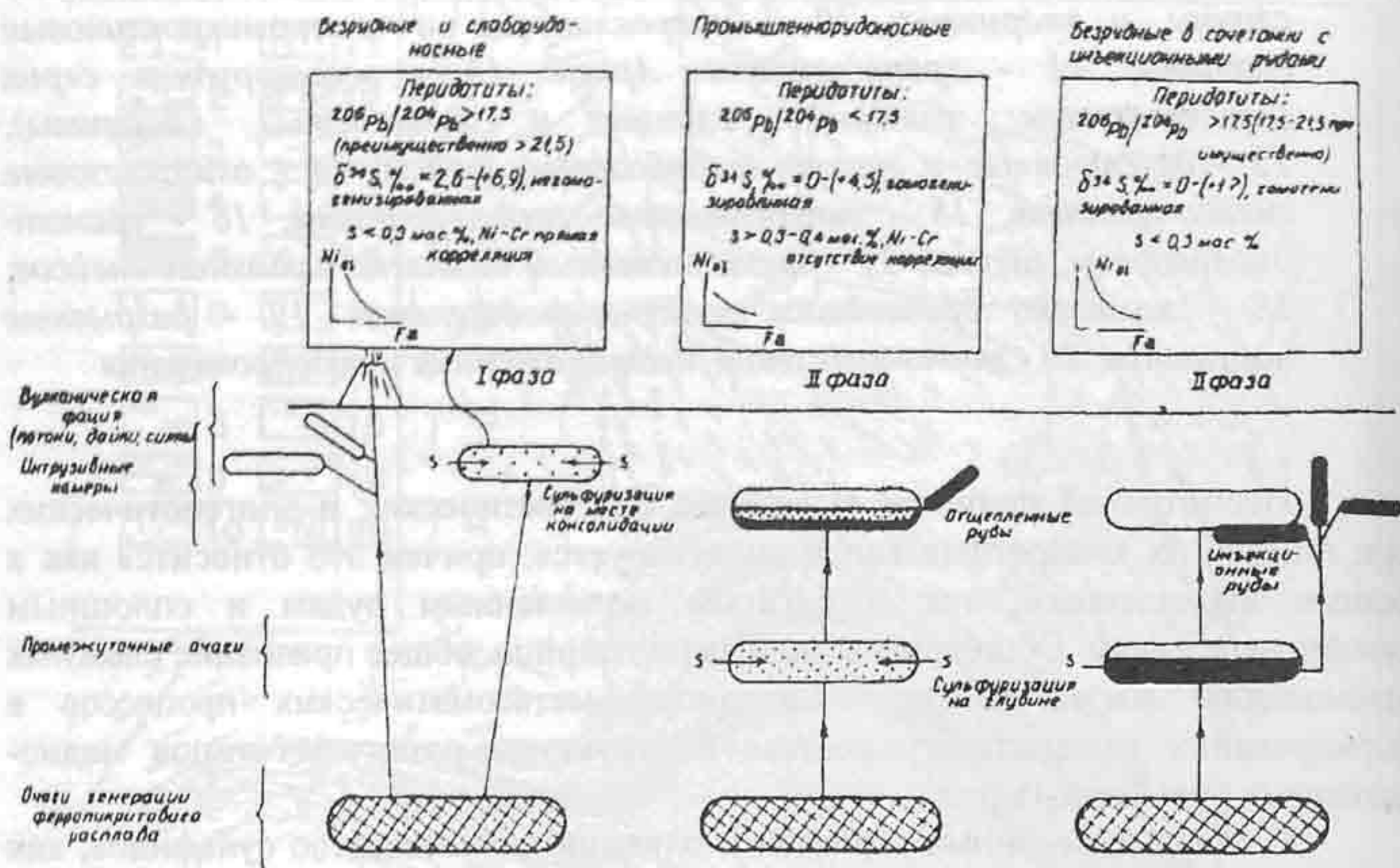


Рис.5.2. Принципиальная схема формирования вулканитов, рудных и безрудных интрузивных массивов Печенгского рудного поля (Смолькин, 1992)

Региональный метаморфизм и тектонометаморфическое развитие. Осадочные и магматические образования, слагающие Печенгскую структурную зону, метаморфизованы в диапазоне от начальных ступеней зеленокаменного перерождения пренит-пумпеллиитовой фации до низких и средних ступеней амфиболитовой фации (рис.5.3). На современном эрозионном срезе метаморфические зоны почти повторяют очертания Печенгской структуры с возрастанием степени метаморфизма от центральных к краевым, фланговым ее частям. В брахиформной северной части структуры намечается "стратиформная" зональность с увеличением степени метаморфизма вниз по супракрустальному разрезу. С учетом данных глубинного бурения, в центральной части северной подзоны метаморфические зоны имеют пологое развитие, а к флангам они становятся более крутонаклоненными, секущими стратиграфические границы и региональные складчатые структуры. В южной структурной подзоне метаморфические зоны имеют северо-западное простирание, тесно сближены и грубо параллельны фронтальной части взбросо-надвига Аннамско-Хихнаярвинского блока.

Общая история эндогенных процессов раннего протерозоя в Печенгской зоне может быть подразделена на два этапа (табл.5.1).

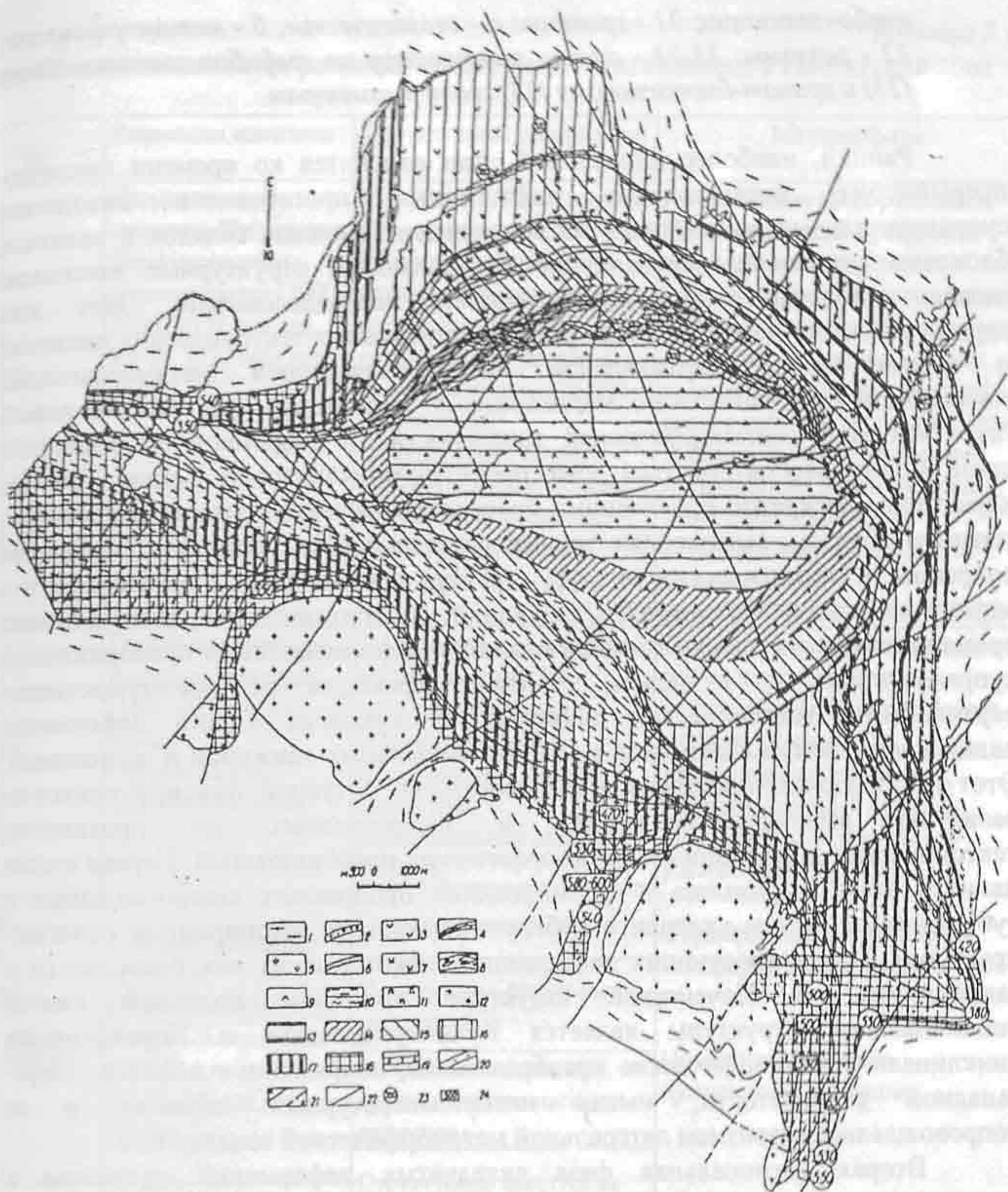


Рис.5.3. Геолого-метаморфическая карта Печенгской структуры:

1 - гранито-гнейсовые комплексы архея; 2-10 - раннепротерозойский супракомплекс: 2 - конгломераты ахмалахтинской серии; 3 - вулканогенная свита ахмалахтинской серии; 4 - осадочная свита куэтсьярвинской серии; 5 - вулканогенная свита куэтсьярвинской серии; 6 - осадочная свита коласйокской серии, 7 - вулканогенная свита коласйокской серии; 8 - терригенная свита пильгуярвинской серии с габбро-верлитовыми интрузиями; 9 - вулканогенная свита пильгуярвинской серии; 10 - южно-печенгская серия; 11 - габбро-нориты; 12 - гранитоиды; 13-18 - метаморфические зоны: 13 - пренит-пумпеллитовая; 14 - хлорит-актинолитовая с пренитом; 15 - хлорит-актинолитовая; 16 - биотит-актинолитовая; 17 - эпидот-роговообманковая; 18 - амфиболитовая фация; 19 - зоны наложенного диафтореза; 20 - зоны окварцевания,

карбонатизации; 21 - границы: а - геологические, б - метаморфические, 22 - разломы; 23-24 - оценки температур по амфибол-плаггиоклазовому (23) и гранат-биотитовому (24) геотермометрам

Ранний, наиболее длительный этап относится ко времени циклично-прерывистого формирования рифтогенных прогибов и накопления супракрустальных пород, развития конседиментационных складок и разломов, блоковых движений, определивших, в частности, структурные несогласия между отдельными стратиграфическими подразделениями. Этот этап характеризовался доминирующей ролью вертикальных тектонических движений и формированием вертикальной низкотемпературной метаморфической зональности геотермического метаморфизма. Реликтовым фрагментом ранней "стратиформой" метаморфической зональности на современном эрозионном срезе может рассматриваться зона пренит-пумпеллиитовой фации. Для нее характерны дискретно проявленные более поздние тектонические деформации, главным образом, выраженные зонами расланцевания, катаклаза, прекрасная сохранность магматических текстур, структур и минеральных парагенезисов в метавулканитах и плутонитах. Следующий, "посттомингский", этап включает время развития основных метаморфических и деформационных преобразований супракомплекса и, в целом, отмечен переходом от преимущественно вертикальных тектонических движений и связанных с ним деформаций радиального сжатия к активной роли тангенциальных движений и напряжений. Этот этап включает несколько последовательных ситуаций, фиксирующихся по развитию разноориентированных и неоднородных по проявлению тектонических деформаций и метаморфических преобразований. Первая стадия данного этапа выразилась в формировании продольных северо-западных и субширотных систем складок с субгоризонтальными шарнирами и пологими крыльями. При последующих деформациях некоторые из них были сжаты и запрокинуты. В Печенгской структуре примером подобной сжатой синклинали является Кучинтундровская и Пороярвинская синклинали. Метаморфические преобразования, сопряженные с фазой северо-западной складчатости, имели низкотемпературный характер и не сопровождалась развитием латеральной метаморфической зональности.

Вторая региональная фаза складчатых деформаций проявлена в формировании наложенных систем северо-восточных и субмеридиональных складок. Этой фазе предшествовали частичная консолидация толщ, разломообразование, интрузии основной магмы. Тектоническая блокировка фундамента и дифференциальный характер движений отдельных блоков в условиях общего сжатия и неоднородной реологической обстановки, связанной с подъемом в инфраструктуру гранитоидных магм, обусловили в совокупности значительную латеральную и глубинную гетерогенность деформаций и метаморфических преобразований. В Печенгской структуре устанавливается последовательное формирование нескольких генераций поперечных складок. Сопряженно с формированием систем поперечных северо-восточных и субмеридиональных складок происходило становление латеральной метаморфической зональности. Границы метаморфических зон занимают секущее положение по отношению к ранним структурам северо-западного простирания.

Таблица 5.1

Последовательность развития эндогенных парагенезисов в Печенгской зоне

Этап	Формации, комплексы	Структурные деформации	Метаморфизм
Пост-томингский	Пегматонидных гранитов. Пегматитов Порфириовидных гранодиоритов (1900-2000; 1650 млн лет, Rb-Sr, 1530 млн лет, K-Ar)	Dc - Брекчии, катаклазиты D ⁴ - пологие отладки с В и ЮВ шарнирами (F7) Dc - надвиги, межслоевые нарушения, взбросо-надвиг южной подзоны D ₅ ² - субмеридиональные СВ разломы, приразломные складки D ₅ ¹ - поперечные складки с ЮВ и ЮВ шарнирами (F ₃ , F ₄ , F ₅ , S ₃ , S ₄ , S ₅ , L ₄ , L ₅)	Регрессивные преобразования. Дислокационный с регрессивными изменениями пород (хлоритизация, окварцевание) и метасоматозом кислотного выщелачивания в северной подзоне контактово-метасоматический в связи с интрузиями гранитоидов. Зональный синтетектонический метаморфизм, зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая фация дистен-силлиманитового типа (T=300-600°C, P=2-5 Кбар)
Томингский	Плагипорфиритов Андезит-дацитовая (1880±62 млн лет, Rb-Sr)	D ₄ - продольные складки с вертикальными ОП и субгоризонтальными шарнирами (P ₂ , S ₂)	Синскладчатый метаморфизм пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций. Зональность не установлена.
	Пикрит-базальт-дацит-риопитовая	Конседиментационные структуры. Изоклинальные складки F ₁ с ОП S ₀	Метаморфизм погружения, активизированный локально интрузиями основной и ультраосновной магмы.
Панский	Габбро-пироксенит-верлитов (1980-1900 млн лет).	Структурное несогласие	Формирование вертикальной метаморфической зональности.
	Пикрит-базальтовая Габбро-диабазов (2130±52 млн лет, Rb-Sr)	D ₃ - разломы, локальные несогласия Конседиментационные, вулканотектонические структуры	
Варзугский	Габбро-диабазов	Структурное несогласие	Диагенез, катагенез
	Базальт-трахибазальт-риолитовая (2130±54 млн лет, Rb-Sr, Rb-Sr). Базальтовая (2320±28млн лет, Rb-Sr)	D ₂ - разломы, приразломные складки, локальные несогласия Конседиментационные складки, разломы	
Стрельнинский	Перидотит-габброноритов (2450 млн лет, U-Pb)	Структурное несогласие D ₁ - разломы	

ПРИМЕЧАНИЕ. Складчатые формы и структурные элементы (F,S,L) приведены по Г.Г.Дук (1977).

Следующие стадии тектонометаморфического развития супраструктуры связаны с развитием локальных процессов в зонах сдвига-надвигов и разломов в условиях неоднородного последовательного снижения пластичности пород. Наиболее ранние, близкие к кульминации регионального метаморфизма деформационно-метаморфические парагенезисы, пространственно контролируются северо-западными и субширотными системами взбросо-надвигов и сдвига-надвигов. Характер метаморфических и тектонических преобразований в этих зонах в значительной мере предопределяется фациальными условиями регионального метаморфизма. Наиболее интенсивно деформационные и метаморфические преобразования этой стадии проявились в южной зоне Печенгской структуры, в связи с надвигом на нее Аннамско-Хихнаярвинского блока. Они выразились в сжатии и опрокидывании на север ранних северо-западных складок (Кучинтундровской и Пороярвинской синклиналей), развитии зон бластомилонитов и рассланцевания с новообразованием кианитовых и гранат-амфиболовых парагенезисов. На заключительных стадиях тектонометаморфической эволюции Печенгской структуры происходило развитие существенно дизъюнктивных деформаций и регрессивных гидротермально-метасоматических процессов.

Термодинамический режим метаморфических процессов характеризовался значительной неоднородностью (рис.5.4). Начальные стадии метаморфизма пренит-пумпеллиитовой фации (T 300-350⁰С, P 2.5-3 кбар) отличались несколько повышенными термодинамическими градиентами, соответствующими андалузит-силлиманитовому типу метаморфизма. Кульминационный метаморфизм стадии формирования латеральной метаморфической зональности относится к умеренно-градиентному (90-110 град/кбар) кианит-силлиманитовому типу. В ставролит-кианитовой зоне температуры достигали 520-560⁰С при общем давлении в 5-5.5 кбар. В зонах интенсивных сдвига-надвиговых деформаций в южной зоне Печенгской структуры общее давление при этих же температурах достигало 7-8 кбар.

С учетом современных геохронологических данных, активная эндогенная жизнь Печенгской структуры характеризовалась большой длительностью - от 2.4 до 1.7 млрд лет назад. Метаморфическое развитие медно-никелевых месторождений охватывает интервал 1.9-1.7 млрд лет назад. Кульминация регионального метаморфизма и становление метаморфической зональности предшествовали внедрению посторогенных гранитоидов с возрастом 1800-1750 млн лет.

Метаморфизм рудоносных интрузивов. Основная масса промышленных руд находится в пренит-пумпеллиитовой и низкотемпературной зеленосланцевой зонах регионального метаморфизма. Среди факторов метаморфизма никеленосных интрузивов различаются локальные, имеющие значение для отдельных тел и их узлов, и региональные, обуславливающие пространственные изменения термодинамических, геохимических и геолого-структурных условий процессов метаморфизма.

В числе локальных факторов метаморфизма важное значение имеют мощность интрузивных тел, их строение, особенности петрографического состава и тектоническая деформированность, в первую очередь, развитие дизъюнктивных нарушений. Региональные факторы включают положение интрузивов в латеральной метаморфической зональности и геолого-

тектонические особенности отдельных районов в пределах одной и той же метаморфической зоны.

При характеристике метаморфизма различных типов пород габбро-верлитовой формации традиционно в их составе различаются магматические, постмагматические, аутометаморфические, метаморфические и гидротермально-метасоматические минералы и их парагенезисы

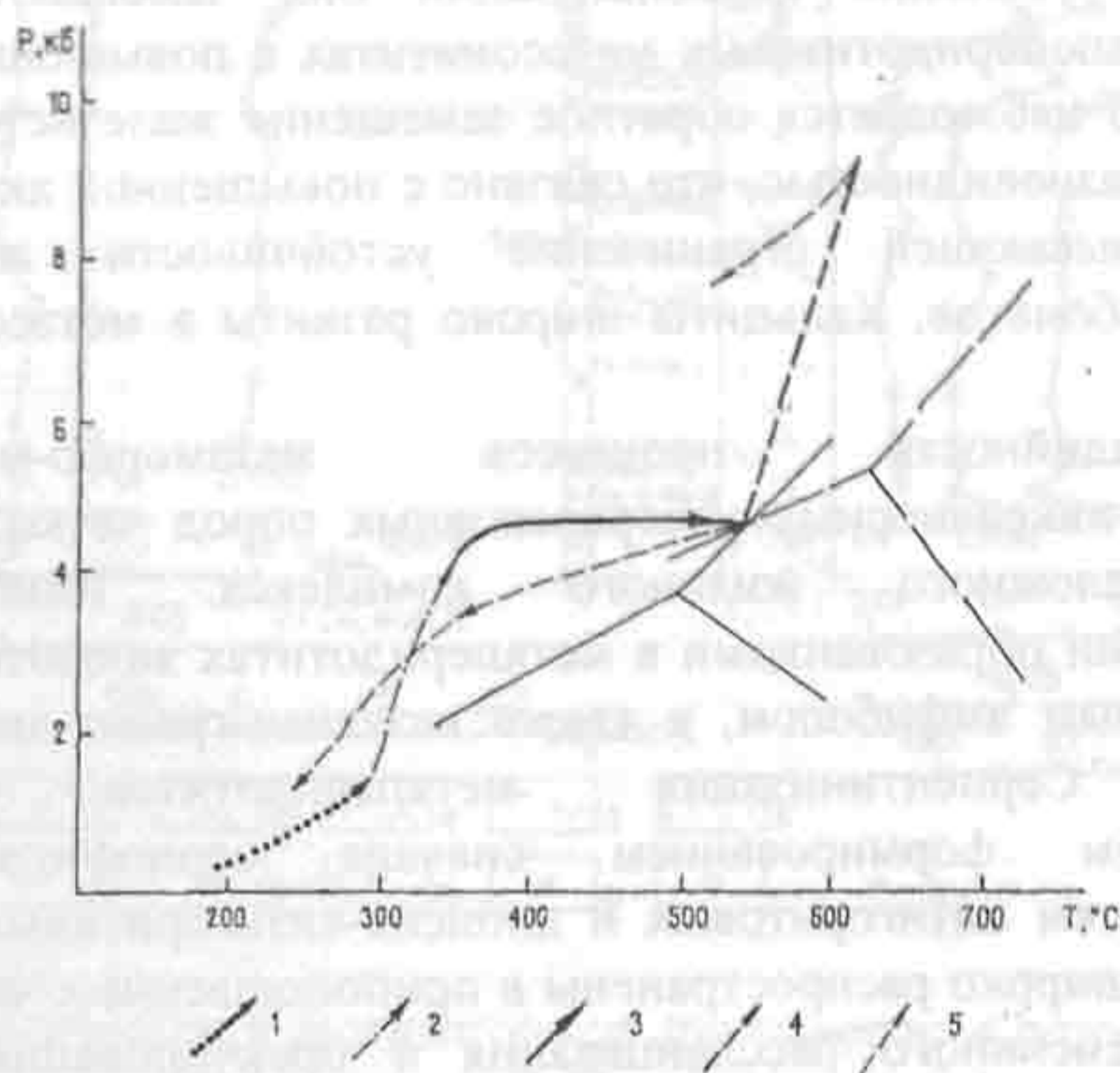


Рис.5.4. P-T тренд раннепротерозойского метаморфизма в Печенгской структуре:

1 - начальный доскладчатый метаморфизм; 2-3 - метаморфизм, сопряженный с фазами северо-западной (2) и северо-восточной (3) складчатости; 4 - метаморфизм в сдвиго-надвиговых зонах; 5 - регрессивный метаморфизм

Прогрессивные метаморфические преобразования на региональном фациальном уровне проявляются в последовательном исчезновении из ассоциаций первично-магматических и аутометаморфических минералов. Так, первичные оливины метаверлитов с содержанием 16-25% фаялитового компонента полностью исчезают из ассоциации на границе хлоритовой и биотитовой зон зеленосланцевой фации. Моноклинные пироксены (авгит в перидотитах и титан-авгит с содержанием TiO_2 до 2.5% в габброидах) уходят из ассоциаций на границе эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. В зоне последней разрушаются полностью постмагматические керсутитовая и зеленая роговые обманки.

Наложенные гидротермально-метаморфические и метасоматические преобразования, начало развития которых сопряжено с образованием в серпентинитах позднего антигорита, проявлены в тремолитизации, отальковании и карбонатизации. В пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой зонах регионального метаморфизма развитие этих наложенных процессов контролируется локальными зонами тектонических нарушений. В зонах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций эти явления имеют почти повсеместное развитие. При своем интенсивном проявлении они приводят, вне зависимости

от зоны регионального метаморфизма, к образованию тальк-карбонатных, хлорит-тальк-карбонатных и тремолит-карбонатных метасоматитов, некоторые из которых являются богатыми сульфидными медно-никелевыми рудами. Карбонатный материал представлен безжелезистым и железистым доломитом, анкеритом и кальцитом. Наиболее ранними, образующимися внутри псевдоморфоз серпентина по оливину, являются маложелезистые или чисто доломиты; при усилении карбонатизации они замещаются железистыми доломитами. В апоперидотитовых метасоматитах с повышенным содержанием сульфидов часто наблюдается обратное замещение железистого доломита безжелезистой разновидностью, что связано с повышенной активностью серы в растворах, вызывающей ограничение устойчивости железосодержащих силикатов и карбонатов. Кальциты широко развиты в метасоматитах рудного поля.

Многостадийность процессов метаморфо-метасоматического преобразования никеленосных ультраосновных пород четко проявляется и в образовании сложного жильного комплекса. Наиболее ранними гидротермальными образованиями в метаперидотитах являются жилы с бурно-керсутитоподобным амфиболом, а также везувиан-гранат-диопсидовые жилы (родингиты). Серпентинизация метаперидотитов сопровождалась последовательным формированием сначала серпофитовых, хризотил-асбестовых, а затем антигоритовых и диопсид-антигоритовых жил. В рудном поле эти жилы широко распространены в приподожвенных частях интрузивов в участках интенсивного рассланцевания и брекчирования, трассирующ тектонические нарушения. Изотопный состав кислорода и углерода карбонат гидротермальных жил соответствует изотопным характеристикам минералов, кристаллизовавшихся из метаморфогенных растворов. Изотопный состав гелия гидротермальных жил Печенгского рудного поля, включая жилы с медно-никелевым оруденением, не обнаруживает признаков наличия ювенильного гелия. Во вмещающих никеленосных интрузивах породах также широко развиты поздние жильные образования, в основном представленные кварц-карбонат-хлорит-альбитовым парагенезисом. По результатам изучения состава температур гомогенизации включений в кварце температуры образования рудных жил приблизительно оцениваются в 400°C , ореольных жил - $250-300^{\circ}\text{C}$. Наиболее поздние кварцевые жилы с полиметаллической минерализацией во вмещающих породах, во времени оторванные от метаморфизма никеленосных интрузивов, формировались при более низких температурах ($200-250^{\circ}\text{C}$) и около 1 кбар.

Поведение рудного вещества при метаморфизме. Вкрапленная сульфидная минерализация серпентинизированных перидотитов и серпентинитов является результатом метаморфического преобразования и переотложения и изменения форм нахождения рудного вещества, которое изначально присутствовало в породах в силикатной и лишь в незначительном объеме в сульфидной форме. Масштабы перераспределения рудного вещества на этой стадии невелики, поскольку сульфиды, даже новообразованные, откладываются практически *in situ*, и, как следствие, в породе сохраняются первично-магматические характеристики распределения ряда элементов.

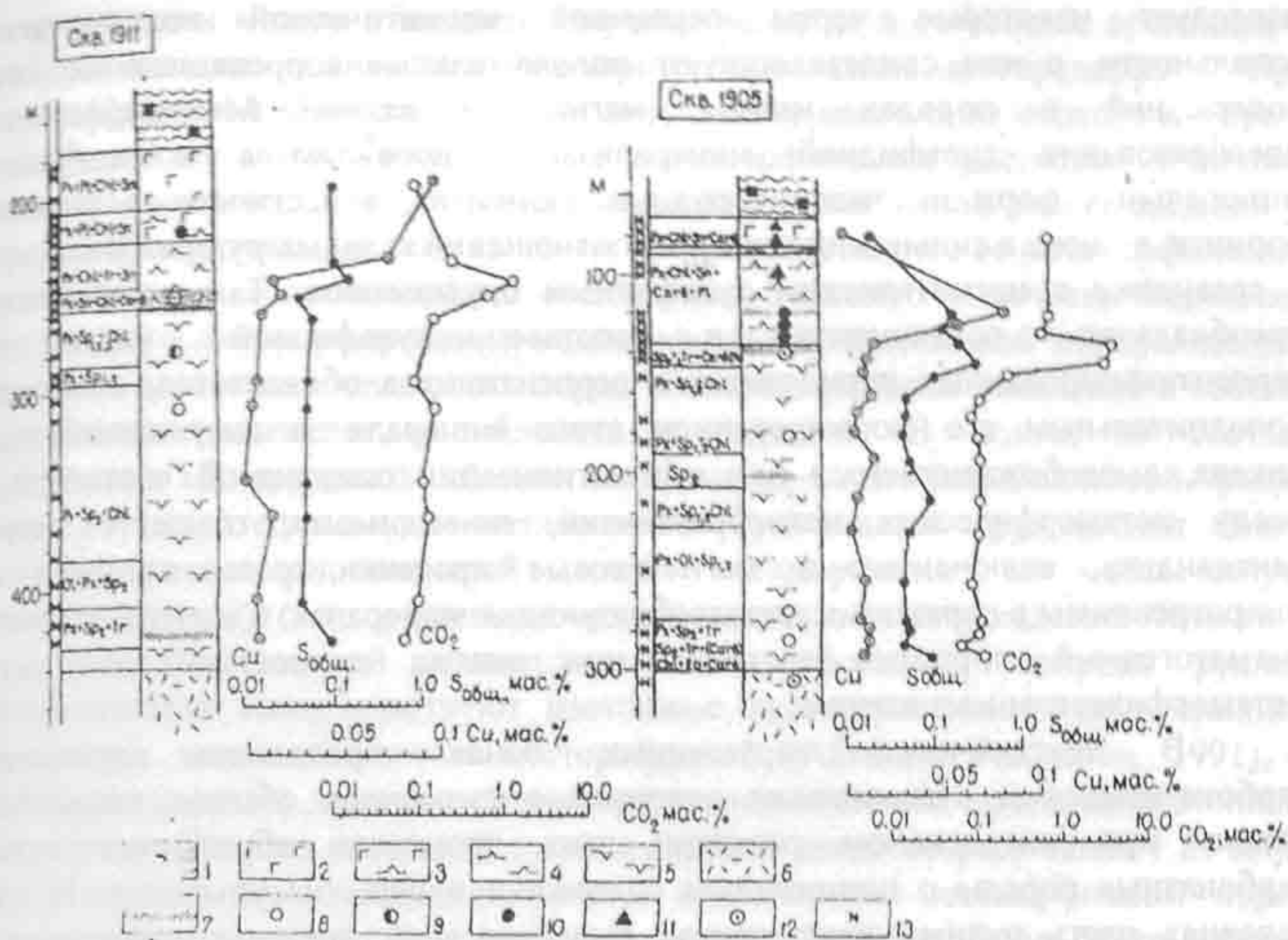


Рис. 5.5. Минералогическая и геохимическая зональность в разрезе интрузивного массива участка "Междуречье" (Рудно-метаморфические..., 1996):

1 - метаосадочные породы с колчеданной минерализацией; 2 - габбро; 3 - габбро-пироксениты; 4 - пироксениты; 5 - перидотиты; 6 - базальты; 7 - зоны, рассланцевания и метасоматоза; 8-11 - вкрапленная сульфидная минерализация: 8 - пентландит-пирротиновая, 9 - халькопирит-пентландит-пирротиновая, 10 - халькопиритовая и халькопирит-пирротиновая, 11 - пирротиновая; 12 - прожированная минерализация халькопиритового и халькопирит-пирротинового состава с акцессорными арсенидами и антимонидами; 13 - места отбора шлифов. Carb - карбонат, Chl - хлорит, Ep - эпидот, Ol - оливин, Pl - плагиоклаз, Px - пироксен, Sn - сфен, Sp - серпентин. Ta - тальк. Tr - тремолит

Минералогическая и геохимическая зональность одного из никеленосных интрузивов схематически представлена на рис.5.5. Данный интрузив находится в хлорит-биотитовой зоне зеленосланцевой фации регионального метаморфизма; наложенные гидротермально-метаморфические процессы в нем проявлены незначительно. В слабоизмененных метаперидотитах-серпентинитах, содержащих реликты оливина и моноклинного пироксена, наблюдается лишь рассеянная сульфидная вкрапленность пирротин-халькопирит-пентландитового или халькопирит-пентландитового состава. В метапироксенитах и габброидах содержание сульфидов иногда повышено; они представлены халькопирит-пирротиновыми и пирротиновыми ассоциациями. В виде акцессорных минералов практически во всем объеме интрузива отмечаются борнит, макинавит и сфалерит. Распределение сульфидов в разрезе интрузива

наследует некоторые черты первичной магматической геохимической зональности, о чем свидетельствуют положительные корреляционные связи содержаний в породах никеля, магния и хрома. Метаморфические преобразования сульфидной минерализации проявляются в изменении минеральных форм нахождения рудных элементов, в частности, в развитии борнита, а также в сильном искажении соотношений главных рудных минералов в сравнении с магматическим сульфидным оруденением. Так, значительное преобладание пентландита в составе сульфидной части из серпентинизированных перидотитов и серпентинитов объясняется, возможно, дополнительным его формированием этого минерала за счет силикатного никеля, высвобождающегося при серпентинизации оливина. В частности, к числу метаморфических новообразований, по-видимому, относятся зерна пентландита, включенные в магнетитовые просечки, развивающиеся по микротрещинам в первичных породообразующих минералах. С другой стороны, магматогенный пирротин частично или иногда полностью замещается метаморфическим магнетитом.

В тектонически нарушенных зонах проявления процессов карбонатизации и оталькования содержание сульфидов обычно возрастает, однако при интенсивном развитии этих процессов образуются тальк-карбонатные породы с пониженным содержанием серы и сульфидов. В этих условиях часть рудных компонентов выносилась за пределы интрузивов и переотлагалась в виде вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализации во вмещающих породах. В составе минерализации гидротермальных околорудных ореолов рудного поля Печенги преобладает халькопирит, в меньшем количестве присутствуют пирротин и пентландит, сфалерит, галенит, макинавит.

Рудная минерализация интрузивов габбро-пироксенит-верлитовой формации в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой зонах регионального метаморфизма имеет более сложный состав по сравнению со слабо метаморфизованными интрузивами зеленосланцевой зоны. Так, интрузивы района Кучинтундры, сложенные антигоритовыми серпентинитами, оталькованными антигорититами, хлорит-тальковыми и тальк-карбонатными апосерпентинитами, характеризуются сильно варьирующим, но в целом более высоким содержанием серы и сульфидов, чем обычные серпентиниты зеленосланцевой фации. Характерной особенностью их сульфидной минерализации является присутствие, наряду с пирротинном, пентландитом и халькопиритом, арсенидов и сульфоарсенидов. В качестве акцессорной фазы сульфидной массы установлены эмульсионные вкрапленники самородного золота величиной около 5 мкм.

В разрезах интрузивных массивов амфиболитовой фации регионального метаморфизма состав сульфидной минерализации непостоянен, но его вариации не обнаруживают жесткого "магматогенного" петрографического и геохимического контроля. В маломощных интрузивах первичные корреляционные соотношения между содержаниями никеля, кобальта, магния и хрома полностью исчезают, что свидетельствует об интенсивном переотложении рудного вещества в системе "интрузиввмещающие породы" в этих условиях. Следствием активного вовлечения вещества вмещающих углеродистых сланцев в метаморфическое преобразование медно - никелевой

минерализации можно объяснить широкое развитие в ее составе арсенидов и сульфоарсенидов - никелина, маухерита, кобальтина и герсдорфита. При метаморфическом замещении пирита пирротинном мышьяк из первого минерала высвобождался и мог переходить в метаморфические растворы. Учитывая значительные масштабы развития осадочной колчеданной минерализации в породах продуктивной толщи Печенги, предполагается, что ее метаморфические преобразования сопровождались выделением большого количества мышьяка, достаточного для формирования метаморфогенной арсенидной минерализации. Влиянием вещества вмещающих пород объясняется также появление в составе рудной минерализации молибденита и галенита. В целом, по составу сульфидная минерализация базит-гипербазитов зоны амфиболитовой фации сходна с гидротермально-переотложенным сульфидным оруденением базит-гипербазитов зеленосланцевой зоны метаморфизма и соответствует эпигенетическому типу оруденения медно-никелевых месторождений Печенги.

О двойственной магматогенно-метаморфогенной природе рудной минерализации свидетельствуют изотопные характеристики рудных свинцов Печенгских медно-никелевых месторождений (Абзалов, Рюнгенен, 1991), в частности, наличие двух линейно-упорядоченных систем точек на изотопных диаграммах. Одна из генераций рудных свинцов имеет возраст около 1.83 млрд лет и связана с кульминационным и наложенным метаморфизмом пород Печенгской структуры. Другая группа рудных свинцов была сформирована около 1.95-2.0 млрд лет назад, видимо, в ходе внедрения никеленосных интрузивов и их начального преобразования.

Общую картину поведения рудного вещества при метаморфизме никеленосных интрузивов дополняет поведение окисно-рудной минерализации. В наименее метаморфизованных перидотитах пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций окисно-рудная минерализация представлена хромшпинелидами, ильменитом, развивающимся в виде продуктов распада Ti-хромшпинели, и магнетитом, несколько генераций которого возникают при замещении магматогенных минералов вторичными силикатами, прежде всего серпентинами и хлоритами.

В серпентинитах Ti-хромшпинелиды развиваются в виде ксеноморфных кристаллов, размещенных в интерстициях порообразующих минералов или включенных в пироксен и керсутит. Широко распространены зональные кристаллы с ядром хромитового-субальмохромитового состава и внешней зоной, сложенной титанистым хроммагнетитом. При серпентинизации пород по хромшпинелидам развивается вторичный магнетит. Для слабоизмененных метаперидотитов характерно одновременное присутствие как однородных кристаллов Ti-шпинелидов, так и гетерофазных, содержащих включения тонких экссолюционных пластин ильменита, реже пластинчатые включения шпинелевых фаз. Пластины ильменита формируют геометрически правильную решетку, толщина пластин варьирует от первых долей до первых микрон, лишь в редких случаях достигает 10-15 мкм. Выделение ильменита происходило на стадии магматического остывания в результате субсолидусного окислительного распада Ti-хромшпинелидов при температуре 900-700⁰С. Наложенный метаморфизм зеленосланцевой фации практически не отразился на структуре этих агрегатов и составе минералов, за исключением, возможно, уменьшения

содержания магния в хромшпинелидах в сравнении с аналогичными фазами пренит-пумпеллиитовой фации метаморфизма.

В метаперидотитах амфиболитовой зоны метаморфизма однородные кристаллы Ti-хромшпинелидов не обнаружены. Здесь установлены только гетерофазные ильменит-хроммагнетитовые агрегаты. Ильменит формирует выделения, приуроченные к контактам зерен хроммагнетита или внутренним неоднородностям. Часто ильменит развивается в виде внешних кайм и оторочек у зерен хроммагнетита. В составе матрицы практически отсутствует примесь титана, перешедшая в ильменит.

5.2. Сульфидные медно-никелевые оруденения в высокотемпературных фациях метаморфизма

В качестве примера параметаморфических плутоногенных рудных формаций, локализованных в высокотемпературных фациях регионального метаморфизма, рассматриваются месторождения Лапландского гранулитового пояса (северо-восточная часть Балтийского щита).

Лапландский или Лапландско-Кандалакшский метаморфический пояс представляет собой контрастно-зональную линейную область распространения гранулитовой и амфиболитовой фации метаморфизма раннего протерозоя. В структурно-метаморфической зональности северо-восточной части Балтийского щита (рис.1.2) он разделяет Кольский и Северо-Карельский полиметаморфические пояса. В строении пояса принимают участие гетерогенные комплексы пород: 1) комплекс гнейсо-гранитов, мигматитов и гнейсов архея; 2) комплекс кислых гранулитов, в основном метатерригенной природы; 3) плутоно-вулканогенный комплекс преимущественного базитового и ультраосновного состава; 4) комплекс метавулканитов и метаосадочных пород южного обрамления пояса (зоны Корватундра).

Пояс, в целом, характеризуется асимметричной метаморфической зональностью, которая грубо согласуется с размещением слагающих его вещественных комплексов. С севера на юг выделяются следующие метаморфические зоны: зона кордиеритовых гранулитов и мигматитов, зона бластомилонитовых гранулитов, зоны амфиболитовой фации – альмандин-амфиболитовая и ставролит-кианитовая.

Геологическое положение месторождений. Интрузивные никеленосные тела располагаются в пределах Лапландского гранулитового пояса (рис.5.6) цепочкообразно или группами в зонах шириной до 2-4 км, прослеживающихся на 30-50 км. Выделяются 4 зоны сосредоточения интрузивов: Южно-Лотгинская, Северная, Центральная или Ловнозерская и Юмосреченская. В пределах всех этих зон интрузивные массивы имеют линзовидную, сигарообразную или будинообразную форму; их залегание согласно с вмещающими гранулитами и контролируется их структурными элементами – простиранием, падением, линейностью. Имеются, однако, массивы, дискордантные с вмещающими породами (массив Лаукку).

Оруденелые интрузивные тела сложены метаморфизованными норитами, реже габбро-норитами, пироксенитами, ультраосновными породами.

В массивах основных пород развитие сульфидного оруденения не имеет строгого структурного или петрографического контроля; в ультраосновных

телах оруденение обычно тяготеет к лежащему боку и локализуется в безоливиновых породах.

Ловнозерское месторождение, приуроченное к Центральному поясу развития никеленосных интрузивов, имеет протяженность около 3 км при ширине 700-1000 м (рис.5.7). Вмещающими породами являются гиперстеновые плагиогнейсы, кислые гранулиты. Оруденение выявлено в 15 интрузивных массивах, большинство из которых являются мелкими телами линзовидной и сигарообразной формы. Дифференциация массивов слабая, часто центральные части их сложены мезо- и меланократовыми норитами, а хвостовые части - более лейкократовыми породами. В пределах месторождения выявлено более 10 рудных тел. Рудные залежи имеют ярусное строение и представлены сериями линз, разделенных безрудными породами или породами с убогим оруденением. В массивах основного состава мощность и протяженность рудных залежей определяется их строением: наибольшие мощности характерны для раздувов массивов, минимальные - для участков их выклинивания. Примечательно, что повышенное содержание сульфидов характерно для крупнозернистых пород и зон полосчатого строения - тонкого чередования пород различного состава. Участки монотонного строения, как правило, являются безрудными. В главном рудном поле Ловнозеро отмечается приуроченность богатых руд к широтной зоне наиболее широкого развития пегматитов.

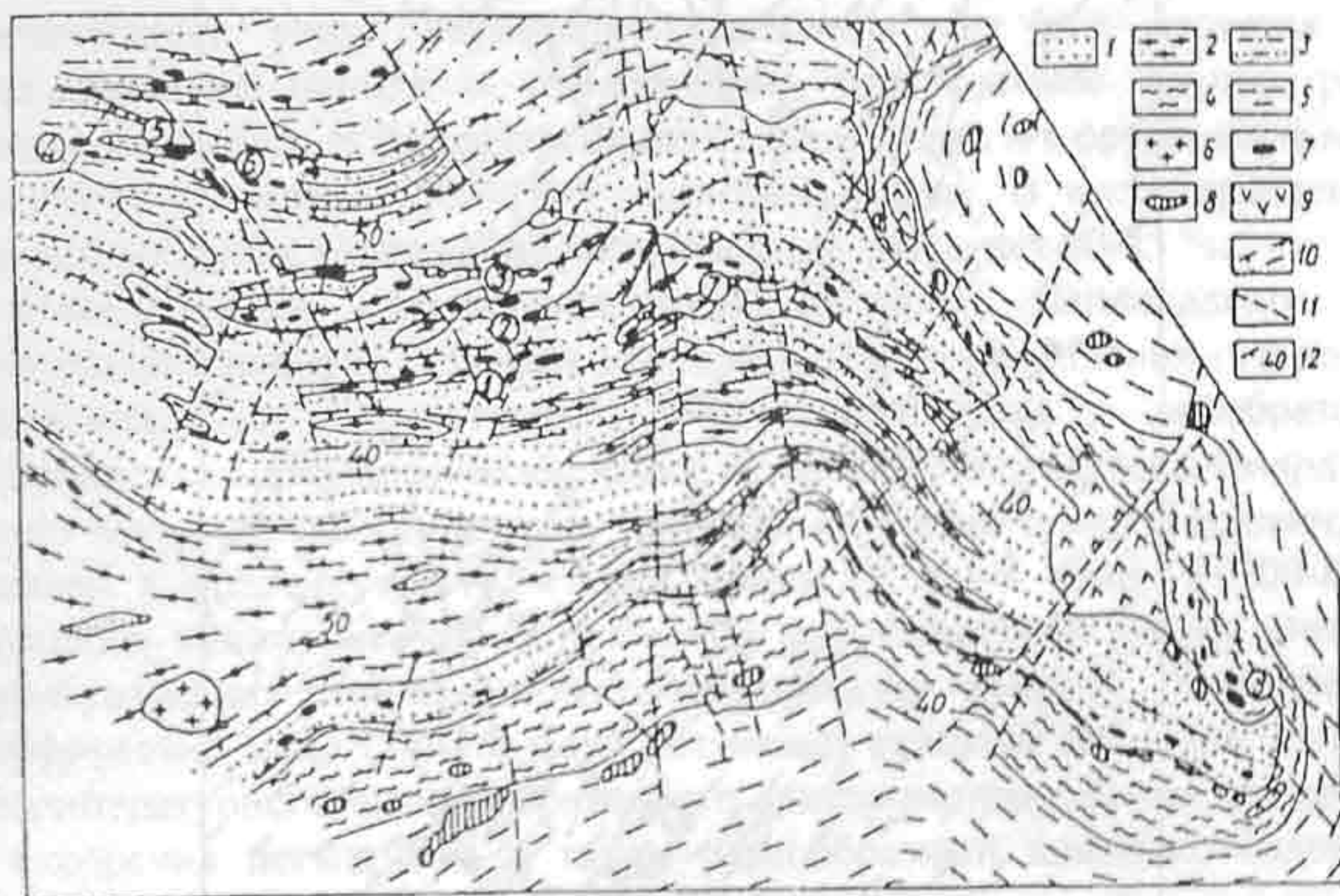


Рис.5.6. Геологическая схема гранулитовой формации Западно-Кольского района (Медно-никелевые..., 1979):

1 - гиперстеновые и двупироксоновые плагиогнейсы; 2 - кислые гранулиты и гранулитоподобные породы; 3 - гнейсы гранат-биотитовые, силлиманит-гранат-биотитовые, амфиболсодержащие и др.; 4 - гнейсы и амфиболиты тундровой серии; 5 - гнейсы и гранито-гнейсы кольско-беломорской серии; 6 - граниты микроклиновые и плагиомикроклиновые; 7 - основные и ультраосновные породы никеленосного комплекса (нориты, габбро-нориты, пироксениты, перидотиты); 8 - основные и ультраосновные породы безрудные

(габбро, габбро-амфиболиты, серпентиниты); 9 - габбро, габбро-лабрадориты, друзиты; 10 - пояса развития основных и ультраосновных пород никеленосного комплекса; 11 - тектонические нарушения; 12 - элементы залегания пород. Цифры в кружках: 1 - Ловнозерское месторождение, 2-8 - участки (2 - Лоунйоки, 3 - Суэйнлагаш, 4 - Лаукку, 5 - Юнгес, 6 - Южный Юнгес, 7 - участок № 17, 8 - Застейд-II)

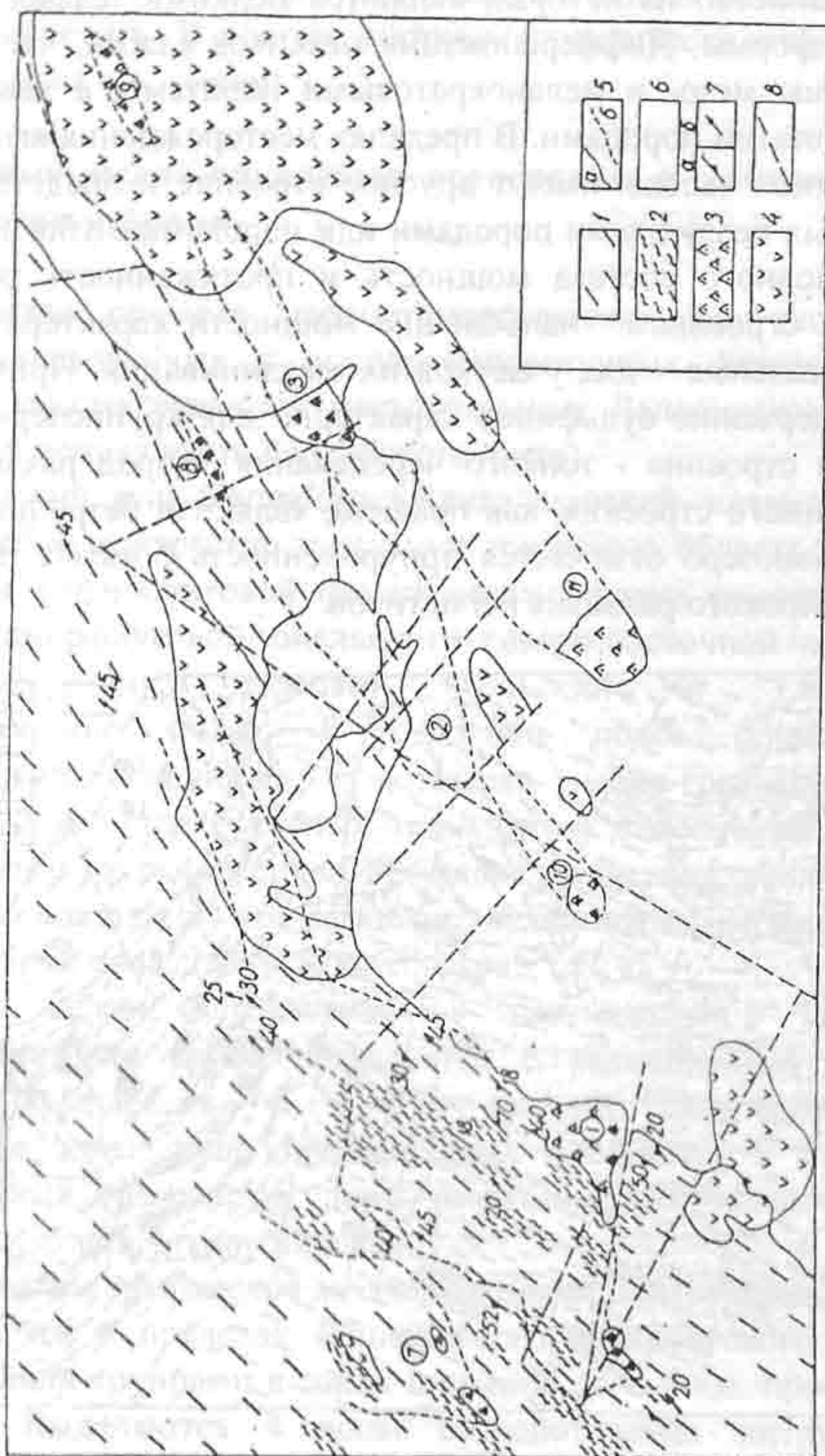


Рис. 5.7. Схематическая геологическая карта Ловнозерского месторождения (Медно-никелевые..., 1979).

1 - гиперстеновые плагиогнейсы; 2 - гранулиты; 3 - нориты и габбро-нориты рудоносные; 4 - нориты и габбро-нориты безрудные; 5 - контуры вскрытых (а) и не вскрытых (б) эрозией норитовых тел; 6 - четвертичные отложения; 7 - элементы залегания пород: а - падение, б - линейность; 8 - тектонические нарушения. Цифры в кружках - номера рудных тел

Типы руд. По геологическому положению различаются несколько типов руд. Наиболее широко распространены вкрапленнооруденелые основные и ультраосновные породы, более ограниченно развиты брекчиевидные и сплошные руды в тектонических зонах, и вкрапленное сульфидное медно-никелевое оруденение во вмещающих породах.

По генезису различаются сингенетическое и эпигенетическое оруденение, но их идентификация в значительной мере условна, так как оба этих типа оруденения, как правило, пространственно совмещены и не имеют четких диагностических признаков. В качестве сингенетического оруденения обычно рассматривается рассеянная сидеронитовая вкрапленность и эмульсионные, каплевидные включения сульфидов в «магматических» минералах основных и ультраосновных пород. Густовкрапленные, прожилковые и брекчиевидные руды рассматриваются как эпигенетические.

Сингенетические руды характеризуются относительной простотой состава, присутствием титаномагнетита, гематит-ильменита. Эпигенетические руды имеют более сложный состав, в них появляются такие минералы как молибденит, сульфоарсениды, сфалерит и др.

Сульфидная масса вкрапленных руд в основном является пирротиновой, реже пирит-пирротиновой. По соотношению в ней медных и никелевых минеральных компонентов доминируют халькопирит-пентландитовые руды. Обогащенные халькопиритом руды развиты ограниченно и обычно относятся к эпигенетическому типу. Характерной особенностью руд является также широкое развитие пирита и относительно ограниченное распространение вторичного магнетита. В Ловнозерских месторождениях и в оруденелом массиве Лаукку пирит составляет 30-40% сульфидной массы. В густовкрапленных и брекчиевидных рудах содержание пирита иногда достигает 80-85 %.

Метаморфизм. Метаморфическая история Лапландского пояса исключительно сложна и включает несколько этапов проявления гетерогенных тектонических и собственно метаморфических преобразований. Досвекофенские метаморфические преобразования с возрастом 2.4 млрд лет, на основании изучения габбро-норитов Сальных и Туадаш тундр (Нерович, 1994), развивались в условиях гранулитовой фации (P 6.5-8 кбар, T 700-800C) с последующим наложением преобразований амфиболитовой фации. Возможно, эти преобразования имели автометаморфическую природу. Свекофенский метаморфический цикл (2.0-1.8 млрд лет назад) включал два этапа зонального высокотемпературного высокобарического тектонометаморфизма, разделенных фазой внедрения пегматитов, а также разнообразный комплекс наложенных метаморфических преобразований регрессивного этапа.

При рассмотрении метаморфизма никеленосных интрузивов различаются, с определенной долей условности, автометаморфизм, региональный метаморфизм, контактовый метаморфизм и гидротермально-метатасоматические явления (Медно-никелевые..., 1979). При этом к автометаморфическим преобразованиям относятся такие явления как частичная серпентинизация оливина и бронзита, образование раннего талька. С региональным метаморфизмом связывается повсеместно проявленные амфиболитизация (развитие роговой обманки) и биотитизация. Установлено, что сульфиды сингенетической вкрапленности формировались до развития роговой обманки. Эпигенетическая сульфидная минерализация формировалась

синхронно с явлениями амфиболизации или отчасти, судя по развитию каемки роговой обманки вокруг сульфидных вкрапленников, предшествовала этим процессам. Важно подчеркнуть, что региональный метаморфизм гранулитовой фации предшествовал развитию процессов амфиболизации.

Контактовые преобразования связаны с воздействием гранитных пегматитов; они выражаются в развитии более или менее четко выраженной метасоматической зональности с новообразованием биотита, актинолитового амфибола. Наиболее поздними по времени развития являются карбонат-талковые, биотит-карбонатные метасоматиты и гидротермалиты с новообразованными гидроокислами железа, бовленгита и других минералов. Эти образования контролируются поздними разломами, зонами катаклаза.

5.3. Ильменит-магнетитовая формация

По И.А.Ефимову для образования титановых метаморфических месторождений из магматических рудоносных пород и руд наиболее благоприятны условия гранулитовой и эклогитовой фаций. В частности, к субгранулитовой фации относится Кузнечихинское месторождение (Средний Урал) преимущественно рутиловых руд, залегающих среди амфиболитов. К эклогитовой фации метаморфизма относится Шубинское месторождение Южного Урала.

В качестве примера плутоногенной параметаморфической ильменит-магнетитовой формации более низкотемпературной амфиболитовой фации рассматриваются соответствующие месторождения докембрия северо-восточной части Балтийского щита, связанные с габбро-лабрадоритовой формацией (Минеральные., 1981). Обычно руды этих месторождений, как и вмещающие их породы, рассматриваются как магматогенные образования. Некоторыми исследователями (Жданов, Дуденко, 1977) титаноносные габбро-лабрадориты Кейв рассматриваются как метасоматиты фронта базификации.

Ачинский рудоносный массив представляет собой сложную многофазную интрузию, образующую пакет субсогласных тел в биотит-амфиболовых гнейсах лебяжинского комплекса архея с возрастом 2.7-2.6 млрд лет. Массив интенсивно деформирован, смят в складки и тектонизирован по сложной системе разновозрастных разломов и надвигов северо-западного и северо-восточного направлений. Массив сложен метаморфизованными лабрадоритами, габбро-лабрадоритами, меланократовыми габброидами и подчиненными пироксенитами и перидотитами. Региональный метаморфизм пород массива и вмещающих пород соответствует ставролит-кианитовой субфации амфиболитовой фации.

Массив имеет сложно-складчатое строение с элементами тектонического разлинзования (рис.5.8). Кроме мощного тела, в строении массива участвует серия небольших интрузивов различного состава и мощности, фрагменты и линзы интенсивно гранитизированных лебяжинских гнейсов. Весь пакет пластовых интрузивов основных пород и гнейсов имеет пологое падение к северо-востоку, осложненное северо-западной складчатостью с субгоризонтальными шарнирами. Параллельно субвертикальным осевым поверхностям северо-западных складок располагаются ранние дайки metabазитов. В связи с более поздней северо-восточной складчатостью массив

изгибается в крупную флексуобразную складку. Вдоль осевых поверхностей северо-восточных складок произошло внедрение секущих даек метагабброидов с крутым падением тел и более поздних полого падающих к юго-востоку даек metabазитов. В течение более позднего дизъюнктивного этапа массив вел себя как единая жесткая пластина. В зоне принадвигового разлинзования подошвы массива наблюдаются линзы кианитовых сланцев, сильно «перетертых». Сами metabазиты в принадвиговой зоне шириной до 50-100 м интенсивно милонитизированы, рассланцованы с развитием по ним гранат - хлоритовых метасоматитов.

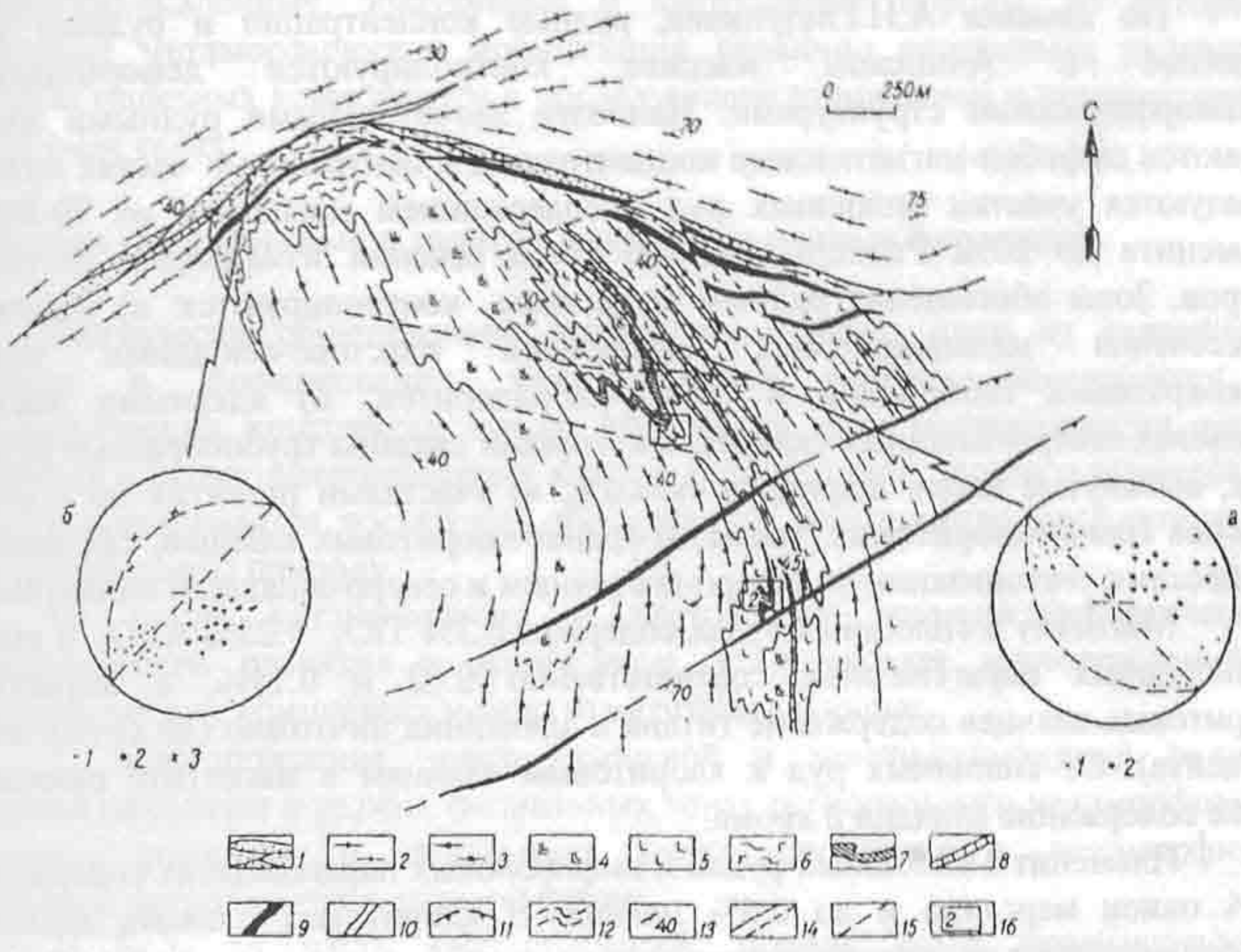


Рис.5.8. Геолого-структурная схема Ачинского массива габбро-лабрадоритов (Рудно-метаморфические..., 1996):

1 - кианитовые сланцы-бластомилониты кейвского комплекса; 2 - гнейсы понойско-лебяжинского комплекса; 3 - гранитизированные гнейсы (аплитовидные гранито-гнейсы); 4 - порфиробластические габбро-лабрадориты; 5 - среднезернистые габбро-лабрадориты; 6 - бластомилониты по metabазитам; 7 - меланократовые габброиды; 8 - секущие тела метагабброидов ранней генерации; 9 - дайки метагабброидов "северо-восточной" генерации; 10 - дайки metabазитов; 11 - плоскости надвигов; 12 - структурные линии; 13 - элементы залегания; 14 - геологические границы; 15 - поздние тектонические нарушения; 16 - участки детализации, рудные зоны. На диаграммах: ориентировка структурных элементов этапа "северо-западной" складчатости (а) (1 - шарниры линейных складок; 2 - полюса сланцеватости), этапа "северо-восточной" генерации (б) (1 - шарниры принадвиговых складок, линейность; 2 - полюса сланцеватости, кливажа; 3 - бороздчатость).

Титаномагнетитовое оруденение представлено гнездово-вкрапленными и сплошными рудами. К магматическим рудам сегрегационного типа относятся рудные залежи, выявленные в районе р.Ача. Они сложены чередующимися слоями оруденелых перидотитов и метапироксенитов с прослоями сплошных руд мощностью от 5 до 50 см. Содержание титана в богатых рудах достигает 6.5%. В меланократовых габброидах содержание рудных минералов до 8-10%. Соотношение магнетита к ильмениту 5/1-3/1. Ильменит образует вростки в магнетите и агрегаты таблитчатых кристаллов вокруг зерен магнетита. Широко развиты структуры распада титаномагнетита на ильменит, магнетит, шпинель.

По данным А.Н.Глазункова, рудные концентрации и рудные зоны, развитые в Ачинском массиве, контролируются деформационно-метаморфическими структурами. Наиболее значительными рудными зонами являются амфибол-магнетитовые концентрации, в центральных частях которых образуются участки сплошных руд с содержанием магнетита до 70-80% и ильменита до 20%. Размеры рудных зон в сечении измеряются десятками метров. Зоны обогащения рудным веществом контролируются: а) участками пересечения меланократовых габброидов пластово-секущими телами лейкократовых габброидов и габбро-лабрадоритов; б) ядерными частями линейных северо-западных складок, с которыми связаны трубообразные рудные тела, вытянутые вдоль шарниров складок; в) участками развития по породам массива гранат-хлоритовых, магнетит-гранат-хлоритовых сланцев, связанные с процессами тектонизации по северо-восточным и северо-западным надвигам.

Магнетит в сплошных рудах содержит 0.3% TiO_2 , 0.25% Al_2O_3 , в рудно-амфиболовых парагенезисах соответственно 0.02 и 0.14%, в магнетитах хлоритовых сланцев содержание титана и алюминия ничтожно (до сотых долей процента). От сплошных руд к хлоритовым сланцам в магнетите снижается также содержание ванадия и хрома.

Ильменит в сплошных рудах и амфиболовых парагенезисах содержит до 1.1% окиси марганца и до 0.6% магния. В хлоритовых сланцах ильменит практически чист от магния, содержание марганца в нем снижается почти в два раза (до 0.6%).

Таким образом, в результате метаморфических процессов магматические рудно-силикатные парагенезисы (пироксен, титаномагнетит, ульвошпинель) замещаются метаморфическими. При этом ранние метаморфические парагенезисы характеризуются преобладанием магнетита над ильменитом, в поздних метаморфических парагенезисах ильменит доминирует над магнетитом. Происходят существенные изменения (очищение от примесей) и магнетита, и ильменита.

Примером промышленных месторождений ильменит-магнетитовых руд, возникших при метаморфизме первично-магматического титаномагнетитового оруденения в зоне амфиболитовой фации, является также месторождение Отанмяки (Финляндия), которое приурочено к амфиболитам, образовавшимся за счет метаморфизма рудоносного габбро. Богатые руды этого месторождения содержат до 19% TiO_2 . Руды промышленного месторождения Риланд Кове (Харвард, США) представляющие собой хлоритовые сланцы, аналогичные описанным на месторождениях Кейв, содержат до 20% рутила.

РЕОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

Реометаморфический класс рудных формаций объединяет гидротермально-метасоматические (метаморфогенно-гидротермальные) месторождения, для которых источником рудного вещества служат вмещающие их первично-осадочные, эффузивные и интрузивные породы, из которых происходит метаморфическая мобилизация первично рассеянных рудных и нерудных полезных компонентов с последующим отложением и концентрацией их в рудных телах.

6.1. Золото - сульфидные и золото - кварцевые рудные формации

Фактически общепризнано, что метаморфизм - один из важнейших факторов в формировании месторождений золота, находящихся в метаморфических комплексах пород. Многие из этих месторождений могут относиться к реометаморфическому классу, хотя источник рудного вещества не всегда устанавливается достаточно обоснованно. Большинство месторождений имеет полигенную природу.

Из числа установленных к настоящему времени эмпирических закономерностей развития и нахождения золоторудных месторождений в метаморфических комплексах можно отметить следующие:

1) Месторождения золото-кварцевой и золото-сульфидной рудных формаций находятся в разных фациальных зонах регионального метаморфизма - от зоны эпигенеза и начального низкотемпературного метаморфизма цеолитовой фации до гранулитовой фации.

2) Большая часть месторождений, прежде всего промышленного значения, связана с низкотемпературными фациями или с зонами наложения на фации высоких температур диафторических регрессивных низкотемпературных изменений.

3) Рудные формации рассматриваемого типа преимущественно приурочены к регионально-метаморфическим комплексам андалузит-силлиманитового типа, хотя известны месторождения в комплексах дистен-силлиманитового типа.

4) Возраст формаций может быть разным, в зависимости от возраста метаморфизма. Наиболее интересные в промышленном отношении месторождения связаны с докембрийскими комплексами.

5) Для большинства месторождений устанавливается длительная многостадийная история развития со сложными взаимосвязями и соотношениями проявления тектонических, метаморфических и магматических процессов.

6) В качестве источника золота в метаморфическом рудообразовании активно выступают первично-металлоносные вмещающие протолиты - терригенные осадки, особенно углеродистые, кислые и средние эффузивы, а также базальт-коматиитовые ассоциации пород архея.

7) Метаморфические и метасоматические растворы могут иметь сложную полигенную природу, часто связаны с процессами плутонометаморфизма (ультраметаморфизма).

8) Околорудные метасоматические изменения вмещающих пород определяются типом подверженных изменений пород и условиями метаморфизма.

9) Для кварцево-жильного типа руд характерен достаточно простой минеральный состав - кварц, карбонаты, сульфиды, самородное золото, нередко присутствуют турмалин, мусковит (фуксит), хлориты, редко альбит, эпидот.

10) Рудная минералогия изменяется от относительно бедной до чрезвычайно разнообразной, включающей сульфиды, теллуриды, висмутиды, селениды, арсениды и самородные элементы.

11) В пределах рудных зон и отдельных рудных тел часто устанавливается вертикальная и латеральная зональность. В то же время известны случаи отсутствия вертикальной зональности в очень большом (1-3 км) диапазоне глубин.

По В.А.Буряку (1981), метаморфогенно-гидротермальное золотое оруденение в метаморфизованных углеродсодержащих осадочных и вулканогенно-осадочных толщах представлено двумя основными минерально-морфологическими разновидностями: 1) зонами рассеянной золотоносной прожилково-вкрапленной сульфидной и кварц-сульфидной минерализации; 2) зонами сближенных кварцевых секущих, послойных, послойно-секущих жил и прожилков малосульфидной формации в таких же толщах. Эти типы оруденения обычно пространственно разобщены, но иногда развиваются совместно. Подобное метаморфогенно-гидротермальное золотое оруденение часто характеризуется как стратиформное полигенного происхождения, локализующееся избирательно в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах углеродсодержащей формации, испытавших интенсивный зональный метаморфизм.

Геохимические данные свидетельствуют об активной миграции золота при прогрессивном метаморфизме. Наиболее интенсивно золото выносится из метаморфизирующихся пород начиная со ставролитовой ступени или зоны метаморфизма, т.е. начиная с температур 470-500°C, и давления более 3 - 4 кбар.

При гранитизации, в начальный метасоматический этап, до образования палингенного расплава, золото также активно выносится. В палингенном расплаве одновременно с увеличением количества летучих, в отличие от ранних собственно метасоматических продуктов гранитизации, происходит некоторое накопление золота. При интродировании палингенного расплава это, видимо, может привести к значительной концентрации в нем золота, что в ряде случаев и фиксируется в апикальных частях интрузивных штоков.

Связь золотого оруденения с метаморфизмом проявляется различно в зависимости от возраста, генетического типа и степени эродированности метаморфических поясов.

В зависимости от глубины эродированности метаморфических поясов В.А.Буряком (1981) рассматриваются четыре основных варианта в распределении золотой минерализации (рис.6.1, 6.2), которые обсуждаются ниже в несколько сокращенном авторском изложении.

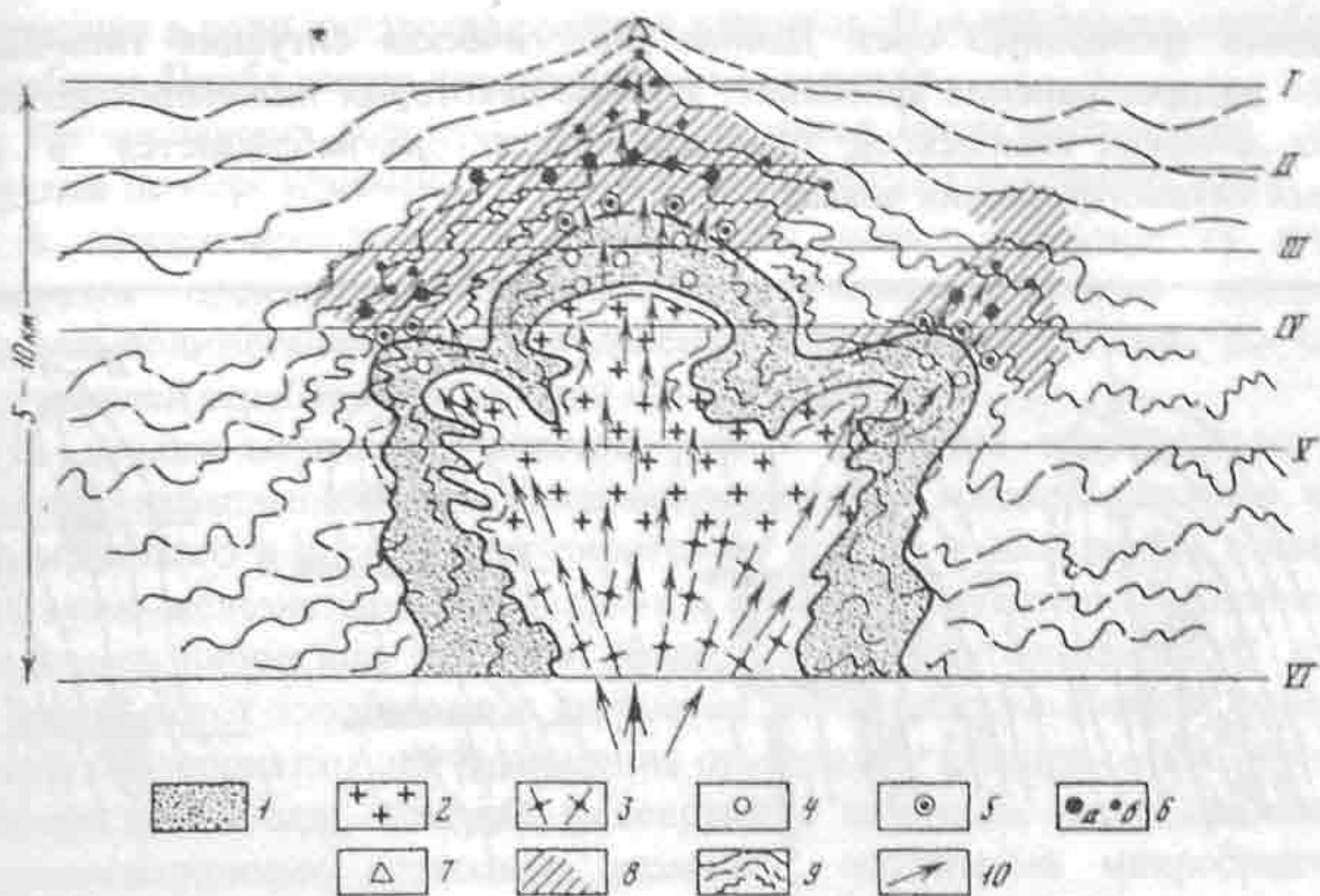


Рис.6.1. Схема строения рудогенерирующего гнейсо-гранитного купола (Буряк, 1981):

1 - кристаллические сланцы (эпидот-амфиболитовая и более высокотемпературные фации метаморфизма); 2 - метаморфогенные пегматиты и мигматиты; 3 - биотитовые палингено-метасоматические граниты и гнейсо-граниты; 4 - высокотемпературные незолотоносные кварцевые жилы; 5 - золотоносные зоны повышенной прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации в ассоциации с золотоносными кварцевыми жилами малосульфидной формации; 6 - полиметаллические проявления и золотоносные кварцевые жилы малосульфидной формации с более высоким содержанием золота и сульфидов полиметаллической ассоциации (а - содержание золота в рудах преобладает над серебром, б - содержание серебра незначительно, преобладает над золотом); 7 - золотоносные кварцевые жилы малосульфидной формации, в которых содержание серебра в 3-4 раза и более преобладает над золотом; 8 - ореолы развития рудоносных метаморфогенно-гидротермальных метасоматитов; 9 - область распространения зеленосланцевой фации метаморфизма; 10 - направление движений метаморфизирующих и рудогенерирующих флюидов; I-VI - возможные эрозионные уровни: I - купол не эродирован, II - слабый эрозионный срез, III-IV - умеренные эрозионные срезы, V-VI - глубокие (подрудные) эрозионные срезы

1. Метаморфические пояса и купола глубоко эродированы, вскрыты только их нижние корневые части, представленные биотитовыми гранитами и гранито-гнейсами. Вмещающие породы по степени метаморфизма отвечают гранулитовой фации и наиболее высокотемпературным зонам амфиболитовой фации. Оруденение вокруг купола и в окаймляющих их метаморфических поясах практически отсутствует. В данном случае наблюдается нижний

подрудный эрозионный срез. Данная геологическая ситуация типична для районов распространения архейских, а также некоторых нижнепротерозойских метаморфических комплексов, значительно реже она наблюдается в более молодых метаморфических поясах.

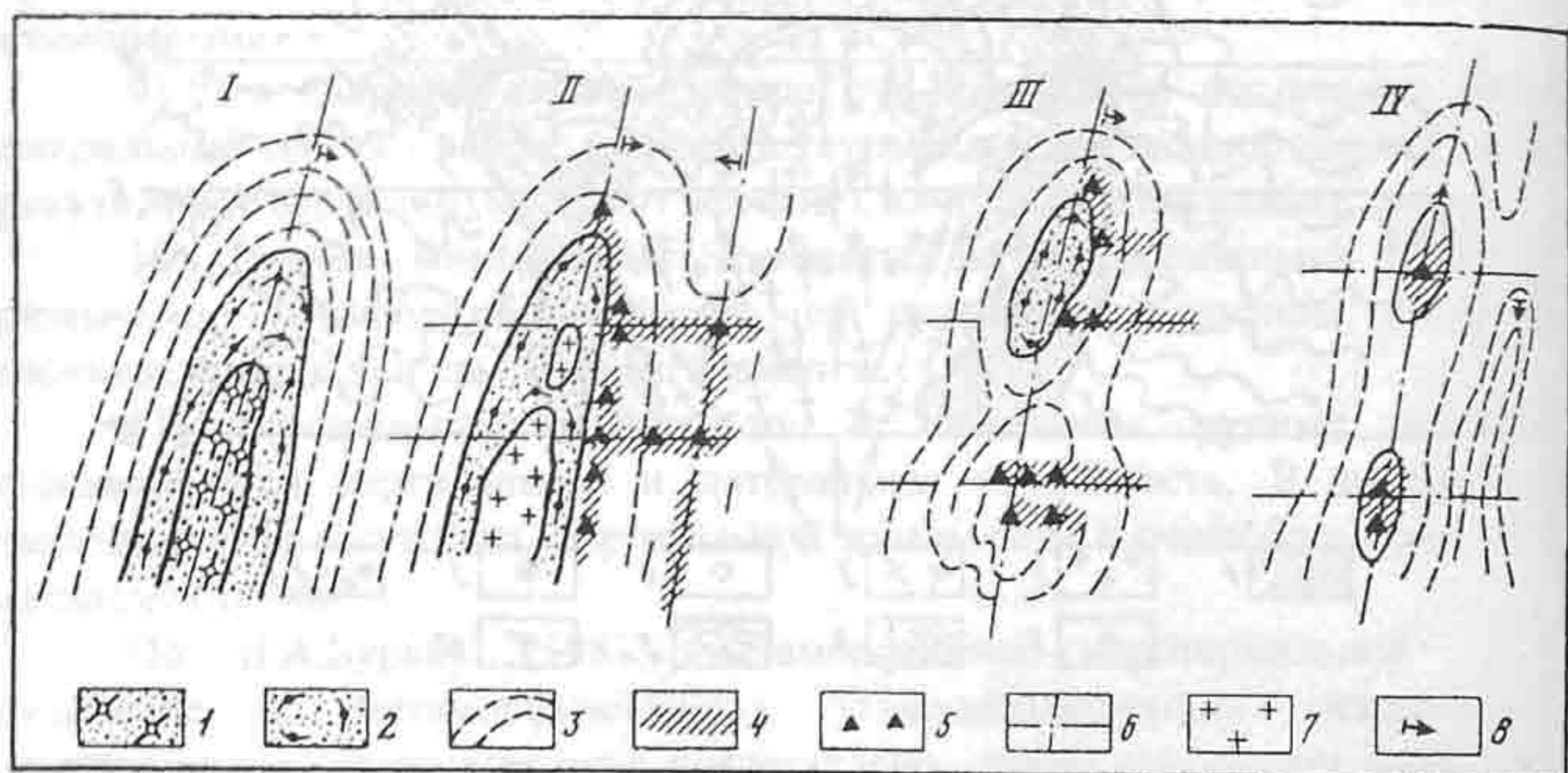


Рис.6.2. Принципиальная схема размещения золотоносных проявлений (в плане) в зависимости от глубины эрозионного среза метаморфических поясов и куполов (Буряк, 1981):

I-IV - купола: I - глубоко эродированные, II - умеренно эродированные, III - слабо эродированные, IV - не эродированные; 1 - биотитовые граниты, кристаллические сланцы дистен-силлиманитовой и более высокотемпературных зон метаморфизма; 2 - кристаллические сланцы дистен-ставролитовой зоны метаморфизма; 3 - породы зеленосланцевой фации метаморфизма; 4 - ореолы распространения золотоносных метасоматитов; 5 - золоторудные проявления и месторождения; 6 - зоны разрывов; 7 - гранит-пегматиты; 8 - направление падения разрывов и складок

2. Вскрыты средние уровни метаморфических поясов, характеризующиеся в центральных частях гнейсовыми и гранит-пегматитовыми куполами, наличием пегматитов и гранит-пегматитов, часто мусковитоносных с проявленным кварц-мусковитовым комплексом. Метаморфизм пород в ядерных частях куполов и метаморфических поясов отвечает эпидот-амфиболитовой фации, дистен-ставролитовой и дистеновой зонам амфиболитовой фации. Оруденение в региональном плане расположено вокруг куполов и поясов, окаймляет их или размещено на некотором удалении от них (до 30-50 км и более) в связи с развитием не вскрытых эрозией сопряженных «дочерних» куполов, осложняющих крылья основных купольных структур и метаморфических поясов образований. Оруденение часто расположено не симметрично-зонально вокруг куполов и метаморфических поясов, а только со стороны глубинных разломов и зон трещиноватости, контролирующей развитие метаморфизма и гранитизации. Дополнительные осложнения оказывают складчатые структуры и сопряженные зоны глубинного рассланцевания,

выступающие в роли рудолокализирующих разрывов. В рудах золото преобладает над серебром. Проба золота преимущественно высокая.

Интенсивность золотоносности и характер минерализации постепенно изменяются по мере изменения степени метаморфизма вмещающих толщ:

в эпигенезированных и очень слабо метаморфизованных породах локализуется преимущественно полиметаллическое свинцово-цинковое и колчеданно-полиметаллическое оруденение стратиформного типа со слабой сопутствующей серебряной и золотой минерализацией;

в цеолит-хлорит-серицитовой зоне - основные золотоносные зоны прожилково-вкрапленной минерализации пиритового, арсенопиритового, пирит-арсенопиритового и арсенопирит-пиритового состава в ассоциации с кварцем, магнезиально-железистыми карбонатами и весьма незначительным количеством халькопирита, пирротина, галенита, сфалерита и других сульфидов. В этих же зонах развиваются золотоносные кварцевые жилы малосульфидной формации. Особенно благоприятны для размещения оруденелых кварцевых жил контакты разновозрастных толщ, которые фиксируются наличием слабо проявленных конседиментационных подводных размывов, оползневых микробрекчий и мутьевых потоков.

В биотит-хлоритовой зоне отмечаются пирит-пирротиновая прожилково-вкрапленная минерализация и менее золотоносные кварцевые жилы.

В еще более высокотемпературных фациях метаморфизма кристаллизуются практически незолотоносные жилы и пирротин. Пиритовая и другая сульфидная метаморфогенно-гидротермальная минерализация слабо проявлена и связана с наложенными постметаморфическими процессами. Широко развиты безрудные кварцевые, кварц-кальцитовые и кварц-полевошпатовые жилы, в ряде случаев с незолотоносными пирротином, графитом, дистеном, гранатом и другими высокотемпературными минералами.

Таким образом, повышенная сульфидная полиметаллическая минерализация с сопутствующим золотом и собственно золотоносные кварцевые жилы развиты в низкотемпературных зонах метаморфизма, где P-T условия метаморфизма прогрессивного и главным образом заключительного регрессивного этапов были благоприятны для гидротермального метасоматоза и рудоотложения.

По В.А.Буряку температура кристаллизации продуктивного золотоносного жильного кварца изменяется в значительных пределах: от 420-360 до 200-120°C. Температура кристаллизации безрудного высокотемпературного кварца обычно более высокая - 450-500°C. При этом температуры начала и окончания кристаллизации кварца существенно отличаются. Разница между ними достигает 250-300°C. Температуры начала кристаллизации основной массы кварца в амфиболитовой зоне обычно составляют 450-500, в эпидот-амфиболитовой 400-450, в биотит-хлоритовой 350-400, в хлорит-серицитовой и цеолитовой зонах 250-380°C. Примечательно, что в амфиболитовой фации температура кварца - и рудообразующих флюидов на 50-100°C и более ниже температуры кульминации метаморфизма. В зеленосланцевой зоне температура кристаллизации жильного кварца отвечает температуре метаморфизма или незначительно выше, в цеолитовой зоне она

существенно (на 50-100°C) выше температуры метаморфизма и эпигенеза вмещающих пород.

Эти данные показывают, что рудообразующие растворы, наиболее вероятно, поступали в рудолокализирующие низкотемпературные зоны извне, из более высокотемпературных зон метаморфизма. Вследствие этого метаморфогенно-гидротермальное оруденение нельзя рассматривать как альпийское сегрегационного типа или же как метаморфическое автохтонного типа. Зоны генерации рудообразующих флюидов и зоны рудоотложения были пространственно разобщены.

3. **Метаморфические пояса и купола слабо эродированы.** Метаморфические купола преимущественно небольших размеров (в поперечнике 3-10, редко 30-60 км), контролируются узлами пересечения глубинных разломов. Метаморфизм пород, вскрытых в их центральных частях, не выше зеленосланцевой фации и начальной ступени эпидот-амфиболовой фации; синметаморфические мигматиты и пегматиты не вскрыты. Смена изоград метаморфизма происходит на коротком расстоянии. Оруденение располагается в экзо- и эндоконтактных частях купольных поднятий. Хорошо выражена пространственная связь золотоносной минерализации и россыпей. Золотоносная минерализация проявлена в виде: 1) протяженных межпластовых кварцевых жил стратиформного типа, нередко расположенных в несколько ярусов (этажей), контролируемых горизонтами благоприятных пород - пластами и пачками углеродсодержащих алевролитов и алевросланцев среди песчаников; 2) секущих и послонно-секущих зон сближенных кварцевых жил и прожилков штокверкового типа в горизонтах алевролитов, заключенных среди песчаников; 3) послонно-штокверковых зон сближенных кварцевых прожилков в горизонтах и пластах песчаников. В рудах серебро незначительно преобладает над золотом, проба золота различная - от высокой до низкой, преимущественно средняя (800-870).

4. **Метаморфические купола и пояса не вскрыты.** Метаморфизм пород не выше хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации. Оруденение представлено кварцево-жильным типом минерализации со свободным самородным золотом; при благоприятных геоморфологических и палеоклиматических условиях формируются золотоносные россыпи. В рудах серебра обычно в 2-4 раза больше, чем золота. Проба золота средняя и низкая. В ряде случаев в жилах и боковых метасоматитах присутствуют блеклые руды и адуляр.

Приведенная модельная схема развития золоторудного оруденения, разработанная В.А.Буряком на примере месторождений Восточной Сибири, в свете новых данных, несомненно, нуждается в дополнении и корректировке. В то же время она весьма продуктивна и указывает на необходимость дифференцированного подхода при оценке золотоносности метаморфических комплексов с учетом их возраста, генетических особенностей и степени эродированности.

В качестве конкретных примеров рассмотрим работу М.М.Константиновой и др. (2000), некоторые золоторудные палингенные месторождения-гиганты с преимущественно реометаморфическим оруденением.

Месторождение Хемло находится в провинции Онтарио (Канада) и является одним из крупнейших золотых месторождений мира (рис.6.3, 6.4).

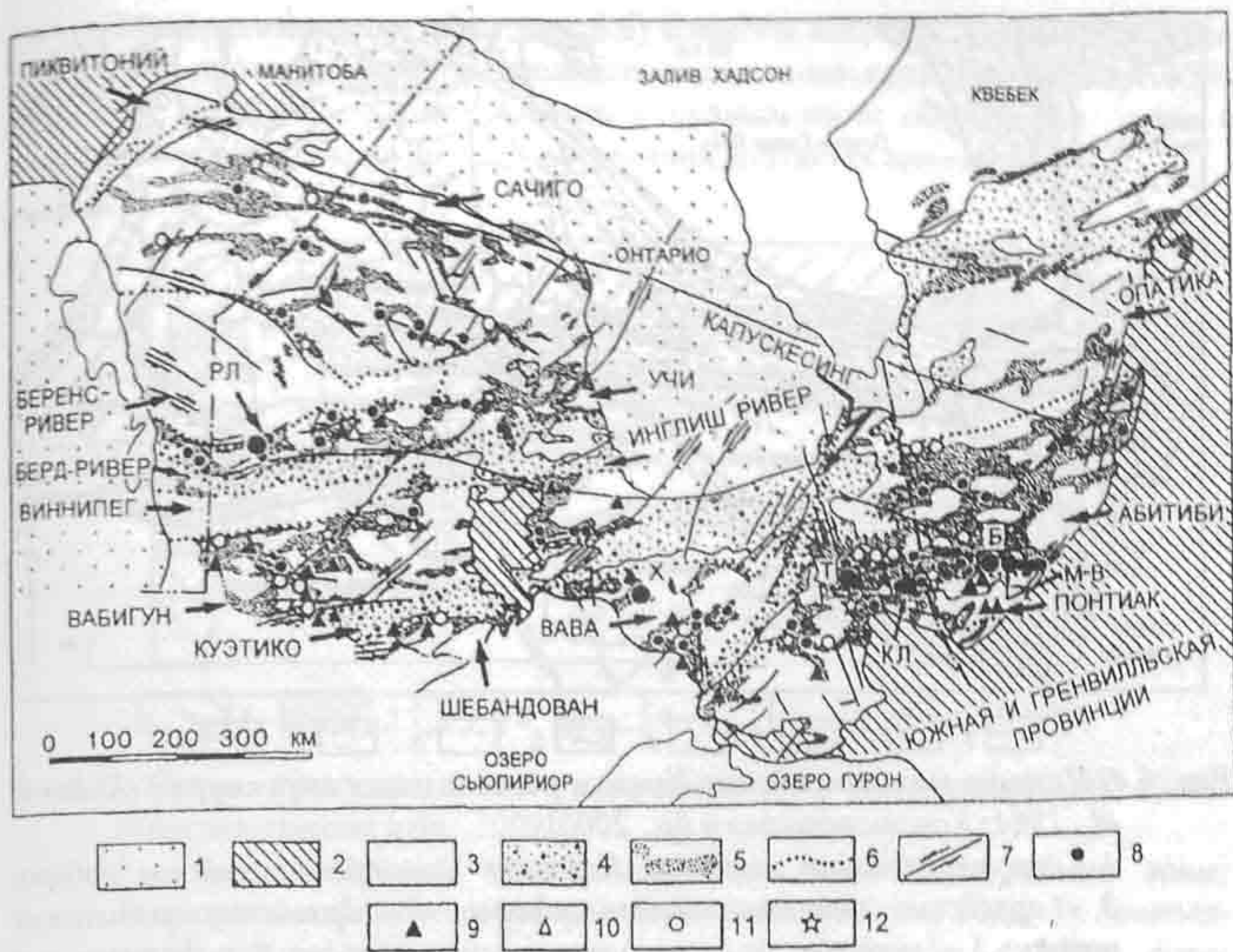


Рис.6.3. Схема геологического строения кратона Сьюпириор (по Card et al., 1989; Thurston, 1990).

1 - фанерозой; 2 - протерозой; 3 - гранитоиды в плутонических и вулканогенно-плутонических субпровинциях; 4 - архейские высоко-метаморфизованные орто- и парагнейсовые субпровинции, в том числе гранулитовые зоны (Пиквитоний и Капускесинг); 5 - осадочно-вулканогенные ЗКП в вулканогенно-плутонических субпровинциях; 6 - границы субпровинций; 7 - деформационные зоны и направление смещений по ним; 8 - Au-рудные месторождения и районы (Т - Тимминс, Б - Буска, КЛ - Киркленд-Лейк, М-В - Малартик-Вал д'Ор, Х - Хемло, РЛ - Ред Лейк); 9 - щелочные и субщелочные плутоны; 10 - щелочные вулканиты; 11 - поздние несогласные бассейны; 12 - щелочные вулканиты и поздние несогласные бассейны

Его запасы превышают 600 т металла. Месторождение Хемло принадлежит зеленокаменному поясу Херон-Бей с возрастом 2.6-2.8 млрд лет. Рудоносная формация Муз Лейк сложена метаморфизованными фельзитовыми вулканокластическими породами, порфиритами и осадочными породами. Рудные тела (зоны) имеют стратиформный плитообразный и линзообразный характер; они субсогласны с вмещающими породами. В основном рудные тела приурочены к зоне контакта фельзитов и перекрывающих их вулканокластических образований (рис.6.5). Мощность рудных зон от первых метров до 40-50 м. Падение их крутое 60-70°.

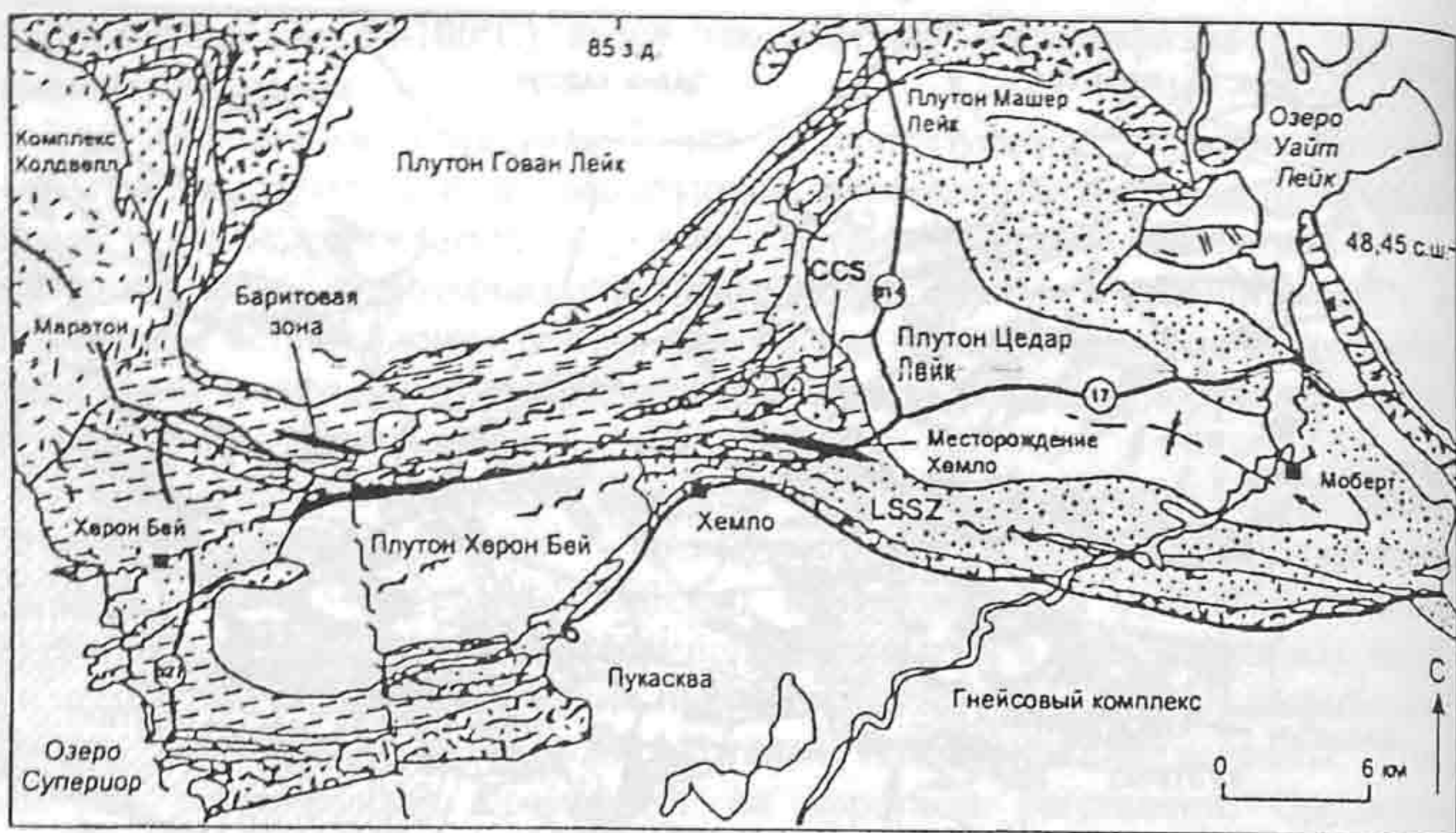


Рис. 6.4. Позиция месторождения Хемло в региональных структурах (Kuhns et al., 1984; Константинова и др., 2000).

1 - протерозойский комплекс Колдвелл; 2 - протерозойское габбро; 3 - архейские гранодиоритовые породы; 4 - архейские гранитовые штоки; 5 - мафические метавулканические породы; 6 - фельзитовые метавулканические породы; 7 - смешанные метавулканические осадочные породы; 8 - метаосадочные породы

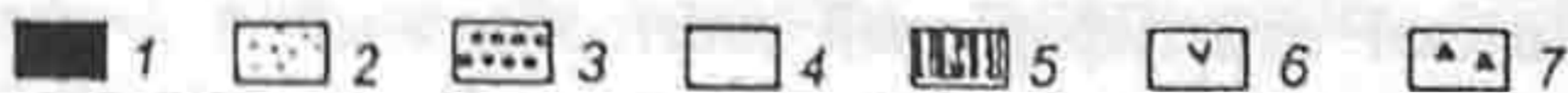
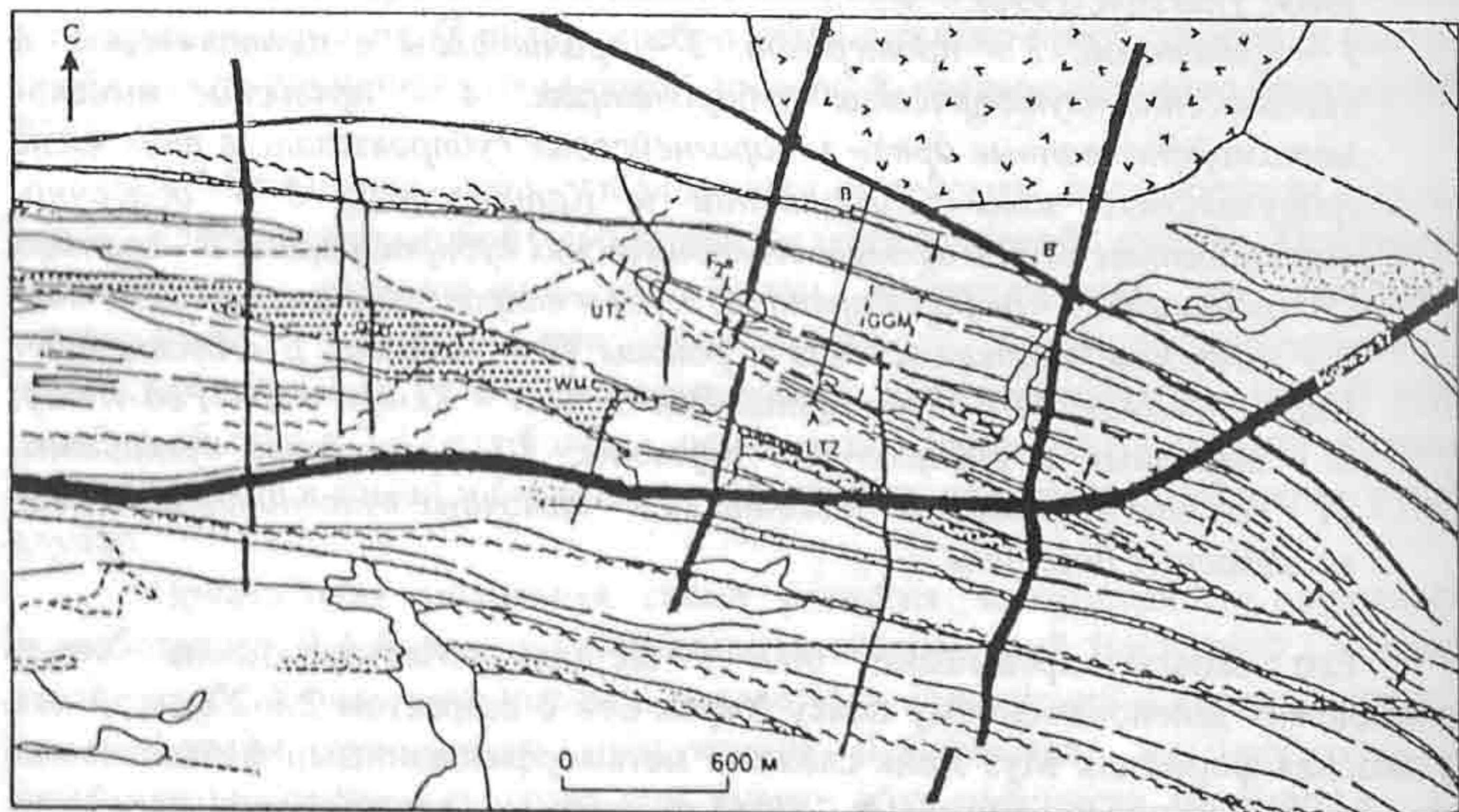


Рис. 6.5. Геологическая карта месторождения Хемло (Константинова и др., 2000):

1 - дайки диабазов; 2 - мафические вулканиты; 3 - кварц-порфировые сланцы; 4 - недифференцированные метаосадки; 5 - главная рудная зона; 6 - шток Цедар Крик; 7 - мафические диатремы

Минерализованные зоны (рис.6.6) сложены кварцем, полевым шпатом, серицитом, пиритом, баритом, молибденитом, ванадиевой слюдой (до 8.5% пятиоксида ванадия). Характерно, что в рудных зонах обычен микроклин с содержанием окиси бария до 9.5%, а в висячих контактах зон - до 16%.

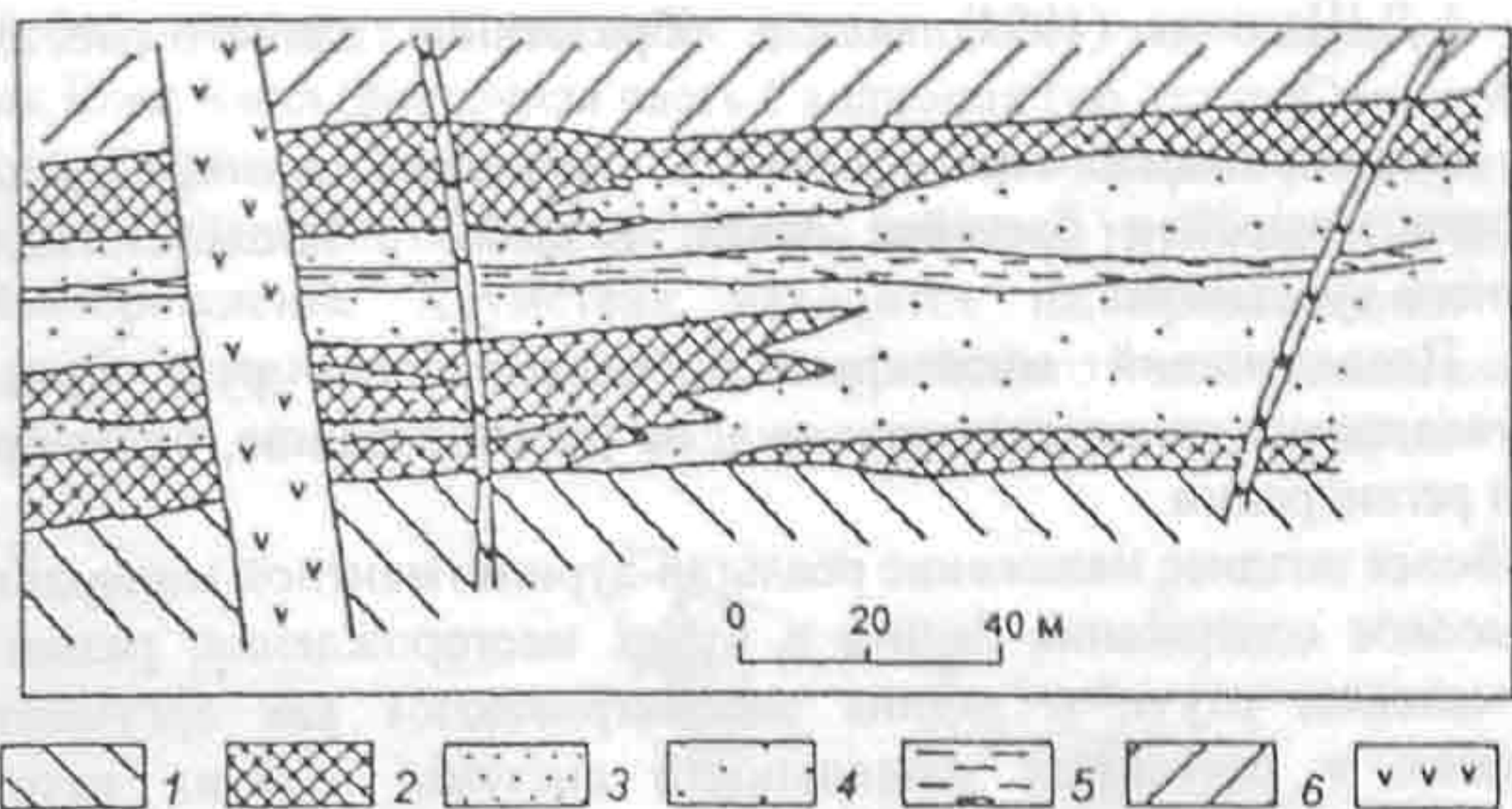


Рис.6.6. Схема строения одной из рудных зон месторождений Хемло (Константинова и др., 2000):

- 1 - метасадочные породы лежачего бока; 2 - рудные зоны; 3 - кварцевые фельзит-порфиры; 4 - сланцы лежачего бока; 5 - биотит-серицитовые сланцы; 6 - метасадочные породы висячего бока; 7 - диабазовые дайки

Рудная минерализация очень разнообразна и специфична; она включает до 80 минералов. Самым распространенным сульфидом является пирит, образует рассеянную вкрапленность идиоморфных кристаллов размером менее 0.2 мм в силикатной массе руд, а также грубозернистые деформированные агрегаты зерен до 3 мм в поперечнике, сосредоточенные в тонких прослойках.

Самородное золото образует: 1) свободные зерна размером 1-20 мкм вдоль границ кварцевых и полевошпатовых зерен; 2) микровключения в самородный мышьяк, киноварь, антимонит, сульфосоли, 3) включения в пирите. Видимое самородное золото встречается редко. Состав самородного золота сильно варьирует и может содержать до 22% ртути и до 29% серебра. Основными ртутными минералами являются киноварь, сфалерит (до 28% ртути), тетраэдрит-теннантит, самородное золото. Отмечается тесная ассоциация ртутных и таллиевых минералов (рутьерит, парапьеротит). Молибденит является хорошим индикатором золота. Он ассоциирует с силикатами, реже наблюдается в виде включений в пирите и барите. Иногда в молибдените отмечаются мельчайшие (1-2 мкм) выделения самородного золота. Главными концентраторами сурьмы являются антимонит, тетраэдрит. Главным мышьяковистым минералом является реальгар и местами теннантит. Самородные мышьяк и сурьма отмечаются в ассоциациях с аурастибнитом, реальгаром, антимонитом и гудманитом.

Различаются три основных типа руд: кремнистый, наиболее богатый (до 35 г/т), серицитовый и баритовый (6 г/т золота). Распределение барита в рудных зонах крайне неравномерное. Ряд фактов, в частности, интерстициальное

развитие барита в кварц-полевошпатовых агрегатах, отсутствие рудных минералов в баритовых скоплениях, секущее положение баритовых жил свидетельствует о более позднем образовании барита, по отношению к основной рудной минерализации.

Формирование месторождения Хемло было длительным (свыше 200 млн лет). По А.Д.Щеглову (1994) модель образования данного месторождения включала:

1. Формирование стратиформных осадочно-гидротермальных руд в мелководном морском бассейне архея, в связи с проявлениями кислого субмаринного вулканизма;

2. Последующий многократный метаморфизм руд, приведший к перекристаллизации тонкозернистых руд, их брекчированию, будинированию и частичной регенерации.

3. Более позднее наложение реальгар-аурипигментной минерализации.

Высокое содержание барита в рудах месторождения, развитие в них сурьмы, мышька, ртути и таллия рассматриваются как аргументы за их формирование в результате деятельности системы горячих источников в близповерхностных условиях.

Синвулканическое эксгаляционное образование руд обосновывается наличием контроля их размещения литологическими факторами, ранними литрическими синвулканическими разломами. Некоторые авторы связывают оруденение с внедрением синвулканических силлов и даек кварцевых порфиров, а также с внедрением штоков более поздних гранитоидов (Kuhns et al., 1984).

Сторонники метаморфогенной природы месторождения Хемло (Fleet, Rap, 1995) связывают Au-рудный процесс с заключительной стадией гидротермальных изменений. В метаморфической истории района зеленокаменного пояса Хемло авторами выделяются несколько этапов:

1. Ранний региональный метаморфизм кианит-силлиманитового типа (T до 500°C , P 6-6.5 кбар), сопряженный с внедрением гранодиоритов с возрастом 2772-2698 млн лет.

2. Региональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа ($550-650^{\circ}\text{C}$, P 4-5 кбар), сопряженный с внедрением плутонов Седар Лейк и Херон Бай с возрастом 2688-2684 млн лет.

3. Кальциево-кремниевый метасоматоз (по терминологии авторов – «изменения»), выраженный в новообразовании ассоциаций с плагиоклазом, диопсидом, гранатом, скаполитом, титанитом (550°C , P 3-4 кбар), предшествующий внедрению Плутона Гован Лейк с возрастом 2678-2676 млн лет.

4. Калиевый метасоматоз с развитием микроклина, биотита, мусковита, титанита ($450-500^{\circ}\text{C}$).

5. Поздний кальциево-кремниевый метасоматоз ($200-400^{\circ}\text{C}$, P 1-2 кбар), предшествующий внедрению кварц-полевошпатовых порфиритов с возрастом 2643-2632 млн лет. С этой стадией связано развитие эпидота, пренита, пумпеллиита, кальцита, доломита, тремолит-актинолита, флогопита, диопсида, гроссуляра и др. минералов в основной массе пород и в жильном комплексе.

Золоторудная минерализация, по мнению авторов, наиболее вероятно происходила в течение поздней стадии кальциево-кремниевого метасоматоза. Для ее развития важное значение имела сдвиговая зона Хемло, которая сохраняла активность после пика второго этапа регионального метаморфизма на

всех стадиях гидротермальной активности, с переходом от пластичных к хрупко-пластичным и хрупким деформациям. Интересно отметить, что авторы отмечают на руднике Вильямса развитие второй генерации кианита в поздних кварцевых жилах, объясняя это допущением, что локально РТ-траектория пересекала поле кианита.

Месторождение Хоумстейк расположено на севере золоторудной провинции Блек Хилл (восточная часть Скалистых гор, штат Южная Дакота). На этом месторождении более чем за 100-летнюю историю эксплуатации уже добыто более 1300 т золота. Горные работы достигли глубины 2400 м.

Месторождение Хоумстейк находится на продолжении канадской золоторудной провинции Абитибби - архейского зеленокаменного пояса, погружающегося на юго-запад под протерозойские сланцевые отложения (рис.6.7).

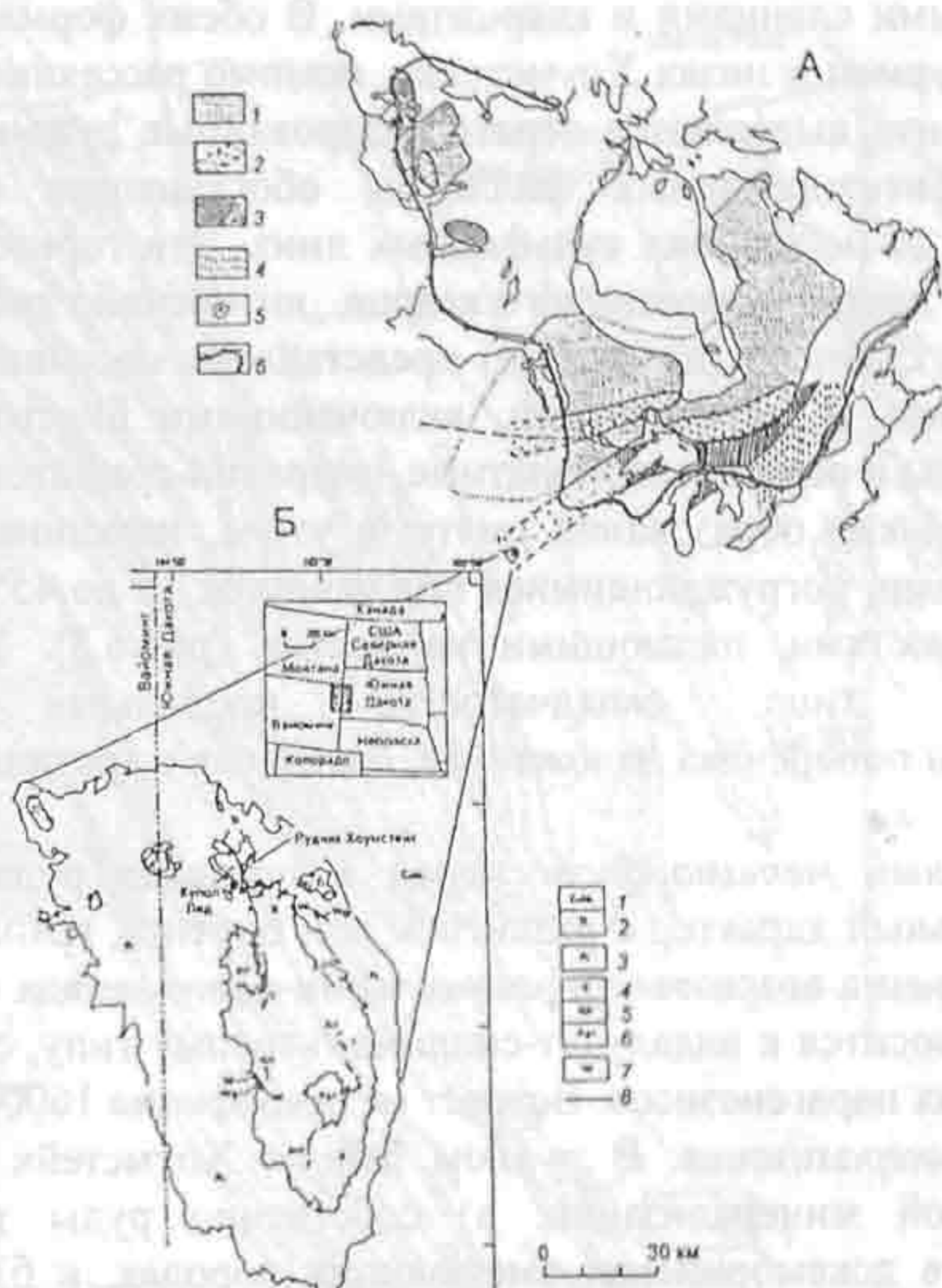


Рис.6.7. Региональная позиция месторождения Хоумстейк (Noble, 1950; Константинова и др., 2000):

А - позиция месторождения на продолжении золоторудного пояса Абитибби. 1 - зеленокаменные пояса; 2 - блоки архейской коры - гранито-гнейсовые комплексы; 3 - чехол протерозойских отложений; 4 - зона глубинного метаморфизма с редкометалльным оруденением; 5 - купол Хоумстейк; 6 - граница Канадского щита.

