

## 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 оphiолитов Урало-Азиатского пояса. Показано, что метаморфическая и минерагеническая эволюция оphiолитов разного возраста и региональной принадлежности характеризуется единой направленностью, а конкретные оphiолитовые массивы обладают свойственными каждому из них особенностями состава, строения, геологического развития и минерагенеза. На основе систематизации авторских и литературных данных разработаны оригинальные геодинамические модели размещения и функционирования рудообразующих систем в оphiолитах для областей проявления рифтогенно-спрединговой, энсиматической островодужной, активных континентальных окраин и коллизионной геодинамических систем.

Ключевые слова: оphiолиты, Урало-Азиатский пояс, минерагенез, 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. Polyanin

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 оphiолитов существуют различные точки зрения. В соответствии с решением Пенроузской конференции в полной оphiолитовой 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

## ИСТОРИЯ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

пород с прослойми глинистых сланцев и небольшим количеством известняков; 2) линзовидными телами хромитов в дунитах; 3) натрорыми лейкократовыми интрузивными и эффицивными 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 перidotиты соответствуют меланократовому фундаменту – четвертому (мантийному) слою современной океанической коры, габбровый комплекс – третьему, диабазовый и базальтовый – второму, а осадочные породы, сопутствующие офиолитовой ассоциации, – первому (осадочному) слою.

По наиболее полным данным [Коротеев и др., 2006] офиолитовые ассоциации и океаническая литосфера формируется в геодинамических обстановках спрединговых океанических хребтов (COX), краевых и внутренних бассейнов, задуговых бассейнов энсиматических островных дуг, океанических островов и прираздвиговых транстенсивных 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 плейтекtonической концепции, соотношения ультрамафитов и габбро в офиолитовых комплексах: «... гипербазиты подстилаются габбро, прорываются и метаморфизируются 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 габбройдами, 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 габбройды габбровой и диабаз-габбро-диабазовой, или параллельных даек, формаций; высоко-, умереннотитанистые низко-, умеренокалиевые 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 парагененной ассоциации определяется временем начала образования контрастно дифференцированных (риолит-базальтовых) комплексов и появления ультрамафитов и габроидов 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 (вмещающие 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 вулканиты СОХ включают медноколчеданные руды с заметными примесями никеля и кобальта, в то время как с вулканитами 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 тектоново-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 определенный отрезок 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-оceanической, 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-оceanическим геодинами-

# ИСТОРИЯ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

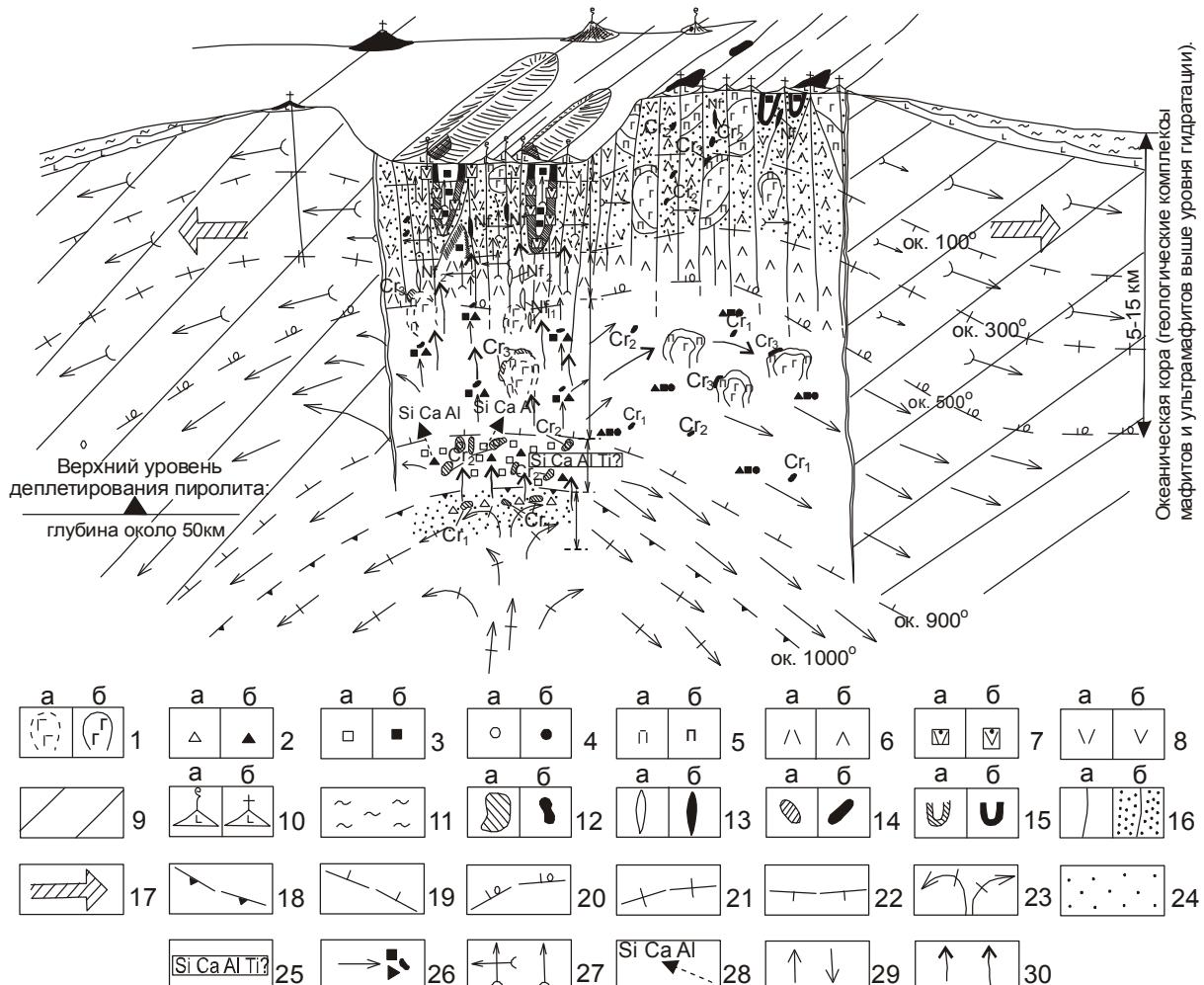


Рис. 1. Модель размещения и функционирования рудообразующих систем в рифтогенетически спрединговой структуре межконтинентального или задугового (тыловодужного) бассейна.

1-11 – геологические комплексы (а – в процессе формирования, б – сформированные): 1 – габбройдный; 2 – лерцолит-гарцбургитовый; 3 – дунит-гарцбургитовый; 4 – дунитовый; 5 – дунит-клинопироксенитовый; 6 – лизардитовых мелкопетельчатых серпентинитов и лизардитизированных дунитов, гарцбургитов и лерцолитов; 7 – лизардит-хризотиловых 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<sub>1</sub> – кракинского типа, Cr<sub>2</sub> – кимперсайского типа, Cr<sub>3</sub> – ключевского типа); 13 – нефрита (Nf<sub>1</sub> – долизардитовые, формируемые ниже зоны гидратации, Nf<sub>2</sub> – 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 – астеносфера; 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 пиролита. 25-28 – направления и пути перемещения: 25 – продуктов деплетирования базальтовых расплавов (в прямоугольнике – основные выносимые из пиролита компоненты); 26 – деплетированных вязко-пластичных масс ультрамафитов и мафитов (гарцбургит-лерцолитовый, дунит-гарцбургитовый, габброидный комплекс, 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 палеомикроkontинентов. 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», «антиклиниориев» и «синклиниориев»), 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), венд-раннекембрийского (Западный Саян, Горный Алтай, Западное Забайкалье), ордовикового (Урал, Центральный Казахстан) и средне-, позднепалеозойского (Южный Казахстан, Тянь-Шань, Урал, Южное Забайкалье) возраста [Золоев 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, демантOID, хризопраз) и ряда других полезных ископаемых [Геологическое..., 1981; Веденников, Бурд, 1985; Медноколчеданные..., 1992; Золоев и др., 1990; Прокин и др., 1990; Нечеухин и др., 1990; Зайков, 1991; Геология..., 1997; Полянин, Полянина, 1997, 2005а, б; Полянин, 1998, 1999; Коротеев, 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-перidotитовой) формацией.

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

## ИСТОРИЯ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

следований олиолитов (как и других геологических объектов) является изучение закономерностей размещения, состава, строения, развития и условий формирования продуктивных и безрудных олиолитовых 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 олиолитам определяется тем, что минеральные месторождения в составляющих олиолитовую ассоциацию комплексах пород формировались как в процессе их становления, так и позднее, когда олиолиты попадали в области проявления других геодинамических режимов и обстановок.

В основе разработанных автором, на примере Урало-Азиатского пояса, схем структурно-вещественной и минерагенической эволюции олиолитов и геодинамических моделей обстановок формирования минеральных месторождений в олиолитах лежат авторские и литературные фактические данные (и, естественно, основанные на них интерпретации и представления), отражающие современное тектоническое положение и вещественный состав рудоносных и безрудных олиолитовых массивов, строение и условия локализации в них минеральных месторождений, последовательность формирования в олиолитах 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 олиолитов**

Проведенный сравнительный историко-геологический анализ авторских данных и литературных материалов по геологическому строению, истории структурно-тектонических и минеральных преобразований ряда разновозрастных рудовмещающих олиолитовых 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; Нечеухин 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 олиолитах минеральных парагенезисов (в том числе и рудоносных), а также структурные элементы геодинамических систем, в составе которых предположительно эволюционировали олиолиты, и на этой основе разработать для каждого из них частный эволюционной 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 олиолитов, 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 олиолитовые 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-Китайского (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 аккрекционной призмы и поэтому месторождения хризотил-асбеста и нефрита, сформированные в ультрамафитах в рифтогенно-спрединговой обстановке, были здесь лишь

В.С. Полянин

Таблица 1

Мегаморфическая и минералогическая эволюция офиолитов Урало-Азиатского подвижного пояса

## ИСТОРИЯ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

Продолжение таблицы 1

## Окончание таблицы 1

<b>Платформенной стабилизации (а) и эпиплатформенного орогенеза (б)</b>	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
а) Ох+Нон+Кер (железо, никель, кобальт; магнетит; хризотираз)					■	∫	■	■	■	■	■	■	■
а) Вер (вермикулит, канькаринский)					□	□	□	□	□	□	□	□	□
б) Кв+Карб, Кв+Гс (рутуть, листвениитовый)					□	□	□	□	□	□	□	□	■

■ 1 □ 1 □ 2 □ ∫ 3 □ ≡ 4 □ + 5 □ : 6 □ ? 7

Примечание. \*Названия типов месторождений по [Булыкян и др., 1995; Луцкина, 1986; Прокин и др., 1990; Медноколчеданные..., 1992; Полянин, 1998]. \*\*Минеральные ассоциации вулканитов рассматриваемых частных эволюционных рядов нерудноносны. \*\*\*Минеральные ассоциации офиолитов задутовых и межконтинентальных бассейнов, по мнению автора, подобны.

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

Породные комплексы: ДГК – дунит-гарцибургит-дунитовый и лерциолитовый, ДВК – дунит-верлит-клинопироксенитовый, ГБ – габброродиальный, ГЛК – гарцибургит-лерциолитовый, ГФ – глаукофансланцевая, ЭАФ – эпилод-амфиболитовая, АФ – амфиболитовая, ЭФ – эклогитовая. Фации метаморфизма: ЗФ – зеленосланцевая, ГФ – глаукофансланцевая, ЭАФ – эпилод-амфиболитовая, АФ – антигорит-амфибол, АМП – амфибол, АМП – амфибол щелочной, Анк – анкерит, Анд – андралит, Ант – антფиллит, Ант-а – антрафиллит-асбест, АтГ – антигорит попечечно-игольчатый, гребенчатый, АтГII – антигорит микрозернистый, АтГIII – антигорит лейстовидный, беспорядочно-игольчатый, Би – биотит, Бр – бруссит, Вез – везувиан, Гем – гематит, Гл – глаукофан, Гс – гидрогроссуляр, Ди – диопсид, До – доломит, Жад – жадеит, Ка – кальцит, Караб – карбонат, Керр – керолит, Ки – кианит, Клх – клинохлор, Клп – клинопироксен, Клп – клинодиозит, Корд – кордиерит, Крн – корунд, Кум – куммингтонит, Кш – калишпат, Лавс – лавсонит, ЛизI – лизардит мелкопетельчатый, ЛизII – лизардит крупнопетельчатый, крупносекториально-петельчатый, Мм – монтмориллонит, Мп – моноклинный пироксен, Мт – магнетит, Му – мусковит, Нон – нонtronит, Ол – оливин, Омф – омфацит, Ох – железистые охры (гидрогорлит и др.), Пи – пироп, Пир – пироксен, Пл – плагиоклаз, Прен – пренит, Пумп – пумпеллит, Пт – пирит, Ро – роговая обманка, Рп – ромбический пироксен, Сер – серпентин, Сил – силиманит, Слес – спессартит, Ст – ставролит, СуСа – сульфосоли, сульфиды, Тал – тальк, Трем – tremolит, Тур – турмалин, Хал – халцедон, Хл – хлорит, Хриз – хризотилloid, ХризI – хризотил поперечно-, перекрещенно-волокнистый породообразующий и хризотиласбест жильный, ХризII – хризотил продольно-волокнистый, Фе – фенит, Фл – флогопит, Фу – фуксит, Цо – цоизит, Шп – хромшипинелльды, Эн – энстатит, Эл – 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 – Бутетысайское (Мугоджары, Казахстан); 6 – Борусский (Западный Саян, РФ); 7 – Куртушибинский (Западный Саян, РФ); 8 – Оспино-Китайский и Харанурский (Восточный Саян, РФ); 9 – Чаганузунский (Горный Алтай, РФ).

## ИСТОРИЯ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

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-антогоритовые 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 (залежи), в ломкую разновидность.

Составленная автором общая схема метаморфической и минерагенической 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 минерагеническую 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 минерагения) 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 (Баженовский 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 вулканогенный 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 минерагенической специализации (наличию в них того или иного набора минеральных месторождений) и геолого-минералогическим признакам и выделять среди них минерагенические 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;
- интрапрудные (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, острововодужной 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, острововодужной 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, одновозрастную 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-, умеренно-титанистые,

# ИСТОРИЯ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

Таблица 2

Основные характеристики рудообразующих систем рифтогенно-спрединговой группы

Виды рудообразующих систем (РОС)	Локализация рудообразующих систем в палеоструктурах коры и мантии / предполагаемые глубины проявления процессов рудогенеза	Ведущие элементы рудообразующих систем: источники вещества для рудогенеза / пути перемещения вещества / места локализации (рудоемещающие формации)	Рудносыпучие (подчеркнуты) и сопутствующие для рудогенеза / пути перемещения вещества / места локализации (рудоемещающие формации)	Условия и факторы, определяющие функционирование рудообразующей системы	Влияние процессов функционирования рудообразующей системы на более древние рудогенные объекты (месторождения)	Факторы, определяющие сохранность месторождений, сформированных при функционировании данной рудообразующей системы	Минерагенический результат функционирования рудообразующей системы: виды полезных ископаемых (типы сформированных месторождений)
РОС областей деплектирования, частичного плавления вещества верхней мантии к земной поверхности (РОС-1)	Глубинные области мантии под осевыми зонами океанических межматериковых хребтов / более 30-50 км (деплектирование)	Вещество верхней мантии (лерцолиты) / то же / дуниты ГЛК, позднее ДГК	<u>Ол</u> , <u>Ол+Эн</u> , <u>Ол+Ди+Эн</u>	T=1300-1000°; P=20-30 Кбар, обстановка легомпресии под зонами COX, инициирующая выплавление из пиролита базальтовой составляющей; позднее (T=900±50°, P=12±7 Кбар) метасоматическая переработка оливин-двупироксеновых пород	6	6	Хромиты с платиноидами: высокоглиноземистые (кракинский), апалаевский, высокочромистые кемпирскойский)
РОС областей термально-вещественного воздействия на ультрамафиты интрузий габброидов (РОС-2)	Эндоконтакты ультрамафитов с интрурирующими их таблоидами в тех же областях / 10-15 (?) км	Ультрамафиты ДГК (Cr, Mg, Fe) / зоны контактов ультрамафитов и мафитов / краевые дуниты ДВК	<u>Кп</u> , <u>Кп+Ол</u> , <u>Ол</u>	При наложении на залежи кемпирского типа происходит их рассеяние	79	7	Хромиты высоко-, низкохромистые высокожелезистые с платиноидами (ключевской, верхний-винский)

Окончание таблицы 2

1	2	3	4	5	6	7	8
РОС областей среднегубинного биметасоматоза на контактах тел ультрамафитов и габброидов (РОС-3)	Контакты ультрамафитов и мафитов в среднегубинных областях мантии под осевыми зонами океанических межматериковых хребтов / 5-10 (?) км	Ультрамафиты ДГК (Ca, Mg, Fe), габброиды (Si), источник H <sub>2</sub> O неизвестен / контактовые зоны тел ультрамафитов и мафитов / то же	Kв+До+Ди, Ди, Вез, Пир+Гр, Гр, Клх+Грос, Ав, Ди, Трем	T=370-450°, Eh ниже, чем в РОС-4, выше, чем в РОС-4, давление 1-2 кбар (оценка)	To же	Нефрит (апоультрамафитовый), каркаро и др.	
РОС областей малогубинной гидратации ультрамафитов (РОС-4)	Близповерхностные (малогубинные) области мантии под осевыми зонами океанических межматериковых хребтов / 1-5 (?) км	Ультрамафиты дунит-гардбургитовой формации (Mg, Si, Fe), океанические воды (H <sub>2</sub> O) / ультрамафиты дунит-гардбургитовой формации / то же	ЛизII+ХризI +АтГI+АтГII +Бр+Мт	T=100-200°, гидротермальные растворы, дренирующие ультрамафиты имеют слабокислый-щелочной характер, Eh высокий. Обстановка тектонического растяжения. Благоприятный первичный состав ультрамафитов (Ол-75-95 %, Эн-25 %), неполная их серпентинизация; формирование в ультрамафитах линейных зон развития трещин разрыва.	В острорудужную стадию – локализация в составе аккреционных призм внешних (невулканических) частей острорудужных систем; в коллизионную стадию – локализация на значительном удалении от интрузий коллизионных гранитоидов	Хризотил-асбест нормальный (баженовский)	
РОС областей проявления базальтоидного вулканизма (РОС-5)	Близповерхностные области осевых зон рифтовых долин океанических хребтов / дневная поверхность – первые км	Базальты силикат-диабазовой (натриевых базальтов) формации / то же / то же	Kв+Хл+Сер, Акт+Эп+Хл, Кв+Хл+Пумп	Рецлинг морских вод в эфузивных толщах, температура рудообразования 140-420°	Cu, Zn (океанский, кипрский медно-кошеданный). Яшмы, Mn (стратиформный марганцевый).		

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

## ИСТОРИЯ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

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 – стратiformных 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 переотлагаю их в виде сульфидных залежей. Температуры отложения сульфидов в слоистых рудах 130–150°C, в массивных эпигенетических метасоматических – 250–330°C. Необходимо отметить, чторудовмещающими 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 высокоглиноzemистыми 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 «всплыивания» ультрамафиты подвергаются ретроградным изменениям и испытывают многоактные высокотемпературные деформации, приводящие, по данным А.И. Гончченко 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 хромитоносных 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 плагиодунитов до аортозитов) с нерегулярными пластообразными хромитовыми залежами (западно-кемпирской, 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 – 0,0 $\mu\text{м}/\text{мм}$ ). Вдоль трещин под воздействием устремлявшихся в об-

Таблица 3

## Основные характеристики рудообразующих систем островодужной энсиматической группы

Виды рудообразующих систем (РОС)	Локализация рудообразующих систем в палеоструктурах коры и мантии / предполагаемые глубины проявления процессов рудогенеза	Ведущие элементы рудообразующих систем: источники вещества для рудогенеза / пути перемещения вещества / места локализации (рудо)вмещающие формации (рудо)вмещающие формации *	Рудоносные (подчеркнуты) и сопутствующие факторы, определяющие рудообразование / минеральность рудоносных ассоциаций *	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	Минерагенический результат функционирования
	1	2	3	4	5	6	7
РОС осевых зон и областей под осевыми зонами океанических хребтов тыловодужных (задуговых) бассейнов (РОС-1-РОС-5)							
См. типы рудообразующих систем рифтогенно-спрединговой группы							
РОС основания магматических надобдукционных дуг островодужных систем энсиматического типа (РОС-6)	Хризотил-асбестоносные и безрудные офиолиты в экзоконтактах интрузий гранитоидов габбро-плагиогранитовой формации / ультрамафиты ДГК / ультрамафиты ДГК / габбро-диорит-плагиогранитовой формации	Гранитоиды габбро-плагиогранитовой, габбро-диорит-плагиогранитовой формации / гранитоиды интрузий гранитоидов габбро-плагиогранитовой и габбро-диорит-плагиогранитовой формации	<u>Ол+</u> <u>Атг III+</u> <u>Мт, Атг III+</u> <u>Мт, Тај+</u> <u>Карб</u>	Положение ультрамафитов в экзоконтактах гранитоидов. Температуры минералообразования 400-600°C.	Полное (непосредственные экзоконтакты) или частичное уничтожение или метаморфизм месторождений хризотил-асбеста баженовского типа и др. месторождений рифтогенно-спрединговой группы	Хризотил-асбест ломкий (баженовский термальный), тальковый камень (апулльтрамафитовых пород)	
РОС аккреционных надобдукционных зон внешних невулканических частей островодужных систем энсиматического типа (РОС-7)	Краевые части перемещающихся (поддвигаются и прорушируют) блоков хризотил-асбестоносных ультрамафитов 4-7 км	Хризотил-асбестоносные ультрамафиты ДГК	<u>Хриз II+Мт</u>	Динамометаморфизм ультрамафитов В РГ-условиях низов зеленосланцевой фации (менее 300-500°C)	Метаморфизм залежей месторождений, сформированных в РОС рифтогенно-спрединговой группы	Хризотил-асбест продольно-волокнистый (баженовский динамометаморфизированный)	

# ИСТОРИЯ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

Окончание таблицы 3

1	2	3	4	5	6	7	8
РОС зон субдукции: А – приповерхностные области; Б – глубинные области (РОС-8)	Офиолитовые блоки в областях их погружения в зоны субдукции	а) Ультрамафиты ДГК / то же / то же б) лейкогабброплагиограниты ГК / то же / то же	Ол+Эн, Ол+Эн+Ант (апосерпентинитовые) и Жад (апопироксенитовая) прогрессивные глубинных частей зон субдукции ЭФ; Ол+АтгIII, АтгIII (апосерпентинитовые) верхних частей зон субдукции ГФ; Ол+АтгIII+Мт, АтгIII+Мт (ультрамафитовые), <u>Аб+Ди+</u> Жад, Жад+АВ, Пл+Эп+АВ (апоэклогитовые) регрессивные зон глубинной обдукции в условиях АФ и ЭАФ	Метаморфические преобразования офиолитов происходят в Р-Т-условиях: А – глаукофан-сланцевой фации, Б – эклогитовой и последующего диафтореза. По И.В. Коваленко РТ-условия жадеитообразования: T=490-550°C, P=4-5 кбар (поделочный жадеит); T=320-365°C, P=1,5 бар (ювелирный жадеит). По Н.Л. Добрецову: T>500°C, P=8-20 кбар (поделочный мономинеральный жадеит); T=560-320°C, P=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 палеоструктурах коры и мантии / предполагаемые глубины проявления процессов рудогенеза	Ведущие элементы рудообразующих систем: источники вещества для рудогенеза / пути перемещения вещества / места локализации (рудовмещающие формации)	Рудоносные (подчеркнуты) 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	Минерагенический 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 ультрамагнитах (РОС-9)	Региональные пачеплены /дневная поверхность n×10 метров	Ультрамагниты ДГК (Ni, Co, Fe, Cr, Si, Mg) метасорные воды ( $H_2O$ ) / то же / ультрамагниты ДГК, карстовые полости в районах развития ультрамагнитов ДГК	<u>Ox+Hon+Ker+</u> <u>Op+Xal+Mm+</u> Карб	Условия тропического гумидного, переменно-влажного и умеренно-влажного гумидного климата.	В области функционирования РОС месторождения хризотил-асбеста баженовского типа	Сохранение в пострудный период платформенных асбеста условия	Fe, Co, Ni, хризопраз, хризопал, цветные хальцедоны, каолонит, магнезит пелиморфный (ассоциация месторождений, связанных с корами выветривания ультрамагнитов
Группа эпиплатформенного орогенеза и рифтогенеза							
Рудообразующие системы областей аккумуляции продуктов разрушения рудоносных оффолитов: аллювиальная; склоновая; озерная (РОС-10)	Руслоевые и склоновые отложения орогенных и краевых частей предорогенных областей; озерные отложения внутриорогенных впадин	Ультрамагниты ДГК / русла речных долин, склоны, озерные впадины / русловые аллювиальные и склоновые отложения орогенных и краевых частей предорогенных областей, озерные отложения внутриорогенных впадин	Грубо-, мелкообломочные продукты разрушения ультрамагнитов	Области интенсивной денудации рудоносных (нефрит, демантоид, жадеит, золото и др.) оффолитов в районах проявления дифференцированных блоковых или складчато-блоковых перемещений оффолитов	Разрушение полное (в областях интенсивного орогенеза) или частичное (в областях умеренного орогенеза) никеленосных кор выветривания	Для неотектнических россыпей – прекращение условий орогенеза	Россыпные месторождения нефрита, демантоида, жадеита, золота, осадочные (озерные) месторождения магнезита

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

## ИСТОРИЯ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

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 рассекался 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 баженовского 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-

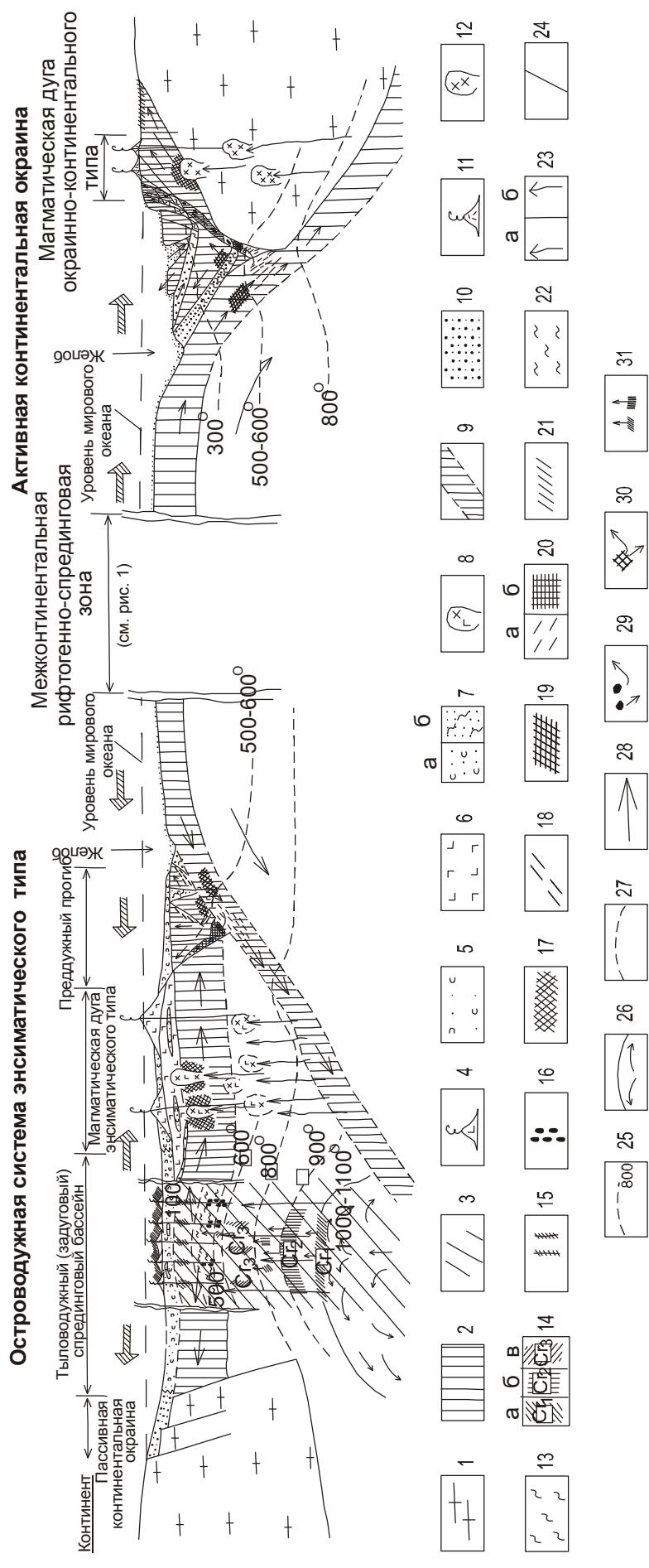
рования промышленных скоплений хризотил-асбеста.

Ультрамафиты другого состава (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты и др.) и минерагенической специализации, в том числе вмещающие промышленные скопления хромитов различного типа, возникшие на более глубинных уровнях оphiолитовой 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 ( $Mg$ ,  $Fe$ ,  $SiO_2$ ), в коллоидные, что приводило к отложению и последующей кристаллизации хризотиловых 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-хризотиловые (с хризотилом I, антигоритом I и II) магнетитсодержащие серпентиниты. Роль хризотиловых 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 баженовского геолого-промышленного типа.

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



**Рис. 2.** Модели размещения и функционирования рудообразующих систем в геодинамических обстановках тыловодужных (задуговых) басейнов энсиматических и энсиаптических (окраинно-континентальных) островных луг

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 – интрагородные 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 остро-внных дуг: 6 – риолит-базальтовый и др. с бонинитами, 7а – осадочно-туфогенный, 7б – осадочный, в т.ч. олистостромовый, 8 – габбро-плагиогранитовый и габбро-диорит-плагиогранитовый, 9-13 – геологические комплексы окраинно-континентальных магматических дуг: 9 – мафит-ультрамафитовые в зонах субукции, 10 – осадочные, 11 – риолит-дацитовый оловоносный; 12 – тоналит-транодиоритовый; 13 – апогерритенных глаукофановых сланцев; 14-23 – области/зоны функционирования минерала-, рудообразующих систем и формирования минеральных месторождений в офиолитах: 14 – хромитов (а – деплетированная мантийного пиролита/хромиты кракинского типа, б –магматогенно-метасоматического преобразования деплетированного рестиита/хромиты кимперсайского типа, в –магматогенно-метасоматического преобразования ультрамафитов в экзоконтактах интрузий габбро/хромиты клочевского типа), 15 – зон приразломного трещинообразования/хризотил-асбест баженовского типа, 16 – метасоматического преобразования ультрамафитов в экзоконтактах даек и массивов габбро/нефрит апоултромафитового типа,

## ИСТОРИЯ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

17 – зон вторичной десерпентинизации, оталькования, карбонатизации и лиственитизации ультрамафитов в эндоконтактах даек и интрузий гранитоидов/хризотил-асбест баженовского термально-метаморфизованного типа, золото лиственитового типа, тальк и тальковый камень, 18 – приразломной деформации тел асбестоносных ультрамафитов/хризотил-асбест баженовского динамометаморфизованного типа, 19 – верхних притоповерхностных частей зон субдукции океанической коры/хризотил-асбест борусского типа; 20 – глубинных частей зон субдукции (а) и глубинной обдукции (б) океанической коры/жадеит апофиолитового типа, 21 – кор выветривания силикатного типа на ультрамафитах/железо, никель, кобальт, хризопраз силикатных кор выветривания, 22 – начальной гидратации ультрамафитов/лизарадитовые мелкоплетельчатые серпентиниты безрудные; 23 – пути транспортировки минерало- и рудогенерирующих расплавов (а – базальтового состава, б – известково-щелочных); 24 – разрывные нарушения; 25 – геозоптермы; 26 – верхняя граница области частичного плавления и депелирования мантийного пиролита; 27 – верхняя граница области магматично-метасоматической дифференциации лерцолит-гарцбургитового комплекса и формирования за счет него дунит-гарцбургитового и дунитового комплексов; 28 – блоков мафит-ультрамафитового состава, 29 – то же с месторождениями хризотил-асбеста борусского типа; 30 – то же с месторождениями жадеита), 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 непромышленных количествах. В таких участках обычно отсутствуют «ядра» первичных пород и выпадают наиболее богатые волокном асбестоносные зоны серпентинитов хризотил-антigorит-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 всплытия и тектонического внедрения мантийных блоков в верхние части океанической коры (механизм предложен Л.П. Зоненшайном).

Мантийные блоки ультраосновного состава, сложенные лизардитовыми, хризотил-идными и смешанными антигорит-хризотил-лизардитовыми и лизардит-хризотиловыми серпентинитами, в ходе изостатического всплытия и протрудирования в осадочно-вулканогенные отложения повсеместно подвергались низкотемпературным пластическим деформациям. В результате в эндоконтактах и внутренних частях ультрамафитовых тел возникали линейные зоны рассланцевания различной интенсивности. Частота следования трещин скола и сплющивания в зонах рассланцованных серпентинитов варьирует от десятков сантиметров (грубо-рассланцеванные разности) до долей миллиметра (тонкорассланцеванные и листоватые серпентиниты). Пластически деформированные серпентиниты характеризуются сланцеватой и брекчиевидной текстурой: блоки и линзы массивных ультрамафитов (частично серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, серпентиниты различного состава) как бы погружены в матрикс, сложенный рассланцованными серпентинитами, продольно-спутанно-волокнистым хризотил-асбестом и хризотиловым оффитом. В наиболее интенсивно деформированных (тонкорассланцеванных, листоватых) разностях серпентинитов сохраняются лишь мелкие реlictовые линзы массивных серпентинитов, а основная масса представлена хризотилом про-

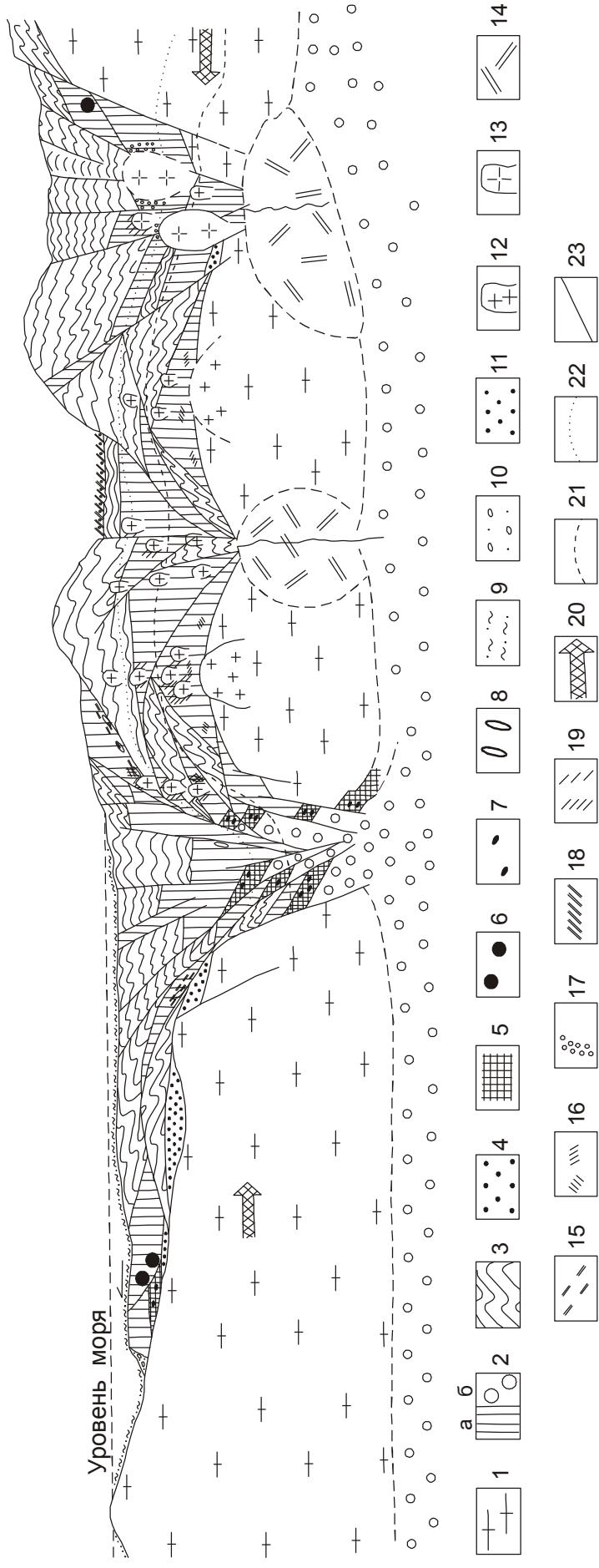


Рис. 3. Модель размещения и функционирования рудообразующих систем в коллизионную стадию подвижных поясов.

1-8 – дорудные элементы модели; 1 – континентальная кора окраин материков и микроконтинентов, 2а – олиголиты (древняя консолидированная оксаническая 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-ультрамагмитовые комплексы, преобразованные в зонах субдукции; 6-8 – минеральные месторождения доколлизионных стадий: 6 – хромитов, 7 – жадеита, 8 – хризотил-асбеста; 9-11 – интрапрудные элементы модели. 9-11 – геологические комплексы: 9 – гранит-гранодиоритовые формации; 10 – олистостромовые фронта надвигов, 11 – осадочные континентальная кора; 12, 13 – гранитоидные: 12 – гранит-транодиоритовая формация; 13 – гранит-лайкогранитовая формация; 14 – новообразованная континентальная кора; 15-19 – области функционирования минерало-, рудообразующих систем и формирования минеральных месторождений в олиголитовых и других комплексах: 15 – приразломной деформации тел асбестоносных ультрамафитов (хризотил-асбест баженовского динамометаморфизованного типа), 16 – зон высокоградиентного зонального метаморфизма амфиболитовой фации (антрофиллит-асбест сысерто-булетысайского типа). 17 – экзоконтактов интрузий гранит-лейкогранитовой редкометальной формации (бериллий, изумруд, александрит); 18 – межгорных впадин (родусит-асбест, медь джезказганского типа), 19 – экзоконтактов интрузий гранитоидов (тальк, тальковый камень); 20 – направления активных тектонических напряжений; 21 – верхняя граница зоны метаморфизма амфиболитовой фации; 22 – то же эпидот-амфиболитовой фации; 23 – разрывные нарушения.

## ИСТОРИЯ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

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

Субдукционные системы подразделяются на океанические (периферийно-оceanические), 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; Хайн, Ломизе, 1995, 2005, и др.] (рис. 2):

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

– внешней невулканической дуги – аккреционной призмы (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 вулканитами (снизу вверх) бонинитовой и высокомагнезиальной базальтов формаций, толеитовыми базальтами и другими эфузивами известково-щелочной натровой серии (натриевых базальтов-риолитов, андезит-базальтова, андезит-риолит-базальтова и др. формации); офиолиты фундамента островных дуг прорваны интрузиями глубинных комагматов названных вулканитов (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 [Хайн, 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 COX (формация натриевых базальтов), отмечаются также базальты, обогащенные крупноионными лиофильными элементами (островодужные), а, по [Зоненшайн, Кузьмин, 1992], также вулканиты бимодальной серии (формация натриевых базальтов-риолитов), андезито-базальты и бониниты, а также плутоны плагиогранитового (тоналитового) состава. С этим, вероятно, связан тот факт, что в вулканитах 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 вулканитах 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 COX. 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, поддвигаемой 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; Хайн, 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 обдуцирования (надвигания и шарырования) 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 минералогической эволюции офиолитов в составе названных выше структурных элементов островодужных систем энсиматического типа и активных континентальных окраин (рис. 2).

Офиолиты, слагавшие основание погравившихся 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 asbestosных и хромитосодержащих) 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 омфацит-гранатовые 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-фенитовые 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 диафтореза, выражавшимся, 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 (оceanические 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-блочные зоны) океанической литосферы и флишиоидов, обдуцированные (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 флишиоидов, сложенные метаморфитами, возникшими и

## ИСТОРИЯ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

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 степеней, 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 рассланчованы 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 (коллизионными 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 комагматами.

Интрузивными аналогами вулканитов на триевых (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 интрудируют ранее образованные в ультрамафитах залежи месторождений хризотил-асбеста баженовского типа, происходит формирование оливин-антigorитовых (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. Минерализация 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 вулканиты, принадлежащие андезитовой и андезит-дацитовой формациям, с которыми связано образование колчеданных месторождений баймакского, или малокавказского типа, а также нерудоносной андезит-базальтовой формации и флишоидных образований. С этим временем связаны разноамплитудные вертикальные и латеральные перемещения блоков и пластин оphiолитов.

Офиолиты в пределах ОКВД оказываются обычно в результате предшествующего или синхронного их формированию надвигания оphiолитовых пластин на окраину континентального блока из смежного с последним тыловодужного 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 вулкано-плутонических 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 Оспино-Китайского 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 минерагения офиолитов в период формирования ОВД и ОКВД в значительной степени определяются их положением в структурных элементах островодуж-

ных систем, минерагенической специализацией гранитоидов, интрудирующих офиолиты, и интенсивностью проявления связанных с ними гидротермальных процессов.

*Эпиплатформенный 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 до неогеновых 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 магнезитов, осадочных озерных и лагунных месторождений магнезита 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 россыпенеобразования выходят за пределы орогенных зон и концентрируются на границе и в краевых зонах смежных платформенных областей.

Неотектонические эпиплатформенные орогены подразделяются на области слабого (Урал, Енисейский кряж) и интенсивного (Тянь-Шань, Алтае-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, Кемпиртайская и Халиловская группы месторождений

## ИСТОРИЯ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

силикатного никеля на Урале). В этом рудном районе, по данным А.С. Вершинина, в неогене происходила пенепленизация 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, Актовракское 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 неогея геодинамических режимов и обстановок (от внутренконтинентального 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 времененным 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 призымы 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 призымы внешних невулканических дуг и др.) и минерагения офиолитов; положение и эволюционирование офиолитов в составе тех или иных структурных элементов (поясе шарьяжей, вулкано-плутоническом 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 воздымющихся 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 – положениеrudовмещающих (хром,

# ИСТОРИЯ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

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 шартирования 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 скучивание, метаморфизм и асбестоносность 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., Мардиросян А.Н.* Рудно-формационные типы хромитовых месторождений и связанных с ними платиноидов // Актуальные проблемы магматической геологии, петрология и рудообразования. Екатеринбург: Уралгеолком, 1995. С. 68-78.

*Веденников Н.Н., Бурд Г.И.* Альпинотипные ультрамафиты и офиолиты складчатых систем и их минерагеническая роль // Формационное расчленение, генезис и металлогенез 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 металлогенез Урала / К.К. Золоев, М.С. Рапопорт, Б.А. Попов и др. М.: Недра, 1981. 256 с.

Геология и минерагения 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., Кироякин 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.* Вулканализм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин (на примере колчеданоносных зон Урала и Сибири). М.: Наука, 1991. 206 с.

*Зайков В.В., Зайкова Е.В.* Минерагения и металлоносные отложения океанических рифтов. Екатеринбург: УрО РАН, 1994. 118 с.

*Золоев К.К.* Подвижные пояса Земли: эволюция, особенности магматизма и металлогенез // Геология и минерагения подвижных поясов. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. С. 60-78.

*Золоев К.К., Попов Б.А., Рапопорт М.С. и др.* Глубинное строение и металлогенез подвижных поясов. М.: Недра, 1990. 191 с.

*Зоненишайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992.192 с.

Изучение офиолитовых комплексов при геологическом картировании / Л.Н. Абакумова, О.С. Берннер, 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., Чашухин И.С., Масленников В.В.* Офиолиты и океаническая литосфера // Офиолиты: геология, петрография, металлогенез 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 металлогенация. М.: Недра, 1989. 288 с.

*Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хайн 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.

*Нечеухин В.М., Волченко Ю.А., Алимов В.Ю.*  
Хромитовые системы // Главные рудные геолого-гео-  
химические 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 геологическо-  
го прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5-13.

Петрология и geoхимия 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 оphiолитовых 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 оphiолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134-165.

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

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

*Полянин В.С.* Модели минерало- и рудообразования в оphiолитах на последовательных стадиях развития подвижных поясов неогея // Ученые записки Казанского госуниверситета. Т. 148. Естественные науки. Кн. 1. 2006а. С.22-29.

*Полянин В.С.* Региональная геология: Учебное пособие. Ч. 2. Подвижные пояса неогея. Кн. 1. Казань: Казанский госуниверситет, 2006б. 42 с.

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

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

*Полянин В.С., Полянина Т.А.* Апофиолитовые 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.* Апофиолитовые 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., Нечеухин В.М., Буслаев Ф.П.* Медноколчаданные системы // Главные рудные геолого-geoхимические системы Урала. М.: Наука, 1990. С. 96-118.

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

*Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А.* Петрология и geoхимия 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.

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

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

*Шарасъкин 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. Нечеухин