

ИСТОРИЯ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ И РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ В ОФИОЛИТАХ УРАЛО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА

В.С. Полянин

Казанский государственный университет

420111, г. Казань, ул. Кремлевская, 18

E-mail: esk-kostya@yandex.ru

Поступила в редакцию 25 июля 2006 г.

Проведен сравнительный геологический анализ данных по истории структурно-вещественных (в том числе рудогенных) преобразований разновозрастных офиолитов Урало-Азиатского пояса. Показано, что метаморфическая и минерагеническая эволюция офиолитов разного возраста и региональной принадлежности характеризуется единой направленностью, а конкретные офиолитовые массивы обладают свойственными каждому из них особенностями состава, строения, геологического развития и минерагении. На основе систематизации авторских и литературных данных разработаны оригинальные геодинамические модели размещения и функционирования рудообразующих систем в офиолитах для областей проявления рифтогенно-спрединговой, энсиматической островодужной, активных континентальных окраин и коллизионной геодинамических систем.

Ключевые слова: *офиолиты, Урало-Азиатский пояс, минерагения, эволюция, модели рудообразования, месторождения, геодинамические обстановки.*

HISTORY OF STRUCTURAL AND MATERIAL TRANSFORMATION AND ORE-BEARING SYSTEMS IN THE OPHIOLITES OF URAL-ASIAN BELT

V.S. Polyinin

Kazan State University

Comparative geological analysis of history of the structural and material (including ore-forming) transformations of different age ophiolites in the Ural-Asian belt has been done. It was shown that metamorphic and metallogenic evolution of different age and location ophiolites are characterized by uniform trend but specific ophiolite massifs possess own peculiarities in composition, structure, geological development and metallogeny. The original models of distribution and operation of ore-forming systems in ophiolites from rifting, island arc, active continental bordeland and collisional geodynamic system areas are presented.

Key words: *ophiolites, Ural-Asian mobile belt, metallogeny, evolution, ore-forming models, deposits, geodynamic regimes.*

Относительно первичного состава, строения и геодинамических обстановок формирования офиолитов существуют различные точки зрения. В соответствии с решением Пенроузской конференции в полной офиолитовой серии снизу вверх представлены следующие типы пород [Колман, 1979]:

Ультрабазитовый комплекс – гарцбургиты, лерцолиты и дуниты в различных количественных соотношениях, обычно обладающие текстурами тектонитов и более или менее серпентинизированные.

Габброидный комплекс с кумулятивными текстурами и структурами, обычно с перидотитовыми и пироксенитовыми кумулятами, как правило, менее деформированными по сравнению с породами ультрабазитового комплекса.

Комплекс параллельных даек основного состава.

Основной вулканический комплекс, сложенный обычно подушечными лавами.

Ассоциирующие типы пород представлены: 1) перекрывающими осадками, обычно включающими пачки ленточных кремнистых

пород с прослоями глинистых сланцев и небольшим количеством известняков; 2) линзовидными телами хромитов в дунитах; 3) натровыми лейкократовыми интрузивными и эффузивными породами.

По [Колман, 1979] офиолиты – это блоки древней океанической литосферы, сформированной в спрединговых (раздвиговых) зонах палеоокеанов и имеющей первичное субслоистое строение, включенные в орогенические зоны современных и древних окраин континентов. Разрезы офиолитов складчатых поясов континентов, по [Пейве, 1969], являются аналогами разрезов современных океанов: в эвгеосинклинальных зонах складчатых областей геологического прошлого серпентинизированные перидотиты соответствуют меланократовому фундаменту – четвертому (мантийному) слою современной океанической коры, габбровый комплекс – третьему, диабазовый и базальтовый – второму, а осадочные породы, сопутствующие офиолитовой ассоциации, – первому (осадочно-му) слою.

По наиболее полным данным [Коротеев и др., 2006] офиолитовые ассоциации и океаническая литосфера формируется в геодинамических обстановках спрединговых океанических хребтов (СОХ), краевых и внутренних бассейнов, задуговых бассейнов энсиматических островных дуг, океанических островов и присдвиговых трансенсивных структур и трансформных разломов. В упомянутой работе охарактеризованы общие черты и особенности состава и строения разрезов офиолитовых ассоциаций, сформированных в названных обстановках. Поэтому автор не считает необходимым повторять эти сведения.

Сторонники классической (геосинклинальной) концепции [Пинус, Колесник, 1966; Белоусов, 1983; Геологическое ..., 1981; Альпинотипные..., 1985; Золоев, 1997, и др.] полагают, что офиолитовая ассоциация изначально не обладала субслоистым строением и формировалась в зонах глубинных разломов во внутриконтинентальных рифтогенных структурах, в пределах которых происходило частичное преобразование континентальной коры в кору океанического типа в результате разрушения и растворения первой под воздействием высокотемпературных магм верхней мантии Земли ультраосновного и основного состава [Золоев, 1997]. Это, по их мнению, определило, в частности, более сложные, нежели это представля-

ется ортодоксальным приверженцам плейтектонической концепции, соотношения ультрамафитов и габбро в офиолитовых комплексах: «... гипербазиты подстилаются габбро, прорываются и метаморфизуются ими. Очень часто габбро залегают одновременно в подошве и кровле гипербазитовых тел... Габбро-гипербазитовые комплексы могут залегать внутри базальтов, перекрываться или подстилаться ими» [Альпинотипные..., 1985, с. 8].

Необходимо подчеркнуть, что в срединно-океанических хребтах современных океанов, аналогами которых является, вероятно, часть древних зон формирования офиолитовой ассоциации, субслоистое строение офиолитов достоверно не установлено и лишь предполагается: анализ описаний и геологических разрезов, иллюстрирующих строение рифтовых зон современных срединно-океанических хребтов, показывает, что верхняя, обнаженная на подводной поверхности часть океанической коры в пределах современных рифтогенно-спрединговых структур представлена чаще всего интенсивно серпентинизированными ультрамафитами и метасоматически измененными габброидами, слагающими, как правило, дискретные, ограниченные разрывными нарушениями, блоки, которые перекрыты покровами базальтоидов и маломощным чехлом осадочных пород [Дмитриев и др., 1972; Ковалев, 1978; Митчелл, Гарсон, 1984; Изучение..., 1994; Геология..., 1995; Геодинамика..., 1999; Симонов и др., 1999, и др.]

Автор полагает, что древние офиолиты представляют собой парагенетически единую ассоциацию ультраосновных (ультрамафиты дунит-гарцбургитовой формации и входящие в ее состав высокотемпературные метасоматиты дунит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации) и основных (высокоизвестковистые низкотитанистые габброиды габбровой и диабаз-габбро-диабазовой, или параллельных даек, формаций; высоко-, умереннотитанистые низко-, умереннокалиевые толеитовые базальты, ассоциирующие преимущественно с глубоко-водными кремнистыми и терригенными отложениями, недифференцированной спилит-диабазовой, или натриевых базальтов формации) пород, основная часть которых сформирована в результате единого процесса, сходного с процессом новообразования океанической коры, проявляющегося в настоящее время в осевых частях рифтогенных структур на океанической коре, подобных современным Срединно-Атлан-

тическому хребту и Красноморскому рифту (межматериковые океанические рифты) и рифтовой разломной зоне Филиппинского моря (задуговые окраинные бассейны) [Добрецов, 1981].

По мнению автора, древние офиолиты в океанических рифтогенно-спрединговых зонах межконтинентальных и задуговых бассейнов, будучи в период своего становления тектонически экспонированными на подводную поверхность этих структур, также, как и современные, характеризовались не слоистым, но разрывно-блоковым строением (рис. 1).

Верхний возрастной предел формирования офиолитов как единой парагенной ассоциации определяется временем начала образования контрастно дифференцированных (риолит-базальтовых) комплексов и появления ультрамафитов и габброидов в зоне размыва. Так, например, по образному выражению уральских геологов [Прокин и др., 1990], подводные вулканические пояса Урала (энсиматические островные дуги – В.П.), сложенные вулканогенными толщами, принадлежащими натриевой риолит-базальтовой формации (вещающие месторождения медно-цинковой колчеданной формации, относимые к уральскому типу), заложены на «спилит-диабазовой» (офиолитовой – В.П.) постели, сформированной ранее в океанических рифтах. В отложениях спилит-диабазовой формации и ассоциирующих ультрамафитах локализованы промышленные месторождения медноколчеданной (кипрский/домбаровский типы) формации, руды которых обогащены по сравнению с объектами, принадлежащими уральскому типу, никелем и кобальтом [Викентьев, 2004]. По результатам изучения офиолитов современных океанов установлено, что вулканы СОХ включают медноколчеданные руды с заметными примесями никеля и кобальта, в то время как с вулканидами задуговых бассейнов связаны медно-цинковые колчеданные руды с повышенными содержаниями золота и серебра [Викентьев, 2004].

После своего становления в рифтогенно-спрединговых структурах межконтинентальных или задуговых бассейнов офиолиты попадали в области проявления других (энсиматических островных дуг, активных континентальных окраин, коллизионных, внутриплитных платформенной и орогенной эпиплатформенной) геодинамических режимов и обстановок и развивались в составе определенных структурных элементов геодинамических ансамблей (сис-

тем), подвергаясь там многоактным тектоно-вещественным преобразованиям, связанным с воздействием на геологические тела, сложенные офиолитами, агентов разнофациального регионального, дислокационного, контактового (в зонах термально-вещественного воздействия на офиолиты островодужных и коллизионных габбро-гранитоидных масс) метаморфизма и гипергенных, иногда рудогенных процессов.

Использованные в статье понятия «геодинамическая обстановка» и «геодинамический режим» автор определяет следующим образом [Полянин, 2006б]:

Геодинамическая (тектоническая) обстановка (ГДО) – это оригинальная совокупность поверхностных и глубинных седиментационных, магматических, метаморфических и тектонических процессов, проявляющихся (функционирующих) в настоящее время и проявлявшихся в геологическом прошлом в некоторой более или менее четко ограниченной области на границах или внутри литосферных плит в определенном отрезке геологического времени.

Геодинамический режим – это совокупность (система, парагенез) геодинамических обстановок, объединяемых общностью порождающего их геодинамического процесса. Основными геодинамическими процессами являются: 1) внутриконтинентальный рифтогенез, 2) океанический рифтогенез (спрединг), 3) субдукция периферийно-океаническая, 4) субдукция окраинно-континентальная, 5) коллизия, 6) внутриплитная платформенная стабилизация, 7) внутриконтинентальный эпиплатформенный орогенез, не связанный с коллизией и внутриконтинентальным рифтогенезом. Геодинамические режимы носят одноименные названия и объединяются в классы: дивергентный (1-2), конвергентный (3-5) и внутриплитный (6, 7).

Проявление каждого из названных геодинамических процессов сопровождается формированием и функционированием определенного комплекса структурных (структурно-тектонических) элементов, объединяемых в *геодинамические системы* носящие одноименные названия (геодинамическая система внутриконтинентального рифтогенеза и т.д.). Каждый из структурных элементов геодинамической системы развивается в области проявления определенной ГДО.

В соответствии с приведенными определениями, в число ГДО, связанных с субдукционным периферийно-океаническим геодинами-

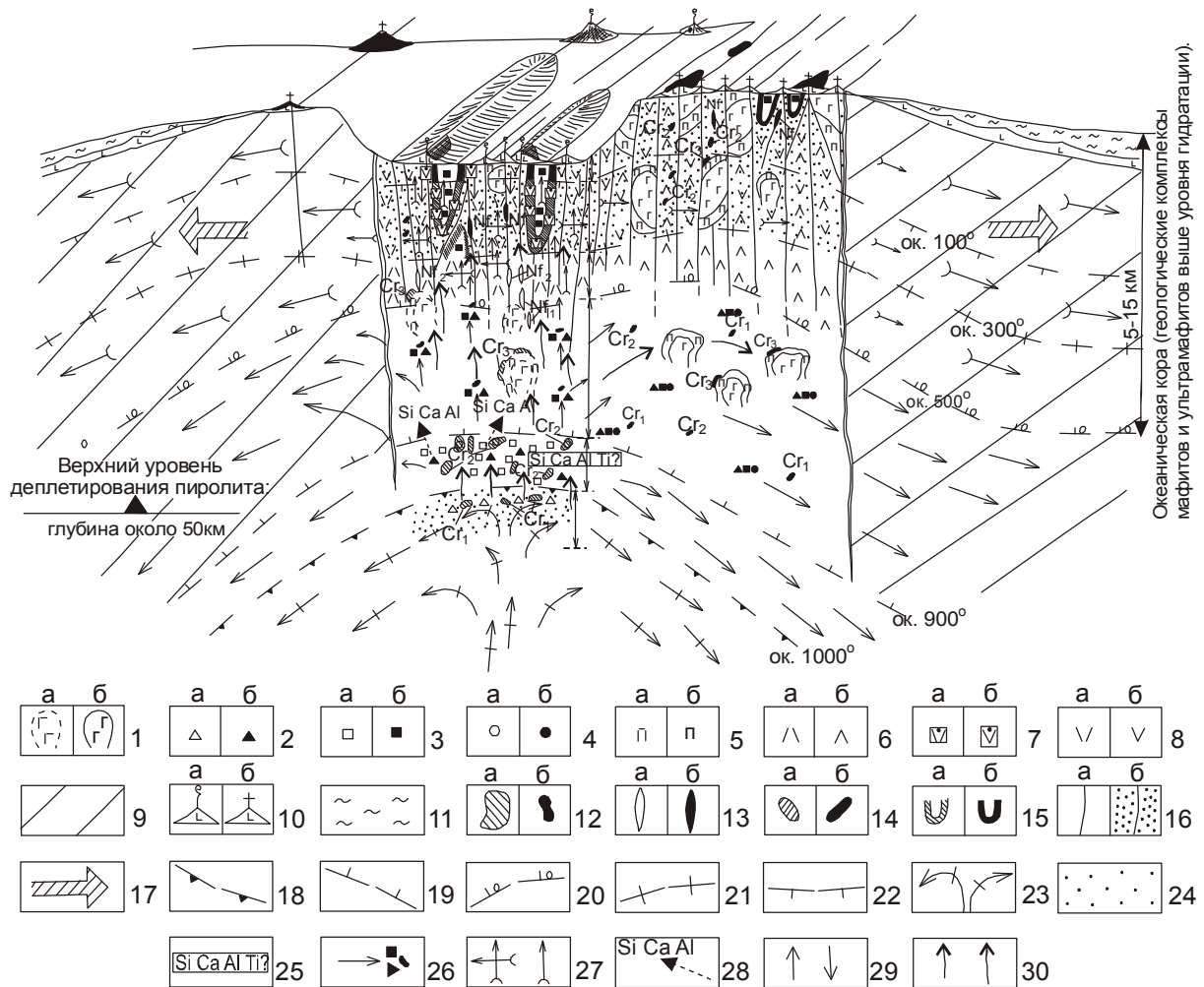


Рис. 1. Модель размещения и функционирования рудообразующих систем в рифтогенно-спрединговой структуре межконтинентального или задугового (тыловодужного) бассейна.

1-11 – геологические комплексы (а – в процессе формирования, б – сформированные): 1 – габброидный; 2 – лерцолит-гарцбургитовый; 3 – дунит-гарцбургитовый; 4 – дунитовый; 5 – дунит-клинопироксенитовый; 6 – лизардитовых мелкопетельчатых серпентинитов и лизардитизированных дунитов, гарцбургитов и лерцолитов; 7 – лизардит-хризотилитовых и антигорит-хризотил-лизардитовых серпентинитов по высокомагнезиальным гарцбургитам, с промышленной асбестоносностью; 8 – то же с непромышленной асбестоносностью; 9 – ультрамафиты и мафиты нерасчлененные (строение, как в правом плече рифтовой структуры); 10 – толеит-базальтовый (недифференцированных натриевых базальтов, спилит-диабазовый); 11 – вулканогенно-осадочный с железо-марганцевыми конкрециями. 12-15 – рудные тела минеральных месторождений (а – в процессе формирования; б – сформированные): 12 – хромитов (Cr_1 – кракинского типа, Cr_2 – кимперсайского типа, Cr_3 – ключевского типа); 13 – нефрита (Nf_1 – долизардитовые, формируемые ниже зоны гидратации, Nf_2 – постлизардитовые, формируемые в зоне гидратации, Nf – сформированные); 14 – медных руд кипрского типа; 15 – хризотил-асбеста баженовского типа. 16 – разрывные нарушения (а – крупноамплитудные, выполненные дайками габброидов, б – приразломные зоны трещиноватости хрупкого разрушения); 17 – направления тектонических напряжений. 18-22 – границы: 18 – астеносферы; 19 – верхняя граница области магматогенно-метасоматической дифференциации лерцолит-гарцбургитового комплекса и сформированного за счет него дунит-гарцбургитового и дунитового комплексов; 20 – нижний уровень гидратации ультрамафитов и мафитов; 21 – нижняя граница устойчивости хризотила; 22 – верхняя граница зоны гидратации ультрамафитов. 23 – конвекционные течения в астеносфере; 24 – область частичного плавления и деплетирования мантийного пиrolита. 25-28 – направления и пути перемещения: 25 – продуктов деплетирования базальтовых расплавов (в прямоугольнике – основные выносимые из пиrolита компоненты); 26 – деплетированных вязко-пластичных масс ультрамафитов и мафитов (гарцбургит-лерцолитовый, дунит-гарцбургитовый, габброидный комплексы, хромитовые руды) в зону гидратации; 27 – хрупко-пластичных масс гидратированных ультрамафитов; 28 – химических компонентов (Si, Ca, Al, Pt, Os, Ir) в процессе формирования дунит-гарцбургитового комплекса. 29 – пути циркуляции метеорных и морских вод; 30 – пути движения мантийных флюидов (водород и др.).

ческим режимом, автором включены следующие: зоны субдукции, преддугового бассейна, юных и зрелых магматических дуг, окраинного (задугового) спредингового океанического бассейна. Среди ГДО рифтогенно-спредингового (океанического рифтогенного) режима выделяются следующие ГДО: спрединговых центров (спрединго-океанических центров межконтинентальных хребтов), абиссальных глубоководных впадин и пассивных континентальных окраин древних платформ и палеомикроконтинентов. Субдукционная энсиалическая геодинамическая система включает в себя следующие тектонические элементы: зона субдукции, преддуговой бассейн, магматическая дуга, зона тыловодужного рифтогенеза. Функционирование каждого из них связано с областью проявления определенной (и одноименной) геодинамической обстановки.

Офиолиты складчатых областей в современном залегании слагают ограниченные разрывными нарушениями различной ориентировки и кинематической принадлежности, обычно изолированные друг от друга геологические тела (офиолитовые массивы) разнообразной формы (удлиненные, реже субизометричные в плане блоки, пластины, линзы и др.) и размера (от долей до десятков километров в поперечнике). Вертикальная мощность офиолитовых массивов исчисляется первыми сотнями метров-первыми километрами, иногда достигая (по геофизическим данным) 10 км и более. Локализованы офиолитовые массивы среди островодужных, коллизионных, платформенных и др. геологических комплексов. В строении офиолитовых массивов могут участвовать как все составляющие офиолитовую ассоциацию комплексы пород, так и часть из них (например, базальтовый и ультрамафитовый или только ультрамафитовый). Офиолитовые массивы как правило концентрируются вдоль границ и (или) в краевых частях крупных региональных тектонических структур («поднятий» и «прогибов», «антиклинориев» и «синклинориев»), реже внутри этих структур, и в совокупности образуют офиолитовые пояса протяженностью в сотни и тысячи километров.

Одним из регионов широкого проявления разновозрастных и минерагенически разнотипных офиолитов является Урало-Азиатский (Урало-Монгольский, Урало-Охотский) подвижный (складчатый) пояс (УАПП) – структура, сформированная на месте так называемого

Палеоазиатского океана, заложенного в рифее и прекратившего свое существование в результате проявления коллизионных процессов в конце палеозоя – начале мезозоя [Лобковский и др., 2004]. Пояс занимает область, заключенную между Восточно-Европейской, Сибирской, Таримской и Китайско-Корейской древними платформами, «срезаемую» (приведенную в соприкосновение) более молодыми геологическими структурами Средиземноморского (на юго-западе), Тихоокеанского (на юго-востоке) поясов и «открывающуюся» в сторону северной части Атлантического океана. В состав пояса входят следующие складчатые сооружения (Тимано-Печоро-Баренцевоморское, Новоземельско-Пайхойско-Уральское, Енисейско-Восточно-Саянское, Алтае-Саянское, Обь-Зайсанское, Казахстано-Северо-Тянь-Шаньское, Байкальское, Восточно-Забайкальско-Охотское) и плиты молодых платформ (Западно-Сибирская, Северо-Туранская).

В пределах УАПП развиты офиолиты рифейского (Урал, Енисейский кряж, Восточный Саян, Средневитимская горная область), вендраннекембрийского (Западный Саян, Горный Алтай, Западное Забайкалье), ордовикского (Урал, Центральный Казахстан) и средне-, позднепалеозойского (Южный Казахстан, Тянь-Шань, Урал, Южное Забайкалье) возраста [Золотов и др., 1981, 1990; Геология..., 1997, и др.].

Офиолиты УАПП вмещают месторождения хромитов с платиноидами, марганца, никеля, кобальта, меди и цинка, ртути, бериллия, золота, хризотил-, антофиллит- и режикит-асбестов, талька, магнезита, вермикулита, абразивного корунда, цветных камней (изумруд, жадеит, нефрит, хризолит, демантоид, хризопраз) и ряда других полезных ископаемых [Геологическое ..., 1981; Ведерников, Бурд, 1985; Медноколчеданные..., 1992; Золотов и др., 1990; Прокин и др., 1990; Нечуехин и др., 1990; Зайков, 1991; Геология..., 1997; Полянин, Полянина, 1997, 2005а,б; Полянин, 1998, 1999; Коротев, 2004, и др.].

Среди геологических комплексов, входящих в состав офиолитовой ассоциации УАПП, выдающееся место по многообразию и масштабам проявления процессов рудогенеза занимает ультрамафитовый, представленный дунит-гарцбургитовой (дунит-перидотитовой) формацией.

Одним из наиболее перспективных направлений при разработке теоретических основ и проведении прогнозно-минерагенических ис-

следований офиолитов (как и других геологических объектов) является изучение закономерностей размещения, состава, строения, развития и условий формирования продуктивных и безрудных офиолитовых массивов и создание на этой основе моделей геодинамических обстановок формирования минеральных месторождений, размещения и функционирования рудообразующих систем, их генерирующих. Важность проведения подобных исследований применительно к офиолитам определяется тем, что минеральные месторождения в составляющих офиолитовую ассоциацию комплексах пород формировались как в процессе их становления, так и позднее, когда офиолиты попадали в области проявления других геодинамических режимов и обстановок.

В основе разработанных автором, на примере Урало-Азиатского пояса, схем структурно-вещественной и минерагенической эволюции офиолитов и геодинамических моделей обстановок формирования минеральных месторождений в офиолитах лежат авторские и литературные фактические данные (и, естественно, основанные на них интерпретации и представления), отражающие современное тектоническое положение и вещественный состав рудоносных и безрудных офиолитовых массивов, строение и условия локализации в них минеральных месторождений, последовательность формирования в офиолитах промышленных рудных скоплений и рудовмещающих метаморфитов и метасоматитов, пространственные и временные взаимоотношения их друг с другом и реперными геодинамическими комплексами и геологическими формациями, предполагаемые геодинамические, структурные и физико-химические условия их образования.

Структурно-вещественная и минерагеническая эволюция офиолитов

Проведенный сравнительный историко-геологический анализ авторских данных и литературных материалов по геологическому строению, истории структурно-тектонических и минеральных преобразований ряда разновозрастных рудовмещающих офиолитовых массивов УАПП и ассоциирующих с ними геологических комплексов [Николаев, Шульц, 1959; Пинус, Колесник, 1966; Пинус и др., 1980; Геологическое..., 1981; Альпинотипные..., 1985; Ведерников, Бурд, 1985; Савельева, 1987; Али-

ева, 1988; Золоев и др., 1990; Прокин и др., 1990; Нечехин и др., 1990; Зайков, 1991; Макеев, 1992; Медноколчеданные..., 1992; Грязнов и др., 1994; Булыкин и др., 1995; Полянин, Полянина, 1997, 2005а,б; Полянин, 1998, 2006а; Коротеев, 2004; Викентьев, 2004, и др.] позволил автору определить последовательность и наиболее вероятные геодинамические обстановки формирования ведущих типов развитых в офиолитах минеральных парагенезисов (в том числе и рудоносных), а также структурные элементы геодинамических систем, в составе которых предположительно эволюционировали офиолиты, и на этой основе разработать для каждого из них частный эволюционный ряд структурно-вещественных (и в том числе рудогенных) преобразований (табл. 1).

Рассмотрение и анализ частных эволюционных рядов показали (табл. 1), что минеральная и минерагеническая эволюция изученных рудоносных массивов офиолитов, принадлежащих различным возрастным уровням и регионам УАПП, характеризуется единой (общей) направленностью, заключающейся в закономерной последовательной смене во времени определенных типов структурно-вещественных их преобразований и формировании связанных с ними минеральных (в том числе рудоносных) парагенезисов, не зависящей от их возраста (времени становления) и региональной принадлежности.

Конкретные офиолитовые массивы характеризуются индивидуальными, свойственными каждому из них, особенностями минерального состава, строения, геологического развития и минерагении, обусловленными, вероятно, определенными геологическими событиями их геологической истории.

Так, например, минерагенический облик Иджимского (месторождения нормального хризотил-асбеста и нефрита) и Оспино-Китойского (месторождения нормального и ломкого хризотил-асбеста, нефрита, талькового камня и золота, проявления ювелирного оливина) массивов в значительной степени обусловлен, по мнению автора, тем, что в ходе своего развития они эволюционировали в составе различных структурных элементов активных континентальных окраин. Первый в этот период своего развития являлся элементом амагматической аккреционной призмы и поэтому месторождения хризотил-асбеста и нефрита, сформированные в ультрамафитах в рифтогенно-спрединговой обстановке, были здесь лишь












































































Таблица 1

Метаморфическая и минералогическая эволюция офиолитов Урало-Азиатского подвижного пояса

Геодинамические режимы (геодинамические обстановки)	Минеральные ассоциации и минералогия (полезные ископаемые и типы месторождений)*											
	Общий эволюционный ряд			Частные эволюционные ряды								
	Ультрамафиты 2	Габброиды 3	Вулканииты** 4	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1 Рифтогенно-спрединговый (спрединговых центров межконтинентальных океанических бассейнов)	Ол, Ол+Эн, Ол+Ди+Эн, Шп (хромиты, кракинский, алапаевский кемпирсайский)	Хромиты (западно-кемпирсайский, оманский)	Аб, Прен+Пумп+ Аб+Кв; Акт+Эл+Хл, Кв+Хл+Пумп, Кв+Карб+Хл+Сер (медь, цинк, кипрский; марганец; яшмы)	■								
	Кл, Кл+Ол, Ол, Шп (хромиты, ключевской)			■								
	ЛизI+Бр±Хрд											
	Трем (нефрит)											
	АтI+Мт											
	ЛизII+ХризI+АтII+Бр+Мт (хризотил-асбест, баженовский)											
	ХризII+Бр+Мт(хризотил-асбест продольно-волокнистый)											

Продолжение таблицы 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Субдукционные энзиматических островных дуг и активных континентальных океанов (а – зон субдукции; б – тектонических пок- ров в составе маг- матических дуг; в – складчато-блоковых и шарьяжно-надви- говых аккреционных надсубдукционных зон; г – залуговых океанических бассейнов***)	а) АтлПШ+Мт, Ол+Атг Ш+Мт, Ол+Эн+Анг, Ол+Эн, Жад, Аб+Ди+Жад, Жад+Аб (жадеит; хризотил-асбест ломкий)	Омф+Гр, Гр+Амф, Аб+Ди+Жад	Акт+Эп+Аб+Хл+ Му+Кв	□ □ □	□ □ □	□ □ □	□ □ □	□ □ □	■	□ □ □	□ □ □	■
	б) АтлПШ+Мт, АтлПШ+Мт+Ол, Тал+Карб (хризотил-асбест ломкий; талк; золото)			□ □ □	■	■	■	□ □ □	■?	□ □ □	■	■
	б-в) ХризП+Мт (хризотил-асбест продольно-волоконный)		Пл+Эп+Акт+Гл, Эп+Гл, Акт+Эп+Хл	■?	■	■	■	■	■	■	■	■
	б) Листвинитовая (золото)			□ □ □	□ □ □	□ □ □	□ □ □	□ □ □	□ □ □	□ □ □	■	□ □ □
Коллизионный (а – сутурные зоны; б – тектонические покровы в составе вулканоплутони- ческих поясов; в – области проявления метаморфизма амфиболитовой фации)	а) ХризП+Мт (хризотил-асбест продольно-волоконный)	Амф	Акт+Эп+Аб, Эп+Хл+Аб	■?	□ □ □	■	■	□ □ □	■	■	■	■
	б) Ол+АтлПШ+Мт, АтлПШ+Мт (хризотил-асбест ломкий; хризолит)			□ □ □	□ □ □	□ □ □	■	□ □ □	■?	□ □ □	■?	□ □ □
	б) Тал+Акт, Ол+Тал, Пл+Марг+Фл (бериллий, изумруд, малышевский)	Амф+Би+Кш	Амф-Би+Кш	□ □ □	□ □ □	□ □ □	■	□ □ □	□ □ □	□ □ □	■	□ □ □
	в) Анг+Анг-а+Тал+Карб+Би (антофиллит-асбест; корунд; талк)	Гр+Амф	Амф+Гр+Пл, Амф (гранат абразивный)	□ □ □	□ □ □	□ □ □	■	■	□ □ □	□ □ □	□ □ □	□ □ □

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Платформенной стабилизации (а) и эпиплатформенного орогенеза (б)	а) Ох+Нон+Кер (железо, никель, кобальт; магнетит; хризопраз)											
	а) Вер (вермикулит, кандыкаринский)			  	  	  	  	  	  	  	  	  
б) Кв+Карб, Кв+Гс (ртуть, листовитовый)				  	  	  	  	  	  	  	  	  
												

Примечание. *Названия типов месторождений по [Булыкин и др., 1995; Луцкина, 1986; Прокин и др., 1990; Медноколчеданные..., 1992; Полянин, 1998]. **Минеральные ассоциации вулканитов рассматриваемых частных эволюционных рядов нерудоносны. ***Минеральные ассоциации офиолитов задуговых и межконтинентальных бассейнов, по мнению автора, подобины.

Проявление минеральных ассоциаций: 1-3 – широкое (1 – рудоносные, 2 – нерудоносные, 3 – вероятно рудоносные); 4 – локальное; 5 – предполагается широкое проявление и последующая трансформация; 6 – не проявлены; 7 – время проявления ассоциации не установлено и предполагается.

Породные комплексы: ДПК – дунит-гарцбургитовый и гарцбургит-дунитовый, ГЛК – гарцбургит-лерцолитовый и лерцолитовый, ДВК – дунит-верлит-клинопироксенитовый, Гб – габбровый. Минералы: Аб – альбит, Акт – актинолит, Амф – амфибол, Амц – амфибол щелочной, Анк – анкерит, Анд – андрадит, Ант – антофиллит, Ант-а – антофиллит-асбест, АтгI – антитерит попеременно-иглообразный, гребенчатый, АтгII – антитерит микрозернистый, АтгIII – антитерит лейстовидный, беспорядочно-иглообразный, Би – биотит, Бр – брусит, Вез – везувиан, Гем – гематит, Гл – глаукофан, Гс – гидрослюда, Гр – гранат, Грос – гроссулар, Грос – гидротроссулар, Ди – диопсид, До – доломит, Жад – жадеит, Ка – кальцит, Карб – карбонат, Керр – керолит, Ки – кианит, Клх – клинохлор, Клп – клинопироксен, Клц – клиноцоизит, Корд – кордиерит, Крн – корунд, Кум – куммингтонит, Кш – калишпат, Лавс – лавсонит, ЛизI – лизардит мелкопелетчатый, ЛизII – лизардит крупнопелетчатый, крупносекториально-петельчатый, Мм – монтмориллонит, Мп – моноклиновый пироксен, Мт – магнетит, Му – мусковит, Нон – нонтронит, Ол – оливин, Омф – омфациит, Ох – железистые охры (гидрогетит и др.), Пи – пироп, Пир – пироксен, Пл – плагиоклаз, Прен – пренит, Пумп – пумпеллит, Пт – пирит, Ро – роговая обманка, Рп – ромбический пироксен, Сер – серицит, Серп – серпентин, Сил – силлиманит, Слес – слессарит, Ст – ставролит, СуСа – сульфосоли, сульфиды, Тал – тальк, Трем – тремолит, Тур – турмалин, Хал – халцедон, Хл – хлорит, Хрд – хризотилоид, ХризI – хризотил попеременно-перекрещенно-волокнистый порообразующий и хризотиласбест жильный, ХризII – хризотил продольно-волокнистый, Фе – фенгит, Фл – флогопит, Фу – фукусит, Цо – цоизит, Шп – хромшпинелиды, Эн – энстатит, Эп – эпидот.

Частные эволюционные ряды. Офиолитовые массивы и поля (графы 5-13): 1 – Кемпирсайский (Южный Урал, Казахстан); 2 – Баженовский (Средний Урал, РФ); 3 – Джетыгаринский (Южный Урал, Казахстан); 4 – Малышевское (Средний Урал, РФ); 5 – Бугетсайское (Мугуджары, Казахстан); 6 – Боруцкий; 7 – Куртушинский (Западный Саян, РФ); 8 – Осино-Китойский и Харанурский (Восточный Саян, РФ); 9 – Чаганузунский (Горный Алтай, РФ).

незначительно доформированы. Второй массив эволюционировал в составе тектонического покрова, частично перекрывавшего активную магматическую дугу. В экзоконтактах прорывающих тектонический покров интрузий тоналит-гранодиоритовой формации ультрамафиты были преобразованы в оливин-антигоритовые породы (с ювелирным хризолитом), тальк-карбонатные породы и золотоносные листвениты. Кроме того, в этих же зонах происходило преобразование нормального апоультрамафитового хризотил-асбеста, слагавшего промышленные рудные тела (залёжи), в ломкую разновидность.

Составленная автором общая схема метаморфической и минерогенической эволюции офиолитов УАПП (табл. 1) фиксирует авторскую реконструкцию временного положения основных геологических событий в офиолитах и геодинамических обстановок их проявления, базирующуюся на принципах плейттектонической концепции. Несмотря на дискуссионные вопросы, касающиеся связей минерало- и рудообразования в офиолитах с конкретными геологическими процессами и геодинамическими обстановками, в целом предлагаемая схема, по нашему мнению, отражает общую последовательность и синхронность структурно-вещественных преобразований и рудогенеза в офиолитах.

Частные эволюционные ряды структурно-вещественных (в том числе рудогенных) преобразований офиолитов, отражающие геодинамическую, метаморфическую и минерогеническую историю развития конкретных офиолитовых массивов, при сохранении общей для офиолитов УАПП их направленности и последовательности по сравнению с общим рядом всегда редуцированы и неполны. Масштабы и особенности проявления метаморфизма (и минерогения) в конкретных офиолитовых массивах индивидуальны: отдельные члены полного ряда могут иметь в их пределах широкое или локальное развитие, могут и не проявиться совсем или быть уничтоженными (или трансформированными) более поздними процессами. С этим связано, в частности, образование промышленных объектов новых полезных ископаемых (например, месторождений ломкого хризотил-асбеста за счет высокотемпературного метаморфизма залежей нормального хризотил-асбеста в экзоконтактах массивов и даек гранитоидов) или пространственное совмещение в одном офиолитовом массиве различных по времени и условиям образования месторожде-

ний. Вследствие этого разновозрастные месторождения нередко образуют в офиолитах пространственно сближенные парагенные (в основном по сонахождению, редко по генезису) семейства. Например, месторождения нормального хризотил-асбеста в ультрамафитах офиолитовых массивов могут ассоциировать с месторождениями нефрита (Куртушибинский массив), ломкого хризотил-асбеста и талька (Баженковский массив). Примечателен тот факт, что редко отмечаются офиолиты, в составе которых рудоносны все составляющие их комплексы пород. Месторождения локализуются обычно в одном (чаще всего в ультрамафитах), реже – в двух (в ультрамафитах и вулканитах) комплексах. Так, например, в Тродосском массиве (Кипр) наиболее продуктивным является вулканоогенный комплекс (крупные месторождения медноколчеданных руд), в то время как с ультрамафитовым связаны лишь мелкие объекты низкосортного хризотил-асбеста и хромитов.

Ранее автором показано [Полянин, 1998], что офиолитовые массивы, вмещающие то или иное семейство минеральных месторождений, характеризуются оригинальными (и только им свойственными) особенностями геологического строения, состава и индивидуальными эволюционными рядами структурно-вещественных преобразований. Это дает возможность классифицировать рудоносные офиолиты по минерогенической специализации (наличию в них того или иного набора минеральных месторождений) и геолого-минералогическим признакам и выделять среди них минерогенические типы.

Модели рудообразования в офиолитах

В соответствии с определением Д.В. Рундквиста рудообразующая система – это физическая система (геологическое пространство – *В.П.*), объединяющая источник вещества, пути его перемещения и места локализации оруденения, которые являются ведущими ее элементами.

Основными элементами разработанных автором геодинамических моделей формирования минеральных месторождений в офиолитах являются:

- дорудные (исходные) геологические комплексы, минеральные ассоциации и рудные скопления, сформированные до начала функционирования данной рудообразующей системы;
- интарудные (новообразованные) геологические комплексы, минеральные ассоциа-

ции и рудные скопления, сформированные в период функционирования данной рудообразующей системы;

- предполагаемые рудогенерирующие геологические формации и другие источники вещества и энергии, необходимые для осуществления процессов минерало- и рудогенеза;

- вероятные направления и пути перемещения необходимых для рудообразования потоков энергии и вещества;

- изолинии определяющих функционирование рудообразующей системы, термодинамических характеристик (температура, давление, фации метаморфизма и др.), контуры полей устойчивости реперных минералов и др.

Рудообразующие системы, в состав которых входили офиолиты, по типу порождающего их геодинамического процесса (по геодинамическому режиму) подразделены автором на 6 групп (в порядке последовательности их функционирования): 1) рифтогенно-спрединговую (океанических рифтов и задуговых бассейнов); 2) субдукционных энсиматических островных дуг; 3) активных континентальных окраин; 4) коллизионную; 5) внутриплитную платформенную и 6) внутриплитную эпиплатформенную орогенную. В свою очередь, по глубинности проявления процессов рудогенеза (рудообразующих процессов), термодинамическим параметрам, минерагенической специализации и предполагаемой локализации в период рудогенеза в определенных структурных элементах спрединговой, субдукционных, коллизионной и др. геодинамических систем в составе названных групп выделены отдельные виды рудообразующих систем. В табл. 2-4 дана краткая характеристика рудообразующих систем некоторых групп: рифтогенно-спрединговой, островодужной энсиматической, платформенной и эпиплатформенной орогенной.

На рис. 1-3 приведены геодинамические модели обстановок формирования в офиолитах месторождений неметаллических (и сопутствующих им металлических) полезных ископаемых ведущих геолого-промышленных типов в составе структурных элементов рифтогенно-спрединговой (рис. 1), энсиматических островных дуг, активных континентальных окраин (рис. 2) и коллизионной (рис. 3) геодинамических систем, где функционировали разнотипные и разноглубинные рудообразующие системы. Эти модели фиксируют пространственное и временное положение ведущих элементов ми-

нерало- и рудообразующих систем, существовавшее, по мнению автора, в названные периоды развития офиолитов.

Ниже охарактеризованы рудообразующие системы рифтогенно-спрединговой, островодужной энсиматической, активных континентальных окраин и эпиплатформенной орогенной групп.

Рудообразующие системы (РОС), функционировавшие на разных глубинных уровнях формирующихся *рифтогенно-спрединговых структур* в ультрамафитах и мафитах офиолитовой ассоциации, в этот период еще пространственно разобщенных (рис. 1), образуют, с одной стороны, разновозрастную колонну (вертикальный ряд одновременно существующих систем), а с другой – временной ряд, в котором каждая расположенная выше по разрезу рудообразующая система (за исключением РОС-5) является более поздней по времени существования по сравнению с более глубинными. При этом матрицей каждой менее глубинной (и более молодой) рудообразующей системы являются продукты функционирования системы, расположенной ниже (и более древней).

Общая история становления офиолитовой ассоциации и проявления сопровождающих ее процессов минерало- и рудообразования в современных и древних рифтогенно-спрединговых центрах представляется автору следующим образом.

Преобразования подкорового субстрата, сопровождающиеся излияниями глубинных слабо дифференцированных астеносферных магм – пикритов и щелочных базальтов, начинаются уже на стадии формирования внутриконтинентальных рифтов [Добрецов, 1981].

При дальнейшем раздвижении литосферных (континентальных) блоков происходит формирование межконтинентальных рифтогенных структур на океанической коре, в осевых частях которых функционируют рифтогенно-спрединговые зоны (подобные современным срединно-океаническим хребтам). Под ними, на глубинах, вероятно превышающих 50 км, в пределах астеносферных диапиров вследствие выплавки из пиролита базальтоидных магм происходит деплетирование мантийного субстрата, расщепление вещества примитивной мантии на базальтоидную составляющую и кристаллический рестит.

Легкоплавкие продукты деплетирования (базальтовые высоко-, умереннотитанистые,

Таблица 2

Основные характеристики рудообразующих систем рифтогенно-спрединговой группы

Виды рудообразующих систем (РОС)	Локализация систем в палеоструктурах коры и мантии / предполагаемые глубины проявления процессов рудообразования	Ведущие элементы рудообразующих систем: источники вещества для рудообразования / пути перемещения вещества / места локализации (рудо вмещающие формации)	Рудосодержащие (подчеркнуты) и сопутствующие рудогенезу минеральные ассоциации *	Условия и факторы, определяющие функционирование рудообразующих систем	Влияние процессов функционирования рудообразующей системы на более древние рудогенные объекты (месторождения)	Факторы, определяющие сохранность месторождений, сформированных при функционировании данной рудообразующей системы	Минерогенетический результат функционирования рудообразующей системы: виды полезных ископаемых (типы сформированных месторождений)
1	2	3	4	5	6	7	8
РОС областей деплетирования, частичного плавления вещества верхней мантии к земной поверхности (РОС-1)	Глубинные области мантии под осевыми зонами океанических межматериковых хребтов / более 30-50 км (деплетирование)	Вещество верхней мантии (лерцолиты) / то же / дуниты ГЛК, позднее ДГК	Ол, Ол+Эн, Ол+Ди+Эн	T=1300-1000°; P=20-30 Кбар, обстановка декомпрессии под зонами СОХ, инициирующая выплавление из пиролита базальтовой составляющей; позднее (T=900±50°; P=12±7 Кбар) метасоматическая переработка оливин-двупироксеновых пород		Относительно слабая фрагментация тел рудоносных ультрамафитов в островодужную и коллизионную стадии, проявление процессов лизардизации (L ₁ +L ₂). Проявление хризотиллизации и антигортитизации способствует уничтожению залежей хромитов.	Хромиты с платиноидами: высокоглиноземистые (кракинский, алапаевский), высокохромистые кемпирсайский)
РОС областей термально-вещественного воздействия на ультрамафиты интрузий габброидов (РОС-2)	Эндоконтакты ультрамафитов с интрузирующими их габброидами в тех же областях / 10-15 (?) км	Ультрамафиты ДГК (Ст, Mg, Fe) / зоны контактов ультрамафитов и мафитов / краевые дуниты ДВК	Кл, Кп+Ол, Ол		При наложении на залежи кемпирсайского типа происходит их рассеяние		Хромиты высоко-, низкохромистые высокожелезистые с платиноидами (ключевской, верхней-винский)

Окончание таблицы 2

1	2	3	4	5	6	7	8
РОС областей среднеглубин- ного биметасоматоза на контактах тел ультрамафитов и габброидов (РОС-3)	Контакты ультрамафитов и мафитов в среднеглубинных областях мантии под осевыми зонами океани- ческих межмате- риковых хребтов / 5-10 (?) км	Ультрамафиты ДГК (Са, Mg, Fe), габброиды (Si), источник H ₂ O неизвестен / контактные зоны тел ультрамафитов и мафитов / то же	<u>Кв+Що+Ди,</u> <u>Ди, Вез,</u> <u>Пир+Гр, Гр,</u> <u>Клх+Грос,</u> <u>Ав, Ди,</u> <u>Трем</u>	T=370-450°, Eh ни- же, чем в РОС-4, Rh выше, чем в РОС-4, давление 1-2 кбар (оценка)		То же	Нефрит (апоультрам а- фитовый), каркаро и др.
РОС областей малоглубинной гидратации ультрамафитов (РОС-4)	Близповерхност- ные (малоглу- бинные) области мантии под осевыми зонами океанических межматериковых хребтов / 1-5 (?) км	Ультрамафиты дунит- гарцбургитов- вой формации (Mg, Si, Fe), океанические воды (H ₂ O) / ультрамафиты дунит- гарцбургитовой формации / то же	<u>ЛизП+Хриз</u> <u>+АртГ+АртП</u> <u>+Бр+Мт</u>	T=100-200°; гидро- термальные раство- ры, дренирующие ультрамафиты имеют слабощелочной- щелочной характер, Еh высокий. Обстановка тектонического растяжения. Благоприятный первичный состав ультрамафитов (Ол- 75-95 %, Эн-5-25 %), неполная их сер- пентинизация; фор- мирование в уль- трамафитах линей- ных зон развития трещин разрыва.		В островодужную стадию – локализация в составе аккрецион- ных призм внешних (невулканических) частей островодужных систем; в коллизионную стадию – локализация на значительном удалении от интрузий коллизионных гранитоидов	Хризотил-асбест нормальный (баженовский)
РОС областей проявления базальтоидного вулканизма (РОС-5)	Близповерхност- ные области осе- вых зон рифтовых долин океаничес- ких хребтов / дневная поверх- ность – первые км	Базальты спилит- диабазовой (натриевых базальтов) фор- мации / то же / то же	<u>Кв+Хл+Сер,</u> <u>Акт+Эп+Хл,</u> <u>Кв+Хл+</u> <u>Пумп</u>	Рециклинг морских вод в эффузивных толщах, температура рудообразования 140-420°			Сu, Zn (океанский, кипрский медно- колчеданный). Яшмы, Мп (стратиформный марганцевый).

Примечание. * Обозначения минералов см. в примечании к табл. 1.

низко-, умереннокалиевые толеитовые магмы), проникая в верхние горизонты земной коры по зонам разломов, изливаются на дневной поверхности и образуют покровы в осевых частях рифтогенных структур. Излияния сопровождаются формированием скоплений серно- и медноколчеданных руд (месторождения кипрского/домбаровского типа) и на некотором удалении от осевых зон – стратиформных марганцевых залежей (рис. 1, табл. 2, см. РОС-5). А.И. Кривцов [1989] вслед за японскими геологами обосновал принимаемую в настоящее время большинством исследователей рециклинговую модель образования колчеданных месторождений, согласно которой в зоне продуктивных подводных вулканических построек под действием вулканического тепла происходит замкнутая циркуляция вод. Последние выщелачивают металлы из вмещающих пород (базальтов) и переотлагают их в виде сульфидных залежей. Температуры отложения сульфидов в слоистых рудах 130-150°C, в массивных эпигенетических метасоматических – 250-330°C. Необходимо отметить, что рудовмещающими в этот период могут являться и ультрамафиты, образующие «постель» вулканических покровов (рис. 1). Локализованные в ультрамафитах колчеданные руды обогащены никелем и кобальтом – компонентами, заимствованными, вероятно, из ультраосновных пород (см. выше).

Остаточные базальтовые расплавы – поздние дифференциаты базальтового состава застывают в глубинных и приповерхностных горизонтах мафит-ультрамафитовой мантии, образуя массивы и дайкообразные тела габброидов, габбро-диабазов и диабазов.

В результате проявления процессов деплетирования происходит формирование в различной степени истощенных легкоплавкими компонентами ультрамафитов (лерцолитов, гарцбургитов, дунитов). Деплетирование мантийного пиролита и сопутствующая ему метасоматическая дифференциация рестита сопровождаются перераспределением ряда рудных компонентов (Cr, платиноиды и др.) и формированием промышленных их скоплений (рис. 1, табл. 2, РОС-1). Степень деплетирования определяет состав рестита (лерцолитовый, гарцбургитовый или дунитовый) и ассоциирующих с ним хромшпинелидов и платиноидов: с *высокохромистыми хромитовыми рудами* в дунитах ассоциируют тугоплавкие (Os, Ir, Ru), с высокоглиноземистыми в лерцолитах – легкоплавкие (Pt,

Pd) платиноиды [Нечеухин и др., 1990]. Возникший в результате деплетирования рестит под воздействием процессов конвекции «всплывает», постепенно проникая в более высокие горизонты мантии и океаническую земную кору. В процессе «всплывания» ультрамафиты подвергаются ретроградным изменениям и испытывают многоактные высокотемпературные деформации, приводящие, по данным А.И. Гончаченко и А.И. Чернышева, к образованию за счет «первичных» протобластовых ($T = 1300-1000^\circ\text{C}$; $P = 20-30$ кбар; стресс – 300-400 бар) структур тектонобластовых: деформационных и рекристаллизационных ($T = 1000-700^\circ\text{C}$; стресс – 600-700 бар) и динамометаморфических (при $T = 600-400^\circ\text{C}$).

В ходе своего продвижения к поверхности на границах блоков хромитонесущих и безрудных ультрамафитов (в областях, находящихся выше и ниже нижней границы гидратации) образуются магматические камеры, заполняемые поздними дифференциатами базальтового состава – высокохромистыми низкотитанистыми толеитовыми магмами, в результате кристаллизации которых в нижних частях камер образуются троктолиты (от меланократовых троктолитов и плагидунитов до анортозитов) с нерегулярными пластообразными хромитовыми залежами (западно-кемпирсайский, или оманский тип), содержащими платиноиды, обогащенные легкоплавкими компонентами. В экзоконтактах формирующихся наиболее глубинных массивов габброидов с ультрамафитами в результате магматогенно-метасоматических процессов их преобразования происходит формирование дунит-верлит-клинопироксенитовых комплексов с *высоко-, среднехромистыми (повышенной железистости) хромитовыми рудами* (верхнейвинский, или ключевской тип) (рис. 1, табл. 2, РОС-2).

Фронтальные части мантийного диапира, сложенного высокотемпературными метаморфитами ультраосновного и основного состава, по мере его подъема в верхние части палеомантии постепенно охлаждались. В этой области палеомантии, находившейся непосредственно под осевой частью океанического рифта, вероятно на глубинах 5-10 км, имели место явления объемной декомпрессии, приводившие к интенсивному ее растрескиванию и образованию здесь тонкой равномерно рассеянной трещиноватости (частота трещин – 0,0n/мм). Вдоль трещин под воздействием устремлявшихся в об-

Основные характеристики рудообразующих систем островодужной энзиматической группы

Виды рудообразующих систем (РОС)	Локализация рудообразую- щих систем в палеоструктурах коры и мантии / предполагаемые глубины проявления процессов рудогенеза	Ведущие элементы рудообразующих систем: источники вещества для рудо- генеза / пути пере- мещения вещества / места локализации (рудовмещающие формации)	Рудоносные (подчерк- нуты) и сопутст- вующие рудогенезу минераль- ные ассо- циации *	Условия и факторы, определяющие функционирование рудообразующих систем	Влияние процессов функционирования системы на более древние рудогенные объекты (месторождения)	Факторы, определяющие сохранность месторождений, сформирован- ных при функ- ционировании данной рудо- образующей системы	Минералогический результат функционирования рудообразующей системы: виды полезных ископаемых (типы сформирован- ных месторождений)
	1	2	3	4	5	6	7
РОС осевых зон и областей под осевыми зонами океанических хребтов тыловодужных (задуг о-вых) бассейнов (РОС-1-РОС-5)							
РОС основания магматических надсубдукцион-ных дуг островодужных систем энзиматического типа (РОС-6)	Хризотил-асбестоносные и безрудные офиолиты в экзокон-тактах интрузий гранитоидов габбро-плагио-гранитовой и габбро-диорит-плагиогранит-овой формаций	Гранитоиды габбро-плагиогранитовой, габбро-диорит-плагиогранитовой формаций / ультрамафиты ДГК / ультрамафиты ДГК	<u>Ол+Апг III+</u> <u>Мт. Апг III+</u> <u>Мт. Тал+</u> <u>Карб</u>	Положение ультрамафитов в экзоконтактах гранитоидов. Температуры минералообразования 400-600°C.	Полное (непосред-ственные экзокон-такты) или частич-ное уничтожение или метаморфизм месторождений хризотил-асбеста баженовского типа и др. месторож-дений рифтогенно-спрединговой группы		Хризотил-асбест ломкий (баженовский термальнометаморфизо-ванный), тальковый камень (апюльтрамафитовых тальк-брёйнеритовых пород)
	РОС аккрецион-ных надсубдук-ционных зон внешних невулк-анических час-тей островодуж-ных систем энзиматического типа (РОС-7)	Крайние части перемещающих-ся (поддвигаю-щихся и протру-дирующих) бло-ков хризотил-ас-бестоносных ультрамафитов / 4-7 км	Хризотил-асбестоносные ультрамафиты ДГК	<u>Хриз II+Мт</u>	Динамометаморфизм ультрамафитов В РТ-условиях низов зеленосланцевой фации (менее 300-500°C)	Метаморфизм залежей месторождений, сформированных в РОС рифтогенно-спрединговой группы	

Окончание таблицы 3

1	2	3	4	5	6	7	8
РОС зон субдукции: А – приповерхностные области; Б – глубоинные области (РОС-8)	Офиолитовые блоки в областях их погружения в зоны субдукции	а) ультрамафиты ДГК / то же / то же б) лейкогаббро, плагиограниты ГК / то же / то же	Ол+Эн, Ол+Эн+Ант (апосерпентинитовые) и Жад (апопироксенитовая) прогрессивные глубоинных частей зон субдукции ЭФ; Ол+Атл III, Атл III (апосерпентинитовые) верхних частей зон субдукции ГФ; Ол+Атл III+Мт, Атл III+Мт (апо-ультрамафитовые), Аб+Ди+Жад, Жад+Ав, Пл+Эп+Ав (апо-эколитовые) регрессивные зон глубоинной обдукции в условиях АФ и ЭАФ	Метаморфические преобразования офиолитов происходят в Р-Т-условиях: А – глаукофан -сланцевой фации, Б – эколитовой и последующего диафтореза. По И.В. Коваленко РТ-условия жадеитообразования: Т=490-550°C, Р=4-5 кбар (поделочный жадеит); Т=320-365°C, Р=1,5 бар (ювелирный жадеит). По Н.Л. Добрецову: Т>500°C, Р=8-20 кбар (поделочный моно-минеральный жадеит); Т=560-320°C, Р=8-4 кбар (ювелирный жадеит). Температуры формирования ломкого хризотил-асбеста 400-600°C	Интенсивный метаморфизм (в зоне А) и уничтожение (в зоне Б) залежей месторождений, сформированных в офиолитах ранее (в рифтогенно-спрединговой обстановке)		Зона А: хризотил-асбест нормальный, пониженной прочности и ломкий (борусский) Зона Б: жадеит ювелирный и ювелирно-поделочный

Примечание. * Обозначения минералов см. в примечании к табл. 1.

Таблица 4

Основные характеристики рудообразующих систем платформенной и эпиплатформенной групп

Виды рудообразующих систем (РОС)	Локализация рудообразующих систем в породах / мантии / предполагаемые глубины проявления процессов рудообразования	Ведущие элементы рудообразующих систем: источники вещества для рудообразования / пути перемещения вещества / места локализации (рудовмещающие формации)	Рудоносные (подчеркнутые) и сопутствующие рудогенезу минеральные ассоциации*	Условия и факторы, определяющие функционирование рудообразующих систем	Влияние процессов функционирования рудообразующей системы на более древние рудоносные объекты (месторождения)	Факторы, определяющие сохранность месторождений, сформированных при функционировании данной рудообразующей системы	Минерогенетический результат функционирования рудообразующей системы: виды полезных ископаемых (типы сформированных месторождений)
1	2	3	4	5	6	7	8
Платформенная группа							
РОС областей формирования кор выветривания химического типа на ультрамафитах (РОС-9)	Региональные пенелены /дневная поверхность n×10 метров	Ультрамафиты ДГК (Ni, Co, Fe, Cr, Si, Mg) метеорные воды (H ₂ O) / то же / ультрамафиты ДГК, карстовые полости в районах развития ультрамафитов ДГК	<u>Ох+Нон+Кер±</u> <u>Оп+Хад+Мм±</u> <u>Карб</u>	Условия тропического влажного, умеренно-влажного гумидного климата. Среднегодовые температуры +5-30°C. Коры выветривания характеризуются увеличением pH от 3,7 до 8-10 и уменьшением Eh в нижних их частях	В области функционирования РОС месторождения хризотил-асбеста базеновского типа уничтожаются, ниже (до глубин 30-50 м) асбест теряет свои полезные качества	Сохранение в пострудный период платформенных условий или условия господства слабого до умеренного эпиплатформенного орогенеза	Fe, Co, Ni, хризопраз, хризопал, цветные халцедоны, хахолонг, магнетит пелиморфный (ассоциация месторождений, связанных с корами выветривания ультрамафитов
Группа эпиплатформенного орогенеза и рифтогенеза							
Рудообразующие системы областей аккумуляции продуктов разрушения рудоносных офиолитов; аллювиальная; склоновая; озерная (РОС-10)	Русловые и склоновые отложения орогенных и краевые части предороггенных областей; озерные отложения внутриорогенных впадин	Ультрамафиты ДГК / русла речных долин, склоны, озерные впадины / русловые аллювиальные и склоновые отложения орогенных и краевых частей предороггенных областей, озерные отложения	Грубо-, мелко-обломочные продукты разрушения ультрамафитов	Области интенсивной денудации рудоносных (нефрит, демантоид, жадеит, золото и др.) офиолитов в районах проявления дифференцированных блоковых или складчато-блоковых перемещений офиолитов	Разрушение полного (в областях интенсивного орогенеза) или частичное (в областях умеренного или слабого орогенеза) никеленосных кор выветривания	Для неотектонических россыпей – прекращение условий орогенеза	Россыпные месторождения нефрита, демантоида, жадеита, золота, осадочные (озерные) месторождения магнетита

Примечание. * Обозначения минералов см. в примечании к табл. 1.

ласть пониженного давления ювенильных и, возможно, морских вод и происходила наиболее ранняя массовая гидратация (серпентинизация) слагавших палеомантию ультрамафитов. В это время за счет вещества верхней мантии образовывались частично (на 10-70 %, редко более) серпентинизированные (лизардитизированные и хризотилизированные) дуниты, гарцбургиты и лерцолиты, редко – серпентиниты соответствующего состава. Судя по отсутствию в серпентинизированных на этой стадии ультрамафитах магнетита, процесс их гидратации происходил в восстановительной обстановке.

Позднее, в ходе дальнейшего продвижения мафит-ультрамафитовых блоков в область преобладающего проявления хрупких деформаций (глубины 5-10 км), подкоровый субстрат пересекался хрупкими разрывными нарушениями.

В пределах этих зон вначале происходит формирование мощных (до 1-5 м) одиночных трещин разрыва, которые нередко группируются в серии, их заполнение базальтовым расплавом, застывание расплава с образованием даек габброидов и последующее метасоматическое изменение (родингитизация) последних. В процессе биметасоматических изменений, концентрирующихся на контакте даек габброидов и частично серпентинизированных (лизардитизированных) ультрамафитов, формируется метасоматическая колонка, одним из элементов которой являются скопления *нефрита* (рис. 1, табл. 2, РОС-3). Аналогичные преобразования ультрамафитов и мафитов происходят и в зонах эндо- и экзоконтактов ранее сформированных массивов габброидов, локализованных среди ультрамафитов.

Следующим во времени за формированием и метаморфизмом даек габброидов является процесс образования в ультрамафитах зон концентрированной тектонической (и, частью, декомпрессионной) трещиноватости (рис. 1, табл. 2, РОС-4) и *месторождений хризотил-асбеста баженковского типа*.

Отметим здесь, что последние локализованы только в ультрамафитах, представленных не полностью серпентинизированными высокомагнезиальными гарцбургитами (5-15 % энстатита, редко больше) – породами, наиболее благоприятными по химическому составу (близок к составу хризотил-асбеста) и физико-механическим свойствам (их анизотропия определяет повышенную по сравнению с дунитами способность к трещинообразованию) для форми-

рования промышленных скоплений хризотил-асбеста.

Ультрамафиты другого состава (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты и др.) и минерагенической специализации, в том числе вмещающие промышленные скопления хромитов разного типа, возникшие на более глубинных уровнях офиолитовой колонны, обычно не содержат масштабных месторождений хризотил-асбеста.

В осевых частях зон концентрированной трещиноватости в ультрамафитах, характеризующихся максимальной частотой трещин, вероятно, существовала область пониженного (резкого падения) давления, где осуществлялся переход мобильных истинных растворов, обогащенных основными компонентами ультрамафитов (Mg, Fe, SiO₂), в коллоидные, что приводило к отложению и последующей кристаллизации хризотилитовых офитов ритмично-зонального, скрытокристаллического строения, брусита и магнетита. Синхронно с образованием офита во внешних частях зон трещиноватости, расположенных на некотором удалении от осевых их частей, где столь резкого падения давления не происходило, наряду с офитом образовывался и поперечно-волокнистый хризотил-асбест (последний всегда несколько более поздний по отношению к офиту), причем, чем дальше от осевых частей зон трещиноватости, тем в больших, по отношению к офиту, количествах.

Синхронно с образованием офита и хризотил-асбеста, пространственно совпадая с участками их проявления, во внешних частях зон трещиноватости формируются лизардитовые (с лизардитом II), антигорит-хризотил-лизардитовые и лизардит-хризотилитовые (с хризотилом I, антигоритом I и II) магнетитсодержащие серпентиниты. Роль хризотилитовых и антигоритовых серпентинитов постепенно возрастает в направлении от осевых частей зон трещиноватости, что связано, вероятно, с постепенным возрастанием щелочности растворов по мере их продвижения вглубь ультрамафитов. Эти серпентиниты, образовавшиеся в основном за счет гидратации высокомагнезиальных гарцбургитов, иногда содержат мелкие реликтовые ядра последних и вмещают залежи хризотил-асбеста баженковского геолого-промышленного типа.

Процессы лизардитизации и хризотилизации ультрамафитов происходили, по мнению автора, вдоль разломов, пересекающих и дренирующих верхние горизонты палеомантии, сло-

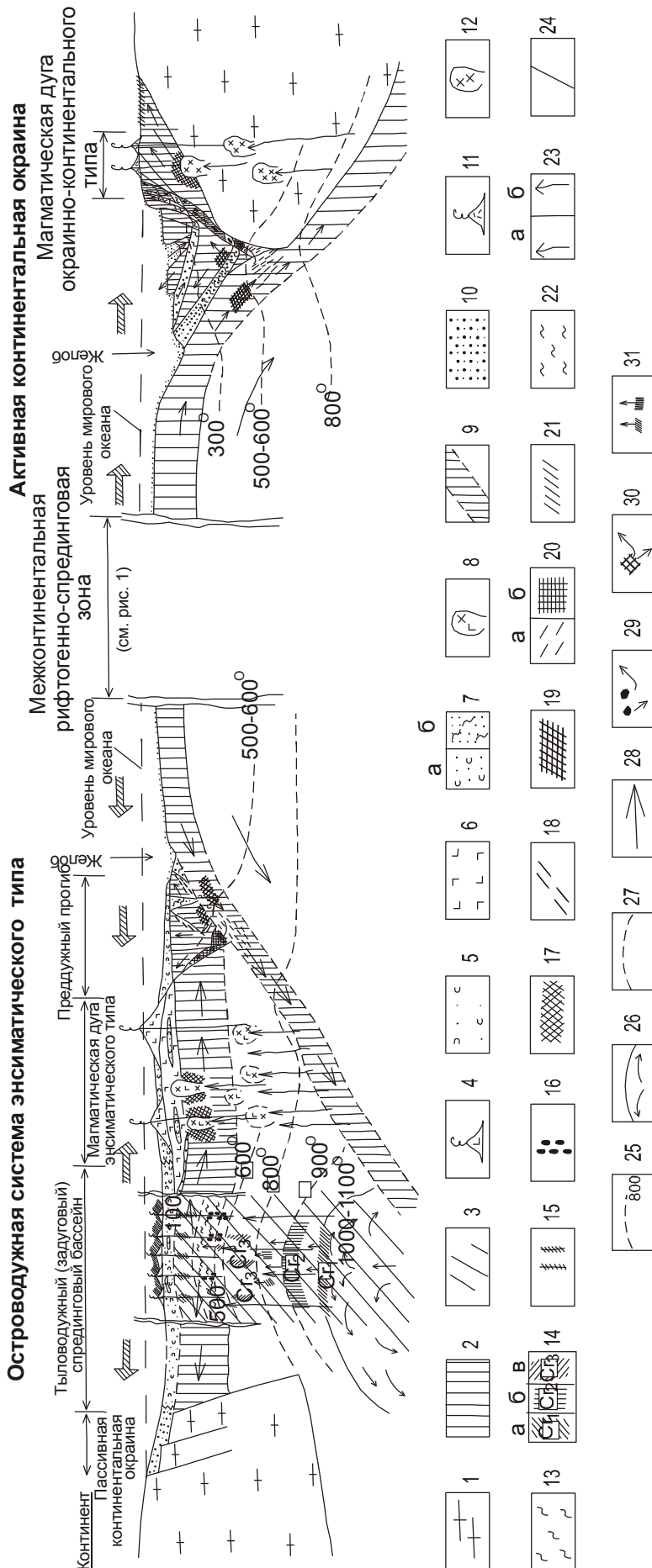


Рис. 2. Модели размещения и функционирования рудообразующих систем в геодинамических обстановках тыловодужных (задуговых) бассейнов, энсиматических и энсиалических (окаинно-континентальных) островных дуг.

1, 2 – дорудные элементы модели: 1 – континентальная кора окраин материков и микроконтинентов, 2 – древняя консолидированная океаническая кора с месторождениями хромитов, меди, нефрита и хризотил-асбеста. 3-28 – интравудные элементы модели. 3-5 – геологические комплексы тыловодужных бассейнов на океанической коре: 3 – мафит-ультрамафитовые, 4 – базальтоидные, 5 – осадочно-туфогенные и осадочные; 6-8 – геологические комплексы энсиматических островных дуг: 6 – риолит-базальтовый и др. с бонинитами, 7а – осадочно-туфогенный, 7б – осадочный, в т.ч. олистоострововой, 8 – габбро-плагиогранитовый и габбро-диорит-плагиогранитовый; 9-13 – геологические комплексы окраинно-континентальных магматических дуг: 9 – олистоострововой, 10 – габбро-плагиогранитовый, 11 – риолит-дацитовый оловоносный; 12 – тоналит-гранодиоритовый; 13 – апотерригенных глаукофановых сланцев; 14-23 – области/зоны функционирования минерало-, рудообразующих систем и формирования минеральных месторождений в офиолитах: 14 – хромитов (а – деплетирования мантийного пиролита/хромиты кракинского типа, б – магматогенно-метасоматического преобразования деплетированного рестила/хромиты ключевского типа), 15 – зон приразломного трещинообразования/хризотил-асбест баженовского типа, 16 – метасоматического преобразования ультрамафитов в экзоконтактах интрузий габбро/хромиты деплетированного трещинообразования/хризотил-асбест баженовского типа, 17 – мафит-ультрамафитовый, 18 – базальтоидный, 19 – осадочно-туфогенный, 20 – олистоострововой, 21 – габбро-плагиогранитовый, 22 – габбро-диорит-плагиогранитовый, 23 – габбро-диорит-плагиогранитовый; 24 – габбро-диорит-плагиогранитовый; 25 – олистоострововой, 26 – осадочный, 27 – осадочно-туфогенный, 28 – осадочно-туфогенный, 29 – олистоострововой, 30 – олистоострововой, 31 – олистоострововой.

17 – зон вторичной десерпентинизации, оталькования, карбонатизации и лиственизации ультрамафитов в экзоконтактах даек и интрузий гранитоидов/хризотил-асбест баженовского термально-метаморфизованного типа, золотого лиственового типа, тальк и тальковый камень, 18 – приразломной деформации тел асбестоносных ультрамафитов/хризотил-асбест баженовского динамометаморфизованного типа, 19 – верхних приповерхностных частей зон субдукции океанической коры/хризотил-асбест боруеского типа; 20 – глубинных частей зон субдукции (б) океанической коры/жадеит апоофиолитового типа, 21 – кор выветривания силикатного типа на ультрамафитах/железо, никель, кобальт, хризопраз силикатных кор выветривания, 22 – начальной гидратации ультрамафитов/лизардитовые мелкопетельчатые серпентиниты безрудные; 23 – пути транспортировки минералов и рудогенерирующих расплавов (а – базальтового состава, б – известково-щелочных); 24 – разрывные нарушения; 25 – геозонотермы; 26 – верхняя граница области частичного плавления и деплетирования мантийного пиролита; 27 – верхняя граница области магматогенно-метасоматической дифференциации лерцолит-гарцбургитового комплекса и формирования за счет него дунит-гарцбургитового и дунитового комплексов; 28-30 – пострудные элементы модели, направления и пути движения: 28 – блоков мафит-ультрамафитового состава, 29 – то же, метаморфизованных в условиях глаукофансланцевой фации (с месторождениями жадеита), 30 – то же с месторождениями хризотил-асбеста боруеского типа; 31 – то же с месторождениями хромитов.

женной в этот период в различной степени серпентинизированными (с мелкопетельчатой структурой) ультрамафитами.

В участках, где осевые части разломов (зон трещиноватости) располагались на небольшом расстоянии друг от друга (вероятно, на расстоянии до 100-150 м), соседние области резкого падения давления сливались, и хризотил-асбест здесь не образовывался или формировался в незначительных количествах. В таких участках обычно отсутствуют «ядра» первичных пород и выпадают наиболее богатые волокном асбестоносные зоны серпентинитов хризотил-антгорит-лизардитового и хризотилового состава.

Формирование в верхах мантии больших масс серпентинитов приводило к ее разуплотнению (относительно «первичных» ультрамафитов и вышележащих базальтоидов) и стимулировало процесс изостатического всплывания и тектонического внедрения мантийных блоков в верхние части океанической коры (механизм предложен Л.П. Зоненшайном).

Мантийные блоки ультраосновного состава, сложенные лизардитовыми, хризотилоидными и смешанными антгорит-хризотил-лизардитовыми и лизардит-хризотиловыми серпентинитами, в ходе изостатического всплывания и протрудирования в осадочно-вулканогенные отложения повсеместно подвергались низкотемпературным пластическим деформациям. В результате в эндоконтактах и внутренних частях ультрамафитовых тел возникали линейные зоны расщепления различной интенсивности. Частота следования трещин скола и сплющивания в зонах расщепленных серпентинитов варьирует от десятков сантиметров (грубо-расщепленные разности) до долей миллиметра (тонкорасщепленные и листоватые серпентиниты). Пластически деформированные серпентиниты характеризуются сланцеватой и брекчиевидной текстурами: блоки и линзы массивных ультрамафитов (частично серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, серпентиниты различного состава) как бы погружены в матрицу, сложенную расщепленными серпентинитами, продольно-спутанно-волокнистым хризотил-асбестом и хризотиловым офитом. В наиболее интенсивно деформированных (тонкорасщепленных, листоватых) разностях серпентинитов сохраняются лишь мелкие реликтовые линзы массивных серпентинитов, а основная масса представлена хризотилом про-

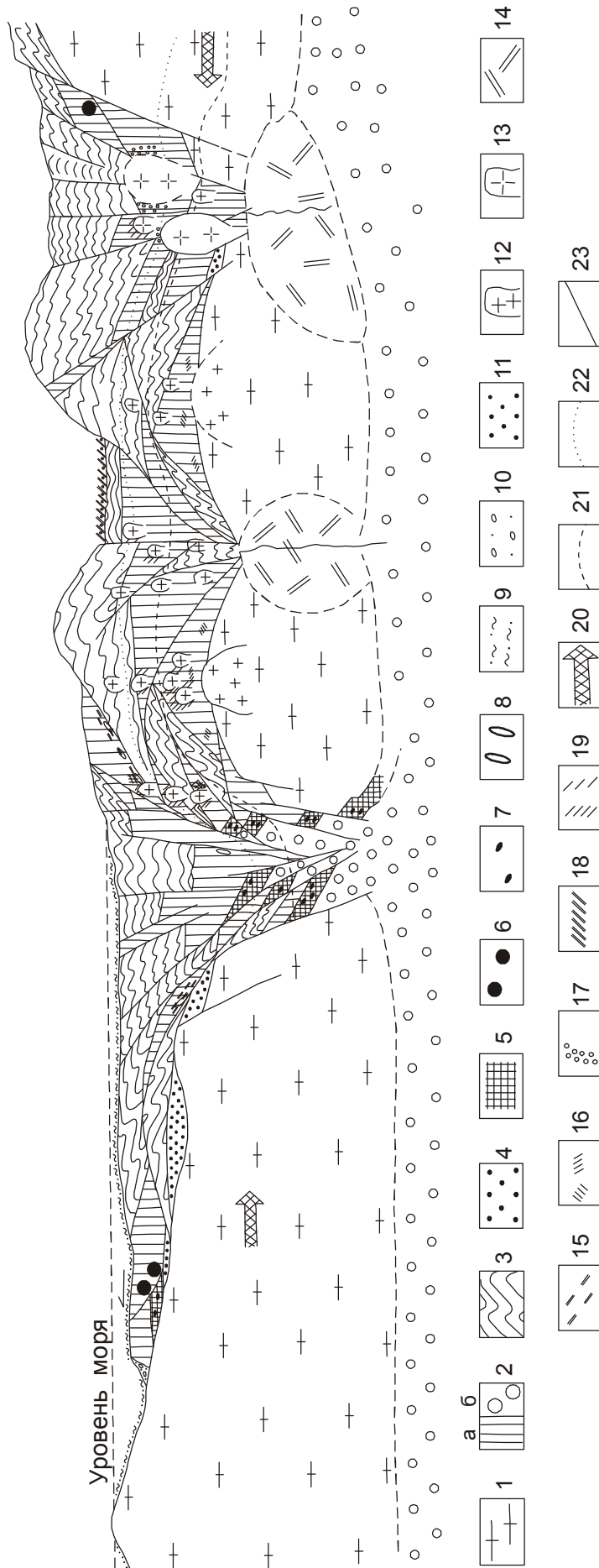


Рис. 3. Модель размещения и функционирования рудообразующих систем в коллизийную стадию подвижных поясов.

1-8 – дорудные элементы модели: 1 – континентальная кора окраин материков и микроконтинентов, 2а – офиолиты (древняя консолидированная океаническая кора); 2б – подкоровый мантийный субстрат океанической стадии, 3 – осадочные и осадочно-вулканогенные комплексы океанической и островодужной стадий, 4 – осадочные комплексы пассивных окраин континентов и микроконтинентов, 5 – мафит-ультрамафитовые комплексы, преобразованные в зонах субдукции; 6-8 – минеральные месторождения доколлизийных стадий: 6 – хромитов, 7 – жадеита, 8 – хризотил-асбеста; 9-21 – интравулканогенные элементы модели. 9-11 – геологические комплексы: 9 – осадочные, 10 – олистостромовые фронты надвигов, 11 – осадочные красноцветные; 12, 13 – гранитоидные; 12 – гранит-гранодиоритовая формация, 13 – гранит-лейкогранитовая формация; 14 – новообразованная континентальная кора; 15-19 – области функционирования минерало-, рудообразующих систем и формирования минеральных месторождений в офиолитовых и других комплексах: 15 – приразломной деформации тел асбестоносных ультрамафитов (хризотил-асбест баженковского типа); 16 – зон высокоградентного зонального метаморфизма амфиболитовой фации (антофиллит-асбест сысертско-бутегейсайского типа). 17 – экзоконтактов интрузий гранит-лейкогранитовой редкометаллической фации (бериллий, изумруд, александрит); 18 – межгорных впадин (родусит-асбест, медь джеккаганского типа), 19 – экзоконтактов интрузий гранитоидов (галька, тальковый камень); 20 – направления активных тектонических напряжений; 21 – верхняя граница зоны метаморфизма амфиболитовой фации; 22 – то же эпидот-амфиболитовой фации; 23 – разрывные нарушения.

дольно-, спутанно-волокнутой структуры, содержащим зерна и прожилки магнетита. Жилы поперечно-волокнутого хризотил-асбеста в зонах рассланцевания приобретают продольно-, косоволокнутое строение. С участками рассланцевания залежей поперечно-волокнутого хризотил-асбеста связаны месторождения и проявления *хризотил-асбеста баженовского динамометаморфизованного типа* (рис. 1, табл. 1).

Субдукционные системы подразделяются на океанические (периферийно-океанические), или энсиматические и окраинно-континентальные, или энсиалические.

Океанические дуги формируются в надсубдукционных областях – зонах погружения океанической коры, сформированной в рифтогенно-спрединговых структурах, под океаническую. В соответствии с плейттектоническими моделями, в пределах островодужных систем данного типа офиолиты входят в состав и эволюционируют в контурах следующих структурных элементов [Митчелл, Гарсон, 1984; Пирс и др., 1987; Савельева, 1987; Хаин, Ломизе, 1995, 2005, и др.] (рис. 2):

- основания погружающейся в зону субдукции океанической плиты (табл. 3, РОС-8);

- внешней невулканической дуги – аккреционной призм (перекрытая осадочным чехлом серия разделенных пологопадающими в направлении от погружающейся океанической плиты надвигами пластин, сложенных флишоидами, олистостромами и офиолитами) (табл. 3, РОС-7);

- фундамента вулканических (магматических) островных дуг, перекрытого несогласно залегающими на офиолитах вулканиками (снизу вверх) бонинитовой и высокомагнезиальных базальтов формаций, толеитовыми базальтами и другими эффузивами известково-щелочной натровой серии (натриевых базальтов-риолитов, андезит-базальтовая, андезит-риолит-базальтовая и др. формации); офиолиты фундамента островных дуг прорваны интрузиями глубинных комагматов названных вулкаников (габбро-диорит-диабазовая, габбро-диорит-плагиогранитовая, габбро-плагиогранитовая формации) (табл. 3, РОС-6); ширина современных субдукционных вулканических поясов от первых десятков до 175-200 км, местами даже несколько больше [Хаин, Ломизе, 1995]; глубина магмогенерирующих зон над современными дугами достигает 100-200 км [Петрология..., 1987];

- основания тыловодужного бассейна, перекрытого обычно мощным чехлом осадков; здесь, вероятно, наблюдаются две генерации офиолитов: древняя (сформированная в рифтогенно-спрединговой обстановке до начала функционирования данного задугового бассейна) и молодая (сформировавшаяся в зоне задугового спрединга); в современных (Филиппинский, Лау и др.) и древних задуговых бассейнах в составе вулканической части разреза новообразованной офиолитовой ассоциации, наряду с преобладающими базальтоидами типа СОХ (формация натриевых базальтов), отмечаются также базальты, обогащенные крупноионными литофильными элементами (островодужные), а, по [Зоненшайн, Кузьмин, 1992], также вулканики бимодальной серии (формация натриевых базальтов-риолитов), андезит-базальты и бониниты, а также плутоны плагиогранитового (тоналитового) состава. С этим, вероятно, связан тот факт, что в вулканиках некоторых современных тыловодужных бассейнов (Манус и др.), наряду с месторождениями сфалерит-халькопирит-пиритового минерального типа, отмечаются объекты, принадлежащие барит-сфалерит-галенит-халькопиритовому типу. Последние локализованы в вулканиках бимодальной известково-щелочной серии [Зайков, Зайкова, 1994; Викентьев, 2004].

По мнению автора, последние два комплекса (островодужный и бимодальный) не входят в состав офиолитовой ассоциации, но наращивают ее разрез по вертикали.

В тыловых частях островных дуг (задуговых спрединговых бассейнах), соответствующих зонам вторичного растяжения над зонами субдукции, в осевых частях которых в пределах рифтогенно-спрединговых структур происходят, таким образом, процессы формирования офиолитов, в петрологическом отношении принципиально сходные с описанными для рифтогенно-спрединговых центров СОХ. Офиолиты, сформированные в современных рифтогенных структурах, по своему составу, строению разреза и, предположительно, минерагении подобны офиолитам межматериковых рифтогенных структур [Шараськин, 1992].

Активные континентальные окраины (окраинно-континентальные островные дуги – ОКД) формируются в надсубдукционных областях – зонах погружения океанической литосферы под континентальную (или субконтинентальную). Основными элементами этого типа островодужных систем являются: глубоковод-

ный желоб, внешняя невулканическая дуга (сложена в основном расчлененными разделенными разрывными нарушениями блоками-пластинами надвигаемой континентальной коры и, в меньшей степени, пододвигаемой океанической плиты, перекрытыми чехлом осадочных пород), вулканическая (магматическая) дуга на континентальном основании, зона тыловых рифтов (также на континентальном основании) (рис. 2).

Офиолиты в окраинно-континентальных островодужных системах развиваются в составе следующих структурных элементов [Митчелл, Гарсон, 1984; Хаин, Ломизе, 1995, и др.] (рис. 2):

- основания погружающейся в зону субдукции океанической плиты;
- аккреционной призмы основания внешней невулканической дуги (например, современные Андаманские и Никобарские острова в пределах Зондской дуги);
- локальных зон обдущивания (надвигания и шарьирования) океанической плиты на окраину континента или микроконтинента (внешнюю невулканическую и магматическую дуги) в период, предшествующий или синхронный с формированием магматической дуги (например, офиолиты п-ва Тайтао в Чили представляют собой блок – сегмент спредингового хребта, надвинутый около 3,7 млн. лет назад на магматическую дугу Андской активной континентальной окраины).

Рассмотрим модели структурно-вещественной и минерагенической эволюции офиолитов в составе названных выше структурных элементов островодужных систем энсиматического типа и активных континентальных окраин (рис. 2).

Офиолиты, слагавшие основание погружавшихся в *зоны субдукции* океанических плит, подвергались процессам частичной, а на глубинных их уровнях – полной дегидратации (рис. 2). В результате за счет лизардитовых и хризотил-лизардитовых серпентинитов, серпентинизированных дунитов и гарцбургитов (в том числе асбестоносных и хромитоносных) последовательно формировались (по мере увеличения глубины погружения): перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты и оливин-антигоритовые породы (с месторождениями ломкого хризотил-асбеста баженовского термально-метаморфизованного типа и ювелирного хризолита) (табл. 3, РОС-8А), оливиновые, энстатит-оливиновые и оливин-энстатит-анто-

филлитовые породы (табл. 3, РОС-8Б). Пироксениты и габбро в условиях эклогитовой фации преобразуются в жадеитовые и омфацигранатовые породы, амфиболизированные базиты – в кварцевые эклогиты [Добрецов, Татаринов, 1984]. В верхних частях зон субдукции в условиях глаукофансланцевой фации за счет терригенных пород формировались кварц-глаукофановые и кварц-фенгитовые породы. В офиолитах, погруженных в глубинные части зон субдукции, происходило полное уничтожение локализованных в них (сформированных в рифтогенно-спрединговую стадию) месторождений. Позднее тела метаофиолитов, возникших на разных глубинных уровнях зон субдукции, в результате восходящих течений, предположительно действующих в надсубдукционном аккреционном клине [Добрецов, Кидряшкин, 2001], были транспортированы в верхние его части и пространственно совмещены с относительно слабометаморфизованными офиолитами верхних частей надсубдукционного клина. При подъеме метаофиолиты эклогитовой фации подвергались процессам диафореза, выражающимся, в частности, в проявлении динамометаморфизма (рассланцевание) и повторной гидратации ультрамафитов, формировании апоэклогитовых (и апожадеитовых) альбит-диопсид-жадеитовых, жадеит-альбитовых пород, вмещающих месторождения ювелирного жадеита.

Внешние невулканические дуги (ВНД) в настоящее время формируются в надсубдукционных зонах, находящихся между глубоководным желобом с одной стороны, и магматической дугой на океаническом или континентальном основании – с другой, т.е. зонах тектонического пододвигания сформированной в межматериковых рифтогенно-спрединговых структурах океанической коры соответственно под океаническую (океанические дуги) или под континентальную (окраинно-континентальные дуги). По А. Митчеллу и М. Гарсону [1984], современные ВНД представляют собой чешуйчатые серии надвиговых пластин (а по нашему мнению, также складчато-блоковые зоны) океанической литосферы и флишоидов, обдущиванные (или взброшенные) на пододвигаемую океаническую плиту.

В составе древних аккреционных призм (клиньев), сформированных в области ВНД и внешних прогибов, пространственно совмещены пластины и блоки офиолитов и флишоидов, сложенные метаморфитами, возникшими и

преобразованными на различных глубинных уровнях зоны субдукции и в надсубдукционном аккреционном клине (см. выше).

Офиолиты надвигающихся и воздымающихся надсубдукционных блоков и пластин, а также причлененные к окраинам континентальных блоков, характеризуются проявлением в них метаморфических преобразований низких ступеней, которые выражаются, в основном, в их фрагментации (расчленении на более мелкие блоки). При этом в краевых частях движущихся блоков ультрамафитов вдоль ограничивающих их разрывных нарушений формируются зоны низкотемпературного пластического течения (зоны рассланцевания, раздавливания). Ограничения ультрамафитовых по составу блоков подвергаются в основном пластическим (рассланцевание), а мафитовых – и хрупким (дробление, милонитизация) деформациям. Месторождения, возникшие в офиолитах ранее, в процессе их формирования в межматериковых или окраинно-материковых рифтогенных структурах (хромитов, медноколчеданных кипрского типа, хризотил-асбеста баженовского типа и др.), в ходе становления ВНД под воздействием динамометаморфических преобразований обычно в той или иной степени трансформируются (например, краевые части залежей месторождений хризотил-асбеста баженовского типа, реже, залежи в целом, могут быть рассланцованы с частичным или полным преобразованием поперечно-волокнистого хризотил-асбеста в продольно-волокнистый) (рис. 2, табл. 3, РОС-7).

В составе древних аккреционных призм океанических и окраинно-континентальных дуг нередко наблюдаются пространственно сближенные «семейства» месторождений островодужной и рифтогенно-спрединговой геодинамических систем, в той или иной степени преобразованные более поздними (коллизийными и др.) процессами: жадеит + нефрит + ломкий хризотил-асбест (Борусский офиолитовый пояс), ртуть + золото + жадеит + динамометаморфизованный продольно-волокнистый хризотил-асбест (пояс Береговых хребтов), хризотил-асбест + хромиты + золото + тальковый камень (Западно-Тувинский офиолитовый пояс) и др.

Вулканические (магматические) дуги подразделяются А. Митчеллом и М. Гарсоном [1984] на океанические (ОВД) и окраинно-континентальные (ОКВД).

Фундамент ОВД в период их формирования сложен офиолитами, возникшими в меж-

материковых и тыловодужных рифтогенных структурах. По данным О.А. Богатикова и А.А. Цветкова [1988], в зонах субдукции на глубинах 60-70 км в результате адиабатического перехода амфиболизированных базитов в кварцевые эклогиты выделяется 2-5 % воды, которая, поднимаясь, вызывает плавление гарцбургитовой мантии и образование толеитовых магм, претерпевающих по мере движения к поверхности кристаллизационную дифференциацию, обусловившую появление пород риолит-базальтовой формации. В результате, офиолиты фундамента ОВД в ходе их развития последовательно перекрываются толеитовыми базальтами бонинитового состава, вулканитами риолит-базальтовой, риолит-андезит-базальтовой, базальт-андезит-базальтовой формаций, слагающими вулканогенные постройки энсиматических юных и, позднее, зрелых островных дуг, и прорываются их интрузивными коагматами.

Интрузивными аналогами вулканитов натриевых (низкокалиевых) риолит-базальтовых формаций, сменяющих толеит-базальтовые во времени, являются габбро и плагиограниты, входящие, в частности, в состав габбро-плагиогранитной формации [Альпинотипные..., 1985]. Интрузии габбро-плагиогранитовой формации нередко прорывают офиолиты. В зонах вещественного влияния гранитоидов локализованные в ультрамафитах и мафитах месторождения хризотил-асбеста, хромитов и меди подвергаются трансформации и нередко уничтожаются. Под воздействием высокотемпературных флюидов, связанных с гранитоидами этого типа, в зонах, где они интродуцируют ранее образованные в ультрамафитах залежи месторождений хризотил-асбеста баженовского типа, происходит формирование оливин-антигоритовых (иногда с ювелирным хризолитом) и антигоритовых пород с сопутствующим преобразованием в экзоконтактах массивов или дайковых тел гранитоидов нормального хризотил-асбеста в ломкую разновидность и связанное с этим образование залежей ломкого хризотил-асбеста баженовского термально-метаморфизованного типа (рис. 2, табл. 3, РОС-6). Позднее под воздействием тех же растворов происходит образование тальк-карбонатных пород. Минерагения офиолитов периода формирования юных ОВД определяется, таким образом, структурно-вещественными преобразованиями, которым они подвергаются в экзоконтактовых зонах интрузий габбро-плагиогранитовой, габбро-дио-

рит-плагиогранитовой и др. формаций.

В период формирования зрелых островных дуг проявляются вулканы, принадлежащие андезитовой и андезит-дацитовой формациям, с которыми связано образование колчеданных месторождений баймакского, или малокавказского типа, а также нерудоносной андезит-базальтовой формации и флишеидных образований. С этим временем связаны разноамплитудные вертикальные и латеральные перемещения блоков и пластин офиолитов.

Офиолиты в пределах ОКВД оказываются обычно в результате предшествующего или синхронного их формированию надвигания офиолитовых пластин на окраину континентального блока из смежного с последним тылового или межматерикового бассейна. В других случаях офиолиты в континентальном блоке могут находиться в автохтонном залегании, будучи сформированными в рассекающих его более древних рифтогенных океанических структурах.

В области становления вулканоплутонических поясов в зонах ОКВД, в зонах надвигания океанической коры на континентальную и воздействия на обдуцированные офиолиты гидротерм, связанных с интрузиями гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации (в надинтрузивных зонах) в офиолитах и вмещающих их геологических комплексах формируются месторождения золота, талькового камня и, редко, ювелирного хризолита (офиолиты Оспинокитойского массива в связи с воздействием гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации позднего рифея). При этом слагающие офиолитовую ассоциацию породы подвергаются процессам апосерпентинитовой оливинизации, антигоритизации, оталькования и карбонатизации (ультрамафиты) и лиственитизации (мафиты).

Месторождения, сформированные в офиолитах, в доостроводужных обстановках, в результате проявления гидротермальных процессов, связанных с воздействием на них гранитоидов, подвергаются метаморфизму и в той или иной степени трансформируются (формирование промышленных скоплений ломкого хризотил-асбеста за счет залежей нормального) или уничтожаются.

Таким образом, тип структурно-вещественных преобразований и минерогения офиолитов в период формирования ОВД и ОКВД в значительной степени определяются их положением в структурных элементах островодуж-

ных систем, минерогенической специализацией гранитоидов, интрузирующих офиолиты, и интенсивностью проявления связанных с ними гидротермальных процессов.

Эпиplatformенный орогенез (дейтеророгенез) новейшего (неоген-четвертичного) времени проявлен в пределах УАПП не повсеместно. Области неотектонического горообразования известны на Урале, Алтае-Саянской (исключая Салаир) области, Тянь-Шане и Забайкалье. В областях неотектонического горообразования происходит разрушение расположенных на дневной поверхности частей офиолитовых массивов и локализованных в них донеогеновых минеральных месторождений. Денудационные процессы сопровождаются сносом и переотложением продуктов разрушения рудоносных офиолитов в виде обломков или, реже, в химически растворенном состоянии на склонах горных массивов и речных долин, в смежных депрессиях (руслах рек, озерных и лагунных водоемах, окраинах морских бассейнов). С отмеченными процессами связано возникновение аллювиальных россыпных месторождений золота, демантоида, жадеита, нефрита, делювиальных хромитов и магнетитов, осадочных озерных и лагунных месторождений магнетита и железо-кобальт-никелевых руд. Последние два типа месторождений образуются за счет переотложения в озерах и лагунах продуктов разрушения никеленосных кор выветривания, возникших ранее в обстановке платформенной стабилизации.

Нередко процессы россыпеобразования выходят за пределы орогенных зон и концентрируются на границе и в краевых зонах смежных платформенных областей.

Неотектонические эпиplatformенные орогены подразделяются на области слабого (Урал, Енисейский кряж) и интенсивного (Тянь-Шань, Алтай-Саянская горная область, Восточный Саян и Байкальская горная область и др.) горообразования [Николаев, Щульц, 1959].

В областях слабого орогенеза, типичным представителем которых является Южный и Средний Урал, в условиях слаборасчлененного рельефа, сформированного в результате умеренных (амплитудой до 400-500 м) блоковых поднятий и опусканий, месторождения, связанные с мезозойскими корами выветривания, подвергались частичному разрушению, но полностью не уничтожались (например, Кемпирсайская и Халиловская группы месторождений

силикатного никеля на Урале). В этом рудном районе, по данным А.С. Вершинина, в неогене происходила пенеппенизация рельефа путем «выпахивания» коры выветривания на приподнятых блоках и ее захоронение – в опущенных. Здесь же наблюдаются осадочные месторождения никелевых руд неогенового возраста, возникшие в результате частичного разрушения и переотложения в озерных водоемах вещества первичных (мезозойских) никеленосных кор выветривания (осадочные месторождения никелевых руд Орско-Халиловского района).

А.П. Сиговым изучены особенности локализации россыпных месторождений золота и платины Урала в зависимости от типов геоморфологических обстановок, существовавших в этом регионе в новейшее время. В частности, он выделил особый тип коренных месторождений золота (генотип – месторождение Джетыгара), находящихся в равнинном Зауралье, которые не сопровождаются формированием россыпей, в отличие от коренных месторождений Урала, с разрушением которых связано формирование россыпных объектов (генотип – месторождения Миасской золотоносной провинции). Отметим здесь, что Джетыгаринское месторождение золота локализовано в одноименном массиве ультрамафитов, вмещающем также крупные по запасам месторождения хризотил-асбеста и талька. На ультрамафитах этого массива развита мощная (десятки метров) никеленосная кора выветривания мезозойского возраста, слабо затронутая процессами денудации новейшего времени.

В областях интенсивного орогенеза, где амплитуды новейших поднятий превышают 500-1000 м, месторождения, связанные с никеленосными корами выветривания мезозойского возраста, подвергаются денудации и в большинстве случаев не сохраняются. Лишь в некоторых районах (Западная Тува) отмечаются массивы ультрамафитов с зонами развития жил пелитоморфного магнезита, представляющими собой низы древних никеленосных кор выветривания, а также проявления осадочных аллювиально-пролювиальных магнезитов.

Приповерхностные горизонты месторождений хризотил-асбеста в пределах орогенных областей характеризуются весьма слабым проявлением процессов выветривания вследствие почти полного уничтожения сформированных в мезозое на асбестоносных ультрамафитах (Саянское, Актотракское месторождения в Ал-

тае-Саянском неотектоническом орогене, Ильчирское и Молодежное в Байкальском рифтогене) никеленосных и магнезитоносных кор выветривания. Именно по этой причине, при разведке названных месторождений (в отличие от уральских), проблем, связанных с определением качественных характеристик волокна хризотил-асбеста, обусловленных интенсивным проявлением процессов мезозойского выветривания ультрамафитов, практически не возникало.

В областях неотектонического орогенеза и краевых частях смежных с ними платформ широким развитием пользуются месторождения россыпного типа, связанные с размывом, разрушением и переотложением в склоновых, аллювиальных и других континентальных осадочных отложениях полезных компонентов, содержащихся в рассеянном виде в коренных месторождениях в ультрамафитах. Это месторождения демантоида (район Коркодинского массива на Среднем Урале), нефрита (Восточно-Саянские склоновые и аллювиальные месторождения), золота (Миасская золоторудная провинция на Южном Урале), магнезита (кайнозойские озерные отложения Западной Сибири) и др.

Минерагения современных зон проявления эпиплатформенного орогенеза, совпадающих с областями развития офиолитов, таким образом, тесно связана и во многом определяется интенсивностью проявления процессов горообразования и вещественным составом (в том числе содержащимися в промышленных концентрациях и/или рассеянном виде рудными и нерудными компонентами) ультрамафитов и мафитов [Полянин, Полянина, 2005а,б].

Рудообразующие системы областей проявления эпиплатформенной тектоно-магматической активизации (эпиплатформенного орогенеза) представлены, таким образом, зонами формирования россыпных месторождений полезных ископаемых, возникающих за счет переотложения продуктов разрушения ультрамафитов среди аллювиальных, склоновых (золото, нефрит, жадеит, демантоид, благородный корунд и др.) и озерных (магнезит, никель, кобальт, железо) отложений. Общая их характеристика дана в табл. 4.

Заключение

Приведенные в статье историко-геологические данные, характеризующие структурно-вещественную и минерагеническую эволюцию

офиолитов Урало-Азиатского подвижного пояса (УАПП), в совокупности с анализом разработанных автором на этой основе геодинамических моделей рудогенеза в офиолитах, позволяют сделать ряд принципиально важных выводов.

1. Минеральная и минерагеническая эволюция офиолитов УАПП характеризуются единой направленностью и не зависит от их возраста (времени становления) и региональной принадлежности.

Общая направленность геологического развития офиолитов УАПП, принадлежащих различным регионам и возрастным уровням, определяется закономерной последовательной сменой в ходе эволюции подвижных поясов неогее геодинамических режимов и обстановок (от внутриконтинентального рифтогенеза до коллизии и платформенной стабилизации), объединяемых в намеченный Дж. Т. Вилсоном [Структурная..., 1990] цикл развития палеоокеанических бассейнов.

Индивидуальные характеристики офиолитовых массивов и поясов обусловлены, на наш взгляд, следующими факторами:

- конкретным временным рядом геодинамических режимов и обстановок, в областях проявления которых эволюционировали и развиваются в настоящее время офиолиты данного массива и пояса, и иными отклонениями от идеализированной схемы Дж.Т. Вилсона (геодинамический фактор);

- последовательной эволюцией офиолитов в составе различных структурных элементов рифтогенно-спрединговых и, позднее, субдукционных (энсиматических островных дуг, активных континентальных окраин), коллизионных, платформенных и эпиплатформенных орогенных геодинамических ансамблей (структурный фактор);

- эволюционированием в геологическом времени параметров однотипных геодинамических режимов и обстановок и, как следствие, возрастной принадлежностью офиолитов (временной фактор).

2. Разработанные геодинамические модели рудогенеза в офиолитах, кроме объяснительной (объясняющей известные геологические факты и закономерности размещения полезных ископаемых в офиолитах, временные ряды структурно-вещественных и минерагенических их преобразований), несут и предсказательную функцию, т.е. позволяют прогнозировать неизвестные геологические факты и определять

факторы, ответственные за формирование и сохранность минеральных месторождений, и на их основе формулировать дополнительные прогнозные предпосылки потенциальной рудоносности офиолитов.

Ведущими факторами, во многом определяющими особенности структурно-вещественной и минерагенической эволюции офиолитов в областях функционирования на последовательных стадиях развития подвижных поясов разнотипных рудообразующих систем, являются: а) скорость спрединга, определяющая степень деплетирования мантийного пиролита по мере его продвижения из глубинных зон к поверхности, характер и интенсивность проявления трещинообразования в ультрамафитах и др. (рифтогенно-спрединговая геодинамическая обстановка); б) положение и развитие офиолитов в составе определенных структурных элементов (зоны субдукции, аккреционные призмы и др.) энсиматических островодужных и окраинно-континентальных систем; минерагеническая специализация прорывающих ультрамафиты гранитоидов (геодинамические обстановки энсиматических островных дуг и окраинно-континентальная); в) «стартовая» (к началу стадии) структурная позиция (межконтинентальные или задуговые спрединговые бассейны, аккреционные призмы внешних невулканических дуг и др.) и минерагения офиолитов; положение и эволюционирование офиолитов в составе тех или иных структурных элементов (поясе шарьяжей, вулканоплутоническом поясе и др.) энсиматических коллизионных систем; минерагеническая специализация прорывающих офиолиты гранитоидов (коллизионные геодинамические обстановки); г) типы геоморфологических ландшафтов и климатические условия в областях развития офиолитов; доплатформенная минерагения офиолитов (геодинамическая обстановка эпиколлизионной платформенной стабилизации); д) интенсивность проявления горообразования в областях развития офиолитов, положение их в составе воздымающихся или опускающихся блоков, «стартовая» (к началу стадии) минерагения офиолитов (геодинамическая обстановка эпиплатформенного орогенеза).

Главными факторами, определяющими максимальную сохранность месторождений, сформированных в периоды, предшествующие данной стадии развития изучаемого складчатого сооружения, являются: а) для островодужной стадии – положение рудовмещающих (хром,

медь, хризотил-асбест и др.) офиолитов в составе амагматических аккреционных призм островодужных систем; б) для коллизионной стадии – положение рудовмещающих (хром, медь, хризотил-асбест) офиолитов в областях шарьирования океанических блоков-пластин на пассивные окраины палеоконтинентов и палеомикроконтинентов; в) для платформенной стадии – положение областей развития рудоносных офиолитов в районах с сухим и теплым или холодным климатом; г) для стадии эпиплатформенного орогенеза – положение рудоносных офиолитов в областях проявления слабого или умеренного орогенеза в составе опускающихся блоков.

Список литературы

- Алиева О.З.* Тектоническое скупивание, метаморфизм и асбестонность ультрабазитов (на примере месторождений Сибири) // Геотектоника. 1988. № 2. С. 52-63.
- Альпинотипные гипербазиты Урала: Информационные материалы / К.К. Золоев, Д.С. Штейнберг, М.Я. Шмаина и др. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 66 с.
- Белоусов В.В.* Эндогенные режимы и мантийный магматизм // Геотектоника, 1983. № 6. С. 3-12.
- Богатиков О.А., Цветков А.А.* Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 249 с.
- Булыкин Л.Д., Золоев К.К., Мардиросьян А.Н.* Рудно-формационные типы хромитовых месторождений и связанных с ними платиноидов // Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования. Екатеринбург: Уралгеолком, 1995. С. 68-78.
- Ведерников Н.Н., Бурд Г.И.* Альпинотипные ультрамафиты и офиолиты складчатых систем и их минерогеническая роль // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Тез. докл. Всесоюз. симпоз. Свердловск, 1985. С. 39-40.
- Викентьев И.В.* Условия формирования и метаморфизма колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 344 с.
- Геодинамика и рудогенез мирового океана. СПб: ВНИИОкеангеология, 1999. 209 с.
- Геологическое развитие и металлогения Урала / К.К. Золоев, М.С. Рапопорт, Б.А. Попов и др. М.: Недра, 1981. 256 с.
- Геология и минералогия подвижных поясов. Екатеринбург: Уралгеолком. 1997. 191 с.
- Геология и минеральные ресурсы мирового океана. СПб: ВНИИОкеангеология, 1995. 239 с.
- Грязнов О.Н., Золоев К.К., Ляхович Э.М.* Картирование рудоносных метасоматитов. М.: Недра, 1994. 271 с.
- Дмитриев Л.В., Шараскин А.Л., Удинцев Г.Б.* Рифтовые зоны океана и формирование коры океанического типа // Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972. С.113-129.
- Добрецов Н.Л.* Петрологические модели: паратексис и генезис офиолитов // Петрология и минералогия земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1981. С. 109-124.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика. 2-е изд. Новосибирск: СО РАН, филиал «ГЕО», 2001. 409 с.
- Добрецов Н.Л., Татаринов А.В.* Жадеит и нефрит в офиолитах. Новосибирск: Недра, 1984. 125 с.
- Зайков В.В.* Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин (на примере колчедановых зон Урала и Сибири). М.: Наука, 1991. 206 с.
- Зайков В.В., Зайкова Е.В.* Минерогения и металлоносные отложения океанических рифтов. Екатеринбург: УрО РАН, 1994. 118 с.
- Золоев К.К.* Подвижные пояса Земли: эволюция, особенности магматизма и металлогении // Геология и минерогения подвижных поясов. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. С. 60-78.
- Золоев К.К., Попов Б.А., Рапопорт М.С. и др.* Глубинное строение и металлогения подвижных поясов. М.: Недра, 1990. 191 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с.
- Изучение офиолитовых комплексов при геологическом картировании / Л.Н. Абакумова, О.С. Березнер, Г.С. Гусев. М.: Роскомнедра, 1994. 254 с.
- Ковалев А.А.* Мобилизм и поисковые геологические критерии. М.: Недра, 1978. 287 с.
- Колман Р.Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
- Коротеев В.А.* Геологическое изучение недр Урала: научные и прикладные аспекты // Отечественная геология. 2004. № 1 С. 70-75.
- Коротеев В.А., Нечеухин В.М., Чапухин И.С., Масленников В.В.* Офиолиты и океаническая литосфера // Офиолиты: геология, петрография, металлогения и геодинамика. Мат-лы междунар. научн. конф. «XII Чтения памяти А.Н. Заварицкого». Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 22-28.
- Кривцов А.И.* Прикладная металлогения. М.: Недра, 1989. 288 с.
- Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е.* Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 610 с.
- Луцкина Н.В.* Хром // Критерии прогнозной оценки территории на твердые полезные ископаемые. Л.: Недра, 1986. С. 104-128.
- Макеев А.Б.* Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб.: Наука, 1992. 197 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала: Условия размещения / В.А. Прокин, В.М. Нечеухин, П.Ф. Сопко и др. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 258 с.
- Митчелл А., Гарсон М.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.:

Мир, 1984. 496 с.

Нечехин В.М., Волченко Ю.А., Алимов В.Ю. Хромитовые системы // Главные рудные геолого-геохимические системы Урала. М.: Наука, 1990. С. 57-78.

Николаев Н.И., Щульц С.С. Карта новейшей тектоники СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1959.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5-13.

Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей / Ред. О.А. Богатиков, Ю.И. Дмитриев, А.А. Цветков. М.: Наука, 1987. 335 с.

Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 211 с.

Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Строение офиолитовых ассоциаций Монголии и возможный механизм их образования // Геология и геофизика. 1980. № 11. С. 26-35.

Пирс Дж.А., Липард С.Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое положение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134-165.

Полянин В.С. Структурно-вещественная эволюция и минерагеническая классификация офиолитов // Руды и металлы. 1998. № 6. С. 75-87.

Полянин В.С. Минерагеническая классификация офиолитов как основа оценки их потенциальной рудоносности // Руды и металлы. 1999. № 1. С. 96-97.

Полянин В.С. Модели минерало- и рудообразования в офиолитах на последовательных стадиях развития подвижных поясов неогена // Ученые записки Казанского государственного университета. Т. 148. Естественные науки. Кн. 1. 2006а. С. 22-29.

Полянин В.С. Региональная геология: Учебное пособие. Ч. 2. Подвижные пояса неогена. Кн. 1. Казань: Казанский государственный университет, 2006б. 42 с.

Полянин В.С., Полянина Т.А. Метаморфическая и минерагенетическая эволюция офиолитов (на

примере Уральской и Алтае-Саянской областей) // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Ч. 1. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 202-209.

Полянин В.С., Полянина Т.А. Апоофиолитовые россыпи областей проявления неотектонического эпиплатформенного орогенеза Урало-Азиатского подвижного пояса // Россыпи и месторождения кор выветривания: факты, проблемы, решения. Тез. докл. XIII междунар. совещ. Пермь: Пермский госуниверситет, 2005а. С. 231-233.

Полянин В.С., Полянина Т.А. Апоофиолитовые коры выветривания Урало-Азиатского подвижного пояса // Россыпи и месторождения кор выветривания: факты, проблемы, решения. Тез. докл. XIII междунар. совещ. Пермь: Пермский госуниверситет, 2005б. С. 233-235.

Прокин В.А., Нечехин В.М., Буслаев Ф.П. Медноколчеданные системы // Главные рудные геолого-геохимические системы Урала. М.: Наука, 1990. С. 96-118.

Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.

Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А. Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ИГТМ, 1999. 224 с.

Структурная геология и тектоника плит. Т. 3. М.: Мир, 1990. 350 с.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. Учебник. 2-е изд., испр. и доп. М.: КДУ, 2005. 560 с.

Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992. 163 с.

Рецензент доктор геол.-мин. наук В.М. Нечехин