Б - геологическая схема брахиантиклинального поднятия Блек Хиллс: 1 - кайнозойские и мезозойские породы; 2 - третичные интрузии; 3 - палеозойские отложения; 4-6 - раннепалеозойские образования; 4- недифференцированные; 5 - железная формация; 6 - граниты; 7 - позднеархейские образования; 8 - контакты пород

Главная структура рудного поля – это куполовидное поднятие, ядро которого сложено докембрийскими интенсивно дислоцированными филлитами, метавулканитами и метагаббро, интродуцированными третичными порфировыми некками, дайками и силлами монзонитового, фонолитового и сиенитового составов. Обрамляют купол палеозойские субплатформенные и платформенные пестроцветно-карбонатные отложения с базальными конгломератами в основании.

Докембрийские образования расчленены на три формации: Пурмен (подстилающая), Хоумстейк (рудовмещающая) и Эллисон (перекрывающая). Формация Пурмен (видимой мощностью до 610 м) состоит из метавулканитов и метаосадочных пород: биотит-кварц-карбонат-графитовых сланцев, серицит-карбонатных, кварц-графитовых, пирротин-графитовых филлитов. Формация Хоумстейк (мощность от 30 до 120 м) сложена хлоритовыми, сидеритовыми, куммингтонитовыми сланцами и кварцитами. В обеих формациях, особенно в верхах разреза Пурмен и низах Хоумстейка, помимо рассеянной вкрапленности пирротина и пирита, выделяются стратифицированные рудоносные горизонты интенсивно графитизированных филлитов, обогащенные крупнозернистым пиритом, вплоть до небольших сульфидных линз. Эти горизонты обогащены также линзами и "лентами" мозаичного кварца, интенсивно дислоцированными.

Формация Эллисон (надрудная) представлена массивными кварцитами, переслаивающимися с метапелитами, включающими биотит-кварц-карбонат-графитовые сланцы и серицит-карбонатные, пирротин-графитовые филлиты.

Докембрийские образования смяты в узкие, изоклиналильные складки с крутыми шарнирами, погружающимися под углом от 10 до 45° на юго-восток и осевыми поверхностями, падающими на восток (рис.6.8). Установлены два разновозрастных типа складчатости: продольная изоклиналильная (докембрийская) и поперечная наложенная, связанная с третичным поднятием и интрузией.

Региональный метаморфизм пород в пределах рудного поля имеет латерально зональный характер с развитием зон биотита, граната и ставролита; степень метаморфизма возрастает в направлении с юго-запада на северо-восток. Метаморфизм относится к андалузит-силлиманитовому типу, судя по развитию куммингтонитовых парагенезисов. Возраст метаморфизма 1600-1800 млн лет.

Рудная минерализация. В рудном районе Хоумстейк выделяются два типа золоторудной минерализации: а) собственно руды типа Хоумстейк, развитые только в докембрийских вмещающих породах, и б) более молодые, третичные жильные золото-кварцевые руды в палеозойских и докембрийских вмещающих породах.

Рудные тела самого месторождения Хоумстейк размещены в рудоносных горизонтах - в обогащенных железом и магнием углеродистых породах формации Хоумстейк. Рудные тела обычно локализуются в тех участках, где наложенные поперечные складки пересекают осевые части более древних изоклиналильных складок. При этом рудные тела не выходят за пределы стратиграфических границ сложно смятого комплекса пород Хоумстейк (рис.6.9).

Рудные тела представляют собой хлоритизированные участки куммингтонитовых и сидероплезитовых сланцев, которые пронизаны жилами и

неправильными телами кварца и содержат обильную вкрапленность сульфидов железа и арсенопирита с самородным золотом.

Золотоносность сульфидов (как вкрапленного ореола, так и горизонтов) весьма низкая (0.1-0.5, редко до 1.5 г/т), однако в участках максимальных дислокаций прожилково-вкрапленные кварц-хлорит-сульфидные агрегаты и лентовидно-четковидные жилы обогащены золотом до промышленных концентраций.

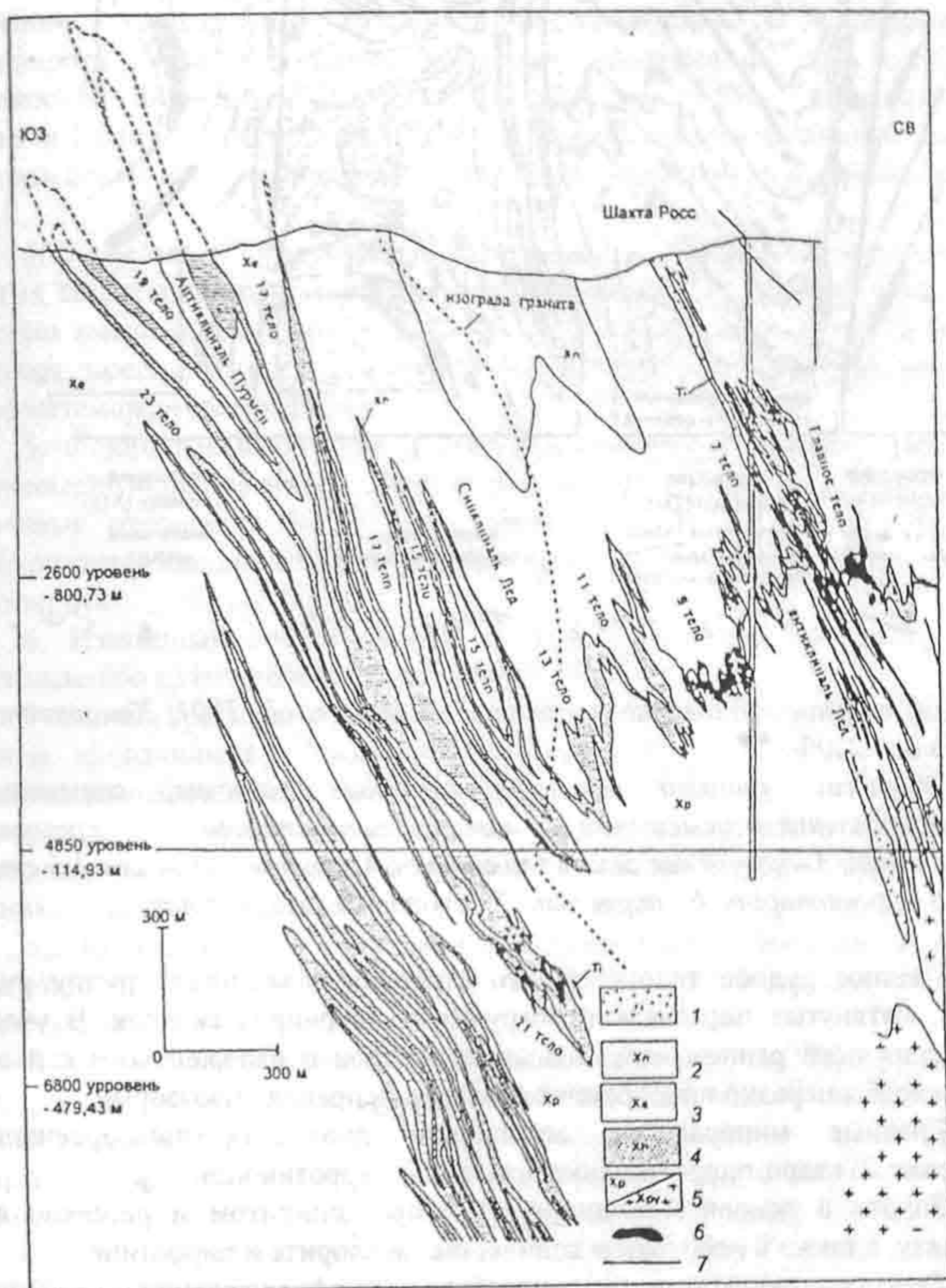


Рис.6.8. Схема геологического строения рудного поля Хоумстейк (Noble, 1950; Константинова и др., 2000):)

1 - третичные интрузивы; 2-5 - раннепротерозойские формации: 2 - Норфвестерн, 3 - Эллисон, 4 - Хоумстейк, 5 - Пурмен; 6 - рудные тела; 7 - контакты пород

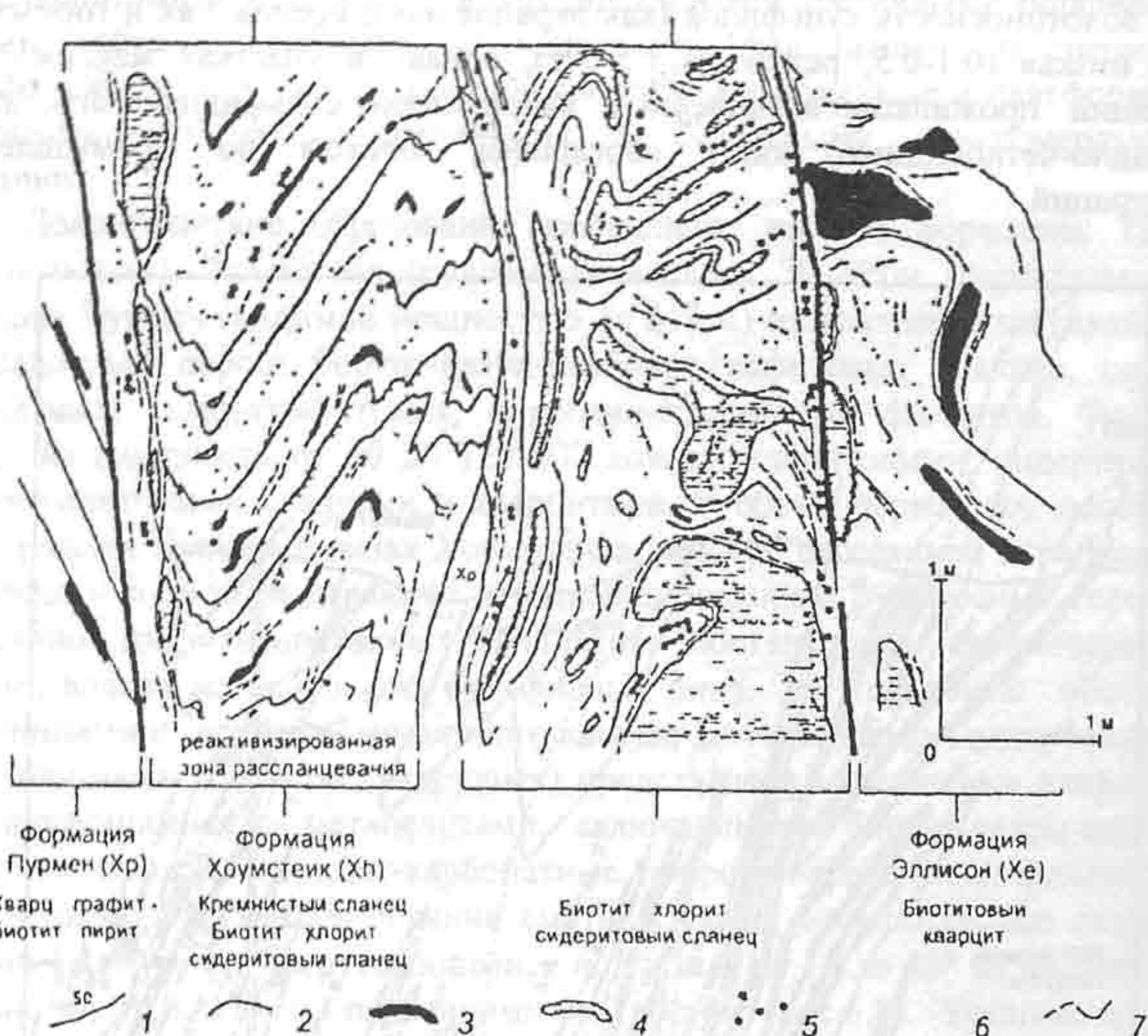


Рис. 6.9. Строение рудного тела в разрезе (Stanton et al., 1991; Константинов и др., 2000).

Жирными линиями показаны основные разломы; стрелками - направления перемещений по ним: 1 - напластование, 2 - кремнистые сланцы, 3 - кварцевые жилы 1-й стадии, 4 - кварцевые жилы 2-й стадии, 5 - арсенопирит, 6 - пирротин, 7 - биотит и (или) хлорит

Главное рудное тело сложного строения объединяет группу рудных столбов, вытянутых параллельно погружению шарниров складок. В участках пересечения осей ранних изоклиналильных складок с наложенными складками рудные столбы нередко приобретают сложную неправильную форму.

Главные минеральные ассоциации руд: 1) кварц-арсенопирит-хлоритовая; 2) кварц-пирротин-анкеритовая; 3) пирротиновая.

Золото в основном ассоциирует с арсенопиритом и рассеяно в его кристаллах, а также в небольшом количестве - в хлорите и пирротине.

Геолого-структурные и вещественно-морфологические особенности месторождения, так же как и изотопно-геохимические характеристики сульфидов и рудных залежей позволяют судить о сложной генетической истории месторождения.

Для понимания генезиса месторождения существенны следующие данные:

1. Рудовмещающая формация Хоумстейк по химизму (обогащенность FeO, MgO, P₂O₅, высокое отношение FeO/MgO = 0.75) типична для смешанных карбонатно-сульфидных фаций формации железистых кварцитов. Сингенетичный пирит содержится в породах в количестве от 1 до 2%, в графитистых прослоях рудоносных горизонтов до 20-30%.

2. Возраст формации Хоумстейк по данным изотопии свинца и урана около 2.5 млрд лет.

3. Изотопный состав серы пирротина и арсенопирита свидетельствует об осадочном происхождении сульфидов месторождения. U³⁴S пирротина и арсенопирита на месторождении Хоумстейк меняются от +5.6 до +9.8‰ в золотоносной формации Хоумстейк, от +2.7 до +5.7‰ в нижележащей формации Пурмен и от +4.1 до +29.9‰ в перекрывающей формации Эллисон. Предполагается, что большая часть серы была извлечена из сульфата морской воды.

4. Значения $\sigma^{18}\text{O}$ различных типов кварца в Хоумстейке и регионально развитых сегрегационных кварцевых жил показывают их строгую зависимость от состава вмещающих пород (+13.8‰ в карбонатных и силикатных породах) и позволяют предполагать, что кварц в Хоумстейке был обычной составной частью метаморфических фаций.

5. Флюидные включения в кварце и арсенопирите имеют высокие и изменчивые отношения молей CO₂/H₂O (0.1 до 1.8), высокие содержания CH₄ и изменчивые отношения δD (-112 ... -56‰) и U ¹³C (-1.2 ... +8.4‰). Это рассматривается как свидетельство метаморфического происхождения кварца и арсенопирита.

6. Изотопный состав свинца из руд Хоумстейка соответствует его происхождению из источника с возрастом 2.5 млрд лет.

7. Свинец третичного возраста подразделяется на две группы. Третичные галениты, находящиеся в докембрийских вмещающих породах, также имеют отношения изотопов свинца, указывающие на источник вещества с возрастом 2.5 млрд лет. Свинец из галенитов, локализуемых в палеозойских вмещающих породах, имеет гетерогенный состав (усредненный возраст источника - около 2.2 млрд лет).

8. По данным изотопии свинца возраст промышленного оруденения Хоумстейк - 1.6-1.8 млрд лет соответствует возрасту регионального метаморфизма.

В соответствии с палеореконструкциями Х.Роджера во время заложения золоторудный район представлял собой асимметричный изолированный морской бассейн, в котором происходило накопление грубозернистых кварцитов, углеродистых и известковистых сланцев с осадочно-диагенетической вкрапленностью сульфидов и повышенной золотоносностью. Промышленные руды образовались за счет регенерации и переотложения рудного вещества в масштабе рудоносных горизонтов в ходе процессов палеопротерозойского метаморфизма и сопряженных с ним тектонических деформаций. Обращает внимание, что промышленные руды ассоциируют с сильно хлоритизированными породами, что указывает на посткульминационные регрессивные стадии их формирования.

В третичное время докембрийская рудоносная структура испытала активизацию и внедрение даек гранит-порфиров, с которыми связано развитие

наложенной пирит-кальцитовой минерализации "эпитермального" типа с небольшим количеством кварца, хлорита, опала, доломита, родохрозита, спекулярита, магнетита, сфалерита, галенита, халькопирита, реальгара, самородного мышьяка и золота.

Месторождение Сухой Лог в Ленском районе приурочено к верхнепротерозойскому комплексу метаосадочных пород Бодайбинского синклинория (рис.6.10).

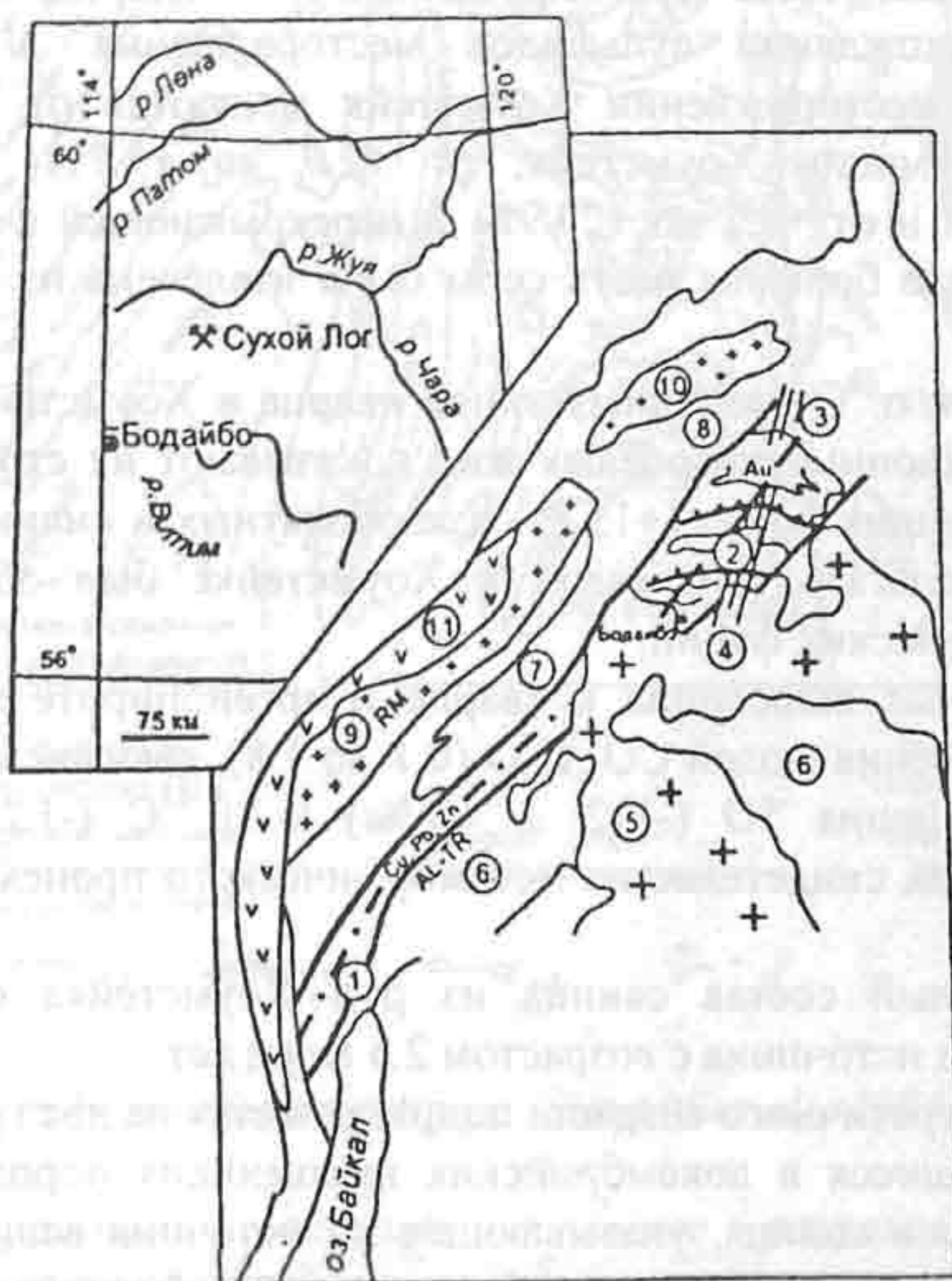


Рис.6.10. Положение Бодайбинского прогиба:

- 1 - Олоkitский трог; 2 - Бодайбинский эпикратонный прогиб; 3 - осевая зона Олоkitско-Бодайбинского палеорифта; 4 - дайковый пояс (лампрофиры, PZ); 5 - граниты, PZ; 6 - Байкало-Муйский пояс; зоны: 7 - Мамская, 8 - Патомская, 9 - Чуйская, 10 - Тонодская, 11 - Аkitканский вулканогенный пояс

По Д.В.Рундквисту основной этап формирования золоторудной минерализации Ленского района был связан с палеозойскими процессами гранитообразования и сводообразования, сопровождавшимися активной гидротермальной деятельностью. Ранее, в позднем рифее произошло формирование эпикратонного прогиба с первичным накоплением золота в черных сланцах. В венд-кембрийское время рифейские толщи были подвергнуты покровно-складчатым деформациям, региональному метаморфизму, в процессе которых происходило перераспределение золота и накопление его во фронтальных частях надвиговых пластин в зонах метаморфизма зеленосланцевой фации.

Само месторождение Сухой Лог приурочено к западной части антиклинали третьего порядка, осложняющей северное крыло синклинали. Антиклиналь опрокинута на юг и имеет узкий замок (рис.6.11).

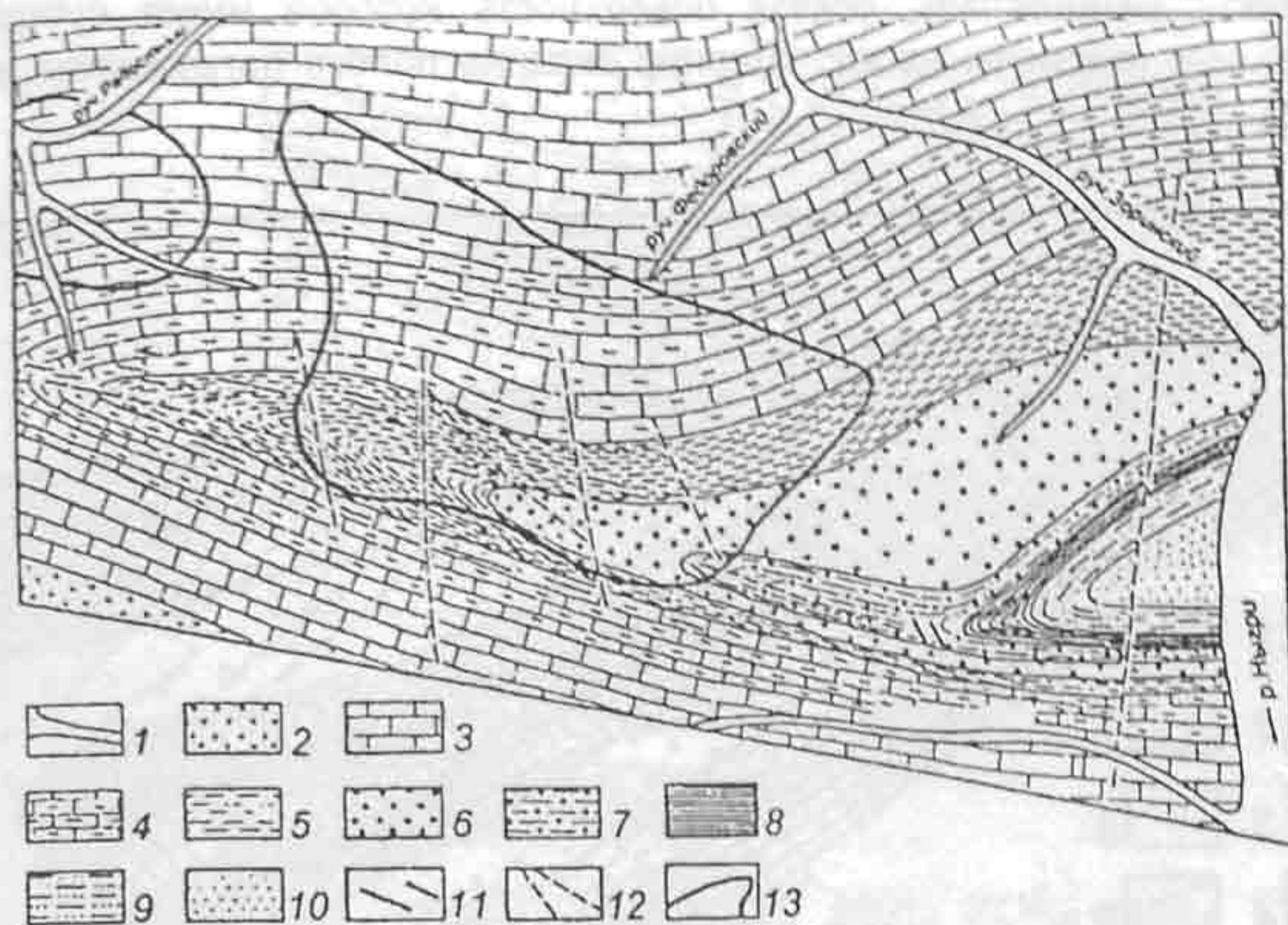


Рис.6.11. Схематическая геологическая карта месторождения Сухой Лог (Константинова и др., 2000):

1 - четвертичные отложения; 2 - ауakitская свита (кварцитовидные, иногда известковистые песчаники); 3,4 - имняхская свита; 3 - верхняя подсвита (известняки, сланцы, известковистые песчаники); 4 - нижняя подсвита (известково-слоистые сланцы, известковистые алевролиты); 5-10 - хомолхинская свита, верхняя подсвита: 5 - пятая пачка (алевритистые и филлитовидные сланцы, прослой мелкозернистых песчаников), 6 - четвертая пачка (тонкое переслаивание филлитов и алевролитов), 7 - третья пачка (алевритистые сланцы, прослой известковистых песчаников и алевролитов), 8 - вторая пачка (тонкослоистые филлиты с маломощными прослоями песчаников и алевролитов), 9 - первая пачка (филлиты, известковистые углеродистые сланцы с прослоями песчаников и алевролитов), 10 - хомолхинская свита, средняя подсвита (кварцитовидные песчаники с прослоями алевролитов и сланцев); 11 - кварцевые жилы; 12 - тектонические нарушения; 13 - рудная зона

Рудовмещающая хомолхинская свита состоит из трех подсвит: нижней (350-500 м), представленной углеродсодержащими сланцами и алевролитами с редкими прослоями углеродсодержащих известняков, средней (200-250 м) - серых песчаников с прослоями алевролитов и углеродистых сланцев, верхней (400-450 м) - углеродистых сланцев и алевролитов. Породы метаморфизованы регионально в хлорит-серицитово-фации.

В 6 км к юго-западу от месторождения Сухой Лог имеется небольшой гранитоидный массив - Константиновский шток (общая площадь около 0.5 км²).

Вокруг массива развит ореол контактового метаморфизма шириной 100-250 м. В районе массива находятся несколько субширотных даек гранит-порфиров и кварцевых порфиров.

Главной рудоконтролирующей структурой месторождения является Сухоложская антиклиналь, осевая поверхность которой имеет субширотное простирание с падением на юг. Шарнир складки полого погружается на запад (рис.6.12).

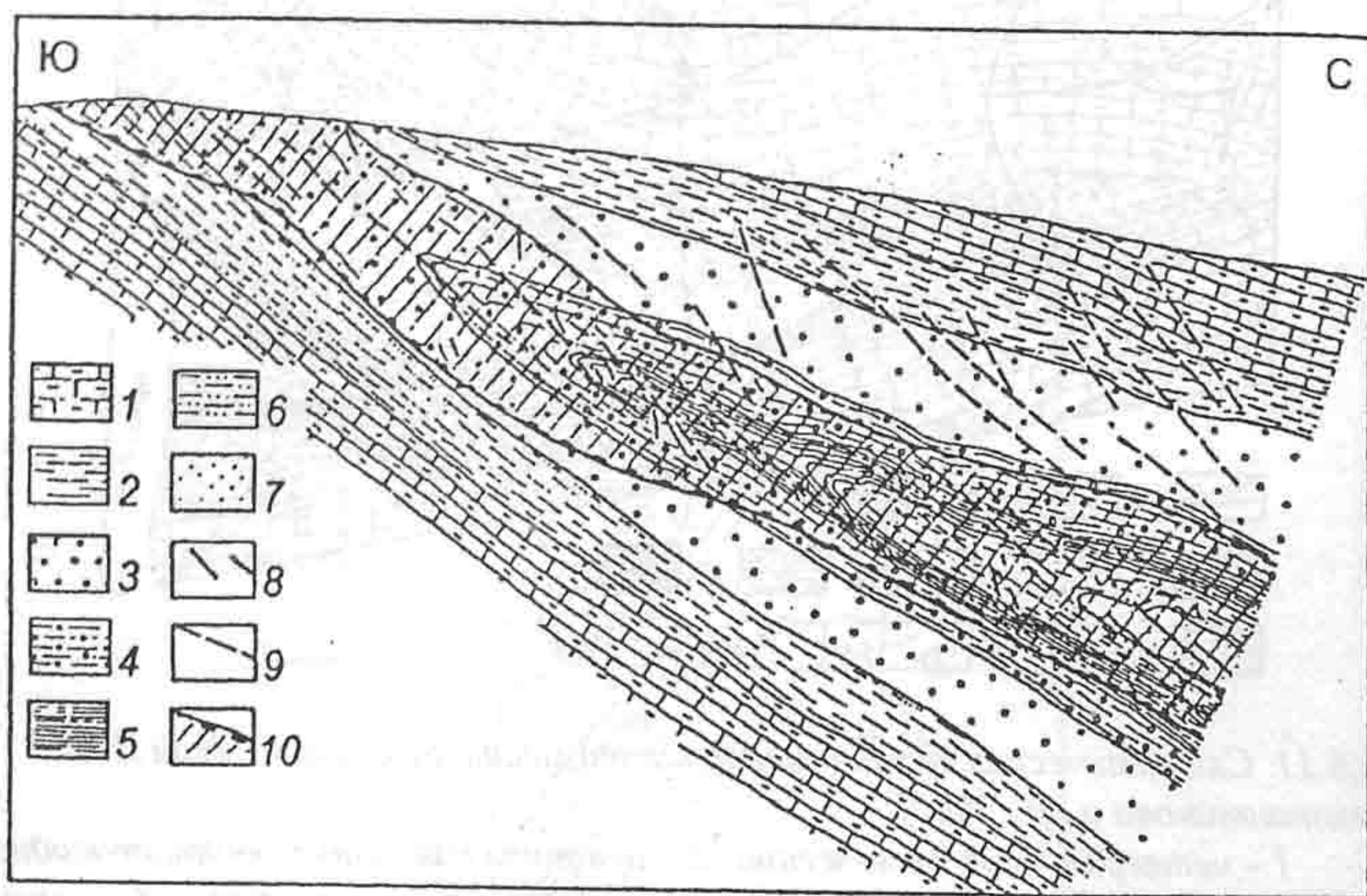


Рис. 6.12. Геологический разрез через центральную часть месторождения Сухой Лог (Константинова и др., 2000)

1 - имняхская свита, нижняя подсвита (сланцы, алевролиты, известково-сланцевые песчаники, прослои углеродистых сланцев); 2-6 - хомолхинская свита, верхняя подсвита: 2 - пятая пачка (алевритистые и филлитовидные сланцы, прослои мелкозернистых песчаников), 3 - четвертая пачка (тонкое переслаивание филлитов и алевролитов); 4 - третья пачка (алевритистые сланцы, прослои известковистых песчаников и алевролитов), 5 - вторая пачка (тонкослоистые филлиты с малоомощными прослоями песчаников и алевролитов), 6 - первая пачка (филлиты, известковистые углеродистые сланцы с прослоями песчаников и алевролитов); 7 - хомолхинская свита, средняя подсвита (кварцитовидные песчаники с прослоями алевролитов и сланцев); 8 - кварцевые жилы; 9 - тектонические нарушения; 10 - рудная зона

Промышленная рудная зона совпадает в основном с тектонической зоной смятия, которая наблюдается в приядерной части антиклинали, образовавшейся на заключительном этапе деформаций. Мощность зоны смятия на центральном участке сухоложской антиклинали составляет 200-250 м. Зона падает на северо-восток $15-50^{\circ}$ под углами $20-30^{\circ}$. Границы зоны нечеткие. По простиранию мощность ее уменьшается к западу и востоку от центрального участка.

Промышленная рудная зона прослежена по простиранию на 5 км и по падению на 15 км. Мощность собственно рудного тела, оконтуренного по борту 1 г/т золота, варьирует от 15 до 140 м. По простиранию оно прослежено на 3 км, по падению – до 1500 м (рис.6.13).

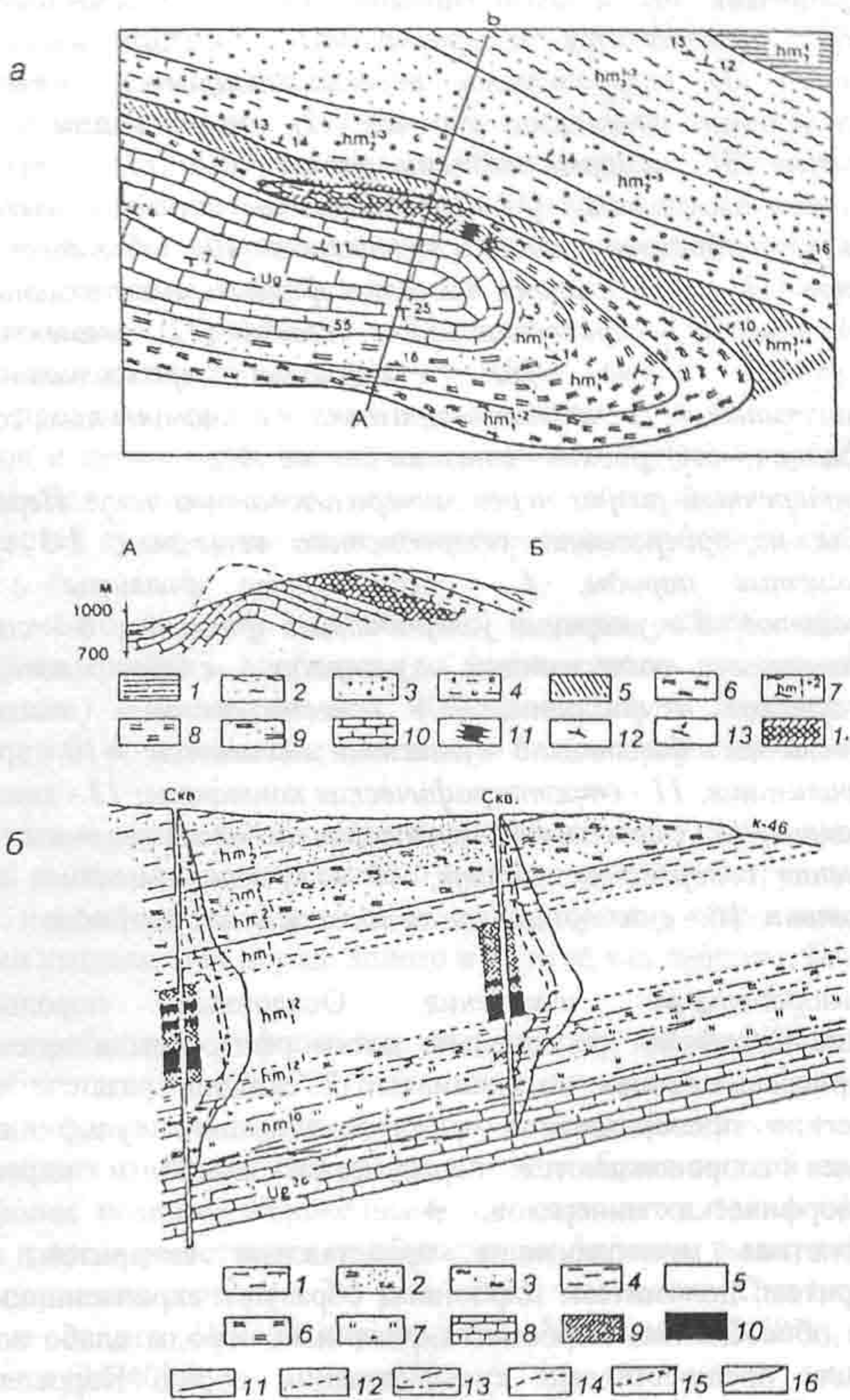


Рис.6.13. Литолого-стратиграфический контроль в локализации прожилково-вкрапленного золото-сульфидного оруденения месторождения Сухой Лог (Константинова и др., 2000).

Избирательная приуроченность к пачке умеренноуглистых ($C_{орг}=0.5-5\%$) низкокремниевых ($SiO_2=46-61\%$) филлитов. В высокоуглистых ($C_{орг}$ более 6%) и в более грубозернистых и высококремнистых (SiO_2 более 62%) породах (алевролитах и песчаниках) оруденение не развито:

а - геологический план. Рудовмещающая пачка (7), представленная умеренноуглистыми филлитами, по простиранию фациально выклинивается и сменяется на флангах месторождения высокоуглистыми сланцами (9), умеренноуглистыми филлитовидными алевролитами (8) и алевролитами (6). Перекрывающие безрудные породы представлены алевролитами с маломощными прослоями филлитов (1), алевролитами, переслаивающимися с песчаниками и маломощными прослоями сланцев (2), песчаниками с прослоями филлитов (3), кварцитовидными песчаниками (4) и песчаниками с прослоями алевролитов (5). Подстилающие породы - известковистые высокоуглеродистые сланцы и известняки (10). Обогащенный золотом участок (11) располагается в местах фациального выклинивания пачек пород; кливаж осевой поверхности складки (12); элементы залегания слоистости пород (13); сульфидная прожилково-вкрапленная минерализация (14): частая штриховка - с повышенным содержанием сульфидов (3-6%), редкая - с низким (менее 3%).

б - поперечный разрез через минерализованную зону. Перекрывающие породы, не содержащие углеродистого вещества: 1-3 существенно песчаные породы, 4 - песчаные филлиты с прослоями алевролитов; 5 - умеренно углеродистые филлиты; 6 - сажистые с повышенным содержанием углерода слабо известковистые алевросланцы и филлиты; 7 - известковистые высокоуглистые алевросланцы и филлиты; 8 - углистые известняки; 9-10 - золоторудная минерализация; 11 - стратиграфические контакты; 12 - литологические контакты; 13 - межслоевые и внутрипластовые разрывы; 14 - кривая изменения содержания пирита; 15 - кривая изменения содержания пирротина; 16 - суммарная кривая содержания сульфидов

Метаморфические изменения. Осадочные породы района месторождения Сухой Лог регионально метаморфизованы в зеленосланцевой фации. В приосевых зонах антиклинальных складок развиты наложенные метасоматические преобразования - карбонатизация, сульфидизация. Эти преобразования сопровождаются перекристаллизацией и переотложением ранних метаморфических минералов.

Карбонатная минерализация представлена сидеритом, анкеритом, манганосидеритом, доломитом. Карбонаты образуют вкрапленники, гнездово-линзовидные обособления. Карбонатизированные породы слабо золотоносны. Карбонатизация предшествовала сульфидизации пород. Корреляция между этими явлениями, исключая их единый структурный контроль, отсутствует.

Сульфидная минерализация почти исключительно пиритовая. В рудной залежи, кроме пирита, в качестве самостоятельных фаз отмечаются пирротин и арсенопирит, которые распространены на глубоких горизонтах и на флангах за пределами рудной залежи. В виде микроскопических выделений в пирите рудной зоны присутствуют (в порядке убывания) халькопирит, сфалерит, галенит, пентландит, миллерит.

Различаются несколько типов пиритовой минерализации: 1) пылевидная вкрапленность; 2) тонколинзовидные выделения и вкрапленность разобщенных

кубических мегакристаллов; 3) прожилковые гнездово-линзовидные и желвакоподобные обособления пирита с кварцем.

Рассеянный «фоновый» пирит характеризуется низкой золотоносностью (менее 1 г/т), повышенным содержанием никеля и кобальта, низким содержанием мышьяка. Изотопный состав серы этого пирита имеет широкую дисперсию (от -6.5 до +20‰, что свойственно сере, прошедшей цикл бактериальной сульфат-редукции).

В пределах зоны смятия при общем возрастании пиритовой минерализации (до 2-5%) преимущественно развиты пириты третьей группы. Прожилковый пирит отличается от вкрапленного повышенным содержанием мышьяка, более однородным изотопным составом серы (от +6.5 до +11.5‰), что возможно указывает на привнос серы из высокотемпературного гомогенизированного источника. Золотоносность этого пирита составляет десятки, иногда сотни граммов на тонну (максимум 315 г/т).

В пределах рудной зоны наблюдаются будинообразные желваки алевролитов и песчаников, интенсивно насыщенные пиритом разного размера. Они являются одной из наиболее золотоносных морфологических разновидностей сульфидной минерализации (среднее содержание золота около 60 г/т).

На месторождении Сухой Лог широко развиты кварцевые жилы нескольких генераций – дорудных (до формирования прожилковой пиритовой минерализации) и более поздних. Кварцевые жилы характеризуются очень неравномерным содержанием золота и в целом промышленного значения не имеют.

Золото в рудах самородное и связано с кварц-пиритовыми агрегатами. Около 65% выделений золота связано с пиритом, 15% - с другими сульфидами, 15-20% - находится в кварце или на контактах кварцевых выделений с минералами вмещающих пород. Золото в пирите, как правило, более тонкое, чем в кварце.

По пробности различаются две группы, самородного золота. Более высокопробное золото (900-920) является сингенетичным с метаморфогенным пиритом, образованным за счет укрупнения тонкодисперсного золота осадочно-диагенетических пиритов. Самородное золото более низкой пробы (840-880) является более поздним наложенным; оно отличается также более крупными размерами и преимущественно прожилковыми формами выделения.

Содержание серебра в 2-3 раза ниже, чем золота. Оно находится в виде лигатуры в золоте (10-15%), примеси в галените (40-50%), сфалерите и халькопирите (25-40%).

Генезис месторождения трактуется различным образом. Согласно постмагматической-гидротермальной концепции основной этап концентрации золота в рудах отвечает становлению интрузивных коровых (орогенных) гранитоидов. Изотопные соотношения свинца подтверждают значительную роль коровых процессов в образовании месторождения.

В соответствии с метаморфогенно-гидротермальной гипотезой, рудообразующие растворы генерировались, в основном, при региональном метаморфизме, который предшествовал внедрению гранитоидов. Основной источник золота - рудовмещающие толщи. Многократное переотложение золота, укрупнение и перераспределение с образованием промышленных

концентраций – следствие длительно последовательно развивавшихся процессов эпигенеза, метаморфизма и гранитизации. Интрузивные гранитоиды оказали лишь дополнительное стимулирующее влияние на перераспределение и локализацию золотого оруденения.

Другими примерами месторождений урана реометаморфического класса, локализующимися в метаморфических, но изначально обогащенных ураном осадочных, вулканогенных и интрузивных породах, могут быть месторождения Чехии (Пршибрам, Яхимов), Германии (Шлема Альберода), Франции (Буа-Ниар) и некоторые другие.

Так, крупнейшие месторождения Пршибрамского рудного поля залегают в верхнепротерозойских аргиллитах, алевролитах, конгломератах и песчаниках, объединенных в единую постспилитовую серию мощностью 1700-2000 м. По литологическому составу они сгруппированы в пять толщ (снизу вверх по разрезу): алевролит-аргиллитовую, конгломерат-песчаниковую, алевролит-песчаниковую, аргиллит-алевролитовую и песчаниковую.

Большинство рудных жил (84% общего количества) залегают в конгломерат-песчаниковой и алевролит-песчаниковой толщах, сложенных чередующимися прослоями песчаников и алевролитов.

В пределах Яхимовского рудного поля рудовмещающие породы представлены ордовик-кембрийскими гранат-мусковитовыми, пиритизированными углеродисто-биотитовыми с пропластками метаморфизованных карбонатсодержащих пород, двуслюдяными, гранат-мусковитовыми сланцами с прослоями амфиболитов и скарнов.

Для месторождений обоих этих регионов устанавливаются некоторые общие закономерности локализации оруденения. Это прежде всего четкий литологический контроль оруденения. Благоприятными для локализации уранового оруденения являются сланцы, обогащенные пиритом и графитом, а также амфиболиты, дайки лампрофиров, порфиритов, гранит-порфиров, скарны с повышенным содержанием железа и магния. Неблагоприятными для рудоотложения являются кварциты, лейкократовые кварц-мусковитовые сланцы и гнейсы, мигматиты и гранулиты.

К числу реометаморфических месторождений может относиться привлекающее внимание в последние годы жильное золотое оруденение, которое связано с тектоническими сдвиговыми зонами. Такие месторождения известны на древних щитах в пределах гранит-зеленокаменных областей, зеленокаменных поясов, в зонах тектонического меланжа и на контакте разновозрастных блоков. Наиболее значительные золоторудные жильные тела приурочены к зеленокаменным поясам архейских кратонов; при этом наибольшее количество золотоносных рудопроявлений и наиболее крупные месторождения этого типа отмечены в позднеархейских зеленокаменных поясах.

Анализ литературных материалов, выполненный О.А.Беляевым, показал, что по возрастным соотношениям с вмещающими метаморфическими породами сдвиговые зоны и связанную с ними золоторудную минерализацию, можно подразделить на два типа:

1. *Син- или позднеметаморфический тип* объединяет сдвиговые зоны, в которых возраста вмещающих пород, тектонитов и оруденения различаются несущественно, будучи ограничены рамками одного структурно-метаморфического цикла. Примерами таких зон (и рудопроявлений) являются

Сергеевское (архей), месторождения Клинцы и Майское (ранний протерозой) на Украинском щите, рудники Фразере и Гриффинс Файнд в Западной Австралии (поздний архей), месторождение Иломанси в Финляндии (поздний архей) и др.

2. *Наложенно-метаморфический тип* включает структуры, в которых оруденение связано с наложенными тектонометаморфическими процессами, существенно (на сотни миллионов лет) оторванными во времени от седиментогенеза и раннего регионального метаморфизма вмещающих толщ. Примером может служить развитие раннепротерозойских сдвиговых зон с жильной золотоносной минерализацией в архейских доменах и зеленокаменных поясах, как это установлено в Олондинском зеленокаменном поясе на Алданском щите. К этому типу относятся также готские сдвиговые зоны в свекофенских комплексах юго-восточной Швеции (рудопроявления Яделфорс и Солстад).

В пределах сдвиговых зон и зон тектонического меланжа золотое оруденение чаще всего приурочено к участкам, где тектонические, преимущественно хрупко-пластичные, деформации сопровождаются метасоматической проработкой вмещающих пород. Наиболее благоприятными для локализации оруденения являются зоны брекчирования, зоны развития штокверковой системы трещин, выполненных жильным веществом метасоматической природы. Как правило, такие зоны характерны для более компетентных слоев (толщ, тел) - метаинтрузивов, метаэффузивов, метапсаммитов и т.п.

В зеленокаменных поясах жильное золотоносное оруденение чаще всего приурочено к базит-гипербазитовым формациям. В качестве рудовмещающих формаций известны также полосчатая железорудная формация, нередко приуроченная к контакту ультрамафит-мафитовой и метатерригенной толщ, флишоидные метатерригенные толщи - метатурбидитовые и метаграувакковые и комплекс эндербитов.

Жильная золоторудная минерализация, пространственно и генетически связанная со сдвиговыми зонами в докембрийских комплексах, формируется в широком диапазоне Р-Т-условий: от зеленосланцевой до гранулитовой фации.

В пределах сдвиговых зон проявления золота связаны с метасоматическими жилками. Состав их, как правило, довольно однообразен и включает в разных сочетаниях и количественных соотношениях кварц, кальциевый силикат (амфибол, клинопироксен) и биотит. Такой состав жилок с золоторудной минерализацией характерен практически для всех тех ситуаций, когда рудовмещающие породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой и гранулитовой фации, а оруденение имеет син- или позднеметаморфический характер. Тесная связь минерализации с деформациями и близкими к кульминационным термодинамическими условиями метаморфизма подтверждается ее приуроченностью к осевым плоскостям сдвиговых складок, ориентировкой рудных зон параллельно региональной линейности, близкими термодинамическими условиями формирования минеральных ассоциаций рудовмещающих пород и собственно рудных тел. Оценки Р-Т-условий формирования жильной золоторудной минерализации в амфиболитовых и гранулитовых метаморфических комплексах показывают температурный интервал в 470-740°C и диапазон давления 3-6 кбар.

В жилках золото установлено как в самородном виде, так и в виде мельчайших включений в сульфидах, среди которых в высокотемпературных фациях наиболее часто отмечаются леллингит (FeAs_2), пирротин (FeS), пирит (FeS_2), арсенопирит (FeAsS), реже халькопирит (CuFeS).

В более низкотемпературных условиях (зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации) в составе жилков, помимо кварца, широко развиты карбонат (кальцит, сидерит, анкерит), флогопит, хлорит, фуксит, серицит, эпидот, турмалин; из сульфидов более распространен арсенопирит. Температура формирования рудных парагенезисов варьирует от 380 до 500°C.

По результатам изучения стабильных изотопов для высокотемпературного оруденения сдвиговых зон предполагается глубоководный и, возможно, мантийный источник минералообразующих флюидов. Источником золота при этом могут быть вмещающие или подстилающие породы-доноры (метабазит-ультрабазиты, метатурбидиты, метаграувакки, полимиктовые конгломераты), при метасоматическом преобразовании которых происходит перераспределение, переотложение и аккумуляция золота. Отложение золота осуществляется на фоне повышенной активности серы, мышьяка, висмута, теллура).

Выше отмечалось, что в золоторудных месторождениях и рудных полях нередко наблюдаются очень сложные взаимоотношения оруденения, метаморфизма, магматизма и тектогенеза. В.Н.Кожевников (2000) приводит в связи с этим интересные сведения по золоторудному району зеленокаменного пояса Ред Лейк (Сьюпириор, Канада), полученные зарубежными исследователями. Для этого района восстановлена длительная изотопно-датированная геологическая история (3000-2700 млн лет), в которой выделены две золоторудные эпохи. С ранней (2865 млн лет) эпохой связаны наиболее крупные месторождения Кэмпбелл и Диккинсон (рис.6.14), залегающие в древней (2992-2958 млн лет) базальт-коматиит-риолитовой толще, которая рассматривается в качестве источника Au. С более поздней эпохой (2718-2704 млн лет) связана серия месторождений, приуроченных к зонам деформаций и интенсивных метасоматических изменений вулканитов, штоков и даек гранодиоритов и кварцевых порфиров. Метаморфические изограды, конформные с контурами плутонов, секутся зонами деформаций и изменений пород. На более детальной карте (рис.6.15) отчетливо видно, что изограда, связанная с внедрением батолита Киллала-Баирд с возрастом 2704 млн лет, накладывается на деформационную зону, секущую шток Доум с возрастом 2718 млн лет. Золоторудные месторождения, связанные с деформационными зонами, оказываются в результате как в зеленосланцевой, так и в амфиболитовой зонах метаморфизма.

Время формирования деформационной сдвиговой зоны и позднего оруденения, связанного с ней, ограничен интервалом 2718-2704 млн лет. В районе Ред Лейк внедрение гранитоидных интрузии продолжалось около 40 млн лет в интервале 2742-2699 млн лет. Длительное становление гранитоидных интрузий и их рассредоточенность в пространстве создают благоприятные условия для метаморфо-метасоматических процессов и рудогенеза.

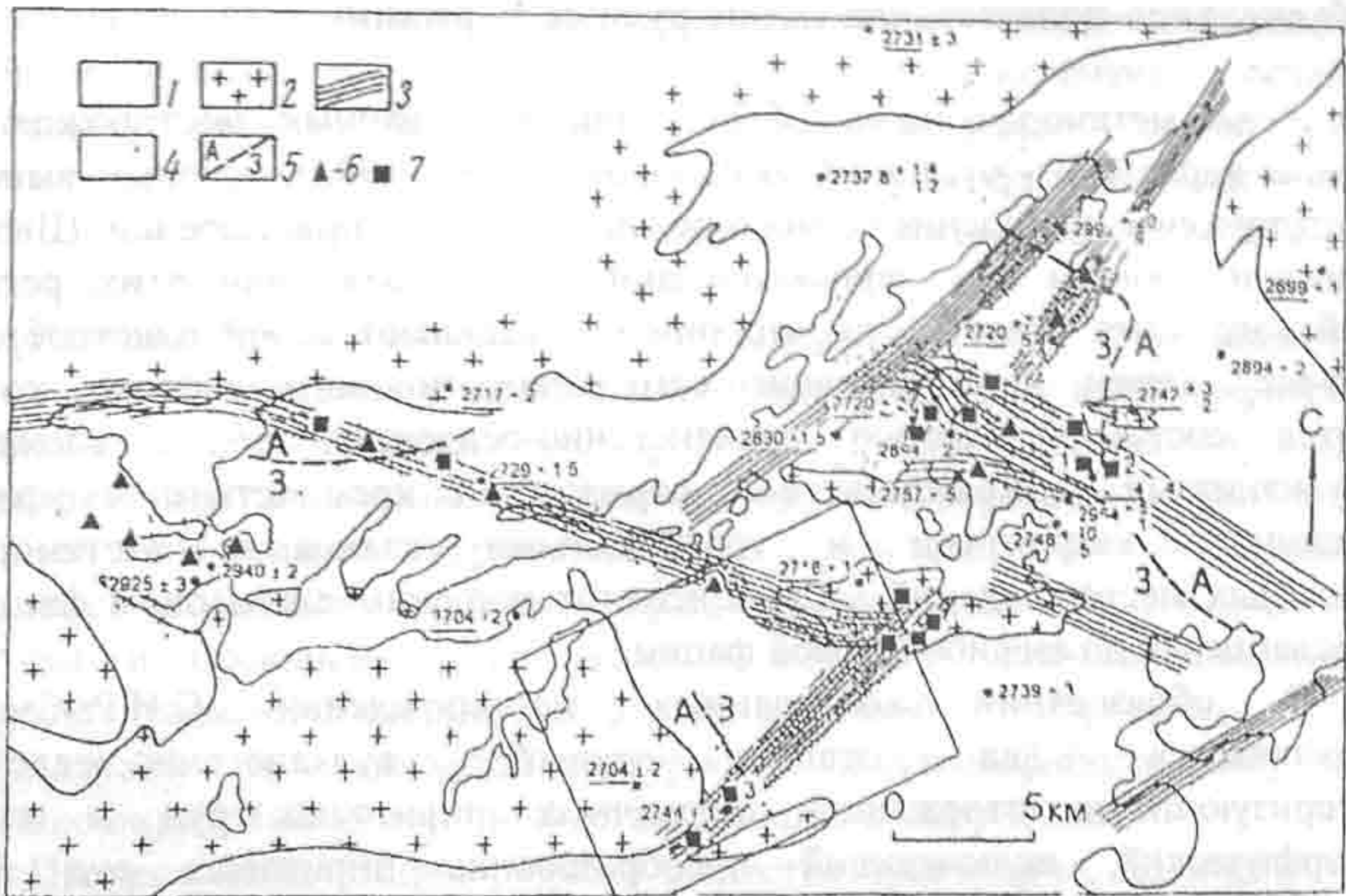


Рис.6.14. Геологическая схема золоторудного района Ред Лейк (Кожевников, 2000):

1 - осадочно-вулканогенные породы; 2 - батолиты и штоки ТТГ; 3 - зоны деформаций; 4 - сильноизмененные породы, 5 - границы зеленосланцевой (З) и амфиболитовой (А) фаций метаморфизма; 6 - рудопроявления; 7 - месторождения (1 - Кэмпбелл, 2 - Диккинсон, 3 - Мадсен). Подчеркнутые значения возрастов определены по кислым интрузивным породам, остальные значения определены по кислым и средним вулканитам. Детальная врезка приведена на рис.6.15.

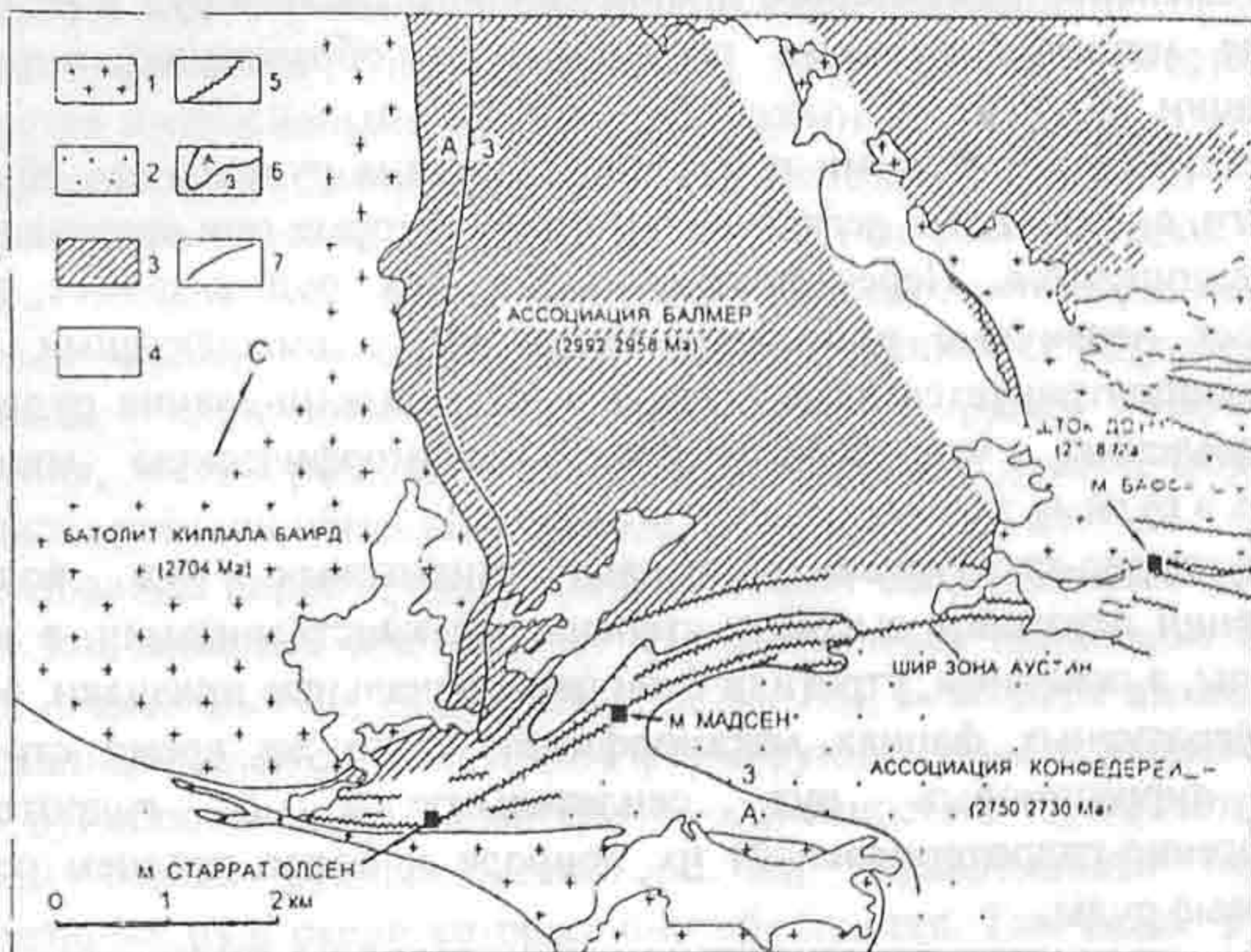


Рис.6.15. Схема соотношении плутонизма, метаморфизма, изменении пород деформации и золотого оруденения в южной части пояса Ред Лейк. По Andrews et al., 1986; Кожевников, 2000:

1 - интрузии ТТГ, 2 - известково-щелочные вулканиты, 3 - толеитовые вулканиты, 4 - деформационные зоны, 5 - сдвиговые зоны, 6 - граница амфиболитовой (А) и зеленосланцевой (З) фаций, 7 - геологические границы

6.2. Колчеданно-полиметаллические рудные формации

Роль метаморфизма в образовании колчеданных месторождений в основном характеризуются по С.И.Рыбакову (1982, 1988), который выполнил соответствующее обобщение по месторождениям этого типа Карелии, Швеции и Финляндии. Общим для серноколчеданных месторождений этих регионов Балтийского щита является то, что они представляют собой пластообразные согласные залежи пирротин-пиритового, пирротинового состава, которые являются составной частью вулканогенно-осадочной толщ, сложенных метавулканитами дацит-андезитовой формации, с кремнистыми туффитами, хемогенными кварцитами и графитистыми сланцами. Метаморфизм колчеданных месторождений характеризуется широким диапазоном фаций: от зеленосланцевой до амфиболитовой фации.

В образовании колчеданных месторождений С.И.Рыбаковым устанавливается два этапа: первый, вулканогенно-осадочный, характеризующийся отложением первичных пиритовых руд, и второй, метаморфический, включающий преобразование пиритовых руд и их регенерацию с образованием пирротиновой минерализации.

Под метаморфической регенерацией С.И.Рыбаков понимает суммарный комплекс метаморфических преобразований месторождений, к которым относятся:

- 1) изменение морфологии рудных тел и условий их залегания при складчатых деформациях;
- 2) перекристаллизация руд и изменение структурно-текстурных особенностей;
- 3) изменение химического и минерального состава руд в результате их растворения метаморфическими растворами и образование пирротиновой минерализации.

Изменение морфологии и условий залегания рудных тел обусловлено, прежде всего, складчатыми деформациями, при которых они «раздавливаются», иногда будинируются. Переотложение пиритовых руд в форме пирротина затушевывает первичные взаимоотношения руд с вмещающими сланцами. Пирротин концентрируется на флангах и местах выклинивания рудных тел (в «тенях» давления), что обуславливает метаморфическую минеральную зональность в рудных залежах.

Структурно-текстурные признаки пиритовых руд колчеданных месторождений отражают высокую степень перекристаллизации, в результате которой руды, в основном, утратили свои первоначальные признаки, особенно в высокотемпературных фациях метаморфизма. В то же время структуры и текстуры пирротиновых руд свидетельствуют о гидротермальной (метаморфогенно-гидротермальной) их природе и более позднем отложении, чем пиритовые руды.

Регенерация руд проходила в два этапа. На первом, связанном с метаморфизмом погружения, происходит перекристаллизация пиритовых руд с образованием различных бластических структур. Вначале процесс перекристаллизации протекает, главным образом, под воздействием теплового потока без заметного воздействия давления и растворов. Он начинается с разрушения тонких седиментогенных структур (колломорфных, оолитовых) и

образования тонкозернистых гранобластических агрегатов путем собирательной перекристаллизации. С усилением степени метаморфизма постепенно образуются значительно более крупнозернистые структуры - граногетеробластические, порфиробластические, ориентированно-бластические; в рудах появляется кварц. При этом происходит очищение пирита от элементов-примесей: Co, Ni, Си.

Второй этап метаморфической регенерации связан с главной фазой складчатости. В результате растворения пиритовых руд метаморфическими растворами и переотложения их в форме пирротина серноколчеданные месторождения в значительной степени пирротинизированы. Более позднее возрастное положение пирротиновой минерализации по отношению к перекристаллизованным пиритовым рудам устанавливается по жилам в них пирротина и брекчиевым текстурам, в которых обломки представлены перекристаллизованной пиритовой рудой, а цемент - пирротинном. В зонах амфиболитовой и высокотемпературной эпидот-амфиболитовой фаций небольшие пиритовые залежи полностью замещены пирротинном.

Процесс мобилизации рудного вещества происходил, по-видимому, на прогрессивной стадии метаморфизма, в то время как отложение носит регрессивный характер. В начале процесса регенерации растворы имели восстановительный характер, чему способствовала увеличивающаяся концентрация H_2S и низкое парциальное давление кислорода. На регрессивной стадии, по мере кристаллизации пирротина и других сульфидов, возрастала кислотность растворов и увеличивалось PO_2 . О возрастании кислотности растворов с падением температуры свидетельствуют также характерные миндалевидные выделения кварца в пирротиновых рудах, образование которых можно связывать с остаточными метаморфическими растворами.

Метаморфическое преобразование колчеданных месторождений сопровождается интенсивными метасоматическими процессами. Их характер и состав возникающих минеральных парагенезисов зависят как от термодинамических условий метасоматизма, так и от состава пород. При этом происходит активный обмен веществом между вмещающими породами и рудой. В пиритовых рудах Хаутаваарского месторождения образуются мелкие порфиробласты клиноцоизита, в аналогичных рудах Парандовского месторождения, метаморфизованных в амфиболитовой фации, формируются порфиробласты роговой обманки и граната.

Образование пирротиновой минерализации сопровождается частичным выносом из колчеданных руд серы с одновременным привносом некоторых рудогенных элементов (Си, Zn, Co, Ni, Pb, Sn, As). Благодаря выносу серы из серноколчеданных залежей, вокруг них формируются зоны вкрапленных руд и небольшие рудопроявления. Характерной особенностью их является то, что минеральный состав рудопроявлений и зон вкрапленности отличен от серноколчеданных руд, около которых они образуются. Так, около рудных тел Ведлозерского месторождения развивается сульфидная вкрапленность с арсенопиритом. В зоне Няльозерского серноколчеданного месторождения, расположенного севернее от Ведлозерского, установлена зона прожилково-вкрапленного полиметаллического оруденения, протяженностью 300 м и мощностью 80 м, примыкающая непосредственно к рудным телам. Оруденение представлено сфалеритом, галенитом, пиритом и пирротинном в кварц-

кальцитовых жилках. Содержание цинка и свинца в руде достигает промышленных значений.

На Хаутаваарском месторождении в диабазах, подстилающих рудовмещающую толщу, встречаются жилы эпидозитов мощностью до 10 см, которые содержат до 30-35% сфалерита. Минеральный состав этих жил представлен ассоциацией Кц (Эп)+Сфал+Трем+Ка+Кв. Эпидозиты со сфалеритовым оруденением установлены на рудопроявлении Корбозеро, в котором пирротиновое рудное тело с небольшим количеством халькопирита, сфалерита, сидерита приурочено к контакту плагиоклаз-биотитовых сланцев (метатуффитов) с метатуфами и металавами андезитового состава.

Пирротиновое тело имеет мощность 6-7 м и прослеживается на протяжении 1.5 км. В его контактах развиты эпидозиты (мощностью до 6-8 м) с хлоритом, тремолитом, кварцем, мусковитом, альбитом. Эпидозиты содержат до 5-10% сфалерита в виде жилок и гнезд размером 0.5-2.5 см и рассеянной вкрапленности. В пирротиновой руде встречаются гнезда с хлоритом и гранатом.

Для серноколчеданных месторождений Карелии характерно широкое развитие процессов железо-магнезиального метасоматоза.

В Хаутаваарской структуре зона железо-магнезиального метасоматоза приурочена к контакту диабазов и вулканогенно-осадочной пачки, которая сложена туфами дацитов, туффитами, кремнистыми туффитами, графитистыми сланцами, линзами туфоконгломератов. Вулканогенно-осадочные породы прорваны габбро-амфиболитами и телами гипербазитов. Железо-магнезиальный метасоматизм проявился в зоне шириной 200-250 м, прослеженной на расстоянии 4-5 км и следующей строго согласно складчатым структурам. Для нее характерно метаморфогенно-гидротермальное оруденение прожилково-вкрапленного типа, которое представлено пирротином, пиритом, халькопиритом, сфалеритом, редко встречается пентландит. Результатом метасоматического процесса явилось широкое развитие магнезиального хлорита, андалузита, кордиерита, биотита, тремолита, силлиманита. Встречаются также диопсид, уваровит, фуксит, флогопит. Одновременное нахождение андалузита и силлиманита свидетельствует о сложной метаморфической истории месторождения с изменением P-T условий. Хлорит нередко развивается в виде жил, а в грубообломочных туфах и конгломератах он практически полностью замещает цемент. Кордиерит и андалузит обычно образуют скопления довольно крупных кристаллов, а силлиманит встречен в графитистых сланцах в виде лучистых порфиробластических зерен и агрегатов. Характерно появление хромсодержащих минералов - фуксита и граната-уваровита. Во всей зоне значительно проявлена турмалинизация, а в ряде мест - скаполитизация, что свидетельствует о высокой активности при метасоматозе бора и хлора. В метасоматитах, по сравнению с неизменными породами, значительно повышается содержание магния, железа, а также никеля, кобальта, хрома. Образование метасоматитов рассматривается как биметасоматический процесс на стадии кислотного выщелачивания.

К реометаморфическим месторождениям рассматриваемого типа относятся колчеданные полиметаллические месторождения Центральной Швеции так называемого Фалунского типа (Фалун, Гарпенберг, Риллсхиттан,

Кальвбекен, Кавель-торп, Сала и др.), а также месторождения района Шеллефтео и его юго-восточного продолжения в Финляндии.

Колчеданные месторождения Центральной Швеции приурочены к осадочно-вулканогенной формации раннего протерозоя, прорванной ранне- и поздне-свекофенскими гранитами. Нижняя часть разреза этой формации состоит из кислых метавулканитов (лептитов), переслаивающихся с карбонатными и железорудными горизонтами. Верхняя часть разреза формации сложена метатерригенными сланцами, иногда графитсодержащими. Рудные тела имеют форму крутопадающих согласных линз, штоков, столбов и вместе с вмещающими породами нередко пересекаются зонами дробления. Непосредственно вмещающими их породами являются рассланцованные лептиты, кварциты, прослойки скарнированных известняков (рис.6.16).

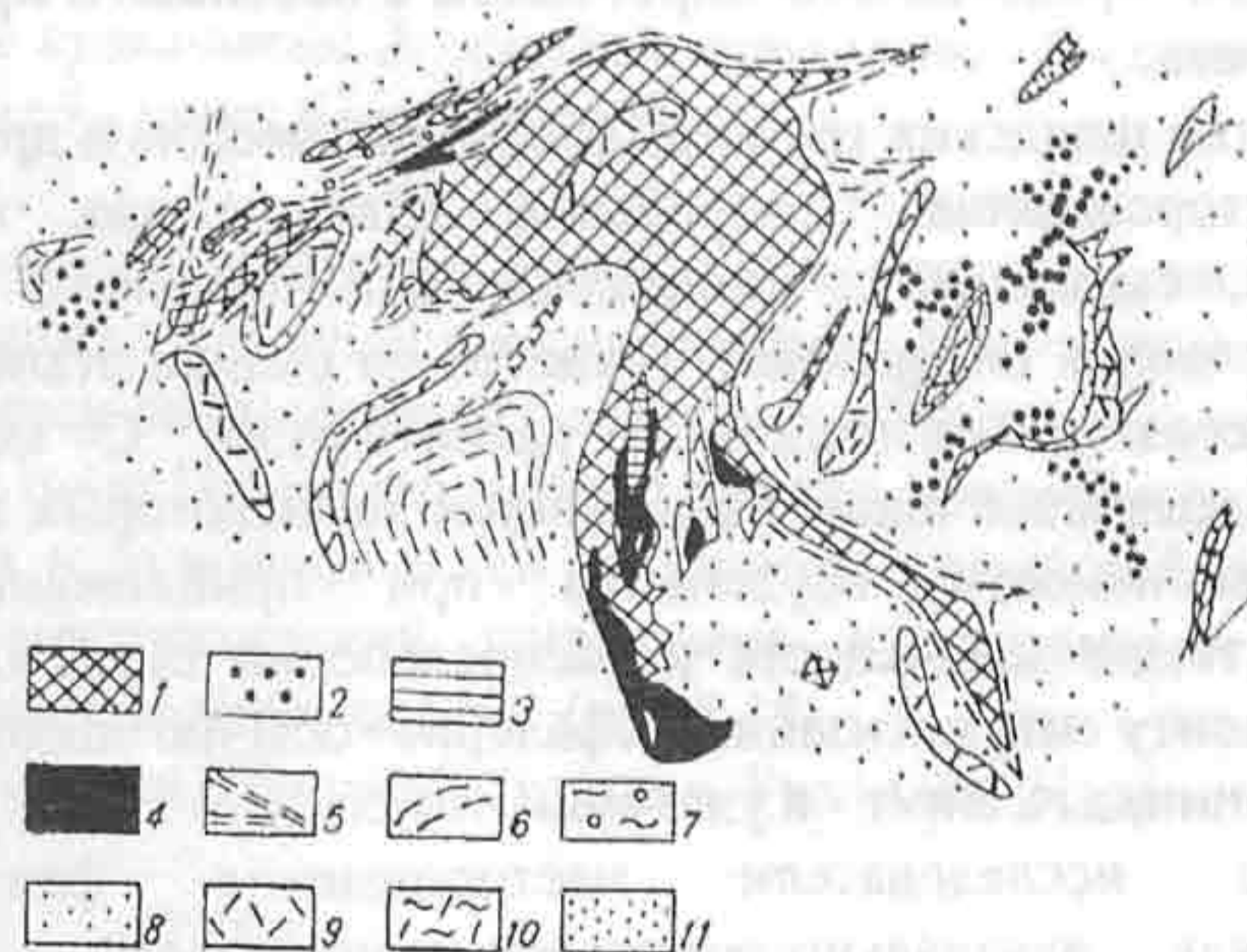


Рис.6.16. Схема геологического строения месторождения Фалун (по Х.Коарку: Рыбаков, 1982):

1 - руда; 2 - вкрапленная руда; 3 - скарн; 4 - известняк; 5 - скель; 6 - лептиты; 7 - кордиерит-слюдистые сланцы; 8 - кварцит; 9 - кварцевый порфир; 10 - порфиرويد; 11 - амфиболит

Рудные тела окружены породами, известными под названием «скели», состоящими из биотита, хлорита, талька, антофиллита, жедрита, кордиерита, часто с куммингтонитом, роговой обманкой и гранатом. Сульфиды в рудах представлены пиритом, пирротинном, сфалеритом, галенитом, халькопиритом. В небольших количествах встречаются арсенопирит, кубанит, тетраэдрит, валлериит, висмутин, самородные висмут и золото.

Массивные руды многих месторождений (Фалун, Гарпенберг, Кальвбекен) залегают в так называемых рудных кварцитах вблизи их контактов со скарнированными карбонатными породами. Кварциты представляют собой темно- и светло-серые, иногда зеленоватые афанитовые породы, нередко слоистые с содержанием SiO_2 до 82%. Содержание MgO в них не превышает 3-3.5%. Кварциты содержат также мусковит, биотит, хлорит, кордиерит, гранат, ставролит, андалузит и сульфидную вкрапленность. Эти породы образуют пласты мощностью до 80 м. В участках наименьшего проявления

магнезиального метасоматизма кварциты переслаиваются с карбонатными породами.

На месторождении Оммеберг в центральной части его рудной зоны преобладают серые полосчатые лептиты с пластами известняков и скарнов. В полосчатых лептитах тонко рассеяны сульфиды (пирротин, сфалерит и галенит), местами они образуют значительные концентрации. Севернее рудоносной зоны развиты однородные красные лептиты, богатые калием. С южной стороны лептиты превращены в гнейсы, мигматиты и прорваны телами пегматитов и гранитов. Рудные тела имеют форму пластов, смятых в складки, блокированных. Главное рудное тело сложено вкрапленными рудами сфалерита и галенита в тонкополосчатом лептите. У южного контакта этих руд находится скарновая зона с пироксеном, гранатом, роговой обманкой, слюдой. Сульфиды в скарнах представлены пирротинном с небольшой примесью пирита, сфалерита и галенита.

Большинство шведских геологов (Гейр, Магнессон и др.) рассматривает сульфидные месторождения Центральной Швеции как гидротермально-метасоматические, связанные с процессом магнезиального метасоматизма, который был обусловлен внедрением гранитов на ранних этапах складчатости, развитием процессов мигматизации и гранитизации. С метасоматозом и мигматизацией связывается также наблюдаемое на некоторых месторождениях увеличение интенсивности оруденения при приближении к фронту мигматизации, а также зональность в распределении сульфидов в рудах по отношению к фронту мигматизации: сфалерит обычно находится ближе к фронту мигматизации, а галенит - в удалении от него.

Некоторые исследователи месторождения фалунского типа рассматривают как изначально эксгальционно-осадочные, впоследствии метаморфизованные и переотложенные. Магнезиальный метасоматизм и образование рудных кварцитов связывается с воздействием на лептиты субвулканических растворов. Кварциты рассматриваются как метаморфизованные кремнистые осадки (кремнистые туффиты, отчасти хемогенные кварциты).

В южной Финляндии месторождения колчеданного типа (Ориярви, Айяла и Метсямонту) приурочены к широтной сланцевой зоне Киско-Кеми, сложенной метавулканитами кислого и среднего состава, метаосадочными породами и пачками метавулканитов основного состава. Изначально в разрезе имело место переслаивание кислых лав и агломератов, туффитов, известняков, граувакк, аргиллитов, основных вулканитов, железистых осадков. Супракрустальные метаморфические комплексы прорваны субвулканическими дайками и силлами кварцевых порфиров. Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового типа.

Колчеданные залежи имеют форму сложных согласных крутопадающих линз, имеющих субширотное простирание. В месторождениях Айяла и Метсямонту рудный горизонт локализован в верхней части кислых метапирокластов со скарнами и карбонатными породами (рис. 6.17). По латерали рудный горизонт сменяется обогащенными пиритом сланцами, переходящими в железистые осадки с магнетитом. Рудные тела месторождения Ориярви залегают в антофиллит-андалузит-кордиеритовых, андалузит-серицитовых с антофиллитом сланцах.

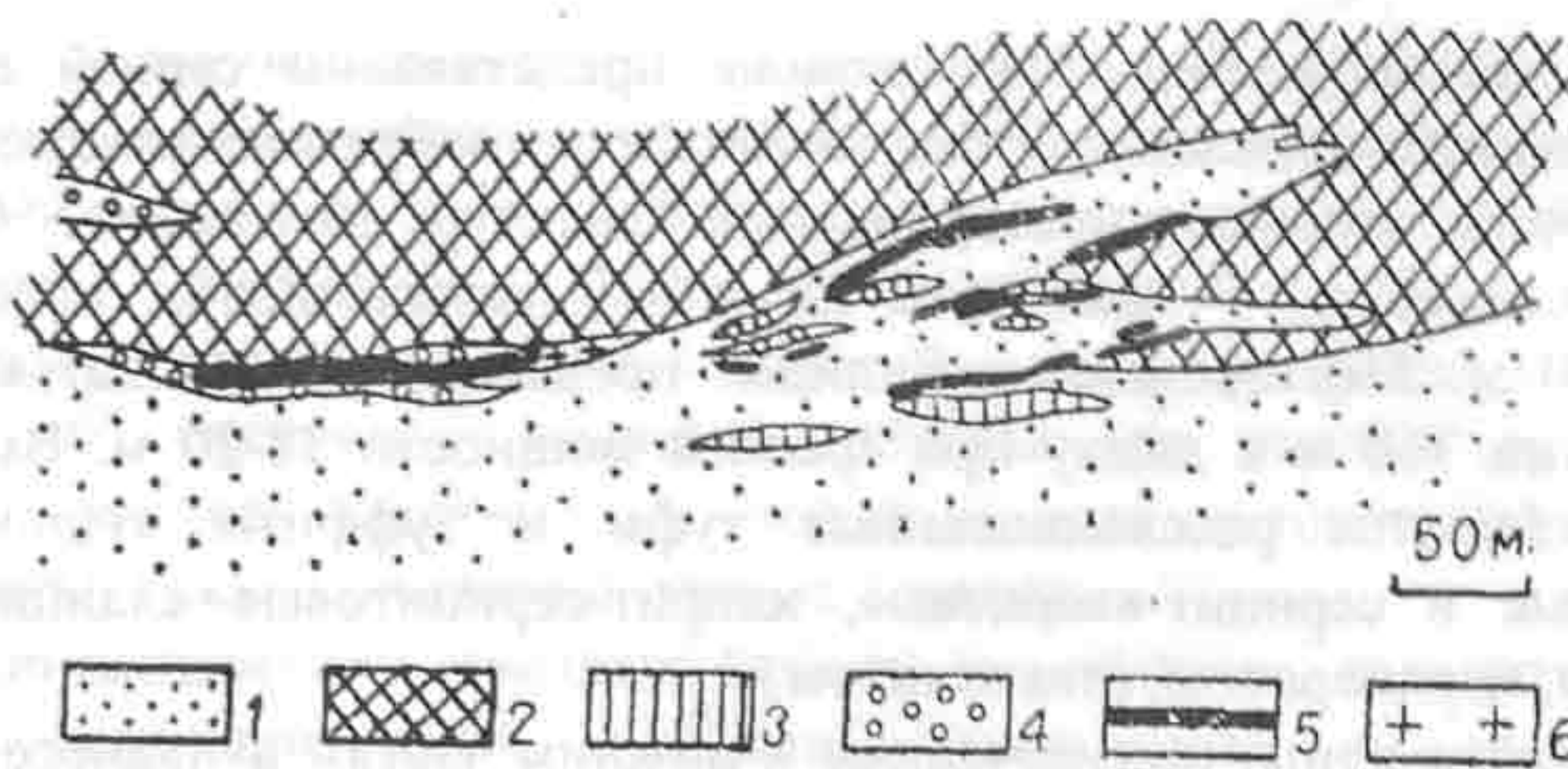


Рис.6.17. Геологическая схема месторождения Айяла (по U.Latvalahti, 1979; Рыбаков, 1982):

1 - кислые вулканиты; 2 - средние вулканиты; 3 - основные вулканиты; 4 - скарны; 5 - руда; 6 - пегматиты

В минеральном составе руд преобладают пирротин, пирит, халькопирит, сфалерит и галенит. Различаются массивные, брекчиевые и вкрапленные текстуры руд, причем экономически более ценны брекчиевые руды.

В рудном поле Шелефтео рудные залежи приурочены к вулканогенной серии Маурлиден и занимают в ней различную стратиграфическую позицию. Большая часть месторождений приурочена к контакту вулканогенной и вышележащей филлитовой серий (рис.6.18). К ним относятся крупные месторождения Булиден, Лонгзеле, Лонгдал, Ревлиден, Удден и другие.

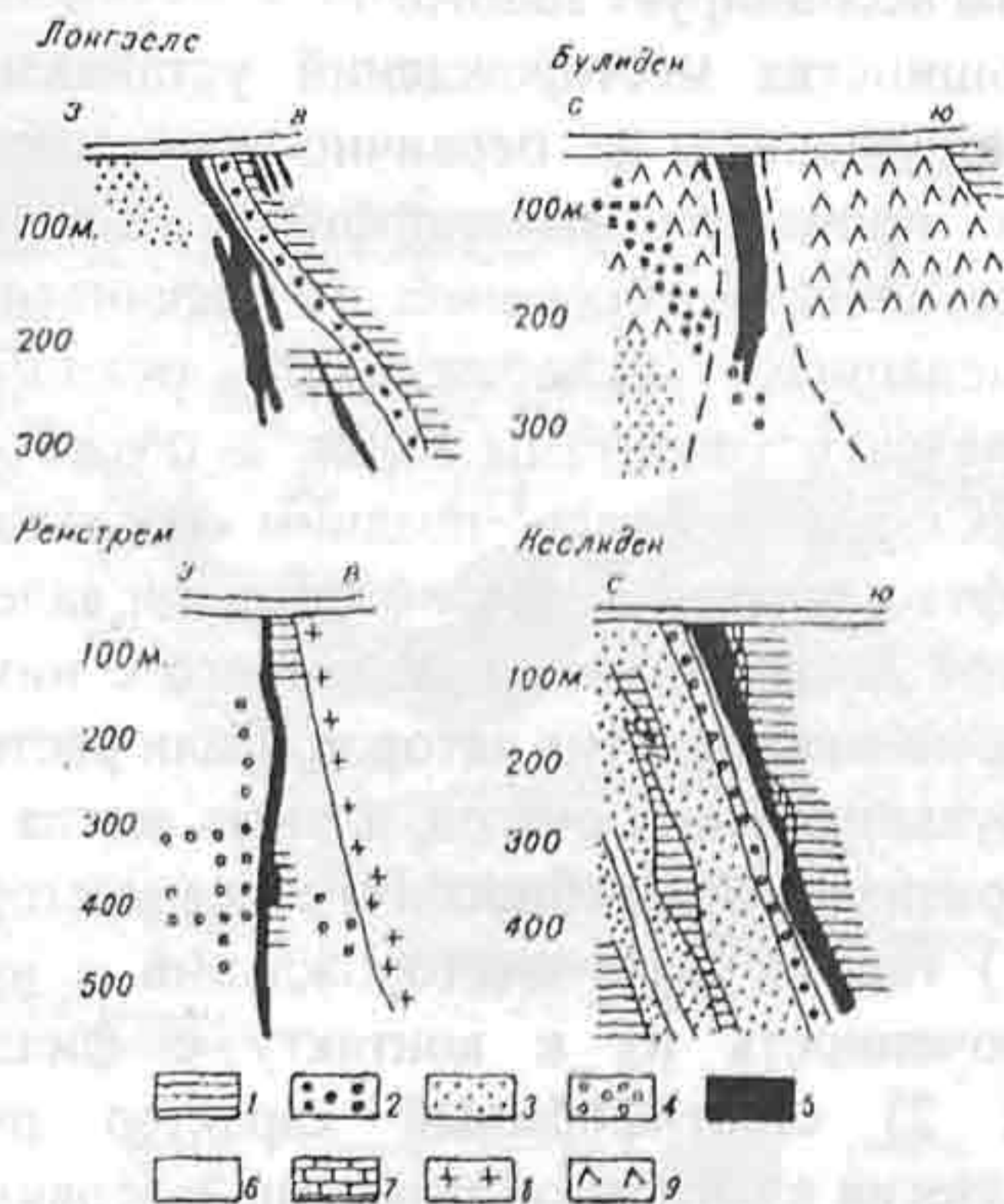


Рис.6.18. Разрезы некоторых месторождений рудного поля Шелефтео (по D.T.Rickard and H.Zweifel, 1975; Рыбаков, 1982):

1 - филлиты; 2 - дациты; 3 - кварцевые кератофиры; 4 - агломераты; 5 - руда; 6 - серицитовые кварциты; 7 - известняки, доломиты; 8 - диорит-порфириды; 9 - кератофиры

Эти месторождения, как правило, представлены серией согласных с первичным напластованием крутопадающих пластообразных залежей. Наиболее крупные из них, например месторождение Раккеяур, достигают 550 м в длину при мощности 65 м. Рудные тела на этом месторождении прослежены до глубины 320 м. Месторождение Булиден представлено тридцатью залежами, достигающими 360 м в длину при средней мощности 18-20 м. Вмещающими породами являются рассланцованные туфы и туффиты кислого состава, превращенные в серицит-кварцевые, хлорит-серицитовые сланцы, иногда с андалузитом, кордиеритом, ставролитом.

Месторождения, приуроченные к нижним частям вулканогенной серии, локализуются также на контакте тонких туфов, туффитов, иногда метасоматически преобразованных, с прослоями черных сланцев. Рудные залежи участвовали в складчатости вместе с вмещающими породами и приобрели крутое залегание, согласное со сланцеватостью.

Характерной чертой колчеданных руд Шелефтео является большое разнообразие их минерального состава. Основным минералом является пирит. В различных количествах содержатся халькопирит, сфалерит, галенит, пирротин, арсенопирит, сурьмяно-висмутовые минералы, серебро, золото. В пределах отдельных месторождений отмечается зональное распределение характерных минеральных ассоциаций. В Лонгзеле, Ревлидене, Ревлидмиране в кровельной части рудных тел концентрируется сфалерит, а подошва залежи обогащена халькопиритом. Содержание пирротина имеет тенденцию увеличиваться в сторону гранитов, а с удалением от них возрастает содержание халькопирита и затем сфалерита. Руды ряда месторождений содержат арсенопирит, с которым ассоциирует золото.

Для руд большинства месторождений устанавливаются текстуры и структуры, свидетельствующие о их первично-седиментогенном генезисе и о наложении на руды процессов метаморфизма. Среди них различаются массивные, полосчатые, слоистые, брекчиевые и брекчиевидные текстуры.

Генезис колчеданных месторождений рудного поля Шелефтео первоначально связывался с гранитами Йорн, а позже - с более молодыми гранитами Ревсунд. Согласно более поздним исследованиям сульфидные месторождения Шелефтео являются стратиформными залежами, возникшими в процессе вулканической деятельности и связанного с ним осадкообразования. Источником металлов, по мнению этих авторов, были растворы, поступающие в морской бассейн из вулканических очагов, а часть могла быть выщелочена из вмещающих пород. Признаками подобного генезиса месторождений могут быть следующие факты: 1) тесная связь месторождений с вулканической серией Маурлиден и приуроченность их к контакту с филлитовой серией или горизонтам осадков; 2) стратиформный характер рудных залежей, их пластообразная морфология и согласное залегание с первичным напластованием пород; 3) слоистые текстуры и реликты глобулярных структур руд; 4) метаморфизм месторождений и участие их в складчатости; 5) однородный состав изотопов свинца и серы (последний близок метеоритному), что противоречит представлениям о мобилизации этих элементов из осадочных пород под воздействием гранитов.

Непосредственным юго-восточным продолжением «рудного поля Шелефтео» является главный рудный пояс Финляндии, протягивающийся от

Ботнического залива до Северного Приладожья. В рудной зоне Виханти, расположенной в северо-западной части этого рудного пояса, известно более десятка месторождений, наиболее крупным из которых является месторождение Лампинсаари. Обобщенный разрез рассматриваемого района, по данным Р.Роухункоски, представляется в следующем виде (снизу вверх): а) основные вулканиты; б) слюдистые сланцы и гнейсы (по кислым вулканитам?) с прослоями аркозов, карбонатных пород и жил скарнов; в) граувакки и конгломераты; г) кварц-полевошпатовые сланцы.

Рудовмещающий комплекс сложен граувакками, кварцитами, черными сланцами, кордиеритовыми гнейсами, доломитами и скарнами. Руды представлены двумя согласными залежами, одна из которых залегает среди кварцитов и имеет существенно пирротин-пиритовый состав, а вторая приурочена к зоне скарнов. Основными рудными минералами являются сфалерит, пирит, халькопирит, пирротин, галенит. В рудах устанавливаются массивные брекчиевые, слоистые и вкрапленные текстуры. Они претерпели складчатость и метаморфизм в условиях амфиболитовой фации.

В 100 км к юго-востоку от Виханти расположено рудное поле Пюхясалми-Пиелавеси, где известны месторождения Пюхясалми, Вуохтоеки, Галлапера, Каллиокила, Сявия. По данным О.Хеловуори и Т.Хухтала район сложен вулканитами основного, кислого и среднего состава, превращенными в амфиболиты, слюдистые сланцы и гнейсы.

Рудные тела пластообразной формы залегают в кварц-серицитовых сланцах, переслаивающихся со слюдистыми гнейсами и сланцами с прослоями агломератовых туфов основного состава (рис.6.19). Руды сложены пиритом, сфалеритом, халькопиритом с примесью арсенопирита, галенита, теннантита, золота и барита.

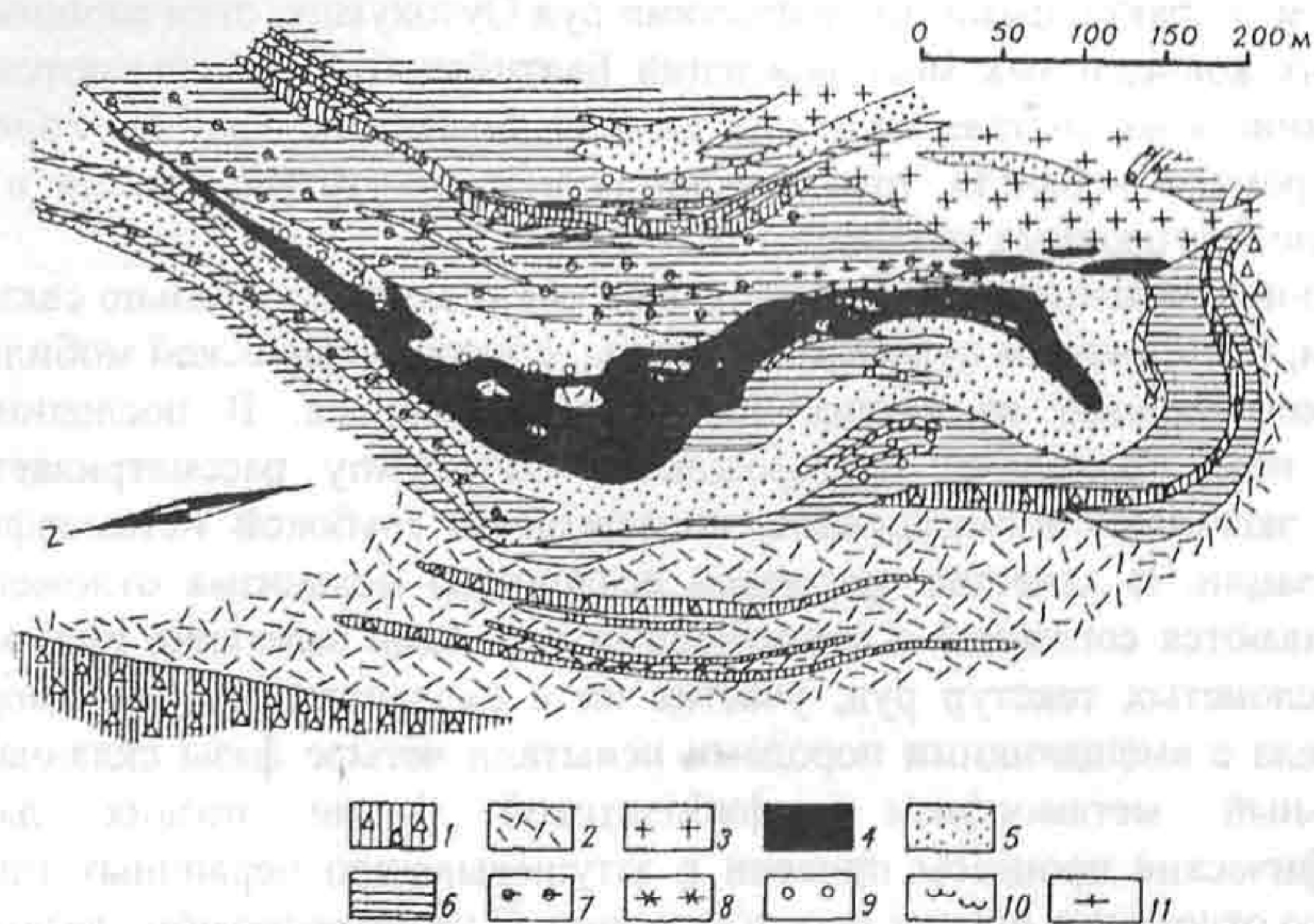


Рис.6.19. Геологическая схема месторождения Пюхясалми (по О.Хеловуори 1979; Рыбаков, 1982):

- 1 - основные вулканиты; 2 - кислые вулканиты; 3 - пегматиты; 4 - рудное тело; 5 - серицитовые сланцы; 6 - слюдистые гнейсы; 7 - кордиерит; 8 - антофиллит; 9 - гранат; 10 - хлорит; 11 - биотит

Специфичны среди меторождений рассматриваемого типа никель-медные месторождения Оутокумпу и Вуонос, расположенные в юго-восточной Финляндии. Эти месторождения локализируются в так называемом комплексе Оутокумпу, раннесвекофеннский возраст, образующим узкую зону северо-восточного простирания с падением на юго-восток под углом 40-50°. Вмещающий комплекс сложен кварцитами, черными сланцами, доломитами, скарнами и серпентинитами, залегающими среди различных слюдистых метатерригенных сланцев. На месторождении Оутокумпу рудное пластообразное тело с северо-восточным простиранием и падением на юго-восток под углом 35-50° локализуется в рассланцованных кварцитах вблизи контакта с серпентинитами.

По минеральному составу выделяются два типа руд: существенно пиритовый и существенно пирротинный, имеющие между собой постепенные переходы. Пирротинная минерализация развита по периферии рудного тела и на его выклинивании. В ассоциации с пирротинном в различных количествах, присутствуют халькопирит, сфалерит, кубанит, валлериит, минералы группы линнеита, станнин, хромит, магнетит, реже кобальтсодержащий пентландит (у контактов с серпентинитами), галенит, золото.

Выделяются три структурно-текстурных типа руд (Gaal et al., 1990): слоистый, массивный, брекчированный.

В слоистых приконтактовых рудах слои массивных сульфидов чередуются со слоями кварцитов или сланцев. Массивные руды слагают центральные части залежей и имеют постепенные переходы со слоистыми рудами. Брекчиевые типы руд образованы при деформациях массивных и слоистых руд, а также вмещающих пород. Одно рудное тело находится в скарнированной окварцованной зоне; оно обогащено пентландитом, хромитом и уваровитом. Характерными особенностями руд Оутокумпу, отличающими их от руд других колчеданных месторождений Балтийского щита, являются резкое преобладание в их составе меди над цинком, аномально высокие содержания никеля, хрома и кобальта, практически полное отсутствие свинца и низкое содержание благородных металлов.

Происхождение руд Оутокумпу финские геологи изначально связывали с гранитами, с внедрением сульфидной магмы, с метаморфической мобилизацией рудных компонентов из вмещающих черных сланцев. В последние годы многими исследователями месторождение Оутокумпу рассматривается как первично эксгалационн-осадочное, подвергшееся глубокой метаморфической ремобилизации. В качестве признаков осадочного механизма отложения руд рассматриваются согласное с вмещающими породами залегание рудного тела, реликты слоистых текстур руд, участие их в складчатости и метаморфизме. Рудные тела с вмещающими породами испытали четыре фазы складчатости и региональный метаморфизм амфиболитовой фации низких давлений. Метаморфические процессы привели к затухиванию первичных признаков осадочного отложения руд, их переотложению. С метаморфизмом связано также образование скарноидов как продуктов биметасоматических явлений.

Таким образом, условия образования, характер строения и рудная минерализация колчеданных месторождений существенно зависят от фациальных условий метаморфизма. В условиях зеленосланцевой фации происходит частичная перекристаллизация пиритовых руд без существенного

пространственного перемещения вещества. В руде по трещинам и зонам дробления развиваются кварц, хлорит, карбонат. Происходит незначительная пирротинизация пиритовых руд. Околорудные изменения проявлены слабо. Месторождения зеленосланцевой фации по этим признакам относятся к прометаморфическому классу.

Прогрессивный метаморфизм обуславливает более интенсивную метаморфическую регенерацию колчеданных месторождений. В зонах эпидот-амфиболитовой фации происходят, наряду с изменением строения и морфологии рудных залежей, значительные минеральные и текстурно-структурные преобразования руд. Характерна пирротинизация руд с мобилизацией некоторых рудных компонентов и формированием полиметаллического оруденения. Частичное растворение сульфидных руд приводит к переотложению их в форме метасоматических залежей и жил.

В условиях амфиболитовой фации процессы преобразования колчеданного оруденения интенсифицируются в еще большей степени. Важную роль приобретают метасоматические процессы, прежде всего железо-магниевого метасоматоза, развивающийся перед фронтом гранитизации вмещающих породных комплексов. В связи с проявлениями метасоматоза формируются промышленные полиметаллические месторождения. Непосредственно в зонах гранитизации колчеданные месторождения, полностью регенерируются с утратой практически всех черт их бывшего происхождения.

ОРТОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

Формации ортометаморфического класса объединяют месторождения полезных ископаемых, рудное или нерудное вещество которых возникло в процессе регионального метаморфизма, причем концентрация и локализация рудных компонентов определялись геотермическим, динамическим и геохимическим режимом метаморфизма. В этот класс, как уже отмечалось, обычно включаются месторождения: 1) палингенно-метасоматические (пегматитовые), возникшие в процессах магматического замещения, дифференциации вещества при выплавлении и консолидации гранитоидного расплава, а также в результате дальнейших постгранитизационных метасоматических преобразований; 2) гидротермально-метасоматические или метаморфогенно-гидротермальные.

Считается, что метаморфогенно-гидротермальные месторождения возникают в условиях проявления регионального зонального плутонометаморфизма, который развивается под влиянием глубинных флюидов и сопровождается существенным метасоматическим преобразованием пород. Рудные компоненты в основном привносятся из зон высокотемпературного метаморфизма и гранитизации флюидными растворами; часть рудных компонентов мобилизуется из вмещающих пород.

В числе основных типоморфных особенностей ортометаморфического оруденения отмечаются следующие: 1) тесная временная сопряженность с процессами зонального метаморфизма и гранитизации; 2) формирование основного оруденения в инверсионный этап развития подвижных зон и геосинклиналей; 3) решающая роль в локализации обогащенного оруденения пликативных и разрывных структур собственно складчатого и позднескладчатого тектонических этапов; 4) пострудный возраст магматических пород и тектонических разрывов.

С нашей точки зрения, к классу ортометаморфических месторождений, кроме палингенно-метасоматических и гидротермально-метасоматических, должна быть отнесена и группа месторождений, для которых промышленно значимыми компонентами являются не определенные химические элементы, а конкретные минералы с определенным составом и кристаллической структурой. В эту группу ортометаморфических месторождений можно отнести многие неметаллические полезные ископаемые, такие как флогопит, гранат, ставролит, алмаз, корунд, асбест и другие. Отнесение их к ортометаморфическому классу обуславливается тем, что именно термодинамические и геохимические условия метаморфизма и метасоматоза определяют возникновение интересующей минеральной фазы, ее состав, физические и технологические свойства. Конечно, полезные компоненты месторождений этой группы возникают за счет химических элементов вмещающих пород или же в связи с метасоматическими преобразованиями пород. В этом отношении месторождения выделяемой группы, которая может быть определена как собственно метаморфическая, в некоторых отношениях сродни прометаморфическим и реометаморфическим

месторождениям. Однако, учитывая то, что полезное значение имеют не сами химические элементы, а конкретная форма их минерального воплощения, которая определяется условиями метаморфизма и метасоматоза, эти месторождения должны рассматриваться как чисто метаморфические или метасоматические.

Палингенно-метасоматические (пегматитовые) месторождения, их строение, условия формирования, металлогеническая и минерагеническая специализация в зависимости от условий метаморфизма (в широком смысле этого понятия), освещены во многих научных и учебных публикациях (Салье, Глебовицкий, 1976; Гродницкий, 1982). Поэтому ниже характеризуются гидротермально-метасоматические рудные формации этого класса, а также некоторые собственно метаморфические формации неметаллических полезных ископаемых.

7.1. Урановые рудные формации натриевых метасоматитов

Ураноносные натриевые метасоматиты (альбититы) широко представлены в ультраметаморфическом фундаменте древних платформ, претерпевших тектономагматическую активизацию в палеопротерозое. Они контролируются крупными зонами разломов глубинного заложения, часто приурочены к экзоконтактам крупных абиссальных гранитоидных массивов. Промышленные ураноносные альбититы известны на Канадском (Биверлодж), Индийском (Джадугуда), Бразильском (Итатая) и Украинском (Кировогорский район) щитах.

По В.И.Смирнову (1982) рудоносные метасоматиты возникают под действием растворов ультраметаморфизма на его регрессивных стадиях. Снижение температуры и давления растворов приводило к распаду высокотемпературных комплексных соединений и диссоциации сильных кислот, ранее связанных в этих соединениях. Это приводило к постепенному повышению кислотности растворов, повышению активности слабых оснований, смене существенно калиевого метасоматоза на натриевый метасоматоз. На заключительных стадиях развиваются процессы карбонатизации и окварцевания. Эволюция рудообразующих растворов, таким образом, соответствует модели эволюции трансмагматических растворов по Д.С.Коржинскому и включает раннещелочную, кислотную и позднещелочную стадии метасоматоза.

Среди рудоносных метасоматитов зон глубинных разломов в инфракомплексах подвижных зон выделяются (Казанский и др., 1968) три рудные формации: калинатриевых метасоматитов с тантало-ниобиевым оруденением, калиевые метасоматиты с бериллиевым оруденением и натриевые метасоматиты с урановым оруденением. Тантало-ниобиевое пирохлоровое оруденение связано с альбит-микроклиновыми метасоматитами, содержащими кварц и небольшое количество щелочных рибекит-арфведсонитовых амфиболов. Бериллиевое оруденение (фенакит, гентгельвин) находится в существенно микроклиновых породах, в различной степени альбитизированных и окварцованных. Собственно урановые метасоматиты включают эгирин-рибекитовый и эпидот-хлоритовые типы, часто пространственно сопряженные.

На Украинском щите положение месторождений ураноносных натриевых метасоматитов определяется крупной Кировоградско-Черкесской мобильной зоной субмеридионального простирания, возникшей в результате переработки пород архейского кристаллического фундамента (рис.7.1).

Собственно урановые месторождения в альбититах залегают в породах, представленных сильно гранитизированными амфиболитами, слюдяными сланцами и гнейсами амфиболитовой фации метаморфизма.

Одна из ураноносных зон приурочена к экзоконтакту крупного гранитоидного массива (Месторождения урана., 1976). Массив сложен порфирированными калиевыми гранитами, которые по направлению к контакту с гнейсами сменяются нормальными разностями, и, наконец, послойными мигматитами. В экзоконтакте массива развиты мелкие тела среднезернистых гранитов - наиболее поздних дифференциатов калиевых гранитов, пегматитовые жилы. Ураноносные альбититы развиваются в зонах катаклаза и милонитизации. Наиболее крупные тела ураноносных натриевых метасоматитов локализуются в изгибах милонитовых зон по простиранию и падению, а также в местах сочленения с ними дизъюнктивных нарушений северо-западного простирания.

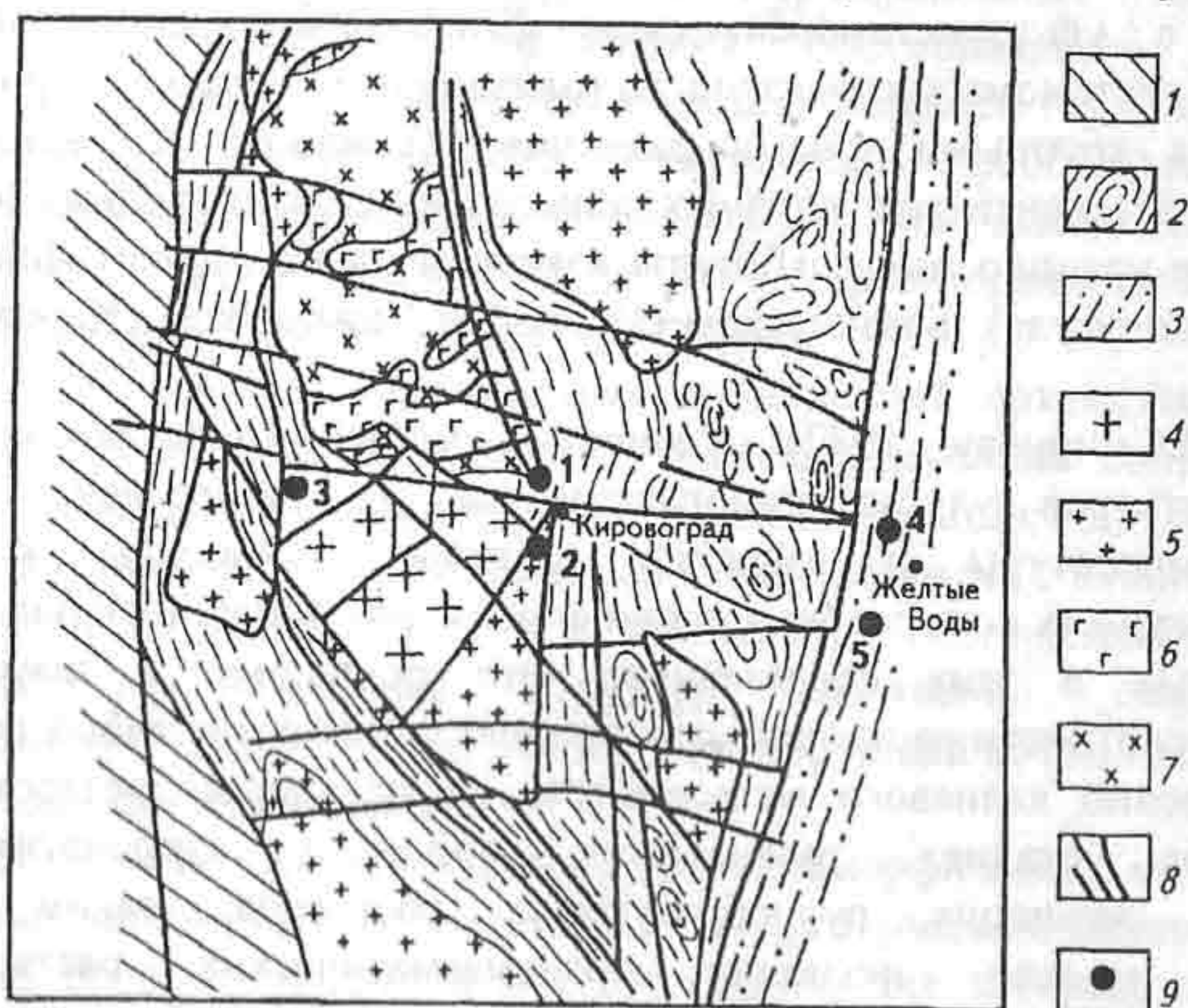


Рис.7.1. Геологическая карта Криворожского и Кировоградского урановорудного районов (По Н.П.Лаверову и др.: Месторождения металлических..., 1999):

1 - архейские гнейсы и кристаллические сланцы фундамента; 2 - гнейсы, гранито-гнейсы, мигматиты; 3 - протогеосинклинальный комплекс протерозоя; 4-5 - граниты раннего протерозоя: 4 - ультраметаморфические калиевые, 5 - порфирированные и аплит-пегматоидные; 6,7 - породы конца раннего протерозоя; 6 - габбро-анортозиты, 7 - щелочные граниты; 8 - зоны разломов; 9 - урановые месторождения (1 - Севринское, 2 - Мичуринское, 3 - Ватутинское, 4 - Желтоводское, 5 - Первомайское)

Ураноносные альбититы локализуются в блоке гнейсов, инъецированных многочисленными послойными телами гранитов и пегматитов (рис.7.2, 7.3). Гнейсы падают на восток, имеют меридиональное и северо-западное простирание, веерообразно расходятся в северном направлении и местами испытывают резкие изгибы. Со стороны висячего бока блок гнейсов ограничен мощным разломом.

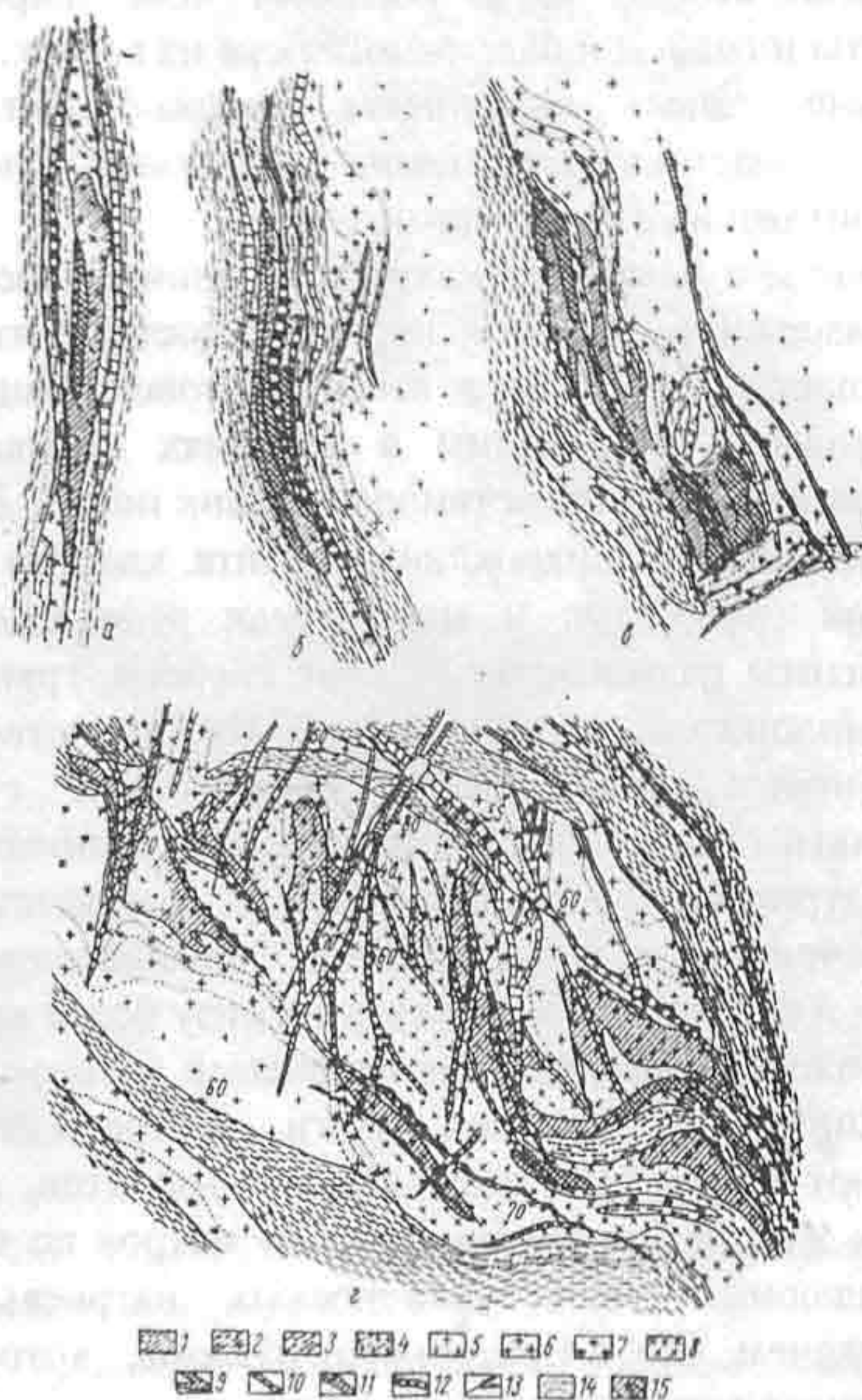


Рис.7.2. Погоризонтные планы строения рудных тел в альбититах (Месторождения урана., 1976):

а - в послойных телах гранитов; б - в участках, где перемежаются граниты, гнейсы и пегматиты; в - в контактах гранитов и гнейсов; г - в крупных телах гранитов: 1 - гнейсы; 2-4 - апогнейсовые метасоматиты (2 - слабодесилицированные гнейсы, 3 - десилицированные гнейсы, 4 - мелкозернистые альбититы); 5 - граниты; 6-8 - апогранитные метасоматиты (6 - слабодесилицированный гранит, 7 - десилицированный гранит, 8 - среднезернистый альбитит); 9 - пегматит; 10-12 - апопегматитовые метасоматиты (10 - слабодесилицированные пегматиты, 11 - десилицированные пегматиты, 12 - крупнозернистые альбититы); 13 - бластомилонитовые и милонитовые швы; 14 - границы метасоматических зон; 15 - рудные тела с участками относительно богатых руд

Степень насыщенности и размеры субсогласных гранитных тел гнейсов изменяются в широких пределах. В центральной части месторождения наблюдается частое чередование относительно маломощных (1-30 м) гранитных тел и гнейсов. В северной части месторождения гранитные тела соединяются между собой в виде клиновидного массива, который круто погружается на север. Мощная гранитная залежь устанавливается и в лежащем боку месторождения. Пегматитовые жилы образуют пояс шириной около 1 км, пересекающий граниты и гнейсы и падающий также на восток.

Тектонические швы выполнены кварц-биотит-полевошпатовыми бластомилонитами, бластокатаклазитами и более поздними эпидот-хлоритовыми милонитами и катаклазитами.

Бластомилониты и бластокатаклазиты по минеральному составу близки к исходным ультраметаморфическим породам, состоят из кварца, биотита, микроклина и ортоклаза, возникли в амфиболитовой фации метаморфизма. Милониты и катаклазиты образованы в условиях хрупких деформаций и зеленокаменного изменения ультраметаморфических пород. Для них характерна устойчивая ассоциация кварца, микроклина, альбита, хлорита и эпидота.

Геологическая структура и морфология рудных тел. Ураноносные натриевые метасоматиты развиваются за счет гнейсов, гранитов, мигматитов, бластомилонитов, милонитов и катаклазитов. Пространственное размещение ураноносных альбититов определяется морфологией гранитных тел в комбинации с пегматитовыми жилами и зонами милонитов и катаклазитов. Главная масса натриевых метасоматитов и соответственно уранового оруденения приурочена к блоку гнейсов, насыщенному маломощными гранитными жилами и ограниченному сверху и снизу более крупными залежами гранитов. В южной части месторождения натриевый метасоматоз захватывает и подстилающие граниты. В северной части месторождения ураноносные альбититы окаймляют снизу клиновидный блок гранитов, проникают в него вдоль пегматитовых жил на несколько десятков метров по восстанию и затем затухают. Преобладающая часть ураноносных натриевых метасоматитов локализуется в лежащем боку Восточного разлома, который выступает в качестве экранирующего структурного элемента.

На месторождении выделяются два основных типа рудных тел:

1) Уплотненные субсогласные линзовидные залежи, приуроченные к послойным телам альбитизированных гранитов и пегматитов, залегающих среди гнейсов.

2) Сложные столбообразные тела, размещающиеся среди крупных тел гидротермально измененных гранитов (рис.7.4).

Околорудные изменения и минеральный состав руд. Натриевые метасоматиты подразделяются на два основных типа: 1) эгирин-рибекитовый; 2) эпидот-хлоритовый. *Зональность метасоматитов эгирин-рибекитового типа* характеризуется развитием во внешних зонах щелочной роговой обманки за счет биотита, покраснением полевых шпатов, деанортизацией плагиоклаза и частичной перекристаллизацией кварца. Ближе к центру метасоматического ореола происходит замещение кварца альбитом вплоть до полного его исчезновения. Наконец, во внутренней зоне микроклин замещается альбитом, рибекит эгирином и возникают собственно альбититы.

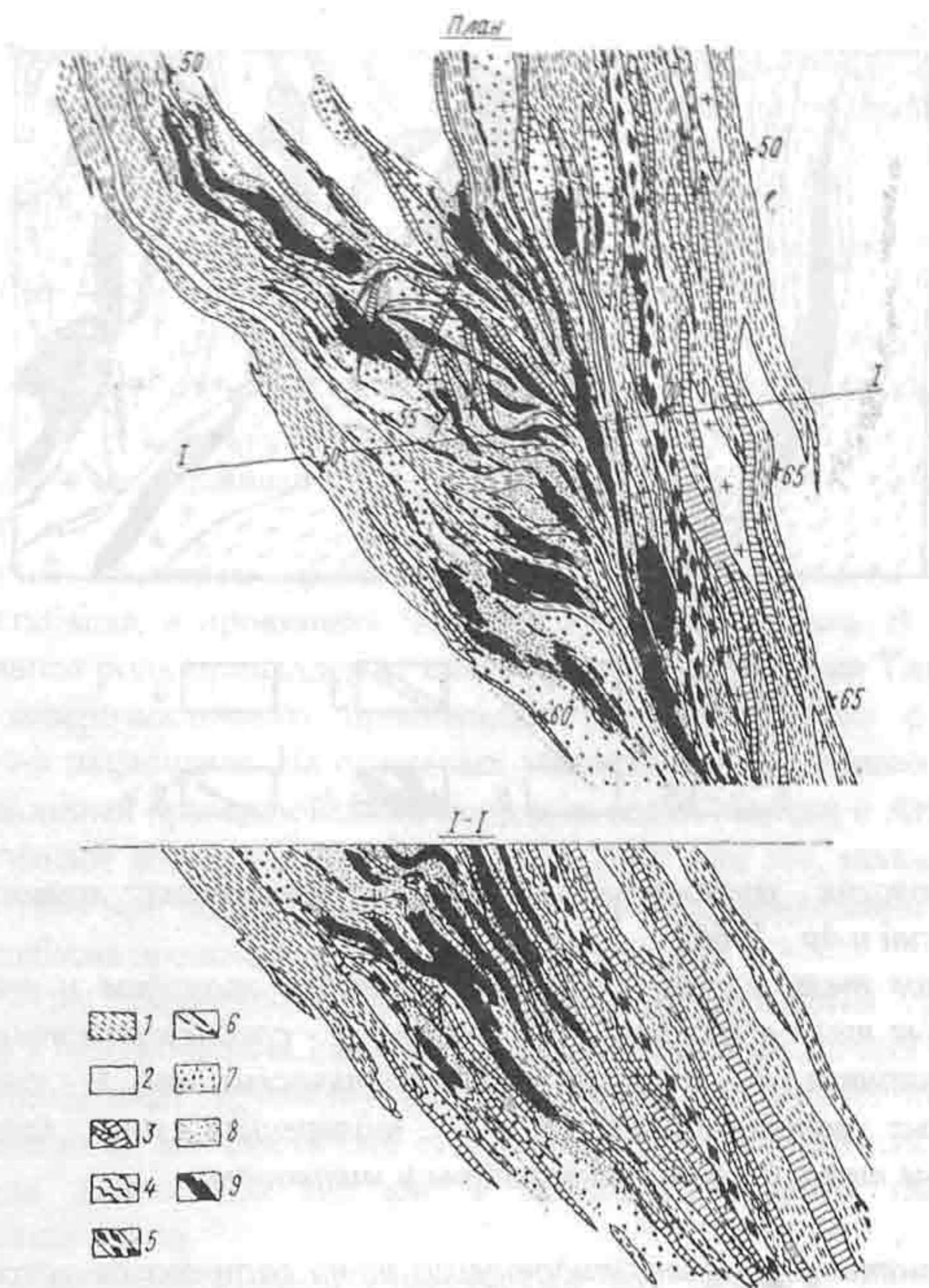


Рис.7.3. Геологическое строение уранового месторождения в альбититах (Месторождения урана., 1976):

1 - гнейсы; 2 - граниты; 3 - пегматиты; 4 - зоны смятия и будинажа; 5 - бластомилониты альмандин-амфиболитовой фации; 6 - милонитовые и катаклазитовые швы; 7 - натриевые метасоматиты внешней и промежуточных зон; 8 - альбититы внутренней зоны ореолов натриевых метасоматитов; 9 - рудные залежи

Метасоматическая зональность, начиная от неизменных пород (Микр+Пл+Кв+Би):

- 1) (Микр+Аб+Кв+Хл+Эп;
- 2) Микр+Аб++Кв+Рбк+Хл;
- 3) Аб+Рбк+Эг;
- 4) Аб+Эг;
- 5) Аб.

Метасоматоз характеризуется высокой активностью натрия, высокой фугитивностью кислорода, наиболее инертным поведением алюминия и Fe^{+3} .

Высокая щелочность метасоматизирующих растворов обуславливает растворение кварца во внутренних зонах метасоматической колонки.

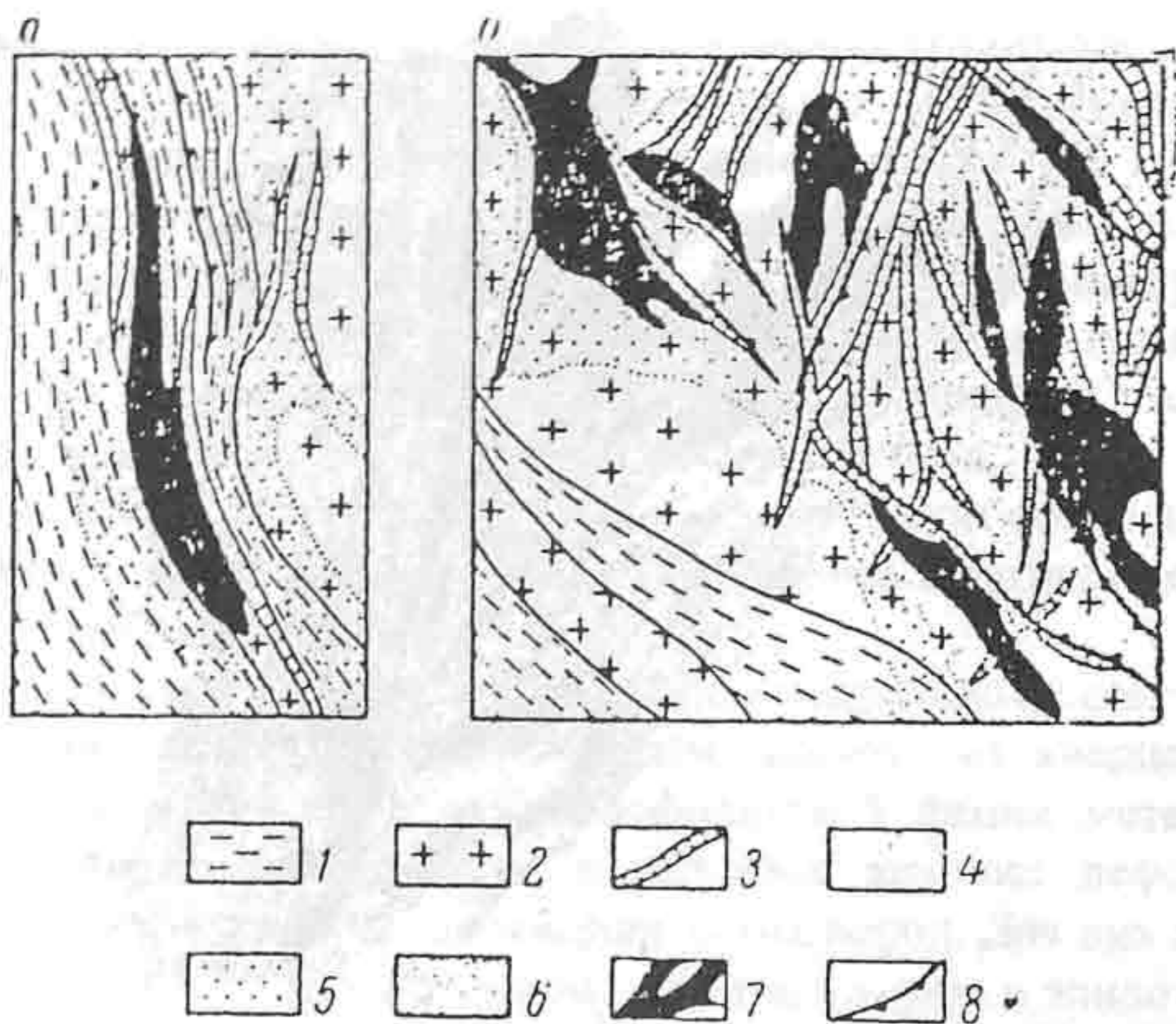


Рис.7.4. Морфология урановорудных тел в натриевых метасоматитах (Казанский и др., 1968):

а - рудное тело в зоне чередования гнейсов, гранитов и пегматитов; *б* - рудные тела в гранитах; 1 - гнейсы; 2 - среднезернистые граниты; 3 - пегматиты; 4 - границы метасоматических зон; 5 - внешняя зона натриевых метасоматитов; 6 - внутренняя зона (альбититы); 7 - рудные тела; 8 - бластомилониты и милониты

Метасоматиты хлорит-эпидотового типа отличаются устойчивостью во всех зонах эпидота и хлорита при отсутствии щелочного амфибола и пироксена. Часто в метасоматических телах встречается зональность смешанного типа, характеризующаяся развитием во внешних зонах эпидота и хлорита, а во внутренних - рибекита и эгирина. В некоторых случаях ассоциации с эгирином и рибекитом локализуются вдоль тектонических швов среди метасоматитов хлорит-эпидотового типа, заместивших менее деформированные породы.

Натриевые метасоматиты обладают, как правило, катакластическими структурами, которые в значительной степени унаследованы от эпидот-хлоритовых катаклазитов, возникших до натриевого метасоматоза. В наложенных на альбититы зонках катаклаза, трещиноватости и микробрекчирования локализуются урановые минералы, сопровождаемые поздними хлоритом, кальцитом, гематитом и кварцем.

Рудные минералы распределены в альбититах довольно равномерно. По Н.Ц.Гречишникову и др. (1971), в составе руд из урановых минералов присутствуют уранотитанаты, настуран, уранинит, коффинит, гидронастуран, уранофан, бетауранотил, урановые черни и другие минералы. Урановые минералы тесно связаны с темноцветными минералами натриевых метасоматитов и местами образуют полные псевдоморфозы по ним. Предполагается, что образование уранотитанатов, составляющих основную массу руд, происходило в основном при взаимодействии урансодержащих

растворов с титансодержащими темноцветными минералами - сфеном, рутилом, ильменитом, эгирином, амфиболом при их распаде и выделении в раствор титана.

А.К.Мигута, А.В.Тарханов (1998) приводят обобщенные схемы развития минеральных ассоциаций в ураноносных натриевых метасоматитах Криворожского и Кировоградского рудных районов (рис.7.5).

Ураноносные альбититы возникли в обстановке небольших глубин, после зеленокаменного изменения ультраметаморфических пород, и принадлежат к числу среднетемпературных гидротермальных образований. Возраст альбититов оценивается в 1.9-1.8 млрд лет, возраст урановых руд - 1.7-1.6 млрд лет

Другим примером ураноносных альбититов являются месторождения района оз.Атабаска, в провинции Черчилл Канадского щита. В строении этого района основная роль принадлежит архейским породам серии Тазин, собранным в складки северо-восточного простирания преимущественно с крутыми или вертикальными шарнирами. На отдельных участках они несогласно перекрываются пологозалегающими протерозойскими породами серий Мартин и Атабаска. Древние гранитоиды имеют абсолютный возраст около 2500 млн лет, молодые гранитоиды 1900 и 1750-1800 млн лет. Формирование урановой минерализации месторождения района оз. Атабаска происходило 1780 ± 20 млн лет назад.

Наиболее значительные по размерам месторождения урана (Эйс-Фэй, Гуннар и др.) приурочены к системе разломов северо-восточного простирания, которые принадлежат крупному поясу разломов субширотного направления протяженностью 80 км. Восточнее его установлен субширотный пояс разломов Стони-Рапидс длиной до 100 км, в пределах которого также находятся рудопроявления урана.

Рудоконтролирующими структурами для рудных тел месторождения Эйс-Фэй являются участки сопряжения оперяющих разрывных нарушений с основным структурным швом разлома Сант-Луи северо-восточного простирания. Последний представляет собой зону развития катаклазитов и милонитов мощностью до 200 м. Рудоконтролирующей структурой для месторождения Гуннар, расположенного также в зоне развития пояса разломов Биверлодж в 20 км юго-восточнее месторождения Эйс-Фэй, является участок пересечения разломов широтного, юго-восточного и северо-восточного простирания.

Для месторождения Эйс-Фэй характерны крутопадающие жилоподобные тела с преимущественным развитием прожилкового оруденения; рудное тело месторождения Гуннар имеет трубообразную форму с преобладающим развитием вкрапленного оруденения. Вмещающими породами рудных залежей служат метасоматически измененные породы серии Тазин и гранитоиды. Урановорудные прожилки встречены также в породах серии Мартин и рассматриваются как продукты регенерации.

Руды месторождений Эйс-Фэй, Гуннар и другие представлены настураном в ассоциации с пиритом, халькопиритом, галенитом.

Рудоносные зоны месторождения Эйс-Фэй размещаются в интенсивно катаклазированных и милонитизированных метааргиллитах, амфиболитах, конгломератах, кварцитах, аркозовых песчаниках, подвергшихся альбитизации, хлоритизации, гематитизации. Рудное тело месторождения Гуннар приурочено к интенсивно альбитизированным брекчированным гранитоидам и парагнейсам.



Рис.7.5. Схемы последовательности минералообразования при формировании ураноносных натриевых метасоматитов: а - в алюмосиликатной среде, б - в магнезиально-железистой среде (Мигута, Тарханов, 1998):

1-4 - распространенность минералов: 1 - наиболее распространенные, 2 - распространенные, 3 - мало распространенные, 4 - незначительно распространенные; 5, 6 - тектонические подвижки: 5 - межстадийные, 6 - внутростадийные

Начальная температура образования урановых минералов на этих месторождениях оценивается в 400-500°C, а конечная – около 200°C при литостатическом давлении около 300 бар.

Наибольшую промышленную ценность в районе Атабаска имеют открытые недавно месторождения «типа несогласия». Наиболее крупные из них - Сигар-Лейк, Кри-Лейк, Мидуэст-Лейк, Раббит-Лейк и другие. Все месторождения залегают относительно неглубоко. Рудные тела компактные с высоким содержанием урана (до 12% - Сигар-Лейк). Многие месторождения комплексные, содержат промышленные концентрации никеля. Характеристика геологического строения района этих месторождений приводится по В.В.Авдониному и др. (Месторождения металлических..., 1999)

В стратиграфическом разрезе района выделяются три структурных этажа: архейский фундамент, раннепротерозойские миогеосинклинальные комплексы и позднепротерозойский платформенный чехол. Породы раннепротерозойского комплекса слагают "подвижный пояс Кри-Лейк", расположенный в центральной части района и протягивающийся в северо-восточном направлении. В пределах этого пояса расположены основные

урановые месторождения несогласия. С юго-востока и северо-запада пояс Кри-Лейк ограничен крупными разломами.

Породы архейского фундамента представлены гранитизированными пара- и ортогнейсами, мигматитами, лейкократовыми гранитами и метаморфизованными осадочно-вулканогенными отложениями.

В нижней части разреза раннепротерозойского комплекса преобладают метапелитовые гнейсы, в отдельных участках содержащие повышенные количества графита. Выше по разрезу развиты метааркозы, чередующиеся с прослоями известково-силикатных пород, мраморов, амфиболитов и графитизированных гнейсов. В них распространены инъекции гранитов и пегматитов. Карбонатные породы отличаются повышенными содержаниями фосфора и урана. Общая мощность раннепротерозойских геосинклинальных отложений 3000-4000 м.

Породы смяты в узкие, иногда изоклинные, крутопадающие складки северо-восточного простирания. Возраст главной складчатости и метаморфизма раннепротерозойских пород определяется в 1820-1570 млн лет. В подвижном поясе Кри-Лейк широко распространены граниты и пегматиты, широко проявлены процессы калиевого метасоматоза и альбитизации.

Верхнепротерозойский платформенный чехол (формация Атабаска) сложен хорошо отсортированными кварцевыми песчаниками с каолиновым цементом. Песчаники залегают практически горизонтально. Их возраст 1350 ± 50 млн лет. В их основании выделяются базальные мономиктовые кварцевые конгломераты с прослоями глинистых сланцев, аркозы и алевролиты.

Подстилающие формацию Атабаска гнейсы интенсивно изменены на расстоянии в несколько метров от поверхности несогласия. В результате изменения полевые шпаты превращены в каолиновый агрегат, темноцветные минералы замещаются гематитом и хлоритом; сохранился только кварц. Реголиты, как и перекрывающие их базальные слои отложений платформенного чехла, интенсивно окрашены в бурый цвет гидроксидами железа. Эти преобразования являются результатом развития предатабасской коры выветривания.

Магматическая деятельность отмечалась для различных периодов геологической эволюции региона. Наиболее ранними являются архейские граниты (2470-2200 млн лет), метаморфизованные в раннепротерозойское время с образованием структур течения и рассланцевания. Содержание урана в лейкократовых инъекциях архейских мигматитов часто достигает 300 г/т, а содержание в гранитах - от 3.2 до 15 г/т. К продуктам раннепротерозойского магматизма относятся гранитоидные интрузии (от кварцевых диоритов до щелочных гранитов), массивы "эпидиоритов", габбро и дайки пегматитов. Наиболее поздними магматитами являются дайки диабазов северо-западного простирания в породах платформенного чехла формации Атабаска. Их возраст около 1000 млн лет.

К урановой формации в альбититах относятся также месторождения урана района Арьепог-Арвидсьяур, расположенного в южной части Северной Швеции (Норботтена). Этот район сложен метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами серии Маурлиден и породами серии Эльвеберг раннепротерозойского возраста, залегающими несогласно на породах серии Маурлиден. Раннепротерозойские породы были интродуцированы породами

группы Ийорн (габброиды, гранодиориты, граниты). Тектонические деформации, метаморфизм и формирование гранитов группы Ревсунд имеют возраст 1750-1800 млн лет, возраст рапакививидных гранитов группы Сорсил около 1600 млн лет.

В рудном районе известны четыре наиболее крупных месторождения урана: Реваберит и Бчерклунд, расположенные в южной части, вблизи г.Арвидсьяур, и Харрейоки и Плеутайоки - в северной части района, вблизи г.Арьеплог. Первые два месторождения приурочены к зоне разломов субмеридионального простирания, прослеженной на расстояние до 100 км, и отстоят друг от друга на 30 км. Месторождения Харрейоки и Плеутайоки контролируются серией субпараллельных разломов северо-западного простирания протяженностью до 50 км; они являются оперяющими по отношению к более протяженной зоне разломов субмеридионального простирания. Расстояние между указанными месторождениями не превышает 10 км. По данным радиогеохронологических определений ураново-свинцовым методом, возраст самих месторождений 1736-1843 млн лет.

Вмещающие породы - метавулканиты и гранитоиды, подвергшиеся предрудному щелочному метасоматозу. Урановая минерализация представлена уранинитом и образует вкрапленность, прожилки. Отмечаются замещение калиевого полевого шпата альбитом, вынос кварца и образование рибекита и хлорита. Предполагается, что уран в растворах переносился в виде уранилкарбонатных комплексов и при взаимодействии с восстановителями отлагался в виде уранинита. При этом образовывались карбонаты, хлорит, а магнетит замещался мартитом.

Комплексные уран-золото-платинометалльно-ванадиевые месторождения (Средне-Падминское, Космозерское и Царевское) Онежской впадины (юго-восточная часть Балтийского щита), также связанные с щелочными метасоматитами, своеобразны по сочетанию основных минеральных компонентов - урана и ванадия, необычной форме концентрации ванадия в фенгит-мусковитовых слюдах, разнообразной редкометалльной, в частности платино-палладиевой минерализации. Характеристика этих месторождений приводится по Е.К.Мельникову и др.(1993), Н.В.Леденевой, Г.В.Пакульнис (1997).

Онежская впадина представляет собой раннепротерозойскую (от 2400-2300 до 2100 млн лет) протоплатформенную структуру, заложенную на архейском гранито-гнейсовом фундаменте (рис.7.6).

Вулканогенно-осадочное выполнение впадины мощностью до 1.5 км представлено двумя толщами. В составе нижней, существенно красноцветной толще преобладают доломиты, которые переслаиваются с гематитсодержащими алевролитами, песчаниками и сланцами карбонатно-сланцистого состава. Верхняя углеродистая толща сложена шунгитсодержащими, частью сероцветными сланцами, алевролитами с прослоями доломитов, туфов и туффитов, с покровами и силлами диабазов, пикритовых диабазов. Их возраст составляет 2.1 млрд лет. В основании углеродистой толщи выделяется переходная пачка мощностью 220-300 м, которая (сверху вниз) состоит из пестроцветных карбонатно-глинистых сланцев с прослоями диабазов, слабоуглеродистых алевролитов с прослоями доломитов и маломощных алевропесчаников, непосредственно залегающих на доломитах нижней толщи.

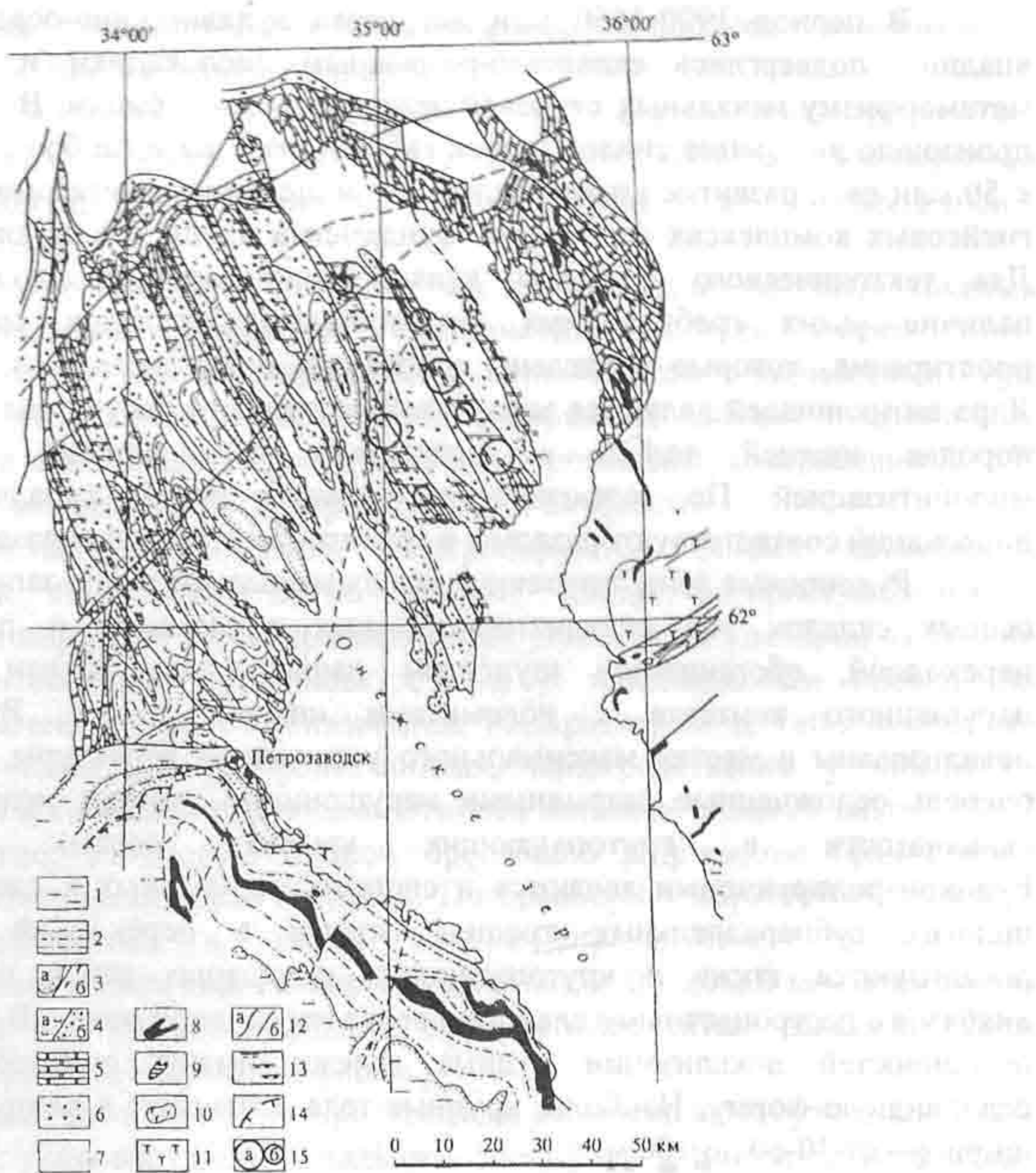


Рис. 7.6. Геологическая карта района Онежской впадины (Леденева, Пакульнис, 1997):

1 - венд-фанерозойские платформенные отложения; 2 - алевролиты, песчаники, кварциты; 3 - флишиодные отложения: туфопесчаник-алевролитовые (а) и туфопесчаник-конгломерат-алевролитовые (б); 4, 5 - выполнение Онежской впадины: 4 - верхняя толща: углеродистые туфы, туффиты, алевролиты, диабазы, пикритовые базальты (а) и углеродистые сланцы, алевролиты, доломиты, диабазы (б); 5 - нижняя толща, алевролит-сланцево-доломитовая; 6 - диабазы, песчаники, конгломераты; 7 - архейский гранито-гнейсовый фундамент; 8 - габбро-диабазы периода тектономагматической активизации; 9 - интрузии габбро и перидотитов (2100 ± 50 млн лет); 10 - интрузии габбро (2150 ± 50 млн лет); 11 - перидотиты, пироксениты, габбро-нориты (2370 ± 20 млн лет); 12 - разломы: глубинные (а) и прочие (б); 13 - зоны складчато-разрывных дислокаций; 14 - борт Прионежской впадины; 15 - уран-ванадиевые месторождения (а) и рудопроявления (б) (месторождения: 1 - Средняя Падма, 2 - Космозеро, 3 - Царевское

В период 1900-1650 млн лет назад вулканогенно-осадочные породы впадины подверглись складчато-разрывным дислокациям и региональному метаморфизму начальных ступеней зеленосланцевой фации. В этот же период произошло внедрение силлов и даек габбро-диабазов и габбро-долеритов (1850 ± 50 млн лет), развитие кремнещелочного и щелочного метасоматоза в гранито-гнейсовых комплексах архейского фундамента вдоль зон основных разломов. Для тектонического строения вулканогенно-осадочных толщ характерно наличие узких гребневидных актиклинальных складок северо-западного простирания, которые разделены широкими брахиформными синклиналями. Ядра антиклиналей являются зонами тектонического нарушения в карбонатных породах нижней толщи с интенсивно проявленными катаклизмом и милонитизацией. По геофизическим данным, зонам складчато-разрывных дислокаций соответствуют разломы в гранито-гнейсовом фундаменте.

Рудоносные зоны тяготеют к замковым частям и юго-западным крыльям осевых складок зон складчато-разрывных дислокаций и расположены в переходной, обогащенной шунгитом пачке пород вблизи тектонически нарушенного контакта с доломитами нижней толщи. Рудные залежи локализованы в местах максимального усложнения структуры. Это в первую очередь осложненные разрывными нарушениями участки мелкоамплитудной складчатости в крутопадающих крыльях осевых антиклиналей. Рудоконтролирующими являются и системы нормальных к слоистости пород пологих субпараллельных трещин отрыва в переходной пачке. Руды локализуются также в крутопадающих разрывных зонах вдоль контакта диабазов с пестроцветными сланцами верха переходной пачки. В зависимости от особенностей локализации рудные залежи имеют линзообразную, реже седловидную форму. Наиболее крупные тела достигают в длину 500-1000 м, а ширину - от 40-60 до 100 м.

Кроме ванадия и урана, месторождения характеризуются повышенными содержаниями хрома, меди, молибдена, серебра, золота, а местами палладия. Руды весьма сложны по составу и текстурно-структурным особенностям, что обусловлено как телескопированием разновременных минеральных ассоциаций, так и их зональным распределением в пространстве.

В обобщенной схеме развития гидротермально-метасоматического процесса выделены следующие четыре стадии: натриевого метасоматоза (альбитизации), слюдизации, образования жильных минеральных ассоциаций и пострудная.

Натриевые метасоматиты приурочены к зонам объемного катаклаза и окружены широкими ореолами осветления, обусловленного окислением и выносом из пород углеродистого вещества. На стадии натриевого метасоматоза в песчаниках происходило замещение кварца и полевых шпатов альбитом; в сланцах и глинистых доломитах альбит замещал слюдистые минералы, а целитоморфный доломит испытывал перекристаллизацию.

В зонах натриевого метасоматоза, по мере удаления от основного контролирующего нарушения, а также снизу вверх по разрезу интенсивность преобразований убывает и эгиринсодержащие альбититы сменяются альбититами с щелочными амфиболами (рибекитом, арфведсонитом) и далее - актинолитом и турмалином. На флангах зон метасоматоза слабая альбитизация

сопровождается прожилково-метасоматическим хлоритом, анкеритом и вкрапленностью пирита и халькопирита.

Рудная минерализация завершает первую стадию. Она представлена рассеянной вкрапленностью браннерита в центральной и промежуточной подзонах альбитизации и пиритом, халькопиритом - в промежуточной и внешней подзонах.

Во вторую стадию в пределах зон альбитизации, но более локально, были сформированы слюдистые метасоматиты. Слюды имеют тонко-мелкочешуйчатый облик. Их окраска - от светло- до темно-коричневой, бурая, зелено-бурая, что связано с вариациями содержания ванадия и хрома в их составе. Среди слюд существенно преобладает роскоэлит, содержащий до 17% V_2O_5 , реже устанавливаются Cr-V-роскоэлит, V-Cr-фенгит.

Слюдистые метасоматиты контролируются зонами катаклаза и трещинами в альбититах. Вдоль трещин слюды распространяются по сланцеватости пород, но их содержания резко убывают на удалении от трещин. В местах интенсивной трещиноватости и с максимальным проявлением процесса встречены пятнисто-линзовидные тела размером до 2x0.5 м слюдитов (до 90-100% слюд). В алевропесчаниках, непосредственно у контакта с доломитами, в ассоциации со слюдами отмечен калиевый полевой шпат.

Вероятно, во вторую стадию произошло разрушение браннерита и частичная мобилизация урана и титана. По браннериту образуется структурно аморфные минералы в виде округло-неправильных, хлопьевидных, прожилковидных выделений. Размеры выделений от 0.1 до 2.0 мм. В их составе в переменных количествах постоянно присутствуют титан, ванадий, железо, уран, хром, вероятно, в оксидной форме.

Третья жильная стадия представлена ассоциациями: сульфидно-кварц-доломитовой, урановорудной и кальцит-селенидной. Минералы этой стадии заполняют трещины и трещинно-брекчиевые структуры в основном в пределах зон слюдизации.

Сульфиды представлены молибденитом, халькопиритом, халькозином, пиритом, сфалеритом, галенитом. Существенную роль играют также гематит, местами - ноланит и барит. Постоянными компонентами ассоциации являются новые более крупнокристаллические генерации альбита, актинолита, рибекита, эгирина, хром-ванадиевых слюд. Эгирин и гематит нередко содержат ванадий в переменных количествах.

Урановорудная ассоциация представлена, главным образом, уранинитом, а также настураном, коффинитом, монтрозеитом, кальцитом, хлоритом. В незначительных количествах присутствуют сульфиды: халькопирит, пирит, марказит, грейгит, молибденит, галенит. Минералы ассоциации заполняют пустоты, мелкие трещины и зонки брекчирования в жилах и прожилках, предшествовавшей сульфидно-кварц-доломитовой ассоциации.

Наиболее ранним в урановорудной ассоциации является уранинит, образующий отчетливо оформленные кристаллы размером до 1-1.5 см. В кварц-доломитовых жилах уранинит располагается в основном в участках, которые обогащены хромовой слюдой, эгирином, ноланитом, гематитом, сульфидами. Настуран окаймляет, корродирует и частично замещает зерна уранинита, сульфидов, пластинчатого гематита, развивается в агрегатах доломита, нарастает на грани кальцита в виде фестончатых кайм.

Завершилось образование урановорудной ассоциации выделением коффинита и пространственно связанного с ним хлорита-пеннина. Ореолы коффинита примыкают к оксидно-урановым и повторяют их конфигурацию, однако, развит он гораздо шире. Содержания урана в ореолах не выше десятых долей процента. Мельчайшие колломорфные выделения коффинита нарастают на все более ранние минералы, главным образом, на марказит, кальцит, доломит.

Кальцит-селенидная ассоциация распределена в жилах и прожилках в виде гнезд. Рудные минералы - клаусталит, парагуанахуатит, вейбулит, галенобисмутит, клокманнит, шапбахит и др. В тесном сростании с ними встречаются самородные золото и серебро, а также минералы платиновой группы (Полеховский и др., 1991)

Вся жильная минерализация локализована в единой линейной системе трещин отрыва, ориентированных вкrest сланцеватости пород. Пологозалегающие трещины после заполнения сульфидно-кварц-доломитовой ассоциацией испытывали неоднократное приоткрывание с отложением минералов урановорудной и селенидной ассоциаций (рис.7.7).

Завершающая *пострудная стадия* характеризуется кварц-карбонат-гидрослюдистой с флюоритом минеральной ассоциацией. Минеральные агрегаты этой ассоциации отлагались на плоскостях трещин, в друзовых пустотах и полостях в брекчиях. Образование ассоциации сопровождалось слабым растворением ранних кварца и карбонатов и их переотложением. Основные компоненты ассоциации - тонкозернистые агрегаты глинистых минералов типа гидрослюд в смеси с тонкозернистым карбонатом, среди которых встречаются мелкие кристаллики пирита, халькопирита и флюорита.

Гипергенные преобразования связаны с возникновением зон окисления и вторичной цементации. Зона окисления характеризуется развитием гетита и гидрогетита, которые пропитывают породы вдоль трещин и зон брекчирования, заполняют полости выщелачивания и замещают сульфиды. В зонах окисления также широко развиты глинистые минералы и вторичные минералы урана, среди которых диагностированы: тюямунит, карнотит, болтвудит, велсендорфит, казолит. В зоне цементации присутствуют борнит, халькозин, ковеллин, самородная медь, которая маркирует наступление окислительного фронта на зону цементации. Во всех зонах встречаются дисперсные самородные серебро и золото.

Согласно данным по изучению флюидных микровключений, минеральные ассоциации на всех стадиях возникли при участии высококонцентрированных (до 30-40 мас. %) щелочно-хлоридных растворов с локальным повышением в их составе содержания CO_2 . Гидротермально-метасоматический процесс характеризовался регрессивным температурным трендом: 270-300°C для стадии альбитизации, 245-305°C - для сульфидно-кварц-карбонатных жил, 230-250°C - для урановорудной ассоциации. Минимальное флюидное давление в период альбитизации и образования сульфидно-кварц-карбонатных жил оценивается в 0.6-1.0 кб.

Радиологический возраст минерализации определен для альбититов в 1780, для слюдитов в 1770 и для урановой минерализации в 1760 ± 30 млн лет. Возраст основной минерализации соответствует времени внедрения силлов и даек габбро-диабазов с радиологическим возрастом около 1850 млн лет и образованию мелких тел гранитов и кремнещелочных метасоматитов с

радиологическим возрастом 1800-1700 млн лет в гранито-гнейсовом фундаменте в бортах Онежской мудьды. Возраст гипергенных преобразований по карнотиту оценивается в 1000-800 млн лет.

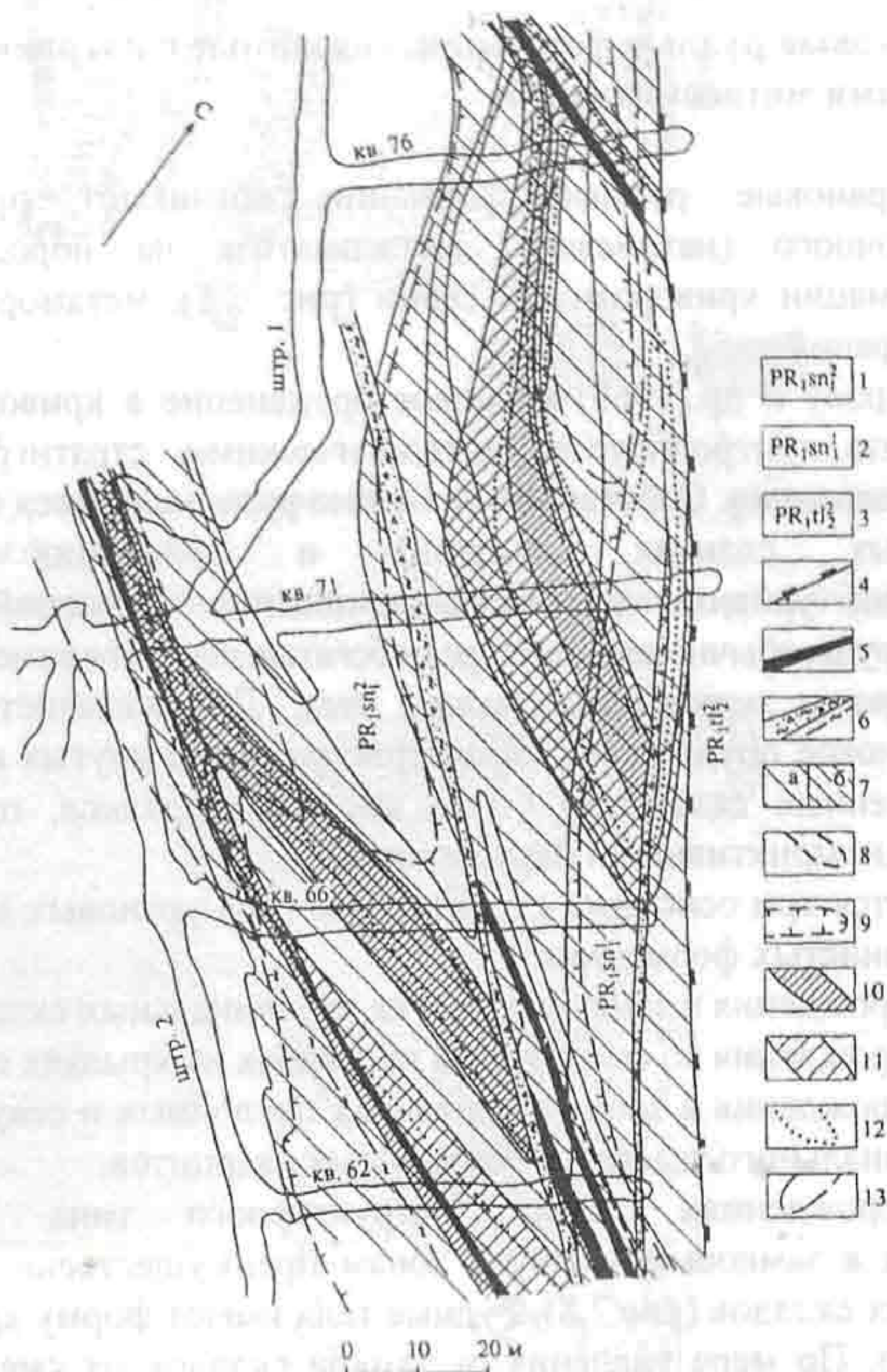


Рис.7.7. Схема развития рудных минеральных ассоциаций на шахтном горизонте 74 месторождения Средняя Падва (Леденева, Пакульнис и др., 1997):

1 - первоначально шунгитсодержащие, осветленные алевролиты с прослоями доломитов; 2 - кварц-полевошпатовые алевропесчаники; 3 - красноцветные доломиты нижней пачки; 4 - крупный послойный срыв; 5 - крупные жилы, сопровождающиеся зонами линейно-прожилковой проработки; 6 - пострудные тектонические нарушения, выраженные дроблением, развальцеванием, глиной трения; 7 - слюдиты в изолиниях концентраций ванадиевой слюды (об. %): а - от 0 до 60; б - более 60; 8 - оксидно-ванадиевая минерализация (ноланит, монтрозеит, хеггит и др.); 9 - урано-титанатовая минерализация (браннерит, V-Fe-Ti-продукты); 10 - уранинит-настурановая ассоциация (с коффинитом); 11 - контур развития коффинита; 12 - селенидная ассоциация с благородными металлами (золото, серебро, палладий); 13 - сульфидная минерализация (халькопирит, пирит, молибденит)

Месторождение, по характеру минерализации и геологическому строению, аналогичное месторождениям Онежской мульды, известно в Канаде, в структуре Отиш.

7.2. Железо-урановые рудные формации, связанные с натриевыми и карбонатными метасоматитами

Железо-урановые рудные формации возникают при наложении процессов щелочного (натриевого) метасоматоза на породы железисто-кремнистой формации криворожской серии (рис. 7.1), метаморфизованные в амфиболитовой фации.

По Р.Петрову и др.(1969) урановое оруденение в криворожской серии Украинского щита контролируется литологическими, стратиграфическими и структурными факторами. Собственно урановые руды находятся в биотитовых и куммингтонитовых сланцах, лептитях и доломитах на разных стратиграфических уровнях железисто-кремнистых формаций. Комплексные железо-урановые руды обычно залегают среди богатых гематит-магнетитовых руд.

Структура и морфология рудных тел. Для железистых кварцитов, вмещающих урановое оруденение, характерно развитие крутых изоклиналиных складок, осложненных складками более высоких порядков, продольными и диагональными дизъюнктивными нарушениями.

Различаются три основных структурных типа урановых месторождений в железисто-кремнистых формациях:

- 1) месторождения в замковых частях изоклиналиных складок;
- 2) месторождения во флексурных перегибах на крыльях складок;
- 3) месторождения в зонах продольных послойных и секущих разломов в местах моноклиналиного залегания железистых кварцитов.

В месторождениях первого структурного типа рудные тела концентрируются к замковым частям - зонам преимущественного нагнетания материала, мелких складок (рис.7.8). Рудные тела имеют форму крутопадающих столбов или линз. По мере удаления от замков складок их сменяют линзо- и жиллообразные залежи, контролируемые субсогласными и секущими дизъюнктивами.

Месторождения второго типа, пространственно связанные с крутыми флексурами на крыльях крупных синклиналей, сопровождаются зонами брекчирования. Дисгармоничность складок, перераспределение материала здесь выражены слабее, чем в месторождениях первого структурного типа. Минерализованные зоны обладают значительными размерами по простиранию и падению и вмещают плито-, линзо-, и столбообразные залежи железо-урановых руд в узлах пересечения согласных и диагональных разломов (рис.7.9).

Месторождения третьего структурного типа - в моноклиналиных структурах,- имеют подчиненное значение и обычно приурочены к маломощным железорудным горизонтам. Разрывные нарушения представлены милонитами и катаклазитами мощностью до 20-30 м. Формы рудных тел в основном линзообразные и гнездообразные, реже столбообразные.

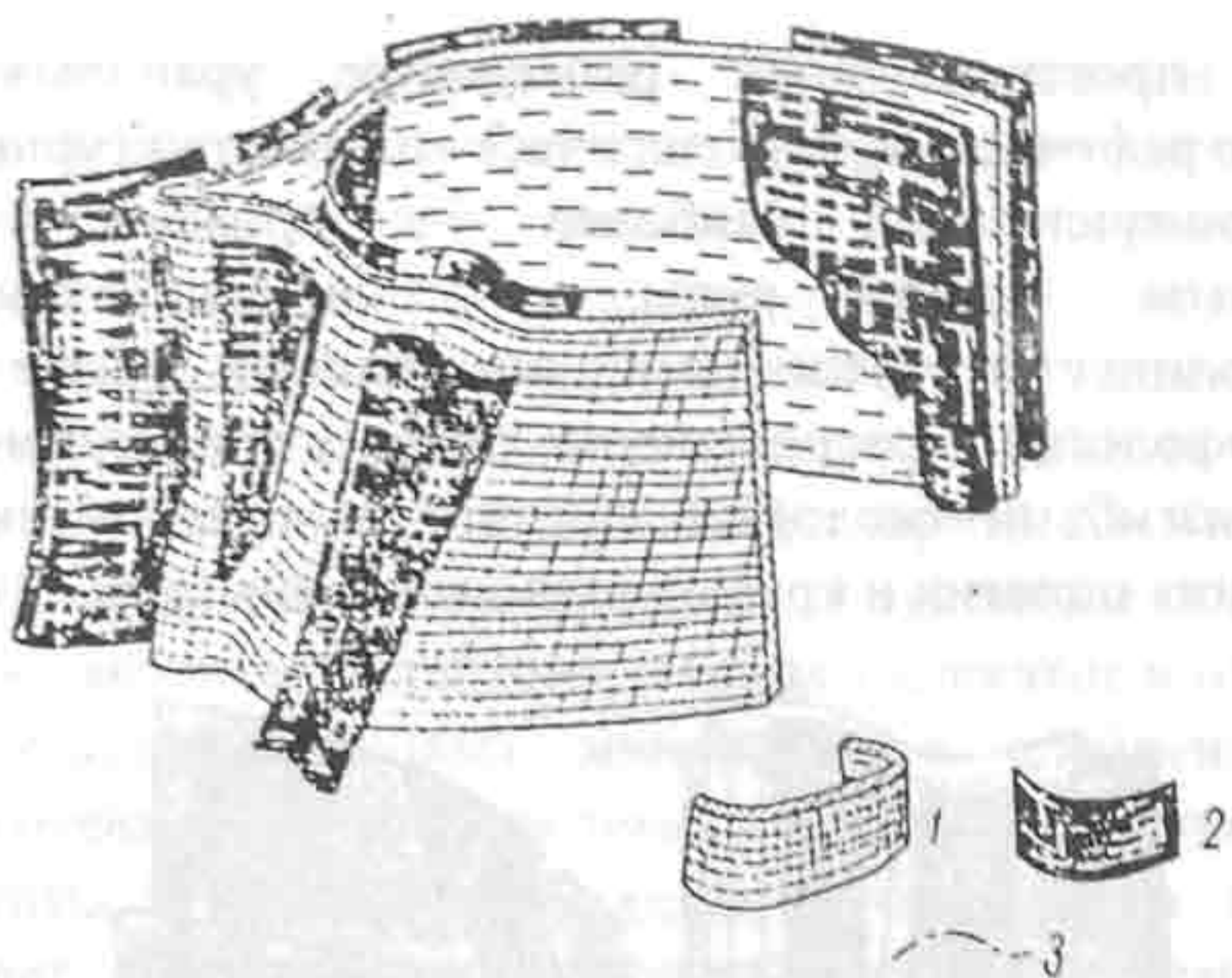


Рис.7.8. Железо-урановое месторождение в ядре изоклиальной складки (Петров и др., 1969):

1 - горизонт таконитовой свиты; 2 - зоны рудной минерализации; 3 - разрывные нарушения

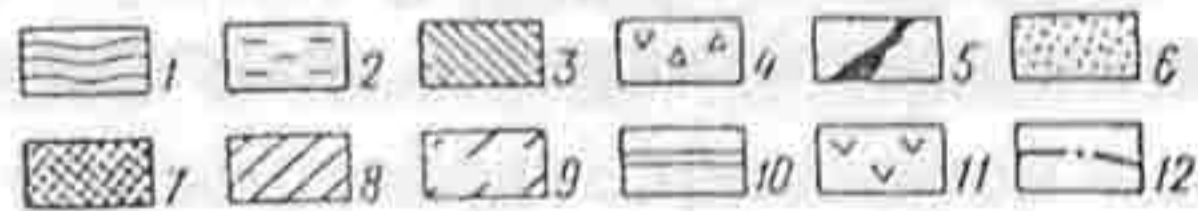
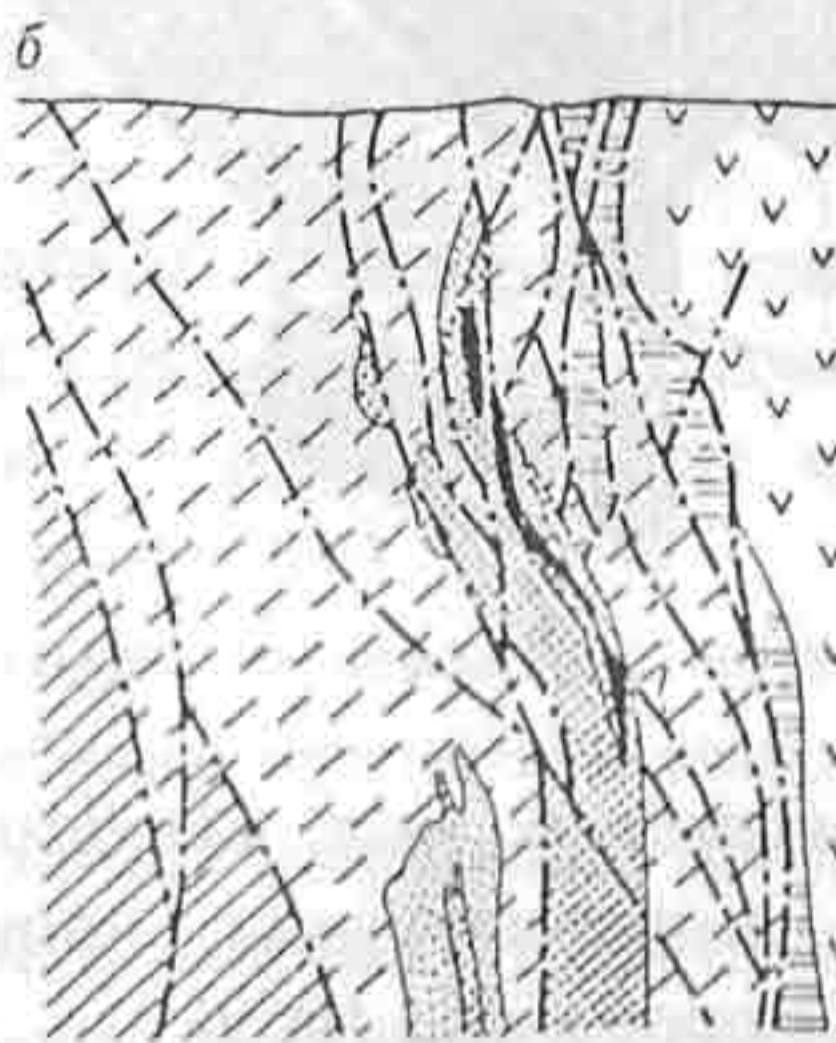
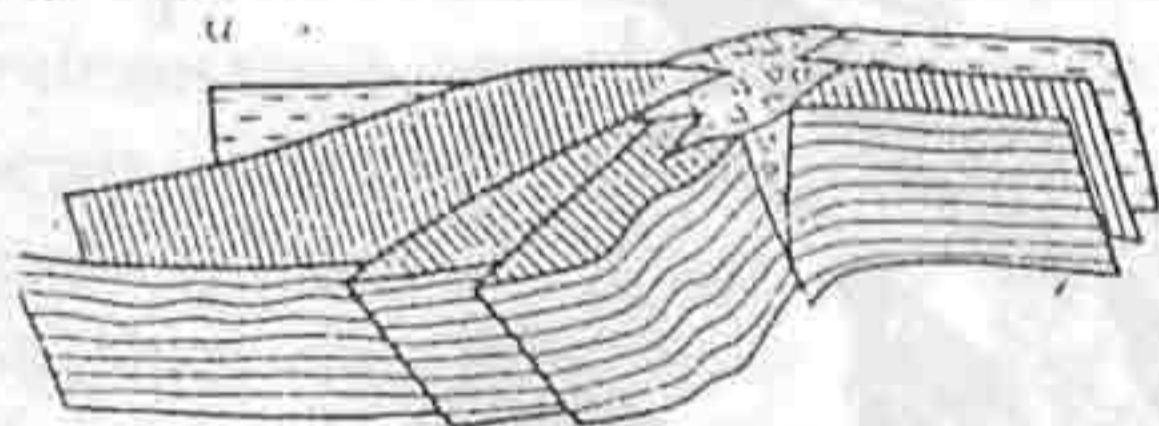


Рис.7.9. Железо-урановое месторождение, приуроченное к флексуобразному осложнению крыла синклиальной складки:

а - соотношения флексуры с дизъюнктивными нарушениями по Р.П.Петрову и др. (1969); б - разрез через месторождение по Я.Н.Белевцеву и др. (1968)

1 - нижний контакт пород доломит-лептитовой свиты; 2 - нижний контакт пород таконитовой свиты; 3 - плоскости дизъюнктивных нарушений; 4 - тектонические брекчии; 5 - урановые руды; 6 - магнетит-рибекитовые и магнетит-эгириновые породы; 7 - железные руды; 8 - породы верхней свиты; 9 - породы средней свиты; 10 - породы нижней свиты; 11 - амфиболиты; 12 - разрывные нарушения

В целом, пространственное размещение урановых рудных тел обусловлено стратиграфическими, литологическими и структурными факторами. Для урановой минерализации наиболее благоприятны метасоматически измененные такониты, железные руды, кристаллические сланцы. Урановое оруденение контролируется трещинами, возникшими после формирования железных руд. Морфология и расположение рудных тел внутри тектонических зон определяется изгибами сколовых трещин по простиранию и падению, участками сопряжения пологих и крутых разломов и т.д. (рис.7.10).

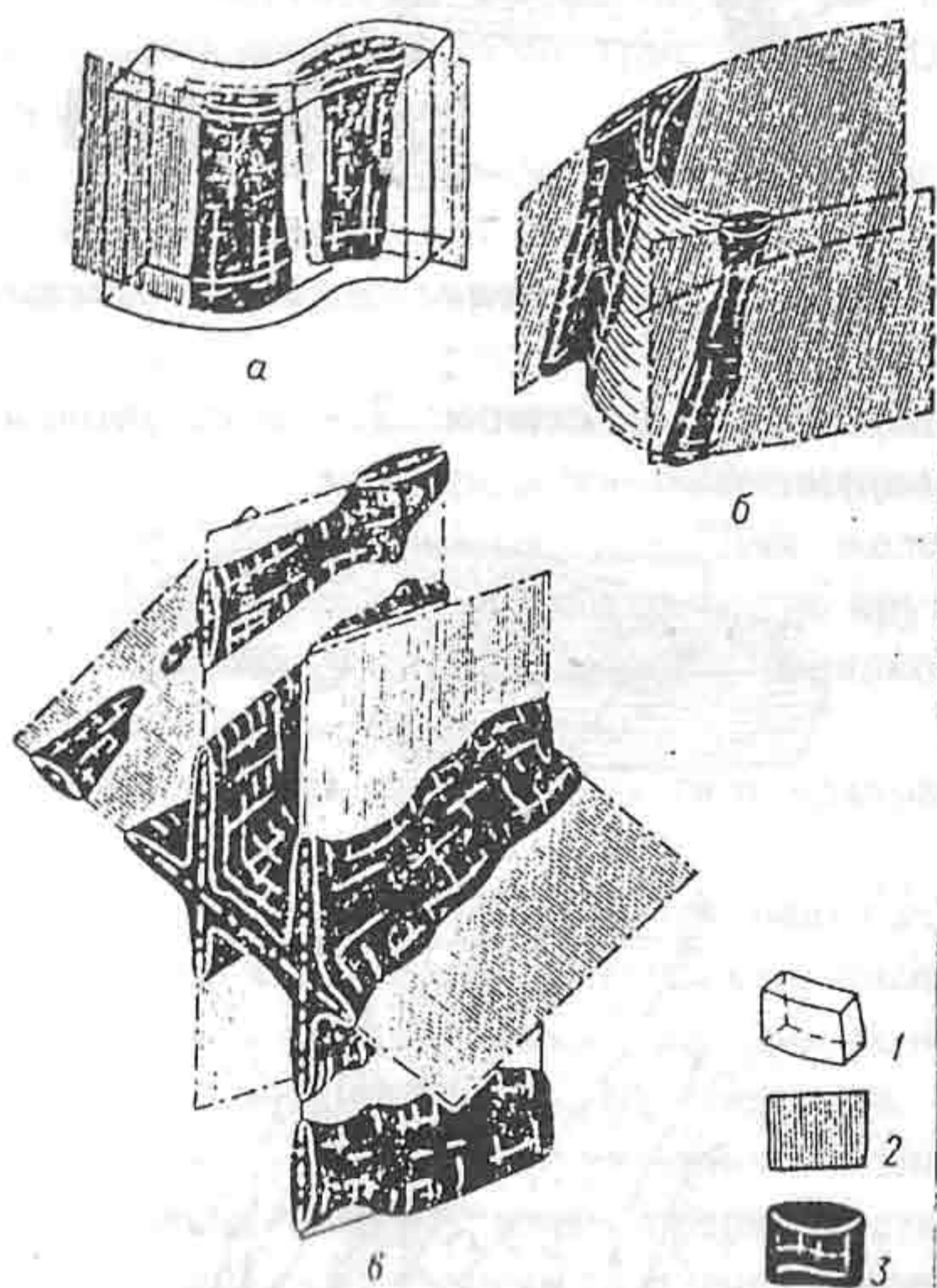


Рис.7.10. Контроль урановорудных тел изгибами (а), сопряжениями (б) и пересечениями (в) дизъюнктивных нарушений в железо-урановых месторождениях (Петров и др., 1969):

1 - горизонт таконитовой свиты; 2 - плоскости нарушений; 3 - рудные тела

Метасоматические изменения и минеральный состав руд.

В формировании железо-урановых месторождений различаются четыре основных стадии метасоматоза - железорудную, щелочно-силикатную, карбонатную и кварцевую.

С первой стадией связано формирование богатых железорудных тел в амфибол-магнетитовых и амфибол-гематит-магнетитовых таконитах. Эти метасоматиты состоят из магнетита, гематита, куммингтонита и грюнерита. Урановая минерализация на этой стадии не образуется.

Метасоматиты следующей щелочной стадии представлены альбититами, эгиринитами и щелочноамфиболовыми породами, а также мало распространенными калиевыми (слюдистыми) метасоматитами. Альбититы

развиваются в первую очередь по кварц-биотитовым сланцам. Мощные согласные тела альбититов, слагающие центральные части метасоматических зон, обладают большой протяженностью по простиранию и падению. Альбититы состоят из альбита, переменных количеств кварца, щелочных амфиболов, эгирина, слюды, гематита, магнетита, сфена и пирита. Часто альбититы имеют бластомилонитовую структуру. Иногда они брекчированы с равитием в цементе карбонатов, гидрослюд, хлорита. Альбититы часто содержат промышленное урановое оруденение, связанное с вкрапленностью урансодержащих апатита и малакона, а также силикатов и окислов урана.

Распределение урановых минералов в альбититах неравномерное, обычно они тяготеют к скоплениям темноцветных минералов.

Эгириниты и эгиринсодержащие метасоматиты возникают главным образом за счет таконитов, амфибол-магнетитовых сланцев, железорудных метасоматитов и содержат вкрапленность малакона, апатита, уранинита, ненадкевита. Щелочноамфиболовые породы слагают внешние части метасоматических зон, замещая куммингтонитовые сланцы и такониты.

Карбонатный метасоматоз приводит к образованию железо-карбонатных руд полосчатой и брекчиевидной текстуры. Основные минералы карбонатных метасоматитов - магнетит, мартит, карбонаты типа мезитита, пистомезита, сидероплезита. В железо-карбонатных урановых рудах основным карбонатом является доломит, обычно присутствуют тальк, а также крокидолит, гидрослюды и эгирин (акмит), апатит, циркон, пирит. Эти метасоматиты часто содержат обильную вкрапленность уранинита, сосредоточенную в основном в доломите. Апатит и малакон в карбонатных метасоматитах урана почти не содержат.

Кварцевые метасоматиты (вторичные кварциты) распространены в местах развития щелочного и карбонатного метасоматоза, но иногда размещены и на значительном удалении от них. Урановая минерализация в кварцевых метасоматитах практически отсутствует.

В рудных метасоматитах выделяются четыре урановые минеральные ассоциации: апатит-малаконовая, уранинит-ненадкевитовая, уранинитовая и настурановая. Апатит-малаконовая ассоциация распространена среди щелочных метасоматитов и тяготеющих к контакту с ними карбонатных метасоматитов. В альбититах апатит и малакон ассоциируют со щелочными темноцветными минералами, с магнетитом и гематитом. В карбонатных метасоматитах - с кальцитом, доломитом, тальком, иногда с тремолитом и диопсидом.

Уранинит-ненадкевитовая ассоциация распространена в зонах щелочного метасоматоза среди альбититов, реже эгиринитов, альбитизированных сланцев. Нерудные спутники - альбит, эгирин, щелочные амфиболы и гидрослюды, магнетит, гематит, апатит, сфен. Роль сульфидов ничтожна.

Уранинитовая ассоциация характерна для карбонатных метасоматитов, расположенных среди обогащенных железом пород. Уранинит является единственным урановым минералом железо-карбонатных руд и встречается либо в цементе брекчированных руд, либо концентрируется в доломитовых или эгириновых прослойках полосчатых железо-карбонатных руд.

Настурановая минерализация имеет подчиненное значение. Спутники настурана - хлорит, гидрослюда, кварц, кальцит, пирит, иногда сульфиды меди, свинца, диарсениды кобальта, никеля и висмута.

7.3. Золото-урановые месторождения в магнезиальных метасоматитах

К этому типу относятся золото-урановые месторождения Северной Австралии, расположены в поясе Пайн-Крик, сформировавшемся в краевой части Центрально-Австралийского щита в раннем протерозое. В геологическом строении этого пояса (Месторождения металлических..., 1999) участвуют фундамент щита, палеопротерозойские метаморфизованные отложения зоны Пайн-Крик и платформенный чехол, сложенный слабо метаморфизованными породами формации Комболджи, а также рыхлыми мезо-кайнозойскими отложениями (рис.7.11).

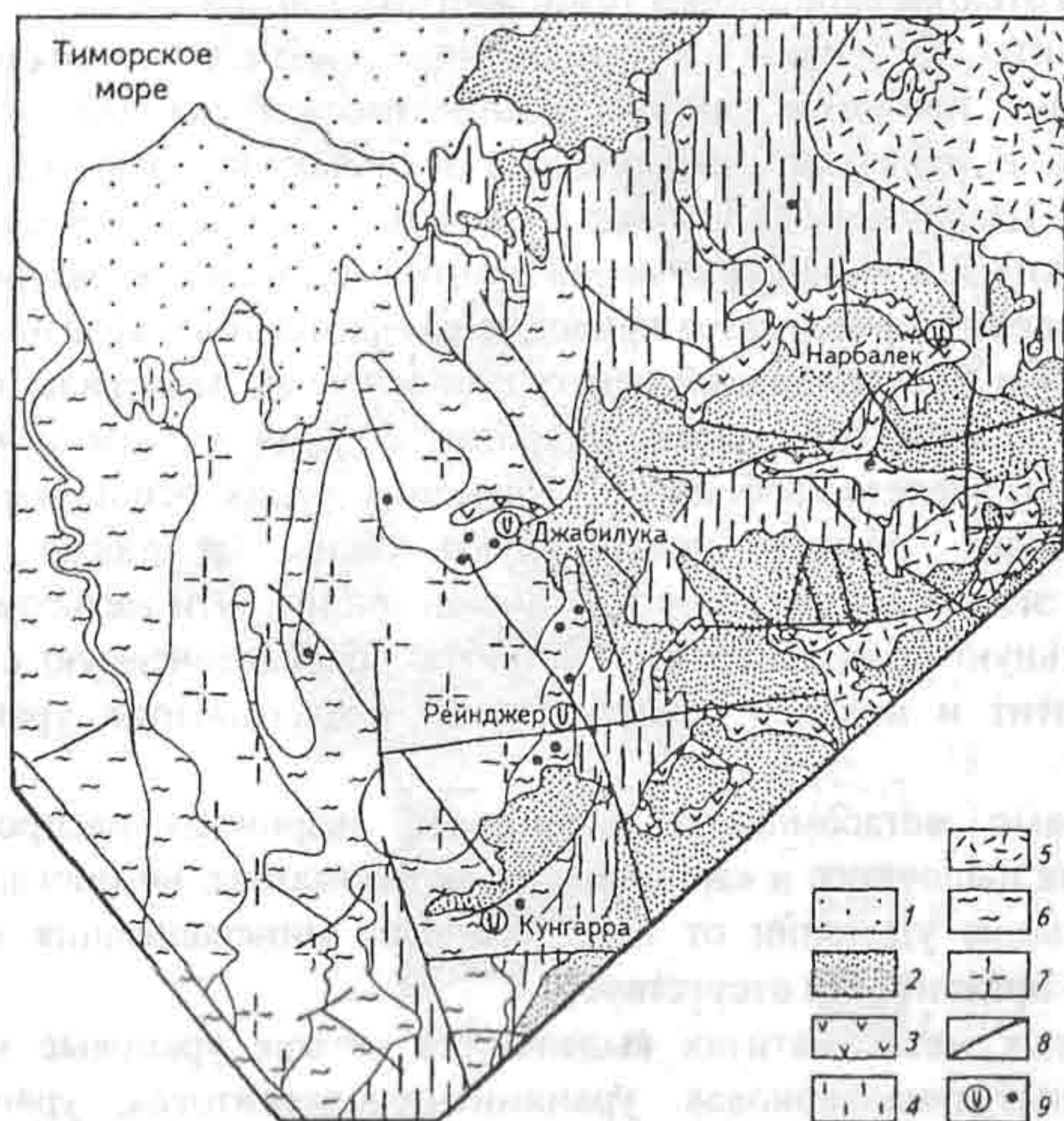


Рис.7.11. Схема геологического строения региона Пайн-Крик (Месторождения металлических..., 1999):

1-2 - отложения платформенного чехла: 1 - меловые, 2 - поздне-рифейские формации Комболджи; 3-7 - интрузивные и метаморфические комплексы раннего протерозоя: 3 - долериты, 4 - метаморфизованные мигматиты, 5 - гранитизированные породы, 6 - геосин-клинальные комплексы раннего протерозоя, 7 - породы архейского фундамента - комплекс Нанамбу; 8 - тектонические нарушения; 9 - урановые месторождения и рудопроявления

Породы фундамента образуют крупное поднятие в центральной части района, сложенное архейскими породами, а также куполами, возникшими при анатектическом преобразовании нижнепротерозойского комплекса.

Породы зоны Пайн-Крик представляют собой континентальные и мелководные морские отложения интракратонного бассейна раннего протерозоя. В нижней части их разреза развиты песчаники, аркозы,

конгломераты, кварциты, сланцы и гнейсы. Они перекрываются мощной (более 3000 м) толщей (формация Кэхил) тонкозернистых пластических и химических осадков – сульфидно-углеродисто-кремнистых сланцев, алевролитов, карбонатных песчаников, доломитов и сланцев. Породы обогащены органическим веществом (до 30%) и содержат повышенные концентрации урана, ванадия, кобальта, хрома, меди, вольфрама, циркония, бора.

Интрузивные образования палеопротерозоя представлены массивами гранитов, сиенитов и гранодиоритов (возраст 1780-1870 млн лет). В гранитоидах отмечается повышенное содержание фтора и бора, в них широко распространены флюорит, турмалин и топаз. Кварц-турмалиновые роговики обогащены минералами вольфрама, олова, висмута, а также золотом.

Платформенный чехол сложен образованиями верхнего протерозоя (1600-1200 млн лет), кемброордовика, перми и нижнего мела. Нижняя часть платформенного чехла, сложенная песчаниками, доломитами, известняками, алевролитами, выделяется в формацию Комболджи. В восточной части региона по отдельным нарушениям северо-западного и субширотного простирания древние метаморфические породы надвинуты на платформенные отложения формации Комболджи с образованием сложных структур типа надвиговых чешуи.

Основные урановые месторождения - Джабилука, Рейнджер и Кунгарра - залегают в породах формации Кэхил и локализируются в восточном крыле докембрийского поднятия Нанамбу. В гранитоидах и гнейсах этого поднятия отмечены повышенные содержания урана (до 0.003-0.005%) и K_2O (до 8%).

Месторождение Джабилука является одним из крупнейших в мире урановых месторождений богатых руд. Оно представлено двумя рудными телами с общими запасами U_3O_8 около 230 тыс. т и содержанием урана в рудах 0.38%. Кроме того, только на верхних горизонтах месторождения разведано около 8 т золота с содержанием 12-15 г/т. В рудах отмечены повышенные концентрации скандия, иттрия, редких земель.

Среди кварц-мусковитовых сланцев формации Кэхил амфиболитовой фации метаморфизма с возрастом около 1800 млн лет выделяется продуктивная толща общей мощностью до 100 м, которая состоит из четырех рудоносных слоев. Верхний - "графитовый" - сложен хлоритовыми, углеродистыми сланцами и доломитами. Основной рудоносный горизонт, находящийся в 60 м ниже по разрезу, включает высокоуглеродистые кварц-хлоритовые сланцы с прослоями доломитов, роговиков. Самые нижние горизонты продуктивной толщи сложены хлоритовыми и кварц-полевошпатовыми сланцами, локально обогащенными углеродистым веществом.

Наиболее крупная региональная тектоническая структура месторождения - пологопадающий сброс, прослеживающийся вдоль контакта песчаников Комболджи и продуктивной толщи сланцев. Серия субмеридиональных крутопадающих тектонических разрывов пересекает и продуктивную толщу, и песчаники платформенного чехла. Рудовмещающая толща смята в асимметричную линейную складку субширотного пространства. Ось складки полого погружается в восточном направлении.

Основные промышленные концентрации урана приурочены к интенсивно метасоматически измененным породам. Магнезиальный метасоматоз проявляется в интенсивной хлоритизации силикатных пород и

доломитизации карбонатных пород вдоль тектонических нарушений и послонных зон брекчирования. Руда обычно ассоциирует со светло-зеленым или белым криптокристаллическим хлоритом. На безрудных участках в силикатных породах развиты тонкорассеянный серицит и мусковит, местами замещающие хлорит; широко проявлена турмалинизация пород.

Рудные залежи стратиформны, тяготеют к зонам брекчирования и залегают на небольшой глубине непосредственно под зоной предкомболджинского несогласия, которая разделяет породы фундамента и платформенного чехла.

Урановые минералы в рудах представлены настураном, уранинитом и коффинитом, образующими тонкие прожилки, вкрапленность, массивные послонные скопления в хлоритизированных породах. Золото по времени выделения является более поздним. Мелкие зерна золота обнаружены в хлорите, замещавшем уранинит.

Формирование золотой минерализации сопровождалось окислением углеродистого вещества и пирита, который замещается гематитом, что наблюдается в зальбандах золотоносных прожилков. Повышенные концентрации золота отмечаются только в пределах ураноносных жил, особенно в их верхних частях. В жилах и брекчиях с уранинитом выявлен сложный комплекс минералов, включающий развивающиеся по ураниниту коффинит, галенит, золото со следами серебра, а также минеральные ассоциации с висмутом, теллуrom, палладием, никелем, кобальтом и железом. Эти жилы и зоны частично замещаются хлоритом, кварцем, халькозином, ковеллином, халькопиритом. Урановое месторождение сформировалось после палеопротерозойского регионального метаморфизма. Для уранинита и галенита из рудных тел были получены следующие значения абсолютного возраста: 1600, 900 и 500 млн лет.

7.4. Рудные формации в калиевых метасоматитах (гумбеитах)

Гумбеиты как самостоятельный тип существенно калиевых метасоматитов были выделены Д.С.Коржинским еще в 1948 г. на Урале, где эти породы были впервые изучены, они состоят из кварца, ортоклаза и карбоната и рудных минералов (сульфидов и шеелита), развиваются в контактах кварцевых жил в измененных гранодиоритах. В настоящее время под гумбеитами понимаются продукты метасоматизма кислых интрузивных, реже вулканических пород повышенной щелочности под действием углекислых растворов с высокой активностью щелочей, главным образом, калия.

Для гумбеитовой формации Урала выделяются три фации метасоматоза (Метасоматизм..., 1998):

1. Биотит-калишпатовая (T 440-400⁰C), сопровождаемая биотит-кварцевыми жилами с пиритом и молибдошеелитом.
2. Доломит-калишпатовая (T 400-300⁰C), сопровождаемая карбонат-кварцевыми жилами с Мо-шеелитом, сульфидами.
3. Фенгит-калишпатовая (T ниже 300⁰C), сопровождаемая карбонат-кварцевыми жилами с сульфидами и золотом.

Для формирования шеелитоносных гумбеитов характерны относительно умеренные температуры, высокая активность калия и высокий окислительный

потенциал, что отражается в развитии шеелита, блеклых руд, гематита. На заключительных стадиях метасоматоза активность калия и окислительный потенциал снижаются, что проявляется в развитии блеклых руд, не содержащих двухвалентной меди.

Золоторудные гумбеиты являются более низкотемпературными образованиями.

По И.П.Щербаню (1996), исследовавшему месторождение Зармитан в Узбекистане, зональность около жильных гумбеитов, замещающих граносиениты, представляется следующим образом:

- 1) неизменный граносиенит (КПш+Пл+Кв+Би+Ро);
- 2) измененный граносиенит (Кпш+Пл+Кв+Хл+Сер+Карб);
- 3) (Кпш+Пл+Аб+Карб++Кв+сульфиды);
- 4) Кпш+Аб+Кв++Карб+сульфиды).

Флогопит во внешних зонах метасоматических колонок отсутствует, что связывается с пониженной, по сравнению с уральскими гумбеитами, температурой, обуславливающей появления вместо флогопита хлорита. В месторождении Зармитан устанавливается 5 стадий минерализации: кварцевая (350-550⁰С), золото-пирит-арсенопиритовая (230-350⁰С), галенит-сфалеритовая (130-350⁰С), сульфосольная (100-150⁰С) и самая низкотемпературная карбонатная. Гумбеитизация сопровождала вторую стадию рудного процесса.

К гумбеитовой формации метасоматитов относятся также золото-урановые месторождения Алдана (Месторождения металлических..., 1999). Они приурочены к крупным разломам в породах архейского фундамента, который с юрского периода испытал интенсивную тектономагматическую активизацию. Эта активизация проявилась в интенсивном магматизме, формировании горстообразных поднятий, небольших впадин, заполненных маломощными терригенными и вулканогенными породами юры, а также в активной гидротермальной деятельности.

Характеристика Эльконского рудного района приводится по материалам (Месторождения металлических..., 1999; Мигута, 2001). В геологическом строении района (рис.7.12) выделяются два основных структурных этажа: архейский фундамент и позднепротерозойско-кембрийский платформенный чехол.

Фундамент сложен гранитизированными плагиогнейсами, гранито-гнейсами, кристаллические сланцы, гнейсами, амфиболитами и мигматитами. Породы фундамента обнажаются в пределах крупного горста в краевой части эпиархейского кратона, смяты в крупные складки северо-западного простирания, прорваны раннепротерозойскими гранитами и разбиты крупными разломами северо-западного направления. Породы фундамента метаморфизованы в условиях гранулитовой фации с проявлениями наложенного регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации. Кроме архейских метамагматических пород, фундамент включает протерозойские (2200-1900 млн лет) биотитовые и лейкократовые граниты, аляскиты, дайки диоритов и пегматоидных гранитов, локализующиеся вдоль разломов древнего заложения.

Платформенный структурный этаж сложен в основном карбонатными толщами, залегающими почти горизонтально по периферии горстообразного поднятия кристаллического фундамента. Он интродуцирован позднепротерозойскими-палеозойскими дайками диабазов, а также щелочно-

земельными, субщелочными и щелочными магматитами, в связи с мезозойской тектономагматической активизацией (160-110 млн лет тому назад).

С процессами тектономагматической активизации связано широкое развитие калиевого метасоматоза, формирование кварц-баритовых жил и урановых руд.

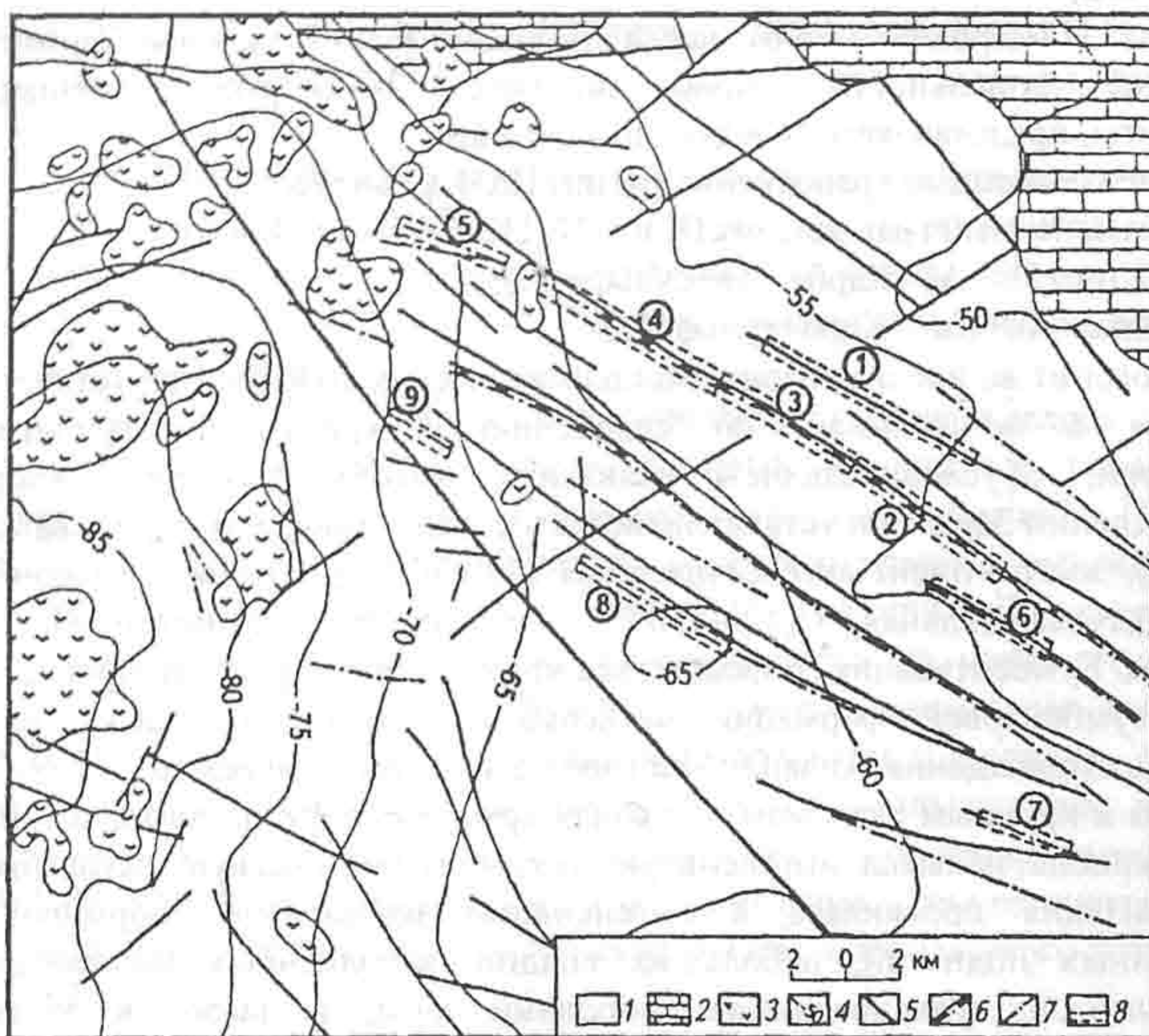


Рис. 7.12. Геолого-структурная карта района урановых месторождений Алдана (Месторождения металлических..., 1999):

1 - архейский кристаллический комплекс (гнейсы, граниты, сланцы);
 2 - платформенный чехол (нижнекембрийские известняки и доломиты);
 3 - мезозойский интрузивный субвулканический комплекс: 4 - изоаномалы поля силы тяжести, мГал; 5-7 - разломы: 5 - древнего заложения, 6 - подновленные в мезозое, 7 - мезозойского заложения; 8 - рудоносные участки разломов. Цифры в кружках - месторождения урана: ® - Северное, ® - Дружное, 3 - Курунг, ® - Эльконское плато, © - Элькон, © - Весеннее, ® - Агдинское, ® - Снежное, @ - Интересное

Урановое оруденение (более 80% запасов) приурочено, главным образом, к разломам протерозойского заложения, активизированным в мезозое, и в меньшей мере - к разломам мезозойского заложения. Зоны разломов выполнены бластомилонитами и брекчиями. Крупные бластомилонитовые швы располагаются в центральной части разломов, развиваясь по дайкам ранних диоритов и мигматитам. При этом в зонах разломов могут наблюдаться как единичные швы, так и серии кулисообразно расположенных швов, разделенных относительно слабо деформированными породами.

Петрографический и минеральный состав зон разломов тоже неоднороден. Выделяются рассланцованные кварц-полевошпатовые породы, послойные мигматиты, дайки мелкозернистых диоритов, зоны метасоматических крупнозернистых кварц-полевошпатовых пород, дайки щелочного состава, продукты гидротермальной деятельности.

Главная рудовмещающая структура - зона "Южная", представленная древним тектоническим швом протяженностью более 30 км, подновленным в мезозое. В пределах этой зоны выделяются участки, рассматриваемые как отдельные месторождения: Дружное, Курунг, Эльконское плато, Элькон и др. Урановое оруденение известно также в параллельных структурах (месторождения Северное, Весеннее, Агдинское и др.).

Вмещающие породы рудоносных зон интенсивно изменены процессами низкотемпературного калиевого метасоматоза. К измененным породам приурочены барит-кварцевые, кварцевые, кварц-карбонатные и флюорит-карбонатные жилы и прожилки.

Рудные тела имеют жило-, линзо- и уплощенную столбообразную форму с раздувами и пережимами. В плоскости рудоносных зон отчетливо выражено склонение рудных столбов. Часто отдельные рудные тела залегают в контурах общей рудоносной зоны кулисообразно. Положение их контролируется в основном разрывными нарушениями, подновленными в процессе мезозойской активизации. Рудные тела обладают нечеткими контурами и сложным внутренним строением. В собственно мезозойских разломах рудные тела приурочены к единичным новообразованным тектоническим нарушениям и имеют сравнительно небольшие размеры.

Рудоконтролирующими структурами являются изгибы рудоносных зон по простиранию и падению, участки их расщепления на отдельные сближенные ветви, места сопряжения основных рудоносных разломов с секущими зонами дорудной трещиноватости, кварцевыми прожилками и бластомилонитовыми швами, играющими роль своеобразных экранов для рудоносных растворов.

Оруденение слабо проявлено на поверхности. Верхняя граница промышленных руд расположена на глубинах 200-500 м от поверхности, а наиболее продуктивные рудные участки развиты на глубинах 1 км и более. Для руд характерны брекчиевые, вкрапленные, пятнистые и сетчатые текстуры, обладающие сравнительно высокой радиометрической контрастностью при средних рядовых содержаниях. Строение одного из месторождений Южной рудной зоны - месторождение Дружное - иллюстрируется рис.7.13. На этом месторождении широко развиты сульфидсодержащие барит-кварцевые жилы. Характерно также развитие молибденой минерализации в контуре уранового рудного тела.

Процесс рудообразования в месторождения Эльконского рудного района был длительным и многостадийным. Обобщенная схема развития минеральных ассоциаций приведена на рис.7.14.

Наиболее полно многостадийный процесс рудообразования протекал на месторождениях, связанных с долгоживущими разломами. В собственно мезозойских структурах развито ограниченное число минеральных ассоциаций, однако обязательными среди них являются предрудные калиевые метасоматиты, браннеритовое оруденение и пострудное флюорит-кварц-карбонатное жиллообразование. Руды сложены в основном браннеритом в ассоциации с рутилом и гематитом. На отдельных участках они обогащены золотом.

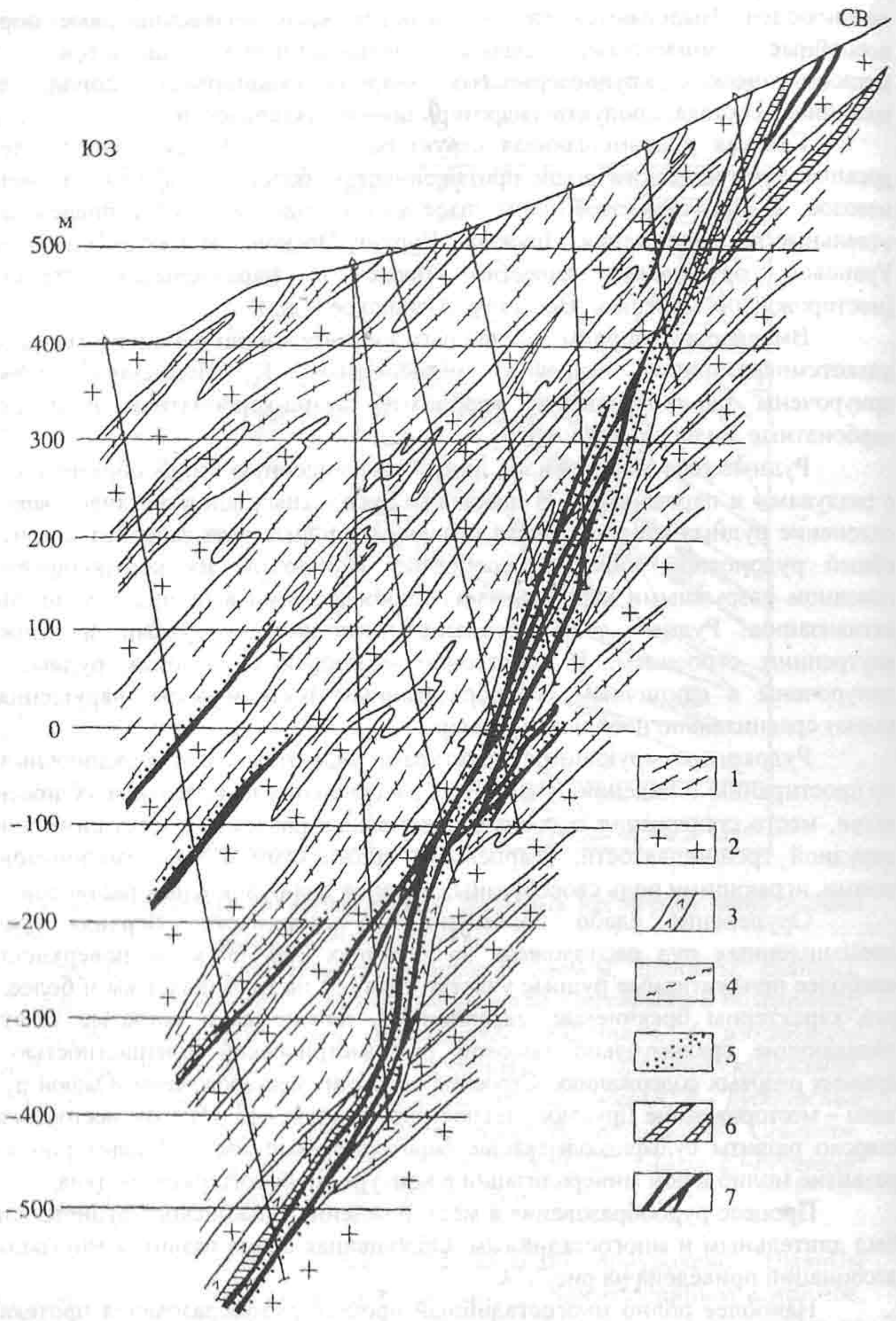


Рис.7.13. Разрез рудоносной зоны Южная в районе месторождение Дружное (Мигута, 2001):

- 1 - плагиогнейсы; 2 - граниты; 3 - метадиориты; 4 - бластомилониты;
- 5 - пирит-карбонат-кальциевые метасоматиты; 6 - барит-кварцевые жилы; 7 - рудные тела и залежи

СТАДИИ	Альбит-серицит-хлоритовая	Пирит-карбонат-кварцевая	Пирит-карбонатная	Барит-кварцевая	Браннеритовая	Микрозернистый кварц	Брукит-молибденитовая	Коффинит-карбонатная	Анатаз-уранитовая	Флюорит-кварц-карбонатная	Гипергенная
МИНЕРАЛЫ											
Актинолит-тремолит	—										
Тальк	—										
Хлорит	—										
Эпидот	—										
Серицит	—	—									
Альбит	—										
Гематит	—	—									
Сфен	—	—						—			
Рутил	—					—					
Лейкоксен	—										
Кальцит	—	—								—	
Пирит		—	—		—		—			—	
Марказит		—	—		—		—			—	
Тонкодисперсн. кали-свѣй полевоѣ шпат		—									
Адуляр		—									
Анкерит		—	—					—			
Доломит	—	—	—					—		—	
Апатит		—									
Дисперсное золото		—	—								
Кварц				—		—				—	
Барит				—						—	
Теннантит				—						—	
Халькопирит				—						—	
Энаргит				—						—	
Галенит				—						—	
Сфалерит				—						—	
Браннерит					—	—					
Молибденит							—				
Брукит							—				
Настуран							—				
Коффинит							—				
Уранинит								—			
Анатаз								—			
Самородное золото								—			
Флюорит									—		
Гидроокислы Fe и Mn											—
Глинистые минералы											—
Малахит											—
Азурит											—
Хризоколлa											—
Ярозит											—
Продукты разрушения браннерита											—
Урановые слюдки											—
	↓ 1	↓ 2									

Рис.7.14. Обобщенная схема последовательности минералообразования на месторождениях Эльконского горста (Мигута, 2001):
1 - катаклаз; 2 - брекчирование

7.5. Вольфрамовые скарново-рудные формации

К ортометаморфическому классу месторождений связанных с процессами ультраметаморфизма, по-видимому, относятся некоторые вольфрамоносные скарновые образования зон высокотемпературного метаморфизма. Подобные образования были выявлены и охарактеризованы Р.А.Хазовым, В.И.Иващенко (1981) в Северном Приладожье.

Северное Приладожье является северо-восточной частью раннепротерозойской Свекофеннской структурной провинции Балтийского щита. В районе развития шеелитового скарнового оруденения выделяются три главных структурно-формационных комплекса пород. Нижний комплекс представляет собой архейский фундамент, сложенный гранито-гнейсами и гранитоидными породами архея и протерозоя. Перекрывающий супракрустальный комплекс раннего протерозоя включает сортавальскую серию, сложенную в основном метавулканитами основного состава с двумя горизонтами развития карбонатных пород и сланцев, и ладожскую серию, представленную метатерригенными флишоидного типа кристаллическими сланцами и гнейсами. Региональный метаморфизм супракрустального комплекса имеет классическое зональное проявление в диапазоне от зеленосланцевой до гранулитовой фации и относится к низкобарическому андалузит-силлиманитовому типу. Интрузивные магматические комплексы раннего протерозоя представлены габбро-перидотитовой формацией, несколькими комплексами синорогенных плагиогранитов и диоритов, поздне- и посторогенных, ультраметагенных плагиомикроклиновых и существенно микроклиновых гранитов и пегматитов.

Верхний структурно-формационный комплекс представлен платформенными неметаморфизованными осадочно-вулканогенными породами салминской свиты рифея. Последние залегают на палеопротерозойском комплексе и гранитах рапакиви с возрастом 1645-1650 млн лет.

Шеелитоносные скарны и скарноиды локализуются в обрамлении гнейсо-гранитных куполов, причем все известные вольфрамовые рудопроявления приурочены к полигенным скарнам, образованным по карбонатным и вулканогенным породам сортавальской серии. Они тяготеют к выходам позднеорогенных микроклиновых гранитоидов и локализуются исключительно в зоне высокотемпературной амфиболитовой фации регионального метаморфизма андалузит-силлиманитового типа.

Скарново-рудные тела представлены пластообразными залежами мощностью до 10-15 м и протяженностью до нескольких сотен метров. По минеральному составу, характеру метасоматических преобразований среди шеелитоносных скарнов различаются два типа, относящихся соответственно к магнезиальной и известково-скарновой формациям по Л.И.Шабынину (1973).

Магнезиальные скарны формируются при метаморфизме и ультраметаморфизме доломитов. Они сложены диопсидом, битовнитом, форстеритом, фассаитом, шпинелью, паргаситом, магнетитом, апатитом и другими минералами. Возникающая при их образовании метасоматическая зональность имеет вид (табл.7.1). Мощность отдельных зон метасоматической колонки варьирует. Для околоскарновых пород она составляет 3-10 м пироксеновых скарнов 0.5-15 м, форстеритовых скарнов и кальцифиров 1-3 м. Из-за небольшой мощности карбонатных пород, подвергающихся высокотемпературному метаморфизму и метасоматозу, внешние зоны метасоматической колонки часто замещены тыловыми, представленными пироксеновыми скарнами и околоскарновыми породами, иногда вплоть до их полной мигматизации и замещения гранито-гнейсами. Последующие изменения скарнов выразились в образовании салита, паргасита, плагиоклаза, гуммита, зеленой роговой обманки, иногда флогопита. В связи с широким развитием

наложенных преобразований, ранние минеральные парагенезисы магнезиальных скарнов (фассаит, форстерит и др.) сохраняются редко.

Образование известково-скарновой формации связывается с внедрением палингено-метасоматических пегматоидных гранитов, которые слагают жилы и дайкообразные тела. Вольфрамовые рудопроявления известково-скарновой формации приурочены обычно к участкам развития амфиболовых сланцев и полевошпатовых амфиболитов, залегающих в стратиграфическом разрезе сортавальской серии выше первого карбонатного горизонта. Главные минералы скарнов: пироксен, гранат, везувиан, скаполит, эпидот, роговая обманка. В качестве благоприятных скарно- и рудообразующих факторов рассматриваются: полная гранитизация низов питкьярантской серии, наличие согласных со сланцеватостью вмещающих пород крутопадающих тектонических нарушений, зон дробления, флексурных перегибов и мелкой изоклиальной складчатости. В поперечных сечениях наиболее представительных апоамфиболитовых скарново-рудных тел этой формации отмечается симметричная метасоматическая зональность (табл.7.1).

Таблица 7.1

Типы метасоматической зональности, развивающейся на контактах мраморов и алюмосиликатных пород и в амфиболитах

Гнейсо-граниты, мигматиты	Плагиоклаз-диопсидовая околоскарновая порода по доломиту (доломитовому известняку) ± фассаит	Диопсидовый скарн ± фассаит, шпинель	Диопсидовый скарн ± фассаит, шпинель	Форстеритовый скарн ± шпинель	Форстеритовый кальцифир ± шпинель	Доломитовый мрамор
Амфиболиты	Лабрадор-салитовая околоскарновая порода ± (апатит, сфен)	Битовнит-геденбергитовая порода ± (апатит, сфен)	Скаполит-геденбергитовая порода ± (апатит, сфен)	Битовнит-геденбергитовая порода ± (апатит, сфен)	Лабрадор-салитовая околоскарновая порода ± (апатит, сфен)	Амфиболиты

Мощность известково-скарновых залежей составляет 1-5 м, протяженность 200-400 м. В строении апомагнезиальных известково-скарновых тел, возникших при преобразовании магнезиальных скарнов под воздействием пегматоидных гранитов, участвуют пироксен-скаполитовые околоскарновые породы и несколько минеральных типов скарнов – пироксеновый, пироксен-гранатовый, гранатовый, везувиановый, везувиан-пироксен-гранатовый. Зональность в их распределении не наблюдается. Более поздние изменения скарнов проявляются в образовании плагиоклаз-кварцевого метасоматита в центральной части, а также клиноцоизита, тремолита, шеелита, кварца, кальцита, сульфидов в других зонах метасоматической колонки.

Шеелит избирательно концентрируется в битовнит-геденбергитовых и скаполит-геденбергитовых породах в виде неравномерной вкрапленности,

отдельных прожилков и порфиробластических скоплений. Образование шеелитовой минерализации связывается с мобилизацией вольфрама из амфиболитов и его переотложением в скарновых образованиях при процессах гранитизации и из растворов, генерируемых ультраметаморфогенными микроклиновыми пегматоидными гранитами, которые, в свою очередь, характеризуются повышенной вольфрамоносностью. Шеелитовая минерализация концентрируется преимущественно в окварцованных, тремолитизированных скарнах и плагиоклаз-пироксеновых породах. Образование шеелита по Р.А.Хазову и В.И.Иващенко происходило после эпидотизации плагиоклазов и амфиболизации пироксена, т.е. вольфрамовая минерализация скарнов является наложенной по отношению к собственно скарнообразующему процессу. В этой связи интересны данные о том, что в раннещелочную стадию метасоматоза происходила микроклинизация позднеорогенных «серых» гранитов и преобразование их в «розовые граниты». Микроклинизация сопровождалась выносом из гранитов вольфрама, который при понижении температуры и возрастании кислотности метасоматических растворов отлагался в скарнах. Образование шеелита происходило по данным декрипитации включений при температурах 320-380⁰С.

В районе Латвасюрского гнейсо-гранитного купола установлено несколько-линзовидно-пластовых тел мощностью до 3.8 м, протяженностью 80-200 м, в которых содержание вольфрама достигает первых процентов.

Шеелитовые скарновые образования, геология которых во многом аналогична охарактеризованным месторождениям Северного Приладожья, известны также в Центральной Швеции и Финляндии.

7.6. Флогопитовые месторождения

Флогопитовые месторождения рассматриваются либо как биметасоматические или инфильтрационные скарновые образования (Коржинский, 1955; Шмакин, 1961 и др.), либо как метасоматические образования, связанные с фронтом базификации при гранитизации метаморфических пород гранулитовой фации в области ультраметаморфизма (Судовиков, 1956; Салье и др.1966; и др.). Приводимая ниже характеристика этого типа месторождений приводится по М.Е.Салье и др. (1966).

Флогопитовые месторождения локализируются в северо-западной части Алданского щита в области периклинального окончания Нижне-Тимтонского купола. Они залегают в так называемой федоровской свите позднего архея, сложенной амфиболовыми (с диопсидом и гиперстеном) плагиогнейсами, среди которых развиты прослои, линзы диопсидовых, флогопит-диопсидовых пород, кальцифиров, мраморов и гиперстеновых гнейсов. Кульминационный метаморфизм пород соответствует гранулитовой фации с температурами 820-890⁰С и умеренными давлениями (7-8 кбар).

С учетом особенностей геологического строения выделяются две группы флогопитовых месторождений. К первой группе принадлежат Курнахские месторождения. В районе Курнахской группы месторождений основными складчатыми структурами являются Хвойная антиклиналь и синклиналь руч.Структурного с субгоризонтальными шарнирами, которые осложнены продольными и поперечными более мелкими складками (рис.7.15).

Широкое развитие имеют также зоны рассланцевания различной ориентировки. Разломы, контролирующие дайки послеюрских магматических пород, имеют субмеридиональное простирание.

По геолого-структурным условиям, контролирующим размещение флогопит-диопсидовых пород, Б.П.Фоменковым (1961) выделяются 4 типа месторождений: а) развитые на контактах карбонатных пород с плагиогранитами и гранодиоритами; б) приуроченные к участкам инъекций пегматитов в карбонатные породы; в) контролирующиеся зонами разрывов, секущих контакты силикатных и карбонатных пород; г) локализующиеся в мелких складчатых структурах, осложненных субширотными разрывами.

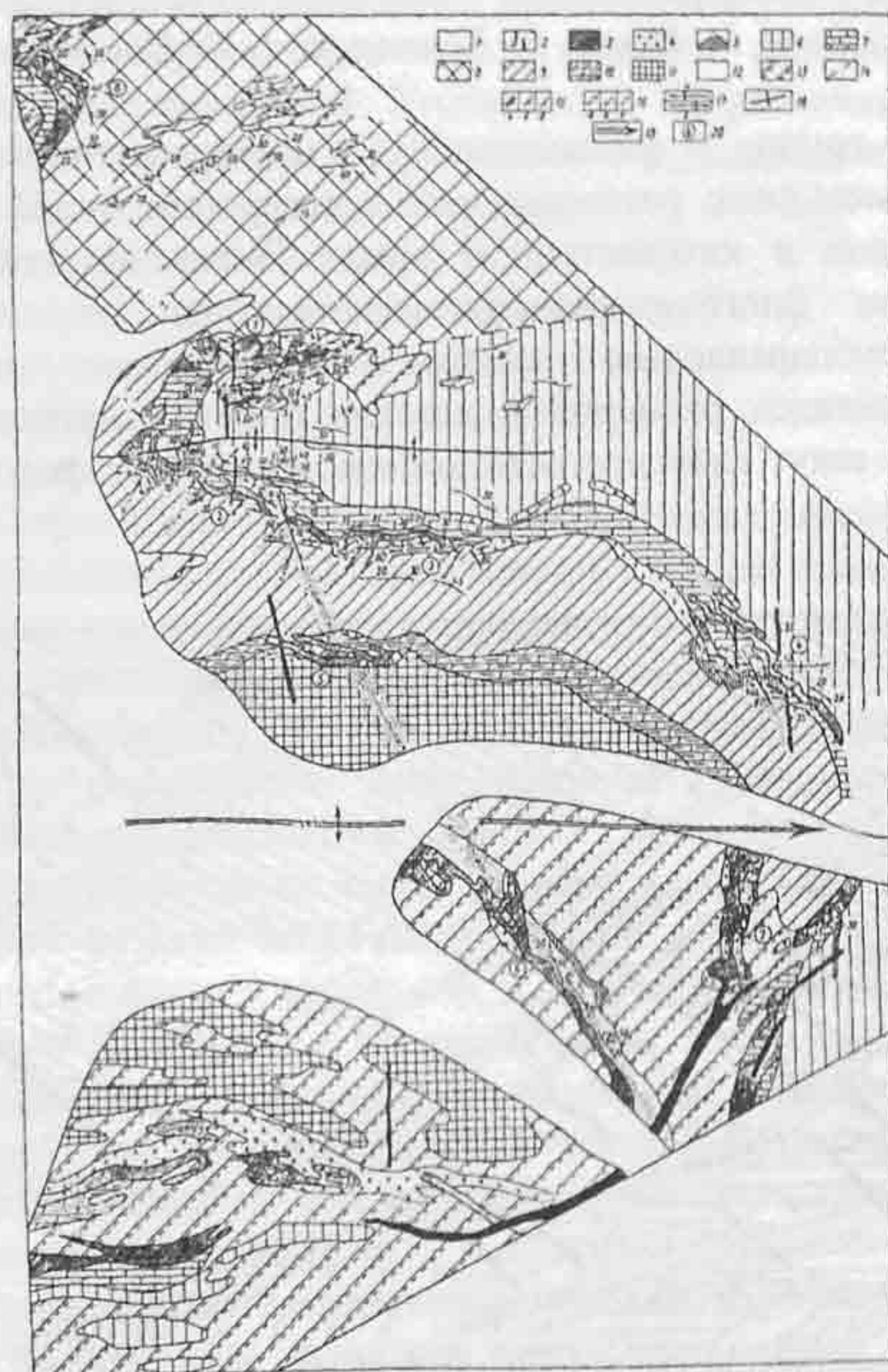


Рис. 7.15. Схематическая геологическая карта района Куранахских месторождений (Салье и др., 1966):

1 - четвертичные отложения; 2 - послеюрские дайки магматических пород; 3 - метасоматические диопсидовые породы; 4 - метасоматические пироксено-полевошпатовые породы; 5 - диопсидовые и диопсидо-амфиболовые скаполитсодержащие сланцы; 6 - верхний гнейсовый горизонт; 7 - верхний горизонт мраморов и кальцифиров; 8 - нерасчлененный средний - верхний горизонт; 9 - средний гнейсовый горизонт; 10 - нижний горизонт мраморов и кальцифитов; 11 - нижний

гнейсовый горизонт; 12 - горизонт мраморов и кальцифиров в зоне наложенной деформации; 13 - гранито-гнейсы и граниты; 14 - пострудные разрывные нарушения; 15 - элементы залегания: а - наложенной сланцеватости с проявлением хлоритовой минерализации, б - наложенной сланцеватости, связанной с перекристаллизацией диопсида и новообразованием амфибола, в - первичной сланцеватости и слоистости; 16 - ориентировка осей мелких складок (а), длинных осей будин (б), минеральной линейности (с); 17 - оси антиклиналей (а) и синклиналей (б) малых складок; 18 - ось синклинали II порядка (синклиналь участка Зимнего); 19 - ось Хвойной антиклинали; 20 - номера месторождений: 1 - Зимнее, 2 - Угольное, 3 - Структурное, 4 - Предвиденное, 5 - Новое, 6 - Колтыкон-1, 7 - Поисковое, 8 - Трудное

Вторую группу флогопитовых месторождений представляет месторождение Эмельджак, расположенное в северо-восточной части Нижне-Тимтонского купола в юго-восточном крыле Эмельджакской антиклинали. Наиболее крупные флогопит-диопсидовые тела на этом месторождении располагаются субпараллельно осевым поверхностям дополнительных антиклинальных складок размером в десятки и сотни метров. По падению диопсидовые тела секут сланцеватость вмещающих пород федоровской свиты (рис.7.16).

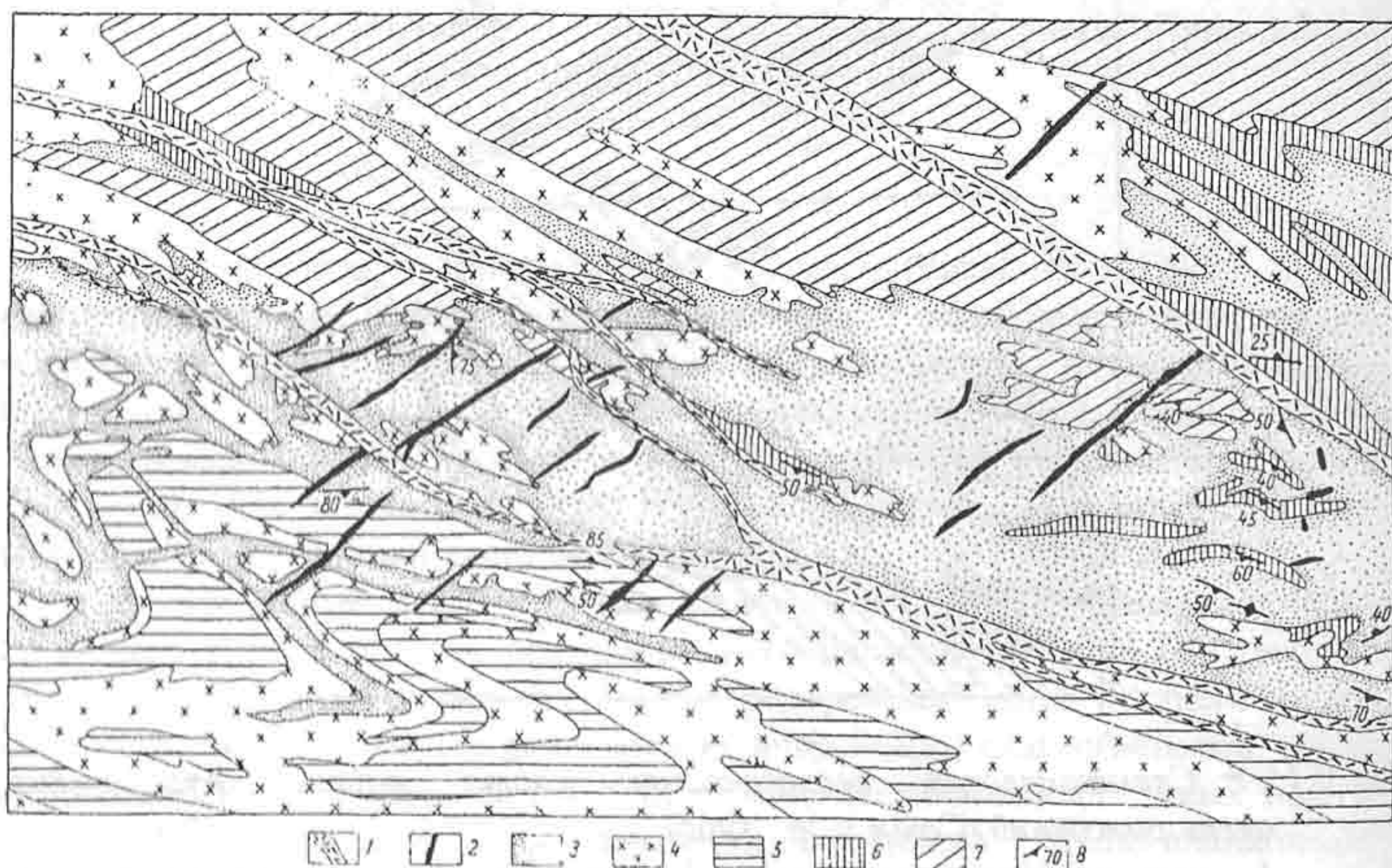


Рис.7.16. Схематический геологический план горизонта +870 м, рудник Эмельджак, участок 5 (Салье и др., 1966):

1 - дайки милонитов; 2 - флогопитовые жилы; 3 - метасоматические пластово-секущие диопсидовые тела; 4 - диопсидо-полевошпатовые породы, переходящие по удалению от контакта с диопсидовыми телами в гранито-гнейсы; 5 - породы керибиканского горизонта - диопсидо-

амфиболовые и гиперстеновые сланцы и гнейсы; 6 - леглиерский горизонт - диопсидовые сланцы и гнейсы; 7 - любкакайский горизонт - гиперстеновые и диопсидо-амфиболо-биотитовые гнейсы и сланцы; 8 - элементы залегания сланцеватости и полосчатости

Для месторождений обоих типов характерно частое несовпадение флогопитовых зон с простиранием диопсидового тела и шарнирами складок. В отдельных участках флогопитовые зоны совпадают с зонами наложенных деформаций.

Строение диопсидовых тел существенно зависит от условий их локализации. Характерной особенностью диопсидовых тел, развитых в контакте алюмосиликатных и карбонатных пород, является наличие асимметричной зональности. На месторождении Угольном в направлении от контакта с гранитами и гнейсами к мраморам выделяются следующие зоны:

- 1) диопсид-полевошпатовые породы;
- 2) диопсид-скаполитовая зона;
- 3) диопсид-шпинелевая зона с паргаситом;
- 4) диопсид-кальцитовая зона со шпинелью;
- 5) зона диопсид-флогопитового кальцифира;
- 6) зона флогопитового кальцифира;
- 7) зона серпентинизированного форстеритового мрамора;
- 8) неизменный доломитовый мрамор с редкой примесью форстерита.

В крупных телах зональное строение часто не проявлено. Такие тела сложены диопсид-шпинелевыми и диопсид-шпинель-амфиболовыми породами, залегающими субсогласно с вмещающими породами, либо образующими неправильные по форме тела. Зоны контакта с мраморами повсеместно обогащены шпинелью и флогопитом.

В шпинель-диопсидовых телах, развивающихся в контактах силикатных пород и мраморов, развиты также более поздние образования, представленные диопсид-флогопитовыми породами, штокверковыми образованиями мономинерального диопсида, а также мелкими жилками и обособленными кристаллами шпинели, флогопита и амфибола. Мелкие жилы имеют мономинеральный или полиминеральный состав. В последнем случае они слагаются (в направлении от контакта к центру): диопсидом – флогопитом – паргаситом - кальцитом –шпинелью.

В пластовосекущих диопсидовых породах, залегающих в силикатных породах (гнейсах, сланцах, гранитах), зональность также более или менее отчетливо проявляется только в маломощных телах. Так, в участках выклинивания диопсидового тела месторождения Зимнего описываются следующие зоны: 1) диопсид-полевошпатовые породы; 2) диопсид-скаполитовая зона; 3) диопсид-шпинелевая зона с амфиболом (рис.7.17).

В диопсид-шпинелевой породе пятнистой текстуры наблюдаются гнезда крупнокристаллического диопсида, замещенного полностью или частично тремолитом, цоизитом, хлоритом. В этой же зоне наблюдается большое количество сульфидов (пирит, халькопирит, галенит) и вторичного, натечного кальцита. На фоне охарактеризованной зональности развиты участки неправильной формы, сложенные диопсид-флогопитовой породой. Флогопит развит также вдоль системы трещин северо-восточного простираения.

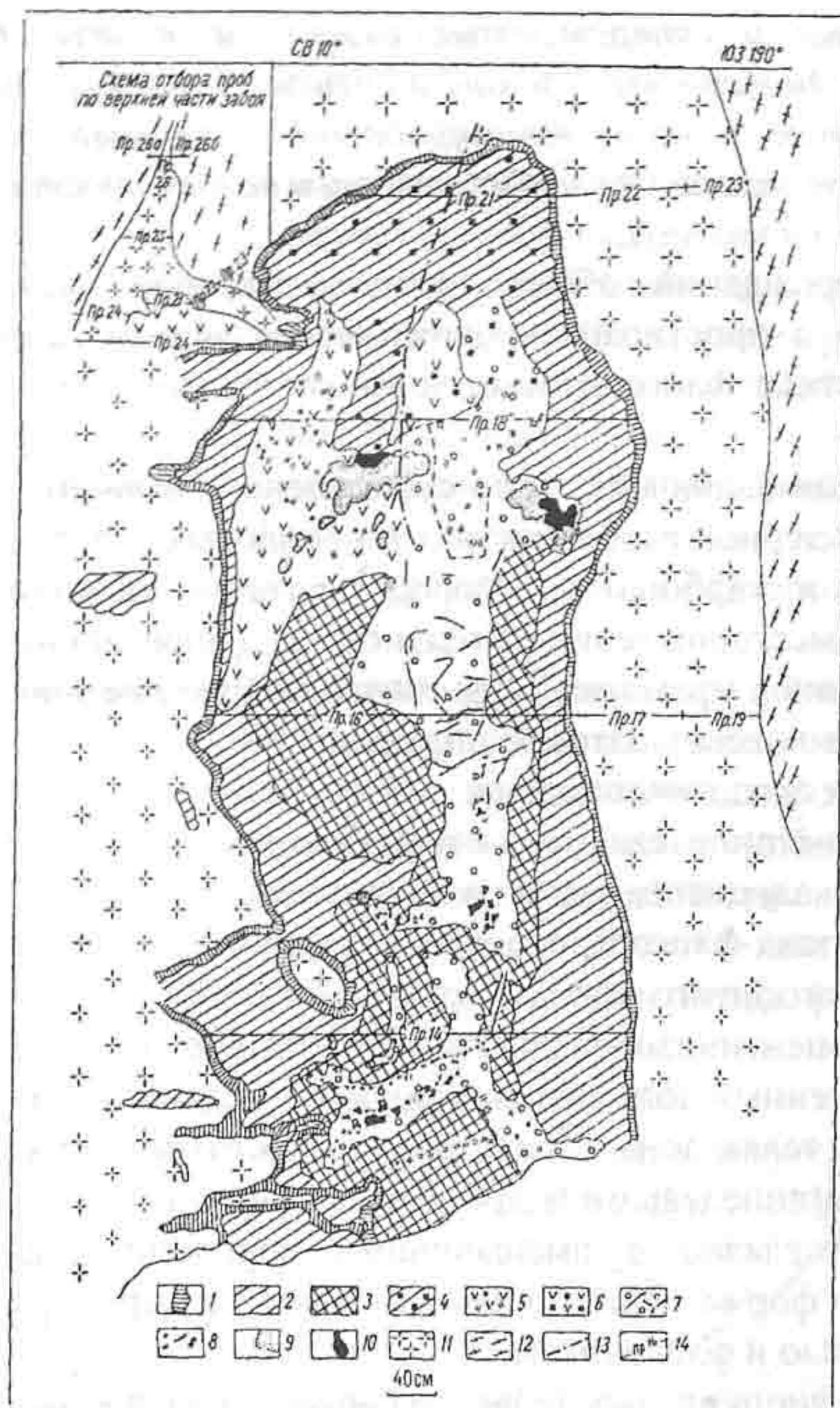


Рис. 7.17. Вертикальный разрез диопсидового тела в зоне его выклинивания на месторождении Зимнее (Салье и др., 1966):

1 - эпидотизированная диопсидо-скаполитовая порода; 2 - мелкозернистая диопсидо-шпинелевая порода с паргаситом; 3 - диопсидо-шпинелевая порода с паргаситом пятнистой текстуры; 4 - диопсидо-шпинелевая порода с сульфидами; 5 - диопсидо-флогопитовая порода; 6 - диопсидовая порода с сульфидами; 7 - зона развития тремолита, цоизита и сульфидов с реликтами диопсида; 8 - флогопит; 9 - натечный кальцит; 10 - сульфиды; 11 - диопсидо-полевошпатовые породы; 12 - амфиболовые гранито-гнейсы; 13 - пострудный разлом; 14 - места отбора проб

Наиболее отчетливо метасоматическая зональность проявлена в прожилках штокверковых образований в гнейсах, сланцах и гранитах. Она имеет различные формы развития (рис. 7.18). От контакта к центру жил намечается следующая последовательность развития зон: диопсид-скаполитовая - мономинеральная - диопсидовая - диопсид-флогопитовая - иногда мономинеральная диопсидовая - паргаситовая - флогопитовая - кальцитовая. Мощность зон колеблется от нескольких сантиметров до 1-2 м.

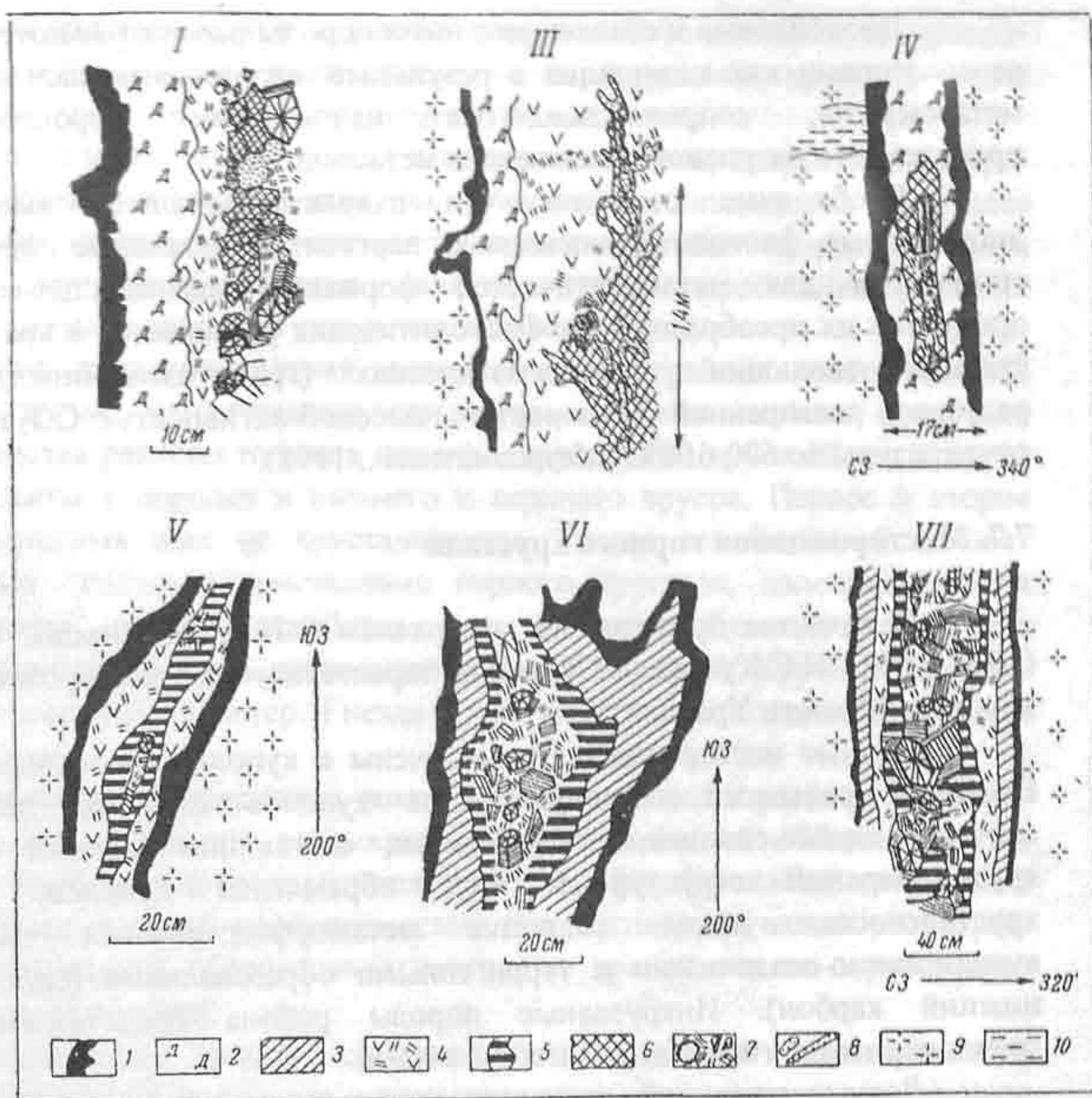


Рис. 7.18. Различные типы зональности в мелких секущих жилах района месторождения Эмельджак (Салье и др., 1966):

1 - диопсид-скаполитовая зона; 2 - мономинеральная диопсидовая зона; 3 - диопсидо-амфиболовая зона; 4 - диопсидо-флогопитовая зона; 5 - диопсид; 6 - паргасит; 7 - флогопит; 8 - кальцит; 9 - пироксено-полевошатовые породы; 10 - диопсидовые сланцы

Секущие диопсид-флогопитовые жилы, залегающие в диопсидовых породах, обычно имеют мономинеральную зональность. В крупных промышленных жилах развиты две мономинеральные зоны: мономинеральная диопсидовая и мономинеральная флогопитовая.

Общая последовательность формирования метасоматических пород рассматриваемых месторождений представляется следующим образом. На первом этапе формировались шпинель-диопсидовые метасоматиты. Позднее они были подвержены амфиболизации (паргасит) и флогопитизации, которые развивались наравномерно. В зависимости от интенсивности этих процессов в разных месторождениях могут преобладать или диопсид-шпинелевые породы, или диопсид-амфиболовые и диопсид-флогопитовые породы, в которых шпинель отмечается только в виде реликтовых зерен. Секущие диопсид-флогопитовые, диопсид-паргаситовые, диопсид-кальцитовые жилы являются более поздними образованиями, чем пластовосекущие диопсидовые тела.

Диопсидовые и связанные с ними породы рассматриваются М.Е.Салье и ее соавторами как возникшие в результате железо-магнезиально-кальциевого метасоматоза, сопровождавшегося наложенными процессами слабо проявленного натриевого и калиевого метасоматоза.

Необходимо отметить, что охарактеризованные выше шпинель-диопсидовые, флогопит-диопсидовые, паргасит-диопсидовые породы являются типичными для метасоматической формации магнезиальных скарнов и продуктов их преобразования. Флогопитизация развивается в «раннещелочную стадию» эволюции трансмагматических (гранитизационных) глубинных растворов повышенной щелочности с высокой активностью CO_2 при снижении температуры до 600-650⁰С (Метасоматизм., 1998).

7.7. Месторождения горного хрусталя

В качестве примера, по материалам В.Н.Огородникова, В.Н.Сазонова (1990, 1993), Н.С.Кухаря (1978), ниже характеризуются месторождения горного хрусталя Южного Урала.

Данные месторождения приурочены к купольно-блоковым структурам Восточно-Уральского поднятия. Ядра куполов сложены докембрийской мигматит-гнейсо-сланцевым комплексом, слагающим нижний структурный ярус. Верхний структурный ярус обрамления куполов, вмещающий хрусталеносные жилы, слагается метаморфизованными палеозойскими вулканогенно-осадочными и терригенными образованиями (ордовик-силур и нижний карбон). Интрузивные породы района представлены тоналит-гранодиоритами, гипербазитами и гранитами.

Для пород района устанавливаются два этапа регионального метаморфизма, связанные соответственно с раннегерцинским и позднегерцинским этапами геотектонического развития Урала. В раннегерцинский этап (390-320 млн лет назад) были заложены основные складчато-блоковые структуры района. Метаморфические преобразования раннего этапа картируются фрагментарно только в породах ордовика-силура. Отмечается, что в течение этого этапа в вулканогенно-осадочных комплексах, обрамляющих гранито-гнейсовые ядра, вдоль разломов, возникали линейные зоны повышенной теплопроводимости (теплоаномалии), в пределах которых метаморфизм горных пород достигал условий эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. В зонах последней локально проявлялась плагиогранитизация (Са-Na-метасоматоз), парагенетически сопряженная с внедрением массивов тоналит-гранодиоритовой формации с возрастом 360-320 млн лет.

Метаморфизм второго этапа (320-230 млн лет назад) имеет отчетливо зональное развитие с понижением степени метаморфизма от гнейсового ядра в сторону обрамления в диапазоне от амфиболитовой фации до зеленокаменного перерождения. Метаморфизм сопровождался калиевой гранитизацией, с которой связывается формирование в центральных зонах гранито-гнейсовых ядер типичных микроклиновых гранитов.

Характерно, что в пределах самих гранито-гнейсовых куполов (блоков) хрусталеносные жилы отсутствуют. По данным В.Н.Огородникова (1993) в породах осадочного чехла в зоне эпидот-амфиболитовой фации известно 26%

хрусталеносных кварцевых жил, в биотит-хлоритовой зоне - 53%, в серицит-хлоритовой - 16%. В зоне зеленокаменного перерождения хрусталеносные кварцевые жилы практически отсутствуют.

Кварцевые жилы локализируются в трещинах отрыва, оперяющих северо-западные и северо-восточные разломы, образуя жильные зоны. Наиболее благоприятными для широкого развития трещин, вмещающих кварцевые жилы, и процессов хрусталеобразования являются узлы пересечения пологих взбросовых и крутых сдвиговых тектонических зон.

В целом, кварцево-жильная минерализация в районе месторождений представлена тремя генетическими семействами. Жилы первого, наиболее древнего семейства развиты только в нижнем структурном ярусе. Жилы второго семейства развиты в породах и нижнего и верхнего ярусов. Первое и второе семейства кварцевых жил не хрусталеносны. Третье семейство объединяет хрусталеносные гнезда с кристаллами горного хрусталя, наложенными на кварцевые жилы второго семейства или штокверкообразные тела типа «минерализованных трещин», расположенных вне этих жил. Хрусталеносность носит многополостной характер. Гнезда преимущественно концентрируются висячем боку жил.

Хрусталеносные кварцевые жилы преимущественно развиты в кварц-плагиоклазовых породах, что связывается с их изначальной обогащенностью кремнеземом, наибольшей предрасположенностью к формированию трещинных структур, а также высокой проницаемостью для метаморфических растворов. Высокая проницаемость обеспечивала миграцию кремнезема из окружающих пород в гнездовые полости.

Хрусталеносные жилы сопровождаются зонами геохимического изменения вмещающих пород – выносом кремния и натрия из пород по мере приближения к гнездам. Минеральные парагенезисы, сопутствующие хрусталеобразованию, представлены фукситом, карбонатами, рутилом, пиритом. Кристаллы горного хрусталя в гнездах преимущественно средне- и короткостолбчатые, по окраске дымчатые, реже бесцветные, цитриновые. Иногда устанавливается последовательное развитие вначале дымчатой, цитрино-дымчатой, затем существенно цитриновой и далее аметистовой генераций.

На примере Южно-Уральских месторождений горного хрусталя (Пышминское, Ключевское рудные поля) образование кварцевых жил тесно сопряжено с золотым и другими типами оруденения, которые могут закономерно совмещаться в пространстве. В частности, им было установлено, что в раннегерцинский этап в связи с гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации сформировались золотоносные кварцевые жилы с горным хрусталем в остаточных полостях. Они представлены широко на верхних горизонтах, где преимущественно развита мусковит-кварцевая метасоматическая формация. Березит-лиственитовая метасоматическая формация развита на более глубоких горизонтах; наиболее глубоко залегающими метасоматитами являются эйситы и гумбеиты. Золоторудная минерализация накладывается на монокварцевые жилы в заключительные стадии процесса.

Ранняя стадия золотого оруденения связана с биотитовыми и хлоритовыми метасоматитами. На более высоких горизонтах (до 200 м от современной поверхности) она сменяется кварцево-жильной минерализацией, при формировании которой мусковит-кварцевые метасоматиты последовательно

сменялись процессами аргиллизации с образованием наложенных хрусталеносных полостей. Процесс жилообразования и хрусталеобразования сопровождается мобилизацией золота в раствор, выносом золота из хрусталеносных жил и переотложением его на геохимических барьерах (поздняя стадия оруденения). На более глубоких горизонтах (глубже 200 м) в это же время формируются кварц-карбонатные жилы и хрусталеносные гнезда, сопровождаемые процессами эйситизации, которые в околожильном пространстве сопровождаются золотоносными сульфидами.

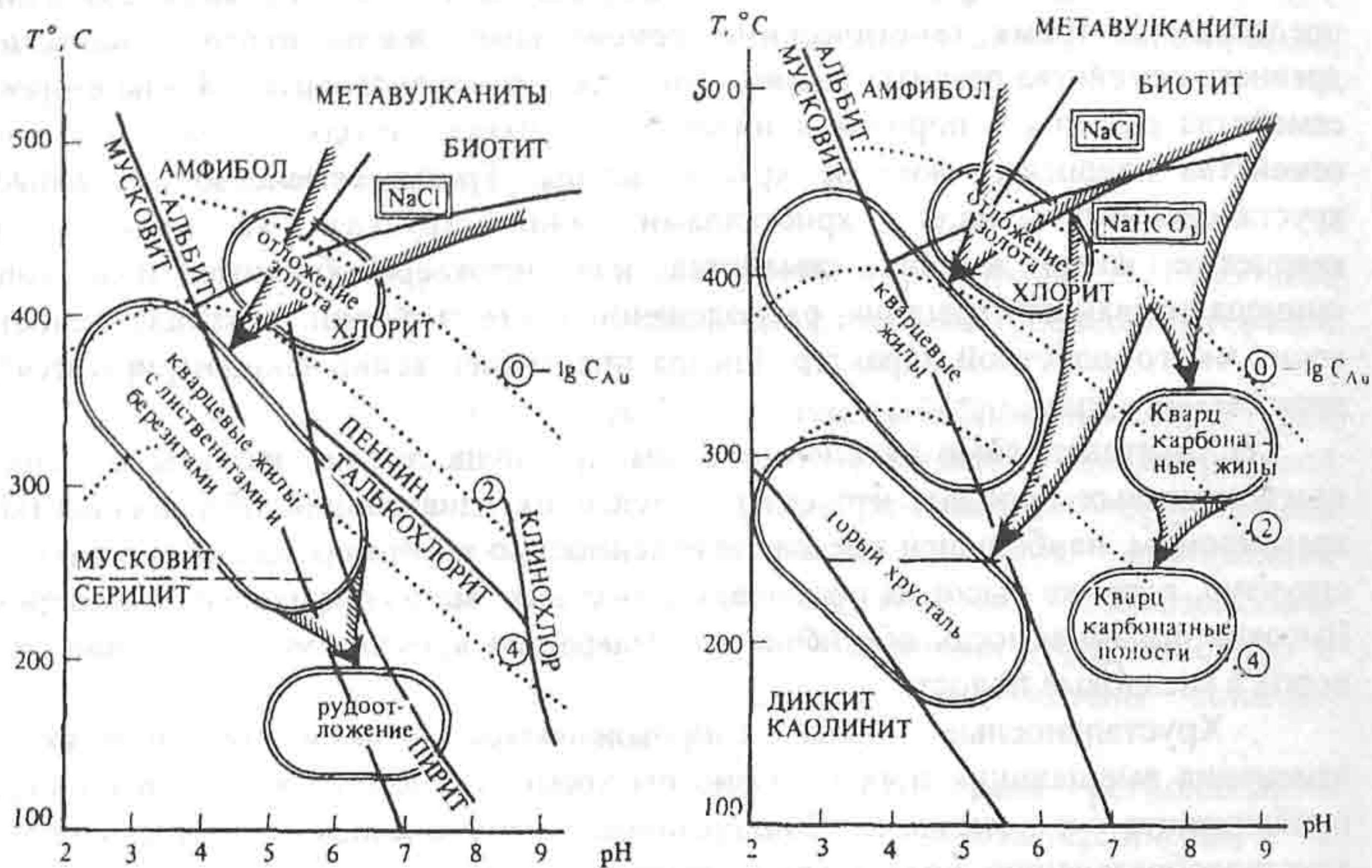


Рис.7.19. Зависимость состава минеральных парагенезисов позднегерцинских комплексных (золото + горный хрусталь) месторождений от температуры и рН среды минералообразования. (Огородников, Сазонов, 1990).

Исходный состав гидротерм - существенно хлоридно-натриевый со значительной концентрацией CO_2 и H_2S (левая ветвь) и существенно бикарбонатно-натриевый со значительной концентрацией CO_2 и H_2S (правая ветвь)

Рис.7.19 иллюстрирует обобщенную модель метасоматоза и рудообразования в месторождениях рассматриваемого типа. Продукты начальной раннещелочной стадии гидротермальной деятельности (раннегерцинский этап) представлены биотит-хлоритовыми и существенно хлоритовыми метасоматитами по андезит-базальтовым вулканитам. Кислотное выщелачивание следующей стадии инфильтрационного метасоматоза привело к образованию золото-сульфидно-кварцевых жил, в зальбандах которых развиты березиты – листвениты. В этот этап метасоматизирующие растворы были существенно хлоридно-натриевыми; в них с падением T постепенно возрастала роль бикарбонат-иона, увеличивалась активность углекислоты и сероводорода.

Рудная минерализация в жилах и березитах-лиственитах сформировалась на заключительных стадиях гидротермально-метасоматического процесса при повышении щелочности растворов, которое связано с дальнейшим падением их температуры и взаимодействием с боковыми породами. Возрастание рН растворов могло также обусловиться "выкипанием" CO_2 при трещинообразовании и связыванием ее в карбонатах метасоматитов. Температура образования березитов-лиственитов $395-250^\circ\text{C}$, кварцевых жил $360-250^\circ\text{C}$, а в продуктивных рудных ассоциациях - $290-250$ и $195-140^\circ\text{C}$.

Предполагается, что метаморфизм в условиях амфиболитовой фации и процессы гранитизации, особенно второго этапа, приводили к мобилизации золота из пород, обогащению золотом гидротермальных растворов, которые "разгружались" в зонах низкотемпературного метаморфизма зеленосланцевого уровня. Среднее содержание золота в гнейсах (4.0 мг/т) при этом снижается (до 2.3 мг/т), а в метавулканитах зеленосланцевой фации повышается (до 99 мг/т). Состав растворов на начальной стадии гидротермального процесса хлоридно-натриевый со значительной концентрацией CO_2 и HCO_3^- за счет взаимодействия их с карбонатными толщами. Инфильтрация гидротермально-метасоматических растворов по трещинным структурам обуславливает растворение кремнезема боковых пород, образование сине-зеленой роговой обманки и биотита в трещинах, а также осаждение золота, преимущественно в самородной форме. По мере снижения температуры растворов происходит замещение роговой обманки и биотита хлоритом. При этом отлагаются тонкозернистый пирит, халькопирит, сульфосоли свинца, сурьмы и мышьяка.

Ближе к поверхности растворы становятся более кислыми и производят выщелачивание боковых пород с выносом прежде всего таких элементов, как кальций, магний и железо. В составе минеральных парагенезисов околожилных метасоматитов установлены силлиманит, андалузит, альбит, мусковит, серицит и другие алюмосиликаты. Завершает процесс образование кварцевых жил, сложенных обычно стекловидным крупно- и гигантозернистым кварцем. В кварце и околожилных метасоматитах отмечаются вкрапленность и гнезда пирита, реже халькопирита и других минералов. Рудные минералы отчетливо наложены на кварц.

На глубоких горизонтах (в зоне раствороподводящих нарушений) раствор имеет щелочной характер и высокую концентрацию бикарбонат-иона за счет взаимодействия его с породами карбонатной толщи. При раскрытии раствороподводящих трещин из них удаляется углекислота, возрастает их щелочность. Присутствие в зальбандах кварцевых жил доломита-анкерита свидетельствует о том, что раствор содержал в относительно большом количестве кальций, магний, двухвалентное железо и марганец. Эти условия рассматриваются как благоприятные для отложения кварца (снижение растворимости кремнезема при падении давления), сульфидов и золота. Максимальные содержания золота (до 0.9 г/т) отмечаются в зальбандах жил.

Горный хрусталь образуется на верхних горизонтах кварц-жилных месторождений. Так называемая хрусталеносная стадия развития гидротермального процесса обусловлена тем, что, проникая на верхние горизонты, гидротермальный раствор постепенно раскисляется, сохраняя относительно повышенную щелочность и недосыщенность кремнеземом. С этим явлением связано выщелачивание кварцевых жил с образованием полостей.

Постепенное накопление углекислоты под экраном перекрывающих пород, представленных углистыми филлитами, приводит к повышению кислотности раствора в полостях выщелачивания и образованию гидротермальных глин в пространстве, примыкающем к гнездам с хрустальной минерализацией. В гнездах и окологнездовых пространствах развит пирит с низким (0.01—0.2 г/т) количеством золота. Образование хрусталеносных кварцевых жил приводит к разубоживанию ранее сформированных золоторудных концентраций и переотложению золота. Оно сопровождается изменением формы рудных тел, образованием рудных столбов в обрамлении хрусталеносных зон.

7.8. Месторождения некоторых нерудных метаморфических полезных ископаемых

Типичными метаморфическими нерудными полезными ископаемыми являются различные мраморы, возникшие при изменении известняков и доломитов, кварциты, образовавшиеся при метаморфизме кварцевых песчаников, кровельные сланцы, сформировавшиеся при низкой степени метаморфизма глинистых сланцев и другие. К этой же группе относятся месторождения таких интересных для промышленности и поделочных работ метаморфических минералов как графита, корунд, алмаз, кианит, ставролит, различные виды асбеста и другие.

Графит - широко распространенный минерал метаморфических, метасоматических и магматических пород. Промышленный интерес представляют породы с содержанием некарбонатного углерода более 2.5%, однако реальная ценность и значимость собственно графитовых руд зависит от степени структурной упорядоченности графита, гранулометрического состава руд, содержания примесей, зольности получаемых графитовых концентратов. Все эти технологические особенности в значительной мере определяются процессами метаморфизма и метасоматоза. С возрастанием степени метаморфизма осадочных пород происходит последовательная перекристаллизация изначально присутствовавшего в них некарбонатного углерода с образованием в начале шунгита (пренит-пумпеллиитовая фация), а затем графита различных структурных модификаций. При этом явно кристаллический графит характерен только для пород высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. В зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях некарбонатный углерод присутствует в виде графитоида и неполнокристаллического графита. В последовательном ряду метаморфических преобразований увеличивается отражательная способность графита, снижается его твердость.

Углеродистое вещество в метаморфических породах обычно представлено тремя морфогенетическими типами: тонкодисперсным (зеленосланцевая – низкотемпературная амфиболитовая фации), межзерновым (эпидот-амфиболитовая – гранулитовая фации) и трещинным (высокотемпературная амфиболитовая и гранулитовая фации). Размеры выделений углеродистого вещества соответственно варьируют от сотых долей миллиметра до десятков сантиметров. Промышленные руды плотного, тонкочешуйчатого графита, локализующиеся в низко- и среднетемпературных фациях регионального метаморфизма, развиты в Петровском месторождении

Криворожского железорудного бассейна, на месторождении Квебек (Канада). Примерами месторождений кристаллического графита являются Старокрымское и Завальевское месторождения Украины, месторождения Мадагаскара и другие.

В пределах восточной части Балтийского щита обогащенные графитом (рудные) породы известны в Приладожье (район Ихала), где они слагают толщу мощностью до 460-530 м и протяженностью около 20 км. Толща относится к метаморфизованным вулканогенно-осадочным образованиям сортавальской серии раннего протерозоя, метаморфизованным в амфиболитовой фации. На Кольском п-ове графитсодержащие породы развиты в Кейвской, Печенгской структурах и Лапландском гранулитовом поясе.

В западной части Кольского п-ова А.И.Ивлиевым выявлены два наиболее перспективных рудопроявления богатых графитовых руд, представленных: рутил-кианит-графитовыми гранатитами с содержанием графитового углерода от 27 до 34% и с минимальной зольностью концентратов нечешуйчатого графита от 1.09 до 1.60% (районе р.Явр) и биотит-графитовыми плагиогнейсами со средним содержанием среднечешуйчатого графитового углерода от 8 до 13.6% (в районе горы Скалистой, в 16 км южнее пос.Приречный). Богатое рудопроявление горы Скалистой локализовано в 500-метровой толще метаморфических графитсодержащих пород, простирающихся в северо-западном и субширотном направлении на десятки километров в пределах контуров электропроводящих зон, выявленных при поисках медно-никелевых руд. В составе толщи преобладают крупнозернистые биотитовые плагиогнейсы. Они чередуются со сравнительно маломощными (0.1-2 м) линзовидными и пластообразными телами графит-гранат-гиперстен-биотитовых, графит-гранат-диопсидовых и диопсидовых гнейсов. Породы гнейсовой толщи залегают субвертикально, местами осложнены мелкими изоклиналиными складками, шарниры которых погружаются под углом 70-85° в юго-восточном и южном направлении. Интрузивные тела метаноритов, метагранодиоритов и лейкократовых гранит-пегматитов прорывают породы толщи и обычно участвуют вместе с ними в последующих деформациях и метаморфизме.

Графитсодержащие биотитовые гнейсы – крупнозернистые породы, имеющие часто грубополосчатое мигматитовое строение с чередованием кварц-полевошпатовых и обогащенных биотитом полос. Главные породообразующие минералы биотитовых гнейсов: плагиоклаз (30-40%), кварц (25-35%), биотит (18-35%), гранат (2-8%). Графит обычно содержится в количестве от 0.1 до 4%, а в некоторых разновидностях гнейсов отсутствует. В некоторых графитсодержащих гнейсах встречается гиперстен (до 5%), диопсид, микроклин, мусковит. Графит в гнейсах в основном представлен тонкими чешуйками размером от 0.25 до 2 мм. Залежь богатых графитовых руд по форме представляет сложно деформированное пластообразное тело мощностью от 2 до 6 м, круто падающее под углом 80-90° в юго-западном направлении согласно с породами графитовой толщи. Среднее содержание графитового углерода 8.25 вес.%.

Апатит - в Южном Прибайкалье известны глубоко метаморфизованные фосфоритсодержащие пласты докембрийских пород (Смирнов, 1982). На месторождении Слюдянка развиты интенсивно дислоцированные амфиболовые и пироксеновые гнейсы, биотитовые сланцы с пачками мраморов и кварц-диопсидовых пород. Пачки кварц-диопсидовых пород мощностью от 20 до 120 м содержат прослои апатитсодержащих пород мощностью от 5 до 15 м. Среднее

содержание P_2O_5 в них колеблется в пределах 2.5-11.5%. В составе апатитоносных пород выделяется две ассоциации минералов. Первая, возникшая при региональном метаморфизме песчаников, доломитов и фосфоритов, включает кварц, диопсид, апатит, кальцит. Вторая минеральная ассоциация сформировалась при наложенных метасоматических изменениях. Она включает тремолит, скаполит, флогопит, калиевый полевой шпат. В тектонических нарушениях, в связи с метасоматозом, возникли локальные гнездовые и жильные скопления крупнокристаллического апатита.

Асбесты. На Кольском п-ове выявлены проявления хризотилового, антофиллитового, тремолитового и щелочного амфиболового асбестов (Минеральные..., 1981).

Проявления *хризотил-асбеста* известны в Печенгском районе, где они связаны с метаморфизованными никеленосными габбро-верлитовыми массивами. Внутри крупных интрузивных тел асбестовая минерализация приурочена к горизонтам высокомагнезиальных лизардитовых серпентинитов по оливинитам. В лизардит-антигоритовых серпентинитах по верлитам асбестизация проявлена незначительно. Относительно высокая концентрация хризотил-асбеста установлена только в интрузивах пренит-пумпеллиитовой и низкотемпературной зеленосланцевой фаций регионального метаморфизма, вне участков развития наложенных метасоматических процессов (оталькование, карбонатизация). В зонах более сильного метаморфизма она имеет подчиненное значение. Асбестовые залежи имеют пласто- и линзообразную форму; залегают согласно с общим простиранием и падением массивов. Их протяженность по простиранию и падению десятки и первые сотни метров, мощность - десятки метров. Преобладает мелкопрожильный тип асбестизации; встречаются простые и сложные жилы. Вокруг залежей широко развита асбестоносность типа «просечек», образующая ореолы шириной в несколько десятков метров.

Асбест, как правило, поперечноволоконистый. Длина волокон в прожилках обычно колеблется от долей миллиметра 1-2 мм. Содержание волокна меняется от долей процента до 8%, а в среднем составляет 2-3%. Асбест полумомкий и ломкий, высокожелезистый. Все залежи хризотил-асбеста контролируются пластовой трещиноватостью. Иногда интенсивность асбестизации возрастает при пересечении продольных асбестоносных зон поперечными разрывными нарушениями. В таких случаях нередко образуются участки, содержащие жилки с длиной волокон до 12-20 мм. Размеры таких участков по простиранию составляют первые десятки метров, а мощность до 10-12 м.

Масштабы печенгских месторождений хризотил-асбеста сравнительно невелики, однако все они находятся в районе с развитой инфраструктурой действующих горнодобывающих предприятий. Важно и то, что асбестовая минерализация развита в породах с бедной медно-никелевой минерализацией. Поэтому имеется принципиальная возможность извлечения асбеста в голове процесса обогащения этого типа бедных медно-никелевых руд.

Проявления *антофиллит-асбеста* на Кольском п-ове связаны с массивами дунит-гарцбургитовой формации. В измененных ультраосновных породах Нотозерского пояса широко распространены жилы асбестовидного антофиллита, расщепляющегося в коре выветривания на грубые непрочные волокна. В массивах Подастундры и Чапесвараки проявления антофиллит-асбеста приурочены к небольшим тектоническим зонам среди

серпентинизированных и амфиболизированных гипербазитов. Продольно-волокнистые или пучковатые агрегаты антофиллит-асбеста с длиной волокон от 10 до 200 мм (обычно 20-50 мм) образуют линзочки или серии жил мощностью до 20 см совместно с кристаллическим антофиллитом, тальком и карбонатом. Анализами установлено высокое качество антофиллит-асбеста. Размеры наиболее крупного асбестопроявления на Чапесвараке составляют: ширина зоны асбестизации до 2.5 м, протяженность - первые десятки метров.

В верховьях ручья Фалалей, левого притока р. Варзуги, среди амфибол-биотитовых сланцев закартировано несколько асбестоносных гипербазитовых тел размером от нескольких десятков метров до 800x300 м с отчетливо выраженной концентрической зональностью (от центра к периферии): гарцбургиты и энстатитовые дуниты, лизардитовые серпентиниты, тальк-карбонат-антигоритовые породы, хлорит-карбонат-тальковые породы, приконтактные хлорит-тремолитовые породы. Антофиллит-асбестовая минерализация связана с крупнокристаллическими тальк-антофиллит-энстатитовыми породами мощностью 2-3 м, залегающими среди метагарцбургитов. Длина волокон асбеста составляет 1-5 мм, расщепляемость их хорошая; содержание волокна не превышает 3%.

Щелочно-амфиболовые асбесты. Согласно Ю. Андрееву (Смирнов, 1982), месторождения щелочно-амфиболовых асбестов встречаются: 1) в виде родусит-асбеста среди глинисто-доломитовых толщ; 2) в виде крокидолита в железистых и яшмовидных кварцитах; 3) в виде магнезиоарфведсонита в серпентинитах; 4) в виде арфведсонита среди доломитов и приуроченных к ним магнетитовых скарнов. Все они располагаются в толщах пород, претерпевших региональный метаморфизм зеленосланцевой фации.

На Кольском п-ове проявления щелочного амфиболового асбеста связаны с формацией щелочных-ультраосновных пород. Наиболее крупные из них известны в массиве Лесная Варака (Минеральные..., 1981). Щелочной амфибол-асбест в массиве Лесная Варака установлен в доломит-амфиболовых жилах, широко распространенных в центральной части массива среди измененных оливинитов. Жилы имеют преимущественно северо-западное простирание, крутое падение; их мощность от долей метра до 2 м. Сложены они светло-серым с зеленоватым оттенком и шелковистым блеском спутанно-волокнистым амфибол-асбестовым агрегатом с длиной волокон от 1-2 мм до 1-2 см, иногда до 5-7 см, а также игольчатым амфиболом, доломитом, хлоритом. По химическому составу амфибол-асбест соответствует чрезвычайно редко распространенному в природе режикит-асбесту.

Тальк. В Печенгском рудном поле, как уже отмечалось при описании метаморфизма медно-никелевых руд (глава 5), тальк образуется в связи с наложенными на аповерлитовые серпентиниты метасоматическими изменениями. Карбонат-тальковые и существенно тальковые породы обычно слагают сильно дислоцированные приподошвенные зоны никеленосных интрузивов, где их мощность может достигать 10-20 м. В регионально-метаморфической зональности Печенгской структуры интенсивность оталькования возрастает от пренит-пумпеллиитовой зоны к низкотемпературной амфиболитовой фации. В рассланцованных серпентинитах низкотемпературных зон метаморфизма, вблизи залежей медно-никелевых руд, а также внутри рудных тел нередко встречаются тальковые жилы мощностью от 1-2 до 50 см.

Аналогичный характер тальковой минерализации свойственен метаморфизованным гипербазитам Нотозерского пояса. Тальковые образования по своему составу, технологическим свойствам могут быть интересными для промышленности, а протяженность составляет первые сотни метров. По результатам анализа четырех керновых проб, выполненного Мурманской ГРЭ в 1965 г., тальковые породы соответствуют требованиям керамической промышленности. Прогнозные запасы талькитов оцениваются только по отдельным участкам в миллионы тонн.

Гранат широко распространен в метаморфических породах различного состава, метаморфизованных в условиях амфиболитовой и гранулитовой фации. Химический состав граната, характер его развития и содержание в породах зависит от термодинамических условий метаморфизма и от состава вмещающих пород. В обычных метатерригенных породах и метавулканитах гранат не образует промышленных концентраций, часто содержит большое количество включений минералов основной ткани пород (кварц, полевые шпаты, рудные минералы, слюды). В зонах перекристаллизации и некоторых метасоматических образованиях образуются полуювельрные гранаты пиропового и альмандинового состава.

Крупные месторождения абразивного граната известны в районе Западные Кейвы (Кольский п-ов), где разведано несколько участков с общими подсчитанными запасами около 3 млн т. Все месторождения представляют собой гранат-мусковитовые сланцы, реже гранатиты, образующие полосы шириной до 10-20 м среди гранат-бититовых и гранат-амфибол-биотитовых гнейсов и мигматитов лебяжинской серии позднего архея. Содержание граната в сланцах варьирует от 10-20 до 70-80%. Гранат по составу отвечает почти чистому альмандину. Он образует отдельные кристаллы, часто срастания нескольких кристаллов в кварц-мусковитовой массе. Кристаллы граната варьируют от нескольких сантиметров до 20-25 см в диаметре. Гранат-мусковитовые сланцы часто рассматриваются как нижний горизонт кейвской сланцевой серии (горизонт А, по И.В.Белькову). В зонах метаморфизма кианит-ставролитовой субфации гранатовые сланцы содержат мелкокристаллический гранат, не имеющий промышленного значения. Все перспективные для освоения месторождения абразивного граната локализируются в зонах силлиманит-мусковитовой и силлиманит-микроклиновой субфаций метаморфизма (T 600-680⁰С, P 4-4.5 кбар) в связи с интенсивным контактово-метаморфическим и метасоматическим воздействием щелочных гранитов.

Гранат-мусковитовые сланцы и гранатиты являются продуктом биметасоматоза на контакте высокожелезистых гнейсов и глиноземистых сланцев в условиях высоких температур. В районе Макзабакского месторождения, а также в ряде других участков, четко устанавливается, что обогащенные гранатом породы образуются непосредственно по высокожелезистым гнейсам вне контакта с глиноземистыми сланцами. В районе устья р.Лебяжья в метасоматизированных гранат-биотит-амфиболовых гнейсах лебяжинской серии, вне связи с метатерригенными сланцами, развиваются субсогласные зоны ильменит-ставролит-мусковит-кварцевых метасоматитов, обогащенных крупными (до 5-8 см в диаметре), часто идиоморфными кристаллами альмандинового граната. Мощность таких зон составляет до 5-10 м; они прослеживаются по простиранию на 100-150 м. Эти зоны метасоматитов

наблюдаются вблизи контакта с дайками габбро-амфиболитов. Они формируются при более низкой температуре, по сравнению с месторождениями граната Западных Кейв, в условиях дистен-ставролитовой субфации (T 500-550 $^{\circ}$ C, P 4-6 кбар).

Месторождения корунда и наждака, как и кианитовые руды, приурочены к глиноземистым метаосадочным формациям. По Р.А.Мусину большая часть этих месторождений возникла при метаморфизме бокситов в условиях низкотемпературного регионального метаморфизма (зеленосланцевая фация). Руды этих месторождений, обычно представляют собой чередование хлоритовых сланцев и карбонатных пород. Они состоят из хлорита, хлоритоида, корунда, маргарита, каолинита, мусковита, пирофиллита, диаспора, рутила, гематита, пирита (Прииртышская группа месторождений Среднего Урала, месторождения Средней Азии, Греции).

В докембрийских метаморфических комплексах корундовые руды связаны также с высокометаморфизованными глиноземистыми кианитовыми и силлиманитовыми гнейсами (Чайнытское и Джилиндинское месторождения Южной Якутии, месторождение Индии и др.).

РОЛЬ МЕТАМОРФИЗМА В ФОРМИРОВАНИИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ (НА ПРИМЕРЕ ДОКЕМБРИЯ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА)

8.1. Строение и основные этапы формирования структурно-метаморфической зональности Балтийского щита

Балтийский щит является одной из крупнейших областей кристаллического фундамента древних платформ. Земная кора Балтийского щита на современном эрозионном срезе характеризуется сложной латерально-зональной метаморфической структурой (Земная кора..., 1978; Метаморфизм..., 1986; Фации..., 1990; Петров, 1999; Gaal, Gorbatshev, 1987). С учетом возраста метаморфических комплексов в структурно-метаморфической зональности Балтийского щита (рис.1.2) выделяются три провинции: Лапландско-Кольско-Карельская полициклическая провинция, сложенная метаморфическими комплексами архея и раннего протерозоя, Свекофеннская провинция - комплексами раннего протерозоя, а Дальсландская провинция, сложенная метаморфическими комплексами позднего протерозоя. Каждая из провинций обладает неоднородным строением и включает пояса и структурно-метаморфические зоны, отличающиеся по геологическому строению и развитию, особенностям проявления метаморфических процессов, их термодинамических режимов. Названные провинции и составляющие их структурно-метаморфические зоны характеризуются своеобразными чертами общей металлогении и в том числе метаморфогенной. Специфика метаморфогенно-металлогенических особенностей каждой из провинций обусловлена гетерогенностью их строения и развития, неоднородностью проявления метаморфических процессов разного возраста и различных термодинамических и геохимических режимов.

В современных концепциях периодизации докембрийской геологической истории Балтийского щита выделяются четыре крупных геотектонических периода, соответствующих раннему и позднему архею, раннему и позднему протерозою. Длительность каждого из этих периодов составляет около 1 млрд лет и отвечает крупнейшим планетарным циклам. С каждым таким периодом связано формирование крупных структурно-вещественных комплексов, включающих пространственно и парагенетически взаимосвязанные супракрустальные и интрузивные формации пород, обладающих характерными чертами тектонического строения и метаморфизма. Границы между комплексами соответствуют крупнейшим региональным несогласиям. Развитие этих комплексов включает всю совокупность геологических процессов от общей активизации земной коры и в целом системы кора-мантия до ее стабилизации. Именно последнее оправдывает применение понятия мегациклы к подобным геотектоническим периодам, несмотря на то, что каждый из них индивидуален и неповторим по своей геологической сущности. Применительно к анализу

проблемы метаморфической истории щита эти периоды рассматриваются в ранге эндогенных или тектонометаморфических мегациклов.

К *раннему архею* традиционно относится формирование саамского тоналит-гранито-гнейсового комплекса. По своим петрогеохимическим особенностям наиболее древние породы саамского комплекса близки к олигоклазовым гранитам и "серым гнейсам", слагающим основание древнейших супракрустальных серий докембрия. Поэтому саамский период рассматривается как время дифференциации планетного вещества и формирования первичной сиалической коры. Изотопно-геохимические исследования последних лет показали, однако, что объединяемые в саамский комплекс Лапландско-Кольско-Карельской провинции гнейсо-тоналитовые образования геохронологически неоднородны. Собственно раннеархейские породы развиты ограниченно в юго-западных районах Карелии – в Водлозерском районе. В других районах Лапландско-Кольско-Карельской провинции гнейсо-тоналитовый комплекс имеет изотопные возрасты от 2.7 до 3.1 млрд лет, которые близки к датировкам супракрустальных пород кольской и беломорской серий. Столь же неопределенным является и вопрос об условиях раннеархейского метаморфизма. Предполагавшийся многими исследователями для этого времени ареальный "пангранулитовый метаморфизм" не имеет достаточного петрологического и радиогеохронологического обоснования. Саамский комплекс является типичным полиметаморфическим образованием с широким неоднократным проявлением процессов мигматизации, гранитизации и метасоматических регрессивно-диафторических преобразований. Породы данного комплекса по своим минеральным парагенезисам в основном относятся к амфиболитовой фации. Гранулитовые парагенезисы, как правило, диафторированные, распространены ограниченно. При любых трактовках возраста и природы саамского комплекса принципиально важными моментами, которые могут относиться к характеристике древнейшего метаморфизма, являются отсутствие в его породах признаков проявления метаморфизма повышенных давлений и относительная латеральная однородность фациальных условий.

Позднеархейский период охватывает время развития Балтийского щита от этапа активизации протосиалической коры, отмеченного формированием дифференцированных осадочно-вулканогенных толщ и интрузивным основным-ультраосновным магматизмом, до развития складчатых систем, регионального метаморфизма, гранитообразования и последующей кратонизации земной коры. Имеются данные о длительном, неоднократном развитии метаморфизма позднего архея, в котором могут быть выделены несколько этапов, некоторые из которых могут рассматриваться в ранге тектонометаморфических циклов (Беляев, Петров, 2002). Так, в архейских комплексах Кольского региона устанавливаются три этапа активизации метаморфизма с возрастными 2.85-2.82, 2.74-2.72 и 2.68-2.65 млрд лет. В беломорском амфиболито-гнейсовом комплексе также устанавливают не менее трех этапов метаморфизма, примерно синхронных метаморфическим событиям в Кольском регионе.

В структурно-метаморфической зональности, сформированной в завершающий этап позднеархейского мегацикла в пределах современной Лапландско-Кольско-Карельской провинции, сформировались три метаморфических пояса - Кольский, Беломорский и Свеко-Карельский (или Центрально-Карельский, рис.8.1)

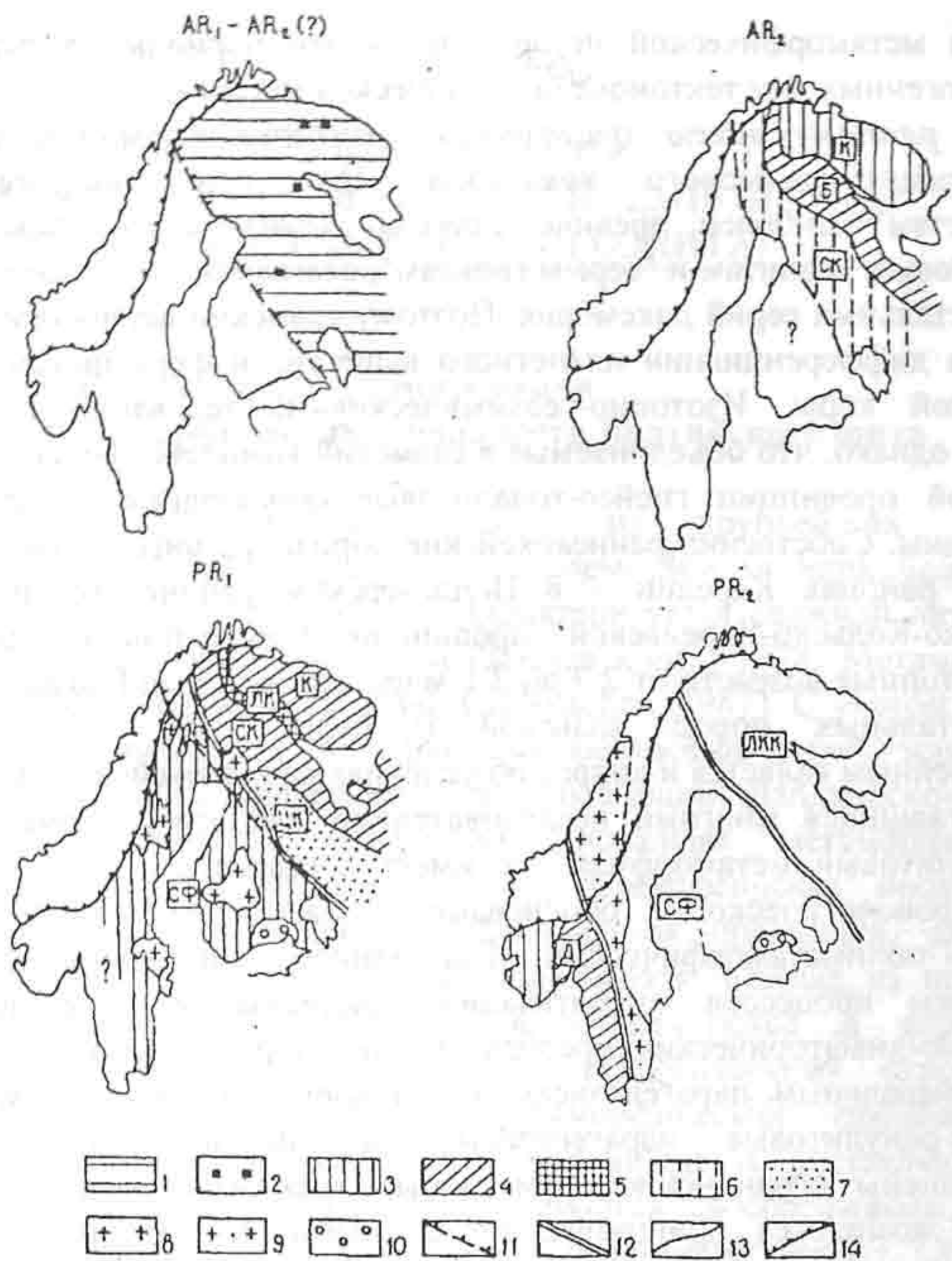


Рис.8.1. Палеосхемы развития метаморфической структуры Балтийского щита:

1 - тоналит-гранито-гнейсовые комплексы амфиболитовой фации; 2 - то же с реликтами гранулитов; 3 - метаморфические комплексы андалузит-силлиманитового типа; 4 - метаморфические комплексы кианит-силлиманитового типа; 5 - зональные амфиболито-гранулитовые комплексы высоких давлений; 6 - метаморфические комплексы андалузитового и неопределенного типов; 7 - неметаморфизованные и слабометаморфизованные автохронные супракомплексы; 8 - гранитоиды; 9 - гранит-порфиры Транскандинавского пояса; 10 - граниты рапакиви; 11 - граница распространения архейских гранито-тоналитовых комплексов; 12 - границы структурно-метаморфических провинции; 13 - границы метаморфических поясов; 14 - каледонский надвиг. Метаморфические пояса: К - Кольский, Б - Беломорский, СК - Свеко-Карельский архейский и Северо-Карельский раннепротерозойский, ЦК - Центрально-Карельский, ЛК - Лапландско-Кандалакшский. Метаморфические провинции: ЛКК - Лапландско-Кольско-Карельская, СФ - Свекофеннская, Д - Дальсландская

Кольский метаморфический пояс характеризовался развитием высокоградиентного метаморфизма андалузит-силлиманитового типа, ассоциированного с интенсивным гранитоидным магматизмом и ультраметаморфизмом. На современном эрозионном уровне супракомплексы Кольского метаморфического пояса позднего архея представлены амфиболитовой и гранулитовой фациями. Наименее метаморфизованные образования данного комплекса, представленные андалузит-ставролитовой субфацией, развиты в виде прерывистой полосы на стыке Мурманского массива и Центрально-Кольского блока (структурная зона Колмозеро-Воронья).

В Центрально-Кольском блоке архейские супракрустальные толщи (кольская серия) метаморфизованы в высокотемпературных субфациях амфиболитовой (гранат-силлиманит-мусковитовая и гранат-силлиманит-калишпатовая зоны) и гранулитовой фации. Гранулиты слагают Чудзъяврскую структурно-метаморфическую зону, прослеживающуюся в северо-западном направлении от Ловозерского массива нефелиновых сиенитов палеозоя к Кольскому заливу, где она срезается Лицко-Арагубской системой разломов. К северо-востоку и юго-западу Чудзъяврская гранулитовая зона переходит в амфиболитовую фацию с последовательным уменьшением степени метаморфизма. Вторая узкая зона гранулитов Центрально-Кольского района картируется вдоль восточного склона Волчьих Тундр; в своей северо-западной части она смыкается с Чудзъяврской гранулитовой зоной. В пределах последней установлено двукратное проявление архейского гранулитового метаморфизма. Ранние гранулиты датированы в 2.83, поздние – 2.64 млрд лет. К северо-западу от Лицко-Арагубского разлома, в пределах Титовского блока, образования кольской серии метаморфизованы в диапазоне от ставролит-силлиманитовой субфации, представленной в северо-восточном и восточном обрамлении Печенгской структуры, до субгранулитов района побережья Баренцева моря. Гранулитовая фация отмечается также в районе Ярдфьорда на смежной территории Норвегии.

К юго-западу от Полмак-Пасвик-Печенгского зеленокаменного пояса метаморфизм архейских пород характеризуется латеральной зональностью с увеличением степени в южном и юго-западном направлениях от ставролит-силлиманитовой субфации до гранулитовой фации. В районе оз.Инари, на территории Финляндии, среди гранито-гнейсов и связанных с ними гнейсо-амфиболитовых толщ высокой степени метаморфизма - аналогов кольской серии, выделяются узкие сланцево-амфиболитовые пояса субмеридионального простирания, возраст которых не определен. Они рассматриваются либо как архейские, либо как протерозойские. По данным Р.Кесола (Kesola, 1988), породы одного из таких поясов – Опукасьярви испытали прогрессивный метаморфизм, который, судя по присутствию кианита в метапелитах и широкому развитию гранатовых парагенезисов в метавулканитах, относится к кианит-силлиманитовому фациальному типу, что отличает эти образования от пород - аналогов кольской серии. В Терском блоке юго-восточной части Кольского п-ова метаморфические образования позднего архея представлены амфиболитовой и гранулитовой фациями. Степень метаморфизма, в целом, как и в Аннамско-Хихнаярвинском районе, увеличивается в юго-западном направлении от низкотемпературной амфиболитовой фации (зона ставролита и

андалузита) до гранулитовой фации. Возраст этой метаморфической зональности нуждается в уточнении.

Эволюционная схема (рис.8.1), согласно которой позднеархейский метаморфизм в Кольском регионе развивался только в высокоградиентном термодинамическом режиме, с учетом новых изотопно-геохронометрических данных по Кейвскому блоку и зоне Колмозеро-Воронья, по-видимому, нуждается в корректировке. На поздних этапах позднее архейского цикла, в отдельных районах Кольского региона, вероятно, проявлялся умеренно градиентный метаморфизм кианит-силлиманитового типа.

Беломорский метаморфический пояс позднего архея, в отличие от Кольского пояса, на всех стадиях своего развития характеризовался умеренно- и низкоградиентным режимом метаморфизма кианит-силлиманитового фациального типа. Как и в Кольском метаморфическом поясе, супракомплекс позднего архея на современном эрозионном срезе представлены здесь высокотемпературными фациями.

Свеко-Карельский метаморфический пояс представлял в позднем архее типичную гранит-зеленокаменную область. Лопийский супракрустальный комплекс слагает различного масштаба и конфигурации структуры типа "зеленокаменных поясов" среди гранито-гнейсов и гранитов. Они имеют преимущественно северо-западное и субмеридиональное простирание, а иногда образуют прерывистые протяженные пояса (Ведлозерско-Хаутоварский, Ялонваара-Иломантси-Тулос, Гимольско-Костомукшский, Кухмо и др.). Осадочно-вулканогенные образования лопийского комплекса метаморфизованы в диапазоне от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. В крупных структурах (Хаутоварская, Костомукшская) фиксируется автономная метаморфическая зональность с возрастанием степени метаморфизма от их внутренних к краевым зонам. В гранито-гнейсовом обрамлении этих структур широко развиты синметаморфические и посторогенные гранитоиды, которые оказывают интенсивное контактное воздействие на породы лопийского комплекса. Отмечается также наличие региональной зональности метаморфизма лопийского комплекса, которая проявляется в общем увеличении его интенсивности в западном и северо-западном направлении (Рыбаков, 1988). В районе оз.Верхнее Куйто, Конгозеро, Тулос развиты парагенезисы гранат-силлиманит-биотит-ортоклазовой и гранат-биотит-силлиманитовой субфаций. Присутствие андалузит- и кордиеритсодержащих парагенезисов в низкотемпературных зонах амфиболитовой фации (Хаутоварская структура, Костомукшская структура) позволяет считать, что кульминация метаморфизма осуществлялась в режиме андалузит-силлиманитового типа.

Раннепротерозойский период геологической истории Балтийского щита характеризовался рифтогенной тектономагматической активизацией архейской континентальной коры в пределах Лапландско-Кольско-Карельского региона и новообразованием континентальной коры в юго-западной части щита – Свекофеннской провинции.

В завершающий, свекофеннский этап раннепротерозойского мегацикла в пределах Лапландско-Кольско-Карельской провинции в обстановке тектонической коллизии сформировались Кольский и Северо-Карельский метаморфические пояса на месте соответствующих рифтогенно-складчатых систем, разделяющих их Лапландско-Кандалакшский метаморфический пояс

интенсивного тектонометаморфизма, связанного с мощной сдвиго-надвиговой зоной, и относительно стабильный Центрально-Карельский массив, в пределах которого протерозойский супракомплекс характеризуется в целом незначительным метаморфизмом, обычно не выше зеленосланцевой фации. Все раннепротерозойские метаморфические пояса Лапландско-Кольско-Карельской провинции характеризовались умеренно низкоградиентным кианит-силлиманитовым типом регионального метаморфизма. Метаморфизм этого типа в рамках свекофеннского цикла имеет прогрессивный характер в отношении осадочно-вулканогенных пород палеопротерозоя. В грабен-синклинальных структурах рифтогенного пояса Полмак-Печенга - Пурнач в этот этап сформировались латеральные метаморфические зональности. Наиболее полно такая зональность сохранилась в Печенгской структуре, где она охватывает диапазон от пренит-пумпеллиитовой до амфиболитовой фации.

Раннепротерозойские осадочно-вулканогенные формации Северо-Карельского пояса метаморфизованы в основном в диапазоне от зеленосланцевой до низких ступеней амфиболитовой фации. Повышенная степень их метаморфизма наблюдается в сильно сжатых, находящихся в зоне региональных сдвиго-надвигов, структурах (Кукаозерская зона), а также в зонах влияния интрузий гранитоидов, где развиваются парагенезисы с участием андалузита, кордиерита и силлиманита. Фациальный тип прогрессивного регионального метаморфизма раннепротерозойских толщ изучен недостаточно. По нашим данным региональный метаморфизм относится к умеренно барическому кианит-силлиманитовому типу с наложением андалузит-силлиманитового метаморфизма в зонах развития свекофеннских гранитоидов.

Раннепротерозойский (карельский) супракрустальный комплекс *Центрально-Карельского массива*, представляющего юго-восточную часть Лапландско-Кольско-Карельской структурно-метаморфической провинции, слагает мульдообразные, реже линейные грабен-синклинальные зоны, структурно несогласно залегающие на гранито-гнейсах и лопийском комплексе архея. Он представлен осадочными и вулканогенными формациями платформенного типа. Региональный метаморфизм карельских толщ обычно не превышает биотит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. В наиболее крупных структурах (Онежская мульда) иногда развиты образования пренит-пумпеллиитовой фации. В некоторых структурах с наиболее полными разрезами отмечается вертикальная метаморфическая зональность от серицит-хлоритовой до биотит-хлоритовой субфации. В линейных тектонических зонах северо-западного и субмеридионального простирания развиты парагенезисы эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной амфиболитовой фаций.

Архейские полиметаморфические комплексы амфиболитовой и гранулитовой фаций, слагающие нижние структурные этажи Лапландско-Кольско-Карельской провинции, в раннем протерозое испытывали наложенный метаморфизм, развитие которого контролировалось зонами тектонических дислокаций. В Кольском полициклическом поясе наложенный метаморфизм контролируется тектоническими зонами северо-западного, субмеридионального и северо-восточного простирания, реже имеет площадное развитие. С ним связывается также локальное развитие мигматизации и гранитизации архейских пород в условиях общего снижения давления, что проявляется в смене кианитовых ассоциаций в мигматитах андалузитовыми парагенезисами в

рвущих их пегматитах. Более широко и интенсивно протерозойский наложенный метаморфизм проявился в архейских метаморфических комплексах Беломорья. Наложенные минеральные парагенезисы здесь в основном принадлежат к кианит-мусковитовой субфации. Локально развиты наложенные парагенезисы кианит-микроклиновой и более низкотемпературных фаций (кианит-ставролитовой, кианит-мусковитовой, кварц-мусковитовой). Протерозойская тектоно-метаморфическая переработка архейских комплексов Беломорского района была сопряжена с интенсивной интрузивно-магматической деятельностью, развитием мигматито- и пегматитообразования с возрастом 1.8-1.9 млрд лет. В некоторых районах развития пегматитов отмечаются новообразования в беломорских гнейсах андалузитовых и кордиеритовых парагенезисах.

Лапландско-Кандалакшский метаморфический пояс приурочен к заложеной еще в архее зоне тектонического сочленения Кольской и Беломорской блоково-складчатых систем. В современной структурно-метаморфической зональности Балтийского щита этот пояс разделяет Кольский и Северо-Карельский полициклические метаморфические пояса свекофеннского цикла. Он прослеживается непрерывно от границы с норвежскими каледонидами, на севере выпуклой к юго-западу дугой в район Туадаш и Сальных тундр, затем трассируется фрагментарно в области антиклинального поднятия (район Нявка-Тундры-Широкая Салма) и вновь развит по северному берегу Кандалакшского залива Белого моря. В метаморфическом плане данный пояс представляет собой контрастно-зональную линейную область распространения гранулитовой и амфиболитовой фаций тектонометаморфизма повышенных давлений.

Свекофеннская провинция, примыкая к Карельскому массиву, охватывает центральные и юго-западные районы Балтийского щита. На юго-западе она ограничена тектонической зоной Протогине и Трансскандинавским магматическим поясом, которые отделяют данную провинцию от расположенной на крайнем юго-западе щита Дальсландской провинции. Свекофеннская метаморфическая провинция часто рассматривается как единый метаморфический пояс, в пределах которого раннепротерозойские образования метаморфизованы в диапазоне от зеленосланцевой до гранулитовой фации с широким развитием процессов мигматизации и гранитизации.

В качестве основных структурно-метаморфических единиц Свекофеннской провинции выделяются: 1) внешний Южно-Карельский пояс, включающий юго-западную окраину Карельского массива; 2) Северо-Свекофеннский пояс, соответствующий северному вулканическому поясу свекофеннид и включающий зону Пюхясалми-Кюравеси и зону Кируна-Шеллефтео; 3) Центрально-Свекофеннская зона; 4) Южно-Свекофеннский пояс, в пределах которого различаются Бергслаген, Тампере и Южно-Финляндская зоны.

Внешний Южно-Карельский метаморфический пояс имеет двухъярусное строение. Нижний ярус представлен гранито-гнейсовым комплексом архея с реликтами амфиболито-сланцевых толщ лопийского комплекса. Верхний ярус сложен сильно дислоцированным супракомплексом раннего протерозоя. Данный пояс прослеживается в северо-западном направлении от Ладожского озера в Лапландию, где он выклинивается в области широкого развития

гранитоидных интрузивов и тектонического сочленения зоны Кируна-Шеллефтео и Северо-Карельского пояса. Региональная метаморфическая зональность пояса характеризуется возрастанием степени метаморфизма в южном и юго-западном направлениях от краевой зоны Карельского массива, варьируя от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, а в Северном Приладожье - до гранулитовой фации.

Во внутренних районах Свекофеннской провинции архейские метаморфические комплексы отсутствуют или не устанавливаются. В зоне Кируна-Шеллефтео метаморфизм раннепротерозойского супракомплекса варьирует от зеленосланцевой фации до силлиманит-мусковитовой субфации. В зоне Пюхясалми-Кюравеси развиты в основном высокотемпературные субфации амфиболитовой фации и гранулиты. В Центрально-Свекофеннской зоне преимущественно распространены ставролит-андалузитовая и силлиманит-мусковитовая субфации. В зоне Бергслеген региональный метаморфизм характеризуется зональностью от зеленосланцевой до высоких ступеней амфиболитовой фации. Зона Тампере сложена породами эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной амфиболитовой фации. В Южно-Финляндской зоне развиты исключительно высокометаморфизованные, мигматизированные комплексы силлиманит-калишпатовой и гранулитовой фаций. Общей для всех структурных районов Свекофеннской провинции особенностью является тесная пространственная связь высокотемпературных фаций метаморфизма с гранитоидным магматизмом, что обуславливает сложный характер их пространственного размещения. Таким образом, в пределах Свекофеннской провинции палеопротерозой на своих кульминационных стадиях, повсеместно характеризовался высокоградиентным метаморфизмом андалузит-силлиманитового типа.

С *позднепротерозойским периодом* связана дальнейшая миграция корообразующих и регионально-метаморфических процессов в юго-западном направлении, что получило отражение в формировании *Дальсландской провинции*, которая рассматривается как область формирования позднепротерозойской континентальной коры, а также ее глубокой неоднократной тектономагматической и метаморфической переработки.

Наиболее молодые осадочные толщи рифея формации Даль метаморфизованы в пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фациях, но местами степень их метаморфизма достигает амфиболитовой фации. В юго-западной Швеции и Норвегии развиты гнейсы и мигматиты амфиболитовой и гранулитовой фаций с возрастом 950-1260 млн лет, комплекс "преготских гнейсов" зоны сочленения Свекофеннской и Дальсландской провинций имеет возраст 1690±155 млн лет.

В развитии восточной части Дальсландской провинции устанавливается несколько этапов метаморфизма. Ранний из них (1250-1200 млн лет назад) характеризовался метаморфизмом высоких давлений. Следующий этап синтектонического метаморфизма относится к рубежу 1080-1000 млн лет и также характеризуется низкоградиентным термодинамическим режимом кианит-силлиманитового типа. В западной части Дальсландской провинции развиты высокотемпературные метаморфические комплексы андалузит-силлиманитового типа, хотя имеются признаки сложной эволюции термодинамического режима их формирования.

8.2. Эволюция метаморфического рудообразования

Рудообразование древнейшего этапа формирования долопийских тоналитовых и гранито-гнейсовых комплексов Балтийского щита в настоящее время оценено быть не может. Судя по Вудлозерскому блоку Карелии, в пределах которого развиты наиболее древние из геохронологически датированных древнейших пород щита, саамский комплекс не содержит сколько-либо значимого оруденения. Это может быть обусловлено его высоким метаморфизмом, интенсивно проявленными процессами ультраметаморфизма. Рудная, в основном редкометалльная, урановая минерализация, устанавливаемая в гранито-гнейсовых комплексах Вудлозерского блока, а также других районов развития саамского комплекса в Карелии и на Кольском п-ове, связывается с наложенными метасоматическими процессами (альбитизация, эйситизация, березитизация, грейзенизация и др.) различного возраста – от позднего архея до палеозоя (Костин и др., 1987).

С регионально-метаморфическими процессами *позднего архея* в Кольском и Свеко-Карельском поясах связано формирование промышленных прометаморфических железорудных месторождений (Оленегорский район, Костомукшский район, Сюдварангер), а также многочисленных менее крупных месторождений и рудопроявлений, связанных с метавулканогенными и метатерригенными образованиями лопийского супракомплекса. С железисто-кремнистыми рудными формациями ассоциируется также полиметаллическое, колчеданное и золото-сульфидное оруденение, промышленное значение которых пока не изучено. Золоторудная минерализация установлена в железистых кварцитах Оленегорского района (Голиков и др., 1999), а также в Костомукшском рудном поле (Фурман, Кулешевич, 1997). К позднему архею в свете современных геохронологических данных относится и формирование кианитовых руд Кейв.

В лопийских зеленокаменных поясах Карелии с позднеархейским этапом связано образование колчеданных пирит-пирротиновых месторождений, часто с медной и полиметаллической минерализацией, связанных с дацит-андезитовой, и дацит-липаритовой вулканогенными формациями и черносланцевыми осадочными формациями (Хаутоваара, Ялонваара, Парандово, Вожминское и др.)

В связи с развитием сиалического плутонометаморфизма формировались ортометаморфические месторождения. Прежде всего, это различные пегматиты. В структурных зонах Кольского п-ова формировались керамические и редкометалльные пегматиты (зона Колмозеро-Воронья, Западные Кейвы), а в Беломорском поясе в обстановке метаморфизма повышенных давлений – мусковит-керамические и мусковитовые пегматиты (Енский район). С регрессивными стадиями метаморфизма позднего архея связано развитие алюмокремниевых редкометалльных и золото-кварцевых метасоматитов, наиболее полно изученных в зоне Колмозеро-Воронья Кольского п-ова (Белолипецкий и др., 1987; Гавриленко, Калинин, 1997).

Рудообразующее значение метаморфических процессов *раннего протерозоя* проявляется в двух аспектах. С одной стороны, в ряде районов эти процессы накладываются на рудные формации архея и при этом оказывают существенное влияние на их минеральный и химический состав, строение рудных тел и минералого-технологические свойства руд. Примером этому

может служить метаморфизм титаномагнетитовых руд Кейв с превращением их в ильменит-магнетитовые руды.

С другой стороны, раннепротерозойские метаморфические процессы формируют собственные рудные формации или оказывают влияние и преобразуют магматогенные и осадочно-вулканогенные рудные формации раннего протерозоя. В Кольском поясе с низкотемпературными фациями регионального метаморфизма осадочно-вулканогенных толщ связано нахождение проявлений самородной меди (Юзинское месторождение в зоне зеленосланцевой фации Имандра-Варзугской структуры) халькопиритовой и полиметаллической минерализации (Усть-Понойская структура). В Печенгской структуре метаморфические процессы существенно отразились на медно-никелевом оруденении, связанном с габбро-верлитовой формацией. Как уже отмечалось, промышленные сульфидные медно-никелевые месторождения находятся в пумпеллит-пренитовой и хлорит-актинолитовой зонах метаморфизма. В более высокотемпературных зонах метаморфизма, вследствие интенсивного и широкого проявления карбонатизации и оталькования происходит разубоживание руд с выносом из них и рассеянием во вмещающих породах полезных компонентов. К наиболее низкотемпературным метаморфическим зонам Печенгской и Имандра-Варзугской структур приурочены также хризотил-асбестовая минерализация, а также реометаморфические проявления полиметаллического и колчеданного оруденения в сульфидно-улеродистых терригенных и карбонатно-терригенных метаосадках и метавулканитах.

Основные районы раннепротерозойской металлогении в пределах Балтийского щита иллюстрируются рис.8.2. Данная схема, конечно, не отражает весь раннепротерозойский рудогенез. Во-первых, она практически оставляет белым пятном российскую часть щита, что понятно, учитывая год ее опубликования. Во-вторых, на этой схеме в основном, по существу, отражено проявление процессов рудообразования ранних этапов свекофеннского цикла, до кульминации метаморфизма и внедрения гранитоидов – процессов, которые оказали огромное влияние на общую металлогению земной коры Балтийского щита. Вместе с тем, с учетом сказанного, приводимая схема характеризует вполне адекватно размещение основных рудных районов в западной части щита.

В Северо-Карельском метаморфическом поясе известно около 20 небольших по масштабам медно-колчеданных месторождений с золотом, цинком, кобальтом и мышьяком. К этой группе относятся месторождения Айттик и Лиикаваара в Финляндии, месторождение Реппарфьорд и Райпас в Швеции, Бидьовагге в Норвегии и другие. Они находятся в зонах зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма и залегают в метасоматически измененных слюдяных сланцах, филлитах, кварцитах и метавулканитах. Основные изменения вмещающих пород проявляются в альбитизации, серицитизации, окварцевании; для ряда золотоносных месторождений характерны турмалинизация и скаполитизация.

В Свекофеннской провинции на стадиях прогрессивного метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой фации происходило формирование прометаморфических и реометаморфических колчеданных и полиметаллических месторождений, генетически связанных с раннесвекофенскими вулканогенно-осадочными и осадочными формациями. Промышленные месторождения этого

типа локализируются в Северном (рудные районы Шеллефтео, Виханти, Пюхясалми-Пиелавеси) и Южном (рудные районы Шеллефтео, Ориярви) вулканических поясах, в зонах метаморфизма зеленосланцевой - амфиболитовой фации. Магматогенные метаморфизованные месторождения представлены медно-никелевой сульфидной формацией, связанной с раннеорогенными базит-гипербазитами с син- и эпигенетическим оруденением (зона Хитура-Каталахти в Финляндии).

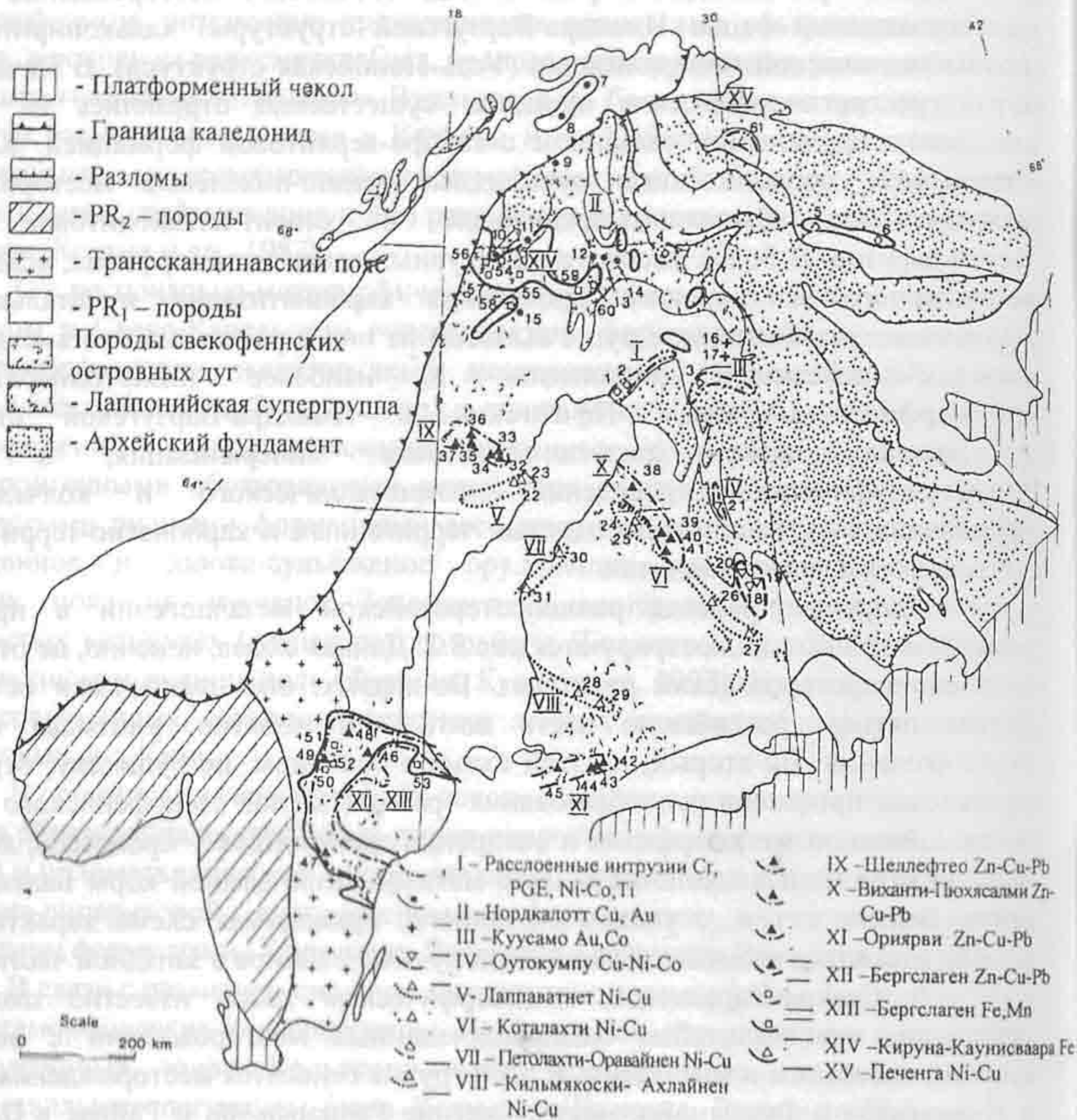


Рис. 8.2. Раннепротерозойские металлогенические области Балтийского щита (Gaal, 1990):

I - расслоенные интрузивные комплексы: 1 - Кемпи (Cr), 2 - Пеникат (PGE), 3 - Муставаара (Fe-Ti-V), 4 - Котилайнен (Cr), 5 - Мончегорск (Ni), 6 - Пана (Ni, PGE).

II - Нордкалотт (Cu±Au): 7 - Рептафиорд, 8 - Райпас, 9 - Бидьовагге, 10 - Вискария, 11 - Пахтохваре, 12 - Саттопора, 13 - Пахтавуома, 14 - Ршконкоски, 15 - Айттик.

III - Куусамо (Au-Co): 16 - Юмосуу, 17 - Меурастуксенахо.

IV - Оутокумпу (Cu-Co-Zn): 18 - Оутокумпу, 19 - Вуонас, 20 - Луиконлахти, 21 - Таливаара.

V - Вестерботтен (Ni-Cu): 22 - Лапватнет, 23 - Мьеваттнет.

VI - Коталахти (Ni-Cu): 24 - Хитура, 25 - Маккола, 26 - Коталахти, 27 - Енонкоски.

VII - Петолахти-Оравайнен (Ni-Cu): 28 - Оравайнен, 29 - Петолахти.

VIII - Ахлайнен-Кильмякоски (Ni-Cu): 30 - Ваммаала, 31 - Кильмякоски.

IX - Шеллефтео (Zn-Cu-Pb): 32 - Болиден, 33 - Удден, 34 - Ренстрем, 35 - Рявлиден, 36 - Раккеяур, 37 - Кристиненберг.

X - Виханти-Пюхясалми (Zn-Cu-Pb): 38 - Виханти, 39 - Пюхясалми, 40 - Каллиокюля, 41 - Кангасярви.

XI - Ориярви (Zn-Cu-Pb): 42 - Ориярви, 43 - Айяла, 44 - Метсямонтту, 45 - Атту.

XII - Бергслеген (Zn-Cu-Pb): 46 - Гарпенберг, 47 - Аммеберг, 48 - Фалун, 49 - Саксбергет.

XIII - Бергслеген (Fe, Mn, P): 50 - Гренгесберг, 51 - Блетбергет, 52 - Идкербергет, 53 - Даннемора.

XIV - Кируна-Каунисваара (Fe): 54 - Кирунаваара, 55 - Сваппаваара, 56 - Экстремберг, 57 - Паток, 58 - Малмбергет, 59 - Каунисваара, 60 - Раутуваара.

XV - Печенга (Ni-Cu)

С метасоматическими процессами кульминационных и, главным образом, регрессивных стадий свекофеннского тектонометаморфического цикла, связано формирование рео- и ортометаморфического оруденения. Это вольфрамовое и вольфрамо-редкометалльное оруденение в магнезиальных и известково-магнезиальных скарнах и скарноидах (Латвасюрска-Яккимская металлогеническая зона - Богачев и др., 1982), урано-ванадиевое оруденение в метасоматитах-слюдитах (Онежская структура), уран-ториевое и редкометалльное оруденение в кольских гнейсах (Виноградов, Виноградова, 1984) и другие типы рудоносных метасоматитов. На поздних стадиях свекофеннского цикла в зонах низкотемпературного метаморфизма формировалось жильное золото-кварцевое и золото-сульфидно-кварцевое оруденения (месторождение Майское, Северная Карелия).

Метаморфизм раннего протерозоя имел также важную роль в формировании целого ряда неметаллических полезных ископаемых. Это шунгитовые месторождения Онежской структуры, локализованные в зонах пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма, мраморы ставролит-андалузитовой фации (Рускеала, Северное Приладожье), уникальные шокшинские кварциты зеленосланцевой фации метаморфизма и др.

С поздне-протерозойскими (раннерифейскими) процессами тектономагматической активизации, сопровождавшейся внедрением в Свекофеннской провинции анортозит-габбро-рапакиви-гранитной и сиенитовой магм, развитием приконтактового и приразломного метасоматоза, связано формирование рудопроявлений и месторождений титана, олова, железа, редких металлов, редких земель.

НЕКОТОРЫЕ ПОНЯТИЯ И ТЕРМИНЫ

Альбититы - среднетемпературные натриевые метасоматиты. Альбитизация происходит под воздействием богатых летучими (фтор, хлор) гидрокарбонатно-натриевых растворов при T 400-500°C и низких давлениях. Различаются три формационных типа альбититов: альбитизированные граниты, метасоматиты зон контактов нефелин-сиенитовых интрузивов, метасоматиты зон разломов докембрийского фундамента (Метасоматизм..., 1998). С альбититами связаны месторождения бериллия, циркона, тантала и ниобия, урана и других литофильных рудных элементов.

Аргиллитизация - низкотемпературный (ниже 200-250°C) гидротермально-метасоматический процесс, выражающийся в новообразовании в кристаллических горных породах глинистых минералов - смектитов, каолинита, иллита, селадонита, алуниита, цеолитов и других низкотемпературных минералов. Аргиллитизация и ее продукты - "аргиллитизиты" часто сопряжены с низкотемпературным золотосеребряным, урановым, флюоритовым, сурьмяно-ртутным, мышьяковым оруденением.

Базификация - метасоматический процесс обогащения горных пород магнием, железом, с выносом из них кремния, щелочей и с соответствующими изменениями их минерального состава. Региональная базификация сопряжена с процессом гранитизации, предшествуя ей во времени и пространстве.

Березиты - метасоматические горные породы с минеральным парагенезисом кварц + серицит + карбонат + пирит, возникшие при низкотемпературном кислотном метасоматозе с высокой активностью углекислоты. Березиты являются типичными метасоматитами месторождений золота, серебра, урана, полиметаллов.

Вторичные кварциты - существенно кварцевые породы, являющиеся продуктами низкотемпературного (100-300°C) кислотного метасоматоза, развивающегося при низких давлениях, вплоть до близповерхностных условий. Кроме кварца, в их составе могут присутствовать алуниит, каолинит, диккит, пирит, диаспор, а также корунд, андалузит, рутил, топаз, турмалин, лазулит и другие минералы. Вторичные кварциты характерны для месторождений меди, молибдена, золота и серебра, серы.

Гранитизация - процесс преобразования химического, минерального состава и структуры горных пород в направлении превращения их в граниты. В зависимости от участия в этом процессе расплава, различают метасоматическую, палингенно-метасоматическую и инфильтрационно-анатектическую гранитизацию.

Грейзены - метасоматические горные породы существенно кварц-слюдяного состава, образованные при постмагматическом метасоматозе алюмосиликатных магматических, метаморфических и осадочных пород. Для грейзенов характерными признаками являются: 1) тесная пространственная и генетическая связь с лейкогранитами; 2) широкое участие в минералообразовании кислотных летучих компонентов (фтор, хлор, бор, сера и др.); 3) присутствие в составе, наряду с кварцем и светлыми слюдами (мусковит, циннвальдит), флюорита, турмалина, минералов олова, вольфрама, молибдена, бериллия и других редких литофильных элементов.

Гумбеиты - низко- и среднетемпературные метасоматические, обычно околожильные, породы, состоящие в основном из кварца, карбоната, ортоклаза, а также сульфидов и шеелита. Ассоциируют с вольфрамовым, молибденовым и золотым оруденением.

Лиственинты - метасоматические породы кварц-карбонатно-хлоритового, хлорит-талек-карбонатного и фуксит-кварц-карбонатного состава, являющиеся аналогами березитов, но возникшими при метасоматозе ультрабазитов и базитов. Лиственинты характерны для колчеданных медно-никелевых месторождений.

Метасоматическая фация - совокупность метасоматических пород, слагающих различные зоны единой метасоматической колонки, возникшей в результате комплекса изменений, связанных с воздействием определенного типа растворов на породы одинакового исходного состава при определенных внешних условиях (температура, глубинность, ряд подвижности, активности вполне подвижных компонентов).

Метасоматическая формация - закономерная статистически устойчивая совокупность метасоматических пород (фаций), образованных в результате проявления единого во времени и пространстве петрогенетического процесса. Примеры формаций: скарновая, пропилитовая, грейзеновая и др.

Пропилиты - метасоматические породы, сложенные альбитом, кальцитом, кварцем, пиритом или магнетитом. Дополнительно могут присутствовать эпидот, актинолит, хлорит. Образуются при воздействии на алюмосиликатные горные породы слабокислых до нейтральных растворов в условиях низких температур (до 350°C). Околорудные и рудовмещающие породы месторождений цветных и благородных металлов.

Руда - минеральное вещество, из которого технологически возможно и экономически целесообразно извлечение металлов или минералов для использования в промышленных и других хозяйственных целях.

Рудная формация - группа месторождений со сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, формирующимися в близких геологических условиях, независимо от времени образования.

Скарноиды - горные породы, близкие к скарнам, но отличающиеся более разнообразным и более полиминеральным составом, в основном за счет присутствия различных алюмосиликатов. Скарноиды образуются при железомagneзиальном метасоматозе алюмосиликатных пород, либо при метаморфизме мергелей и известковых туфов.

Скарны - высокотемпературные метасоматические горные породы, сложенные в основном гранатами, пироксенами и другими кальций-магний-железистыми силикатами, возникшие в результате взаимодействия карбонатных и алюмосиликатных пород при участии высокотемпературных магматогенных и метаморфогенных растворов. Магнезиальные скарны обычно сложены диопсидом, гумитом, флогопитом, энстатитом, форстеритом, шпинелью. Известковые скарны сложены салит-геденбергитом, кальциевым гранатом, везувианом, волластонитом, эпидотом. Скарны содержат магнетитовое, боратное, вольфрамовое, оловянное, флогопитовое оруденение; со скарнами также связаны руды полиметаллов, молибдена, золота и серебра.

Щелочные метасоматиты - общий термин для продуктов метасоматоза, сопровождающегося увеличением содержания в породе щелочных элементов (натрия и/или калия) с замещением кварца альбитом или калиевым полевым шпатом, а также развитием щелочных амфиболов и эгирина.

Эйситы - бескварцевые метасоматические горные породы, сложенные альбитом, карбонатами, хлоритом и гематитом, образующиеся при низкотемпературном щелочном метасоматозе с высокой активностью кислорода и низкой активностью серы. Часто вмещают урановое и апатитовое метасоматическое оруденение.

ЛИТЕРАТУРА

- Абзалов М.З., Рюнгенен Г.И. Происхождение свинцово-цинковой гидротермальной минерализации в Печенгском рудном поле по результатам изучения изотопного состава свинца сульфидов // ДАН СССР, 1991. - Т.318, № 4. - С.926-930.
- Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кейв. - Л.: Наука, 1963. - 320 с.
- Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Пожиленко В.И. Геохронология реперных геологических образований и процессов раннего докембрия Кольского региона. Общие вопросы расчленения докембрия // Материалы 3-го Всероссийского совещания. - Апатиты, 2000. - С.235-241.
- Белеванцева В.И., Колонин Г.Р., Васильева и др. Гидротермальное низкотемпературное рудообразование и метасоматоз. - Новосибирск: Наука, 1982. - С.83-117.
- Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв.- Л.: Наука, 1963. - 320 с.
- Бельков И.В., Загородный В.Г., Предовский А.А., Козлов М.Т., Рогозина А.Л. Опыт разработки сводной схемы стратиграфии докембрия Кольского полуострова. // Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. - Л., 1971. - С.141-150.
- Бельков И.В., Батиева И.Д., Виноградова Г.В., Виноградов А.Н. Минерализация и флюидный режим контактовых зон интрузий щелочных гранитов (на примере Кольского полуострова). - Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1988. - 110 с.
- Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. - М.: Недра, 1979. - 275 с.
- Белевцев Я.Н., Решетняк В.В., Курлов Н.С. Геодинамическая модель ЖВД Криворожского типа // Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Метаморфизм. - Киев, 1989. - С.10-16.
- Белевцев Я.Н. Геологическая позиция метаморфогенных железорудных месторождений Восточно-Европейской платформы // Глубинные условия эндогенного рудообразования. - М., 1986. - С. 114-124.
- Белолипецкий А.П. О возрастной систематике процессов метасоматоза в зонах глубинных разломов // Метасоматоз и метасоматиты в метаморфических комплексах докембрия. Апатиты: 1981. - С.3-10.
- Белолипецкий А.П., Калинин А.А., Петров С.И. Минералогия и геохимия метасоматитов зон глубинных разломов. - Апатиты: изд. КФАН СССР, 1987. - 115 с.
- Беляев О.А., Кортикова Л.П. Состав и парагенезисы железистых кварцитов в прогрессивной метаморфической зональности // Геология и генезис железорудных месторождений раннего докембрия. - Апатиты, 1988. - С.72-79.
- Беляев О.А., Петров В.П. Новые аспекты в изучении истории метаморфизма и метаморфической структуры докембрия северо-восточной части Балтийского щита // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. - Апатиты, 2002. - Т.2. - С.195-207.
- Блох А.М. Состояние метаморфогенного рудоносного раствора // Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. М., 1981. - С.94-104.

Блох В.Б. Особое состояние воды в микропористых средах // Физико-химические основы теории метаморфогенного рудообразования.- Киев, 1985. - 204 с.

Блюман Б.А. Эндогенные режимы и типы метаморфизма складчатых областей. - Л.: Недра, 1985. - 183 с.

Богачев А.И., Гриб В.П., Гришин А.С. и др. Основные черты металлогении Карелии // Металлогения Карелии. - Петрозаводск, 1982. - С. 5-40.

Бушмин С.А. Минеральные фации метасоматитов, связанных с региональным метаморфизмом // Зап. ВМО, 1987. - Ч.116, N 5. - С.585-601.

Блюман Б.А. Эндогенные режимы и типы метаморфизма складчатых областей. - Л., Недра, 1985.- 183 с

Буряк В.А. Метаморфизм и золотое оруденение // Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. - М., 1981. - С.31-48.

Борисенко Л.Ф. Месторождения титана // Рудные месторождения СССР. - М., 1974. - С. 221-236.

Варенцов. И.М. Рахманов В.П. Месторождения марганца // Рудные месторождения СССР. - М., 1974. - С.162-164.

Виноградов А.Н., Виноградова Г.В. Эволюция ультраметаморфогенных и диафторических процессов и связанного с ними уран-ториевого и редкоземельного минералогенеза в полиметаморфическом комплексе Кольских гнейсов // Метаморфизм и метаморфогенное рудообразование раннего докембрия. - Апатиты, 1984. - С.37-47.

Гавриленко Б.В. Геохимия золота в метаморфических и магматических комплексах северо-востока Балтийского щита. - Апатиты: изд.КФАН СССР, 1982. - 143 с.

Гавриленко Б.В., Калинин А.А. Минералого-геохимические аспекты металлогении золота и серебра Кольского региона // Проблемы золотоносности и алмазоносности Севера Европейской части России. - Петрозаводск, 1997. - С.68-73.

Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Отв. ред. М.М.Стенарь. - Л.: Наука, 1991. - 174 с.

Геология рудных районов Мурманской области (Авторы: В.И.Пожиленко, Б.В.Гавриленко, Д.В.Жиров, С.В.Жабин). - Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2002. - 360 с.

Глазунков А.Н., Петров В.П. Условия и роль процессов метаморфизма в формировании различных типов кианитовых руд Кейв (Кольский полуостров) // Метаморфогенное рудообразование (Тезисы докладов). - Ужгород, 1986. - С.138-139.

Глазунков А.Н., Петров В.П. О поведении ильменита в структурно-метаморфических преобразованиях Кейв // Геология и генезис железорудных месторождений раннего докембрия. - Апатиты, 1988. - С. 91-97.

Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. - 127 с.

Глебовицкий В.А., Московченко Н.И., Прияткина Л.А. Метаморфизм докембрия и тектоника плит // Термодинамический режим метаморфизма. - Л., 1976. - С.22-30.

Говоров И.Н. Термодинамика ионно-минеральных равновесий и минералогения гидротермальных месторождений. - М.: Наука, 1977. - 239 с.

Голиков Н.Н., Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н. Золотоносность железистых кварцитов Оленегорского месторождения (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений, 1999. - Т.41, № 2. - С.162-170.

Головенко В.К. О взаимоотношении гнейсовой и сланцевой толщ кейвской серии Кольского полуострова. Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы // Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. - Т.175, Л., 1971. - С.206-220.

Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. - М.: Наука, 1968. - 352 с.

Горжевский Д.И., Козеренко. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. - М.: Недра, 1965. - 300 с.

Горяинов П.М. Генетические соотношения пород железисто-кремнистой формации Кольского полуострова // Проблемы образования железистых пород докембрия. - Киев, 1969. - С.129-139.

Горяинов П.М. Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. - Л.: Наука, 1976. - 146 с.

Горяинов П.М. Самоорганизация как возможный механизм образования структурных ансамблей железистых кварцитов (на примере Кировогорского месторождения) // Структурные исследования в областях раннего докембрия. - Л., 1989. - С.112-117.

Горяинов П.М., Балабонин Н.Л. Структурно-вещественные парагенезисы железных руд докембрия Кольского полуострова. - Л.: Наука, 1988. - 144 с.

Гречишников Н.П. Генетические типы метаморфогенных докембрийских месторождений урана // Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. - М., 1981. - С.104-112.

Гродницкий Л.Л. Гранитные пегматиты Балтийского щита. - Л.: Наука, 1982. - 295 с.

Дистлер В.В., Гроховская Т.Л., Евстигнеева Т.Л. и др. Петрология сульфидного магматического рудообразования. - М.: Наука, 1988. - 232 с.

Добрецов Н.Л. О критериях выделения и принципах классификации метаморфогенных месторождений // Геология и геофизика, 1974. - № 8. - С. 43-59.

Добрецов Н.Л. Типы регионального метаморфизма северо-западной части Тихоокеанского складчатого обрамления // Метаморфические пояса СССР. Л., 1971. - С. 196-201.

Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации метаморфизма. - М.: Наука, 1970. - 432 с.

Дук Г.Г. Структурно-метаморфическая эволюция пород печенгского комплекса. - Л.: Наука, 1977. - 104 с.

Жданов В.В., Малкова Т.П. Железорудные месторождения зон региональной базификации (петрология и вопросы генезиса). - Л.: Наука, 1974. - 197 с.

Жданов В.В., Дуденко Л.Н. Региональная салит-мафитовая метаморфическая дифференциация и рудогенез // Геология метаморфических комплексов. - Свердловск, 1977. - Вып. 6. - С.85-90.

- Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. *Метаморфизм*. Гл.ред. Я.Н.Белевцев. - Киев: Наукова думка, 1989.- 148 с.
- Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Сулова С.Н. Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. - М.-Л.: Наука, 1964. - 208 с.
- Земная кора восточной части Балтийского щита. Отв. ред. К.О.Кратц. - Л.: Наука, 1978. - 231 с.
- Иващенко В.И. Металлогенические эпохи, генезис и минералогическо-геохимические особенности вольфрамового оруденения Балтийского щита // *Металлогения Карелии*. - Петрозаводск, 1982. - С. 78-92.
- Казакова В., Кузьменко А., Руткевич И. (1968). Условия локализации ураноносных альбититов в зоне крупных разломов нижнего структурного яруса // *Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений*. - М., 1968. - С.43-49.
- Казанский В.И. Эндогенные рудообразующие системы и генетические модели рудных формаций // *Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций*. - Новосибирск, 1988. - С.10-18.
- Казанский В.И., Лаверов Н.П. Месторождения урана // *Рудные месторождения СССР*. - М.: Недра, 1974. - Т.2. - С. 319-387.
- Казанский В.И., Крупенников В.А., Омеляненко Б.И., Прусс А.К. О структурных и петрологических условиях образования ураноносных альбититов // *Геология рудных месторождений*, 1968. - №1. - С.3-16.
- Кейльман Г.А. Классификационная система метаморфизма // *Геология метаморфических комплексов*. - Свердловск, 1983. - С.8-13.
- Кейльман Г.А., Минкин М.М. К проблеме метаморфических формаций // *Геология метаморфических комплексов*. - Свердловск, 1977. - С. 5-10.
- Кейльман Г.А., Золоев К.К. Изучение метаморфических комплексов. - М.: Недра, 1989. - 207с.
- Коваль В.Б. Геологические факторы оценки месторождения горного хрусталя Южноуральского типа: Автореф. дис. канд. геолого-минералог. наук. - Свердловск, 1982.
- Кольская сверхглубокая: (исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения сверхглубокой скважины). - М.: Недра, 1984. - 490 с.
- Константинова М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф. Золоторудные гиганты России и Мира. - М.: Научный мир, 2000. - 270 с.
- Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. - Петрозаводск: Изд. Карел. НЦ РАН, 2000. - 222 с.
- Коржинский Д.С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья // *Тр. ИГН АН СССР*, 1947. - Вып.29.
- Коржинский Д.С. Режим кислотности послемагматических растворов // *Изв. АН СССР, серия геол.*, 1957, N 12. - С.3-12.
- Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. - М.: Наука, 1967. - 298 с.
- Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. - М.: Наука, 1979.- 263 с.
- Костин В.А. Приразломные диафториты в гранитоидах Водлозерского блока // *Материалы по металлогении Карелии*. - Петрозаводск, 1987. - С.113-124.

Кухарь Н.С. Закономерности размещения кварцевых жил месторождения горного хрусталя / Минералогия и петрография Урала. Вып.11. Межвузовский научн.-темат. сб. Свердловск, 1978. - С.21-30.

Леденева Н.В., Г.В.Пакульнис. Минералогия и условия образования уран-ванадиевых месторождений Онежской впадины (Россия) // Геология рудных месторождений, 1997. - Т.39, № 3. - С. 258-269.

Магницкий В.А., Артюшков Е.В. Некоторые общие вопросы динамики Земли // Тектоносфера Земли. - М., 1978. - С.487-524.

Маракушев А.А. Проблема минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. - М.: Недра, 1965. - 328 с.

Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. - М.: Недра, 1973. - 332 с.

Марков Г.А. Тектонические напряжения и горное давление в рудниках Хибинского массива. - Л.: Наука, 1977. - 213 с.

Мельник Ю.П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. - Киев: Наукова думка, 1973. - 287 с.

Мельников Е.К., Петров Ю.В., Рябухин В.Т., Савицкий А.В. Онежский рудный район с уран-золото-платинометалльно-ванадиевыми месторождениями // Разведка и охрана недр, 1993. - № 8. - С.31-36.

Метаморфизм супракрустальных комплексов раннего докембрия. (северо-восточная часть Балтийского щита). Отв. ред. Загородный В.Г. - Л.: Наука, 1986. - 272 с.

Месторождения металлических полезных ископаемых. (В.В.Авдонин, В.Е.Бойцов, В.М.Григорьев и др.). - М.: Геоинформатика, 1999. - 269 с.

Месторождения урана и редких металлов (Практикум). Ред. Н.П.Лаверов. - М.: Атомиздат, 1976. - 285 с.

Металлогения восточной части Балтийского щита. Отв. ред. Т.В.Билибина. - Л., 1980. - 247 с.

Метасоматизм и метасоматические породы. Отв. ред. В.А.Жариков, В.Л.Русинов. - М.: Научный мир, 1998. - 490 с.

Миясиро А.А. Метаморфизм и метаморфические пояса. - М.: Мир, 1976. - 535 с.

Медно-никелевые руды в гранулитовом комплексе на примере западной части Кольского полуострова. Отв. ред. Г.И.Горбунов. - Л.: Наука, 1979. - 208 с.

Мигута А.К. Урановые месторождения Эльконского рудного района на Алданском щите // Геология рудных месторождений, 2001. - Т.43, № 2. - С.129-151.

Мигута А.К., Тарханов А.В. Минеральные типы руд урановых месторождений в натриевых метасоматитах Украинского щита // Геология рудных месторождений, 1998. - Т.40, №6. - С.483-500.

Минеральные месторождения Кольского полуострова.(Г.И.Горбунов, И.В.Бельков, С.И.Макиевский и др.). - Л.: Наука, 1981. - 272 с.

Митрофанов Ф.П., Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Древнейший в мире анорогенный щелочногранитный магматизм в Кейвской структуре Балтийского щита // Докл. АН, 2000. - Т. 374. - № 2. - С. 238-241.

Михайлов Д.А. Метасоматическое происхождение железистых кварцитов докембрия. - Л.: Наука, 1983. - 168 с.

Московченко Н.И., Турченко С.И. Метаморфизм кианит-сидлиманитового типа и сульфидное оруденение. - Л.: Наука, 1975. - 138 с.

Нагайцев Ю.В. Петролого-геохимические основы рудоносности зонально-метаморфических комплексов: Автореф. дис... доктора геолого-минералог. наук. - Ленинград, ЛГУ, 1988. - 35 с.

Нарсеев В.А. Промышленная геология золота. - М.: Научный мир, 1996. - 243 с.

Нерович Л.И. Метаморфизм габбро-анортозитов Сальных и Туадаш тундр / Тезисы докладов // Тектоника и метаморфизм, МГУ, 1994. - С. 103-106.

Огородников В.Н., Сазонов В.Н. Герцинекие месторождения горного хрусталя изолота на Урале / ДАН СССР, 1990. - Т.315. - № 5. - С. 1195-1199.

Огородников В.Н. Закономерности размещения и условия сопряженного образования кварцево-жильных, хрусталеносных и золоторудных месторождений Урала: Автореф. дис... доктора геолого-минералог. наук. - Екатеринбург, 1993. - 54 с.

Паталаха Е.И. Тектоно-фациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя: (обоснование, методика, приложение). - М., Недра, 1985. - 168 с.

Паталаха Е.И., Поляков А.И., Севрюгин Н.Н. Термодинамический режим метаморфизма зон глубинных разломов. - Алма-Ата, 1976.

Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. - Новосибирск: Наука, 1975. - 342 с.

Петров В.П. Метаморфогенное рудообразование в докембрии Кольского полуострова // Метаморфизм и метаморфогенное рудообразование раннего докембрия. - Апатиты, 1984. - С.3-9.

Петров В.П. Метаморфизм раннего протерозоя Балтийского щита. - Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1999. - 325 с.

Петров Р.П., Карпенко В.С., Мещерский Ю.А. О месторождениях урана в железорудных формациях докембрия. - М.: Атомиздат, 1969. - 72 с.

Пожиленко В.И. Основные элементы строения и эволюции структурных зон Нотозерского района (северо-восточная часть Балтийского щита) // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. - Апатиты, 1987. - С.34-42.

Полеховский Ю.С., Волошин А.В., Тарасова И.П., Пахомовский Я.А., Крецер Ю.Л. Новый тип палладийсодержащей минерализации в метасоматитах Карелии // Изв. АН СССР. Сер. геол, 1991. - №7. - С.86-95.

Предовский А.А., Петров В.П., Беляев О.А. Геохимия метаморфических серий докембрия. - Л.: Наука, 1967. - 138 с.

Предовский А.А., Жангуров А.А. О миграции химических элементов при образовании метаморфогенно-гидротермальных месторождений. Научные основы геохимических методов месторождений полезных ископаемых и оценка потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. - Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1972. - С. 217-219.

Прокофьев В.Ю. Типы гидротермальных систем (по данным исследования флюидных включений) // Геология рудных месторождений, 1998. - Т.40. - № 6. - С.514-528.

Ревердатто В.В. Процессы и модели метаморфизма // Геология и геофизика, 1988. - N 8. - С. 3-10.

Робонен В.И., Рыбаков С.И., Ручкин Г.В., Конкин В.Д., Светова А.И., Сергеева Н.Е. Серноколчеданные месторождения Карелии. - Л., 1978. - 192 с.

Рыбаков С.И. Метаморфизм осадочно-вулканогенных формаций раннего докембрия Карелии. - Петрозаводск: изд. Карелия, 1988. - 135 с.

Рыбаков С.И. Вулканогенно-осадочные и метаморфогенные факторы в образовании колчеданных месторождений Балтийского щита // Металлогения Карелии. - Петрозаводск, 1982. - С.40-57.

Рудно-метаморфические системы раннего докембрия (северо-восточная часть Балтийского щита / В.П.Петров, О.А.Беляев, З.М.Волошина и др.- Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1996. - 134 с.

Салье М.Е. Регрессивный метаморфизм - главный этап рудогенеза орто- и реометаморфических месторождений // Основы металлогении метаморфических поясов докембрия. - Л., 1984. - 340 с.

Салье М.Е., Дук В.Л., Бугрова В.Д. Некоторые вопросы геологии, внутреннего строения и петрологии флогопитовых месторождений Алдана // Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. - М.: Наука, 1966. - С.25-62.

Салье М.Е., Батузов С.С., Душейко С.И. и др. Геология и пегматитоносность беломорид. - Л.: Наука, 1985. - С.52-61.

Салье М.Е., Глебовицкий В.А. Металлогеническая специализация пегматитов. - Л.: Наука, 1976. - 187 с.

Самонов И.З., И.Ф.Пожариский. Месторождения меди // Рудные месторождения СССР. - М.: Недра. - Т.2, 1974. - С.160-167.

Саттон Дж. Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм // Природа метаморфизма. - М., 1967. - С.24.

Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. - М.: Недра, 1982. - 670 с.

Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. - СПб: Наука, 1992. - 272 с.

Соколов Ю.М., Глебовицкий В.А., Турченко С.И. Генетическая классификация месторождений полезных ископаемых метаморфогенного типа // Сов. геология, 1975. - N 2. - С. 52-66.

Соколов В.А., Галдобина Л.П., Хейсканен К.И. Эволюция литогенеза в протерозое Карелии // Проблемы осадочной геологии докембрия. - М., 1975. - С.115-123.

Судовиков Н.Г. Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз в архее Алданского щита и некоторые вопросы «основного фронта». // Изв. АН СССР, сер. геол. - 1956. - № 1.

Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. - Л.: Наука, 1964. - 550 с.

Тернер Ф.Дж. Эволюция метаморфических пород. - М.: ИЛ, 1951.

Точилин М.С. Происхождение и факторы эволюции джеспелитов // Проблемы образования железистых пород докембрия. - Киев: Наукова думка, 1969. - С.40-46.

Турченко С.И. Металлогения метаморфогенных сульфидных месторождений Балтийского щита. - Л.: Наука, 1978. - 120 с.

Турченко С.И., Ефимов М.М. Особенности сульфидного оруденения Кандалакшско-Колвицкой структурной зоны в связи с металлогеническим прогнозом для Русской плиты // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. - М., 1976. - Т.2. - С. 207-210.

Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова. - Л.: Наука, 1977. - 88 с.

Фации метаморфизма восточной части Балтийского щита. Отв. ред. В.А.Глебовицкий. - Л.: Наука, 1990. - 144 с.

Физико-химические основы теории метаморфогенного рудообразования (ред. Я.Н.Белевцев) - Киев: Наукова думка, 1985. - 204 с.

Физическая химия. - Л.: Химия, 1987. - 880 с.

Фоменков Б.П. Геолого-структурные типы месторождений флогопита и их перспективные оценки // Изв. Вузов, сер. геол. и разведка. 1961. - Вып.8.

Фурман В.Н., Кулешевич Л.В. Золоторудное месторождение Таловойс (Северо-Западная Карелия) // Тез. Докл. Совещ. «Докембрий Северной Евразии». - СПб., 1997. - С.111.

Хазов Р.А., Иващенко В.И. Генезис скарново-шеелитового оруденения Карелии // Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. - М., 1981. - С. 216-225.

Хорева Б.Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах // Геотектоника, 1966. - № 6. - С.25-37.

Шабынин Л.И. Формация магнезиальных скарнов. - М.: Наука, 1973. - 214 с.

Шмакин Б.М. Минералогическая и генетическая специфика Куранахских месторождений флогопита // Тр. МГРИ, 1961. - Вып. 37. - С. 60-81

Шуркин К.А., Глебовицкий В.А. О формационном анализе глубоко метаморфизованных образований // Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. - Киев, 1979. - С. 233-235.

Щеглов А.Д. О металлогении Южно-Африканской республике, генезисе золоторудных месторождений Витватерсранда и проблеме открытия их аналогов в России. - СПб., 1994. - 84 с.

Щербань И.П. Рудоносные околожильные метасоматиты. - Киев: Либидь, 1996.

Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита. Отв. ред. И.В.Бельков. - Л.: Наука, 1987. - 109 с.

Эндогенные режимы метаморфизма раннего докембрия (северо-восточная часть Балтийского щита). - Л.: Наука. - 184 с.

Эндогенные режимы и эволюция магматизма в раннем докембрии (на примере северо-восточной части Балтийского щита). Отв. ред. И.Д.Батиева, А.Н.Виноградов. - СПб.: Наука, 1991. - 198 с.

Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К., Нерадовский Ю.Н. и др. Минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. - Л.: Наука, 1981. - 352 с.

Bohlen S.R. Pressure-temperature-time paths and a tectonic model for the evolution of granulites // J. Geol., 1987. - N.95. - P.617-632.

Bugge J.A.W. The Sydvaranger type of quartz-banded iron ore, with a synopsis of Precambrian geology and ore deposits of Finnmark // Bull. Geol. Soc. Finl., 1980. - № 307. - P.15-24.

Card K.D., Paulsen K. H., Robert F. The archean Superior Province of the Canadian shield and its Lode Gold deposits // Econ. Geol. - 1989. - №6. - P. 19-36.

Coombs D.S. Lower grade mineral facies in New Zealand. - Rep. XX11 Sess. Norden., pt.X111, 1960. - P. 339-351.

England Ph.C., Thompson A.B. Pressure-Temperature - Time Paths of Regional metamorphism 1: Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust // *J. Petrol.*, 1984. - V. 25, pt.4. - P.894-928.

Gaal G. Tectonic Styles of Early Proterozoic Ore deposition in the Fennoscandian shield // *Precambrian Res.*, 1990. - № 46. - P.83-114.

Gaal G., Gorbatshev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield. - *Precambrian Res.*, 1987. - № 35. - P.15-52.

Graham C.M., England P.C. Thermal regimes and regional metamorphism in the vicinity of overthrust faults: an example of shear heating and inverted metamorphic zonation from southern California // *Earth and Planetary Science Letters*, 1976. - № 31. - P.142-151.

Hast N. The state of stresses in the upper part of the Earth's crust. - *Tectonophysics*, 1969. - V.8. - N.3. - P.169-211.

Frietsch R., Precambrian metallogeny of Finland, Norway and Sweden. In : E. Zachrisson (Editor), *Proceeding of the Seventh Quadrennial IAGOD Symposium*, Lulea, Sweden, August 18-22, 1988. E. Schweitzerbart'sche, Stuttgart. - P. 11-22.

Kesola R. Geology of the Pulmanki- Naatamo area, northern Finnish Lapland. - *Archaeon geology of the Fennoscandian Shield*, Espoo, 1988. - P.215-221.

Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts // *J. Petrol.*, 1961. - V. 2. - N 3. - P.277-311.

Mitrofanov F.P., Bayanova T.B. Keivy terrain in the Kola Early Precambrian Collision. New geological data and interpretation. // *SVEKALAPKO 4 Workshop*. University of Oulu. Department of Geophysics, 1999. - Rep. - № 22. - P.51.

Newton R.C. Kyanite-andalusite equilibrium from 700 to 800 C. - *Science*, 1966. - V.151. - N 37. - P. 170-172.

Fleet M.E, Pan Y. Magmatism, metamorphism and deformation at Hemlo, Ontario, and timing of Au-Mo mineralization in the Golden Giant mine- A discussion // *Econ.Geol.*, 1995, V.90. - P. 1376-1338.

Kuhns R.J., Sawkins F.J., Ito E. Magmatism, metamorphism and deformation at Hemlo, Ontario, and the timing of Au-Mo mineralization in the Golden Giant mine // *Econ. Geology*, 1984. - V.89. - P. 720-756.

Thompson A.B., England Ph. C. Pressure-Temperature-Time Paths of Regional metamorphism 2. Their influence and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks // *J. Petrol.*, 1984. - V. 25. - P.4. - P.929-955.

Thurston P.C. The Superior Province-emphasizing greenstone belts // Ho S.F.Robert and Groves D.I. (compilers), *Gold and base-metal mineralization in the Abitibi subprovince, Canada*. Publication 24, Key Centre and University Extension, 1990. - P.1-52.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
ВВЕДЕНИЕ.....	3
Глава 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕТАМОРФИЗМЕ, ЕГО ОСНОВНЫХ ФАКТОРАХ, ФАЦИЯХ И ТИПАХ.....	5
1.1. Петрогенетические типы метаморфизма	5
1.2. Фации метаморфизма.....	6
1.3. Метасоматоз и метасоматические фации.....	10
1.4. Геолого-генетическая типизация метаморфических процессов.....	14
1.5. Метаморфические пояса и циклы.....	20
1.6. Геотектоническая природа регионального метаморфизма.....	24
Глава 2. ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ КОНЦЕПЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ.....	28
2.1. Природа метаморфических растворов, их состояние и состав	28
2.2. Геохимия рудообразующих химических элементов в метаморфических породах и процессах.....	36
2.2.1. Формы нахождения и особенности распределения.....	36
2.2.2. Поведение рудных элементов при региональном метаморфизме	38
2.2.3. Мобилизация, миграция и отложение рудных элементов при метаморфическом рудообразовании.....	39
Глава 3. МЕТАМОФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ.....	43
3.1. Классификация метаморфогенных месторождений полезных ископаемых.....	43
3.2. Рудообразующие особенности метаморфических процессов различных геолого-генетических типов.....	46
3.3. Метаморфические рудогенные системы.....	51
Глава 4. СУПРАКРУСТАЛЬНЫЕ ПРОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ.....	53
4.1. Железисто-кремнистые рудные формации.....	53
4.2. Марганцевые рудные формации.....	69
4.3. Алюмосиликатные рудные формации.....	71
4.4. Прометаморфические метаосадочные месторождения золота и урана	80
4.5. Прометаморфические сульфидные рудные формации меди и полиметаллов	85
Глава 5. ПЛУТОНОГЕННЫЕ ПРОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ.....	91
5.1. Сульфидно-медно-никелевая формация Печенгского типа.....	91
5.2. Сульфидные медно-никелевые оруденения в высокотемпературных фациях метаморфизма.....	104
5.3. Ильменит-магнетитовая формация	108
Глава 6. РЕОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ.....	111
6.1. Золото-сульфидные и золото-кварцевые рудные формации....	111
6.2. Колчеданно-полиметаллические рудные формации.....	136

	Стр.
Глава 7. ОРТОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ.....	146
7.1. Урановые рудные формации натриевых метасоматитов.....	147
7.2. Железо-урановые рудные формации, связанные с натриевыми и карбонатными метасоматитами.....	162
7.3. Золото-урановые месторождения в магнезиальных метасоматитах.....	166
7.4. Рудные формации в калиевых метасоматитах (гумбеитах).....	168
7.5. Вольфрамовые скарново-рудные формации.....	173
7.6. Флогопитовые месторождения.....	176
7.7. Месторождения горного хрусталя.....	182
7.8. Месторождения некоторых нерудных метаморфических полезных ископаемых.....	186
Глава 8. РОЛЬ МЕТАМОРФИЗМА В ФОРМИРОВАНИИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ (НА ПРИМЕРЕ ДОКЕМБРИЯ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА).....	192
8.1. Строение и основные этапы формирования структурно-метаморфической зональности Балтийского щита.....	192
8.2. Эволюция метаморфического рудообразования.....	200
Некоторые понятия и термины.....	204
ЛИТЕРАТУРА.....	206

Учебное пособие

Петров Валентин Петрович

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Редактор Г.Ф.Шестакова
Технический редактор В.А.Ганичев

Лицензия ПД 00801 от 06 октября 2000 г.

Подписано к печати 19.10.2002.

Формат бумаги 70x108 1/16. Бумага офсетная. Печать офсетная.

Гарнитура Times/Cyrillic

Усл. печ. л. 19.25. Заказ № 62. Тираж 70 экз.

Российская Академия Наук

Ордена Ленина Кольский научный центр им. С.М. Кирова
184209, Апатиты, Мурманская область, ул. Ферсмана, 14



KOLA SCIENCE CENTRE RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

184209, Мурманская область, г.Апатиты, ул.Ферсмана, 14

GEOLOGICAL INSTITUTE

14, Fersman str., Apatity, Murmansk region, 184209, RUSSIA