

УДК 552.321.6;553.078(470.5)

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ХРОМИТОНОСНЫХ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛА

© 2011 г. Б. В. Перевозчиков

*Пермский государственный университет
614990, г. Пермь, ул. Букирева, 15
E-mail: olivin@psu.ru*

Поступила в редакцию 10.03.2010 г.

Промышленное хромитовое оруденение приурочено к позднепротерозойским расслоенным интрузиям и к мантийным ультрабазитам, залегающим в основании офиолитов. Образование хромитовых расслоенных интрузий связано со средне- и позднерифейским рифтогенезом на периферии Камского и Красноуфимского выступов архейско-нижепротерозойского фундамента. Мантийные ультрабазиты Урала перемещались в земную кору и локализовались вдоль тектонических швов в процессе коллизии островных дуг Урала с континентами и микроконтинентами. Выделено шесть типов тектонических обстановок размещения мантийных ультрабазитов с разным характером хромитовосности. Для наиболее крупных тектонических структур (Главного Уральского разлома и Центральной сутуры) установлена неравномерность размещения мантийных ультрабазитов. Для прогноза хромитовосности Главный Уральский разлом разделен на 6 сегментов, а Центральная сутура – на 4 сегмента.

Ключевые слова: хромитовосные комплексы, тектоническая позиция, расслоенные интрузии, мантийные ультрабазиты, прогноз хромитовосности.

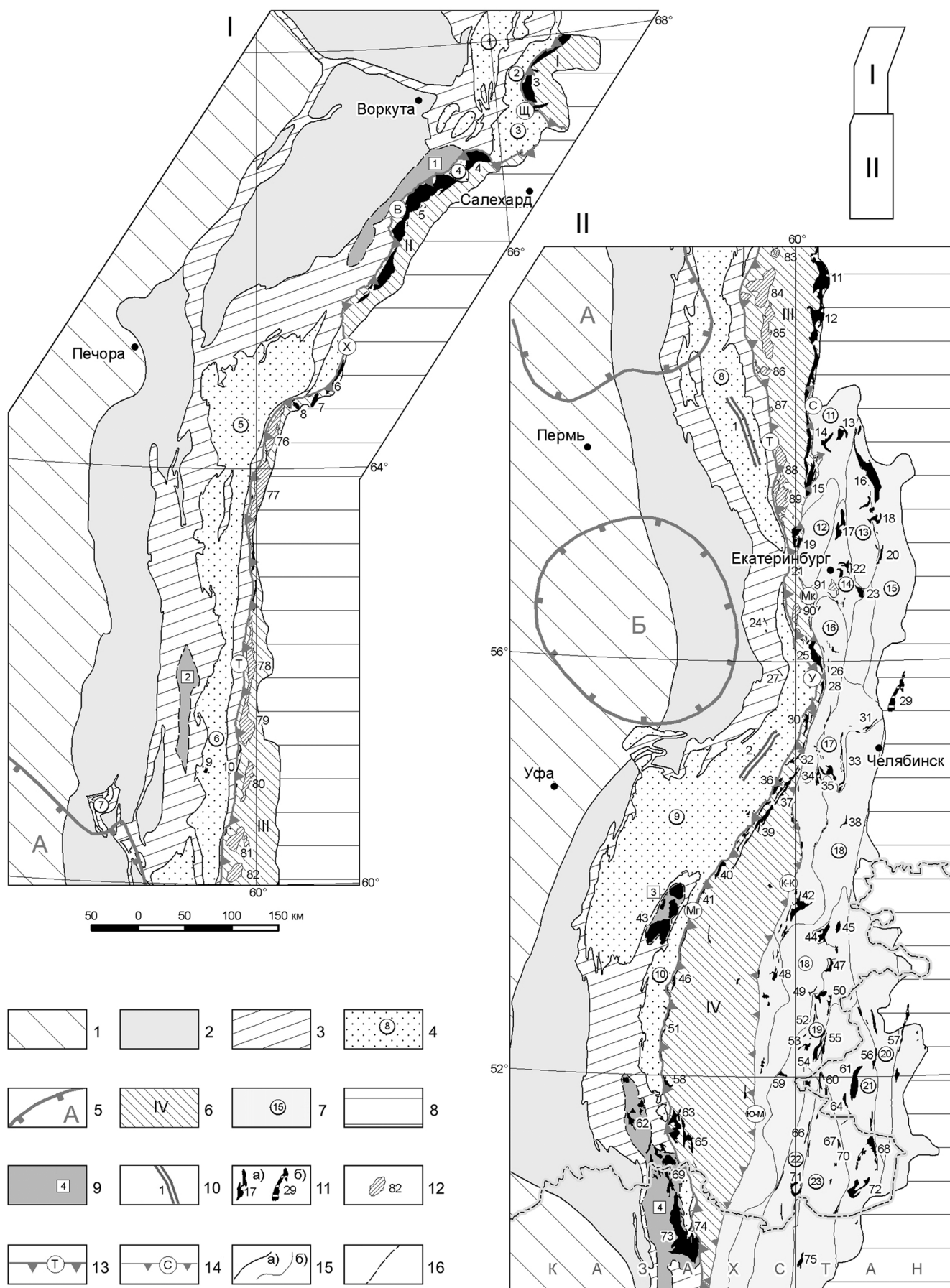
Урал известен как мировой эталон линейных складчатых поясов фемического типа с широким развитием мантийных ультрабазитов, суммарная площадь которых составляет около 15 тыс. км². Уральская хромитовосная провинция входит в число крупнейших в мире и содержит все рудно-формационные типы хромитовых месторождений. В позднепротерозойских расслоенных интрузивных телах (Сарановский пояс) залегают хромовые руды “стратиформного” типа, по составу хромшпинели относимые к среднехромистому железистому типу. Офиолитовые мантийные ультрабазиты вмещают руды “подиформного” типа, среди которых выделяются три рудно-формационных типа. Руды глиноземистого магнезиального типа локализуются в гарцбургитовом комплексе, высокохромистого магнезиального типа – в дунит-гарцбургитовом и типа повышенной железистости с глиноземистым и высокохромистым подтипами – в верлит-дунитовом. В дунит-клинопироксенитовом комплексе Платиноносного пояса встречаются мелкие тела высокожелезистых хромовых руд. По своим размерам эти тела не представляют интереса для добычи хромовых руд, но имеют исключительное значение как платиноносные объекты. В Тагильском массиве из них извлечены промышленные количества платины. Кроме того, хромитовые тела явились источниками богатейших платиноносных россыпей.

Одним из важнейших региональных факторов хромитовосности офиолитовых ультрабазитов является тектонический [24, 33]. Положение в разных

структурах Уральской складчатой области влияет на форму и размеры ультрабазитовых массивов, на распространение формационных комплексов ультрабазитов и их хромитовосность.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ УРАЛА

Вопросам тектонического районирования Урала, его глубинного строения, поперечной и продольной зональности посвящена обширная литература [3, 5, 18, 22, 29, 32, 35, 36, 42, 44]. Уральский ороген имеет линейную форму и характеризуется выдержанной поперечной зональностью. С запада на восток в его строении выделяются шесть мегазон [35]: Предуральский краевой прогиб, Западно-Уральская мегазона палеозойских комплексов, Центрально-Уральская мегазона докембрийских комплексов, Тагило-Магнитогорская мегазона палеозойских островодужных и океанических комплексов, Восточно-Уральская мегазона протерозойских и палеозойских комплексов, Зауральская мегазона, расположенная под мезокайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты (рис. 1). Первые три мегазоны представляют собой бывшую пассивную окраину Восточно-Европейского континента (ВЕК) и отделены от восточных мегазон Главным Уральским разломом (ГУР). С востока Тагило-Магнитогорскую мегазону отделяет от Восточно-Уральской мегазоны сутура с серпентинитовым меланжем, выделенная автором в Центральную сутуру.



Предуральский краевой прогиб заложился на границе Уральского орогена и чехла ВЕК в конце карбона–начале перми и выполнен пермской молассой мощностью до 6 км, под которой находится толща ордовикско-каменноугольных шельфовых отложений. В строении прогиба намечается поперечная структурная зональность. Внешняя зона прогиба характеризуется пологими структурами платформенного облика, а внутренняя – развитием надвигов и складок уральского простирания. На участках развития соляных комплексов кунгура широко развиты антиклинальные дипирировые структуры типа соляных гребней.

Западно-Уральская мегазона сложена шельфовыми и батиальными отложениями палеозойского возраста, которые смяты в опрокинутые на запад асимметричные линейные складки уральского простирания. По нескольким уровням срыва в осадочном чехле и по границе чехол-фундамент складки осложнены надвигами, переходящими в небольшие шарьжи. В аллохтонах (Сакмарский, Кракинский, Нязепетровский), помимо шельфовых и батиальных комплексов перикратонной части ВЕК, развиты блоки и пластины вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, габброидов и ультрабазитов океанических и островодужных областей, надвинутые с востока, из Тагило-Магнитогорской мегазоны [15, 18, 36].

Центрально-Уральская мегазона сложена докембрийскими осадочными, метаморфическими и магматическими породами, надвинутыми на образования Западно-Уральской мегазоны. В Центрально-

Уральской мегазоне установлены два основных типа развития докембрийских образований: 1) глубокометаморфизованные вулканогенно-осадочные породы архея и нижнего протерозоя (Харбейское, Ляпинское поднятия, Тараташский выступ и др.); 2) слабометаморфизованные рифей-вендские осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы (Кваркушское и Башкирское поднятия). Позднепротерозойские комплексы, за исключением Полярного Урала, представлены слабометаморфизованными рифтогенными осадочными и магматическими породами. Выделяются два типа разрезов рифея и венда: преимущественно осадочный – на юге Урала; вулканогенно-осадочный – к северу от Полудова Кряжа. Важнейшей особенностью позднепротерозойского магматизма является образование расслоенных интрузий гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формации (сарановский и кусинско-копанский комплексы), формирование которых происходило в континентальных рифтовых структурах. На Полярном Урале в позднем рифее установлены комплексы коры Палеоазиатского океана [5, 9, 10, 49]. В восточной краевой части Центрально-Уральской мегазоны, у границы с ГУР, выходят метаморфические комплексы высоких и сверхвысоких давлений, сложенные эклогитами, лавсонит-глаукофановыми, глаукофановыми сланцами. Наиболее известными являются марункеуский, неркаюнский, максютовский комплексы, в строении которых в разном соотношении отмечает-

Рис. 1. Схема размещения базит-ультрабазитовых комплексов в структурах Урала, (составлена на основе тектонических карт Урала масштаба 1 : 1 000 000 под редакцией А.В. Пейве [23] и И.Д. Соболева [42]).

1 – рифейско-фанерозойский чехол Восточно-Европейской платформы; 2 – Предуральский краевой прогиб; 3 – Западно-Уральская мегазона; 4 – Центрально-Уральская мегазона (цифры в кружках – поднятия и блоки: 1 – Оченырдынский, 2 – Марункеуский, 3 – Харбейский, 4 – Хараматалоуский, 5 – Ляпинский, 6 – Кутимский, 7 – Полудов Кряж, 8 – Кваркушский, 9 – Башкирский, 10 – Уралтауский); 5 – выступы архейского фундамента (А – Пермский, Б – Красноуфимский); 6 – Тагило-Магнитогорская мегазона (зоны: I – Щучинская, II – Войкарская, III – Тагильская, IV – Магнитогорская); 7 – Восточно-Уральская мегазона (цифры в кружках – зоны: 11 – Салдинская, 12 – Верхисетская, 13 – Мурзинско-Адуйская, 14 – Пышминско-Ключевская, 15 – Алапаевско-Каменская, 16 – Сысертско-Ильменогорская, 17 – Арамилско-Сухтелинская, 18 – Челябинско-Суундукская, 19 – Конейско-Брединская, 20 – Троицкая, 21 – Кундыбаевско-Караишатауская, 22 – Адамовско-Мугоджарская, 23 – Текельдытауская); 8 – мезокайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; 9 – аллохтоны (цифры в квадратах: 1 – Лемвинский, 2 – Малопечорский, 3 – Кракинский, 4 – Сакмарский); 10 – пояса позднепротерозойских базит-ультрабазитовых расслоенных интрузий (1 – Сарановский, 2 – Кусинско-Копанский); 11 – массивы палеозойских офиолитовых ультрабазитов: на поверхности (а), под чехлом рыхлых отложений (б) (3 – Сьюм-Кеу, 4 – Рай-Из, 5 – Войкаро-Сынинский, 6 – Олыся-Мусюрский, 7 – Синотвожский, 8 – Лемтуажский, 9 – Мойвинский, 10 – Салатимский пояс, 11 – Кольский, 12 – Лобвинский, 13 – Нижне-Салдинский, 14 – Верхне-Салдинский, 15 – Восточно-Тагильский, 16 – Алапаевский, 17 – Первомайский, 18 – Режевской, 19 – Верх-Нейвинский, 20 – Баженовский, 21 – Голгорский, 22 – Пышминский, 23 – Ключевской, 24 – Бардымские, 25 – Уфалейский, 26 – Маукский, 27 – Нязепетровский, 28 – Кыштымский (Сугомакский), 29 – Муслюмовский, 30 – Таловский, 31 – Касаргинский, 32 – Сыротанский, 33 – Казбаевский, 34 – Чебаркульский, 35 – Травниковский, 36 – Нуралинский, 37 – Миасский, 38 – Кочкарский, 39 – Новобайрамгуловский, 40 – Миндякский, 41 – Абзаковский, 42 – Куликовский, 43 – Крака, 44 – Татищевский, 45 – Успенковский, 46 – Верхнесакмарские, 47 – Верблюжьегогорский, 48 – Кацбахские, 49 – Варшавский, 50 – Гогинский, 51 – Сакмарские, 52 – Могутовский, 53 – Каряжный, 54 – Наследницкий, 55 – Каменнодольский, 56 – Джетыгаринский, 57 – Притобольские, 58 – Байгускаровский, 59 – Айдырлинский, 60 – Подольский, 61 – Шевченковский, 62 – Катралинский, 63 – Халиловский, 64 – Кундыбайский, 65 – Ново-Троицкий, 66 – Аниковский, 67 – Лимокские, 68 – Аккаргинский, 69 – Хабарнинский, 70 – Караишакальский, 71 – Киембаевский, 72 – Буруктальский, 73 – Кемпирсайский, 74 – Мамытский, 75 – Талдысайский); 12 – массивы Платиноносного пояса (76 – Щекуринский, 77 – Хорасюрский, 78 – Ялпинг-Ньерский, 79 – Чистопский, 80 – Помурский (Ивдельский), 81 – Денежский, 82 – Кумбинский, 83 – Княсьтинский, 84 – Кытлымский, 85 – Павдинский, 86 – Качканарский, 87 – Арбатский, 88 – Баранчинский, 89 – Тагильский, 90 – Ревдинский, 91 – Уктусский); 13–14 – сутурные швы: 13 – Главный Уральский разлом (сегменты: Ш – Щучинский, В – Войкарский, Х – Хулгинский, Т – Тагильский, У – Уфимский, Мг – Магнитогорский), 14 – Центральная сутура (сегменты: С – Серовский, Мк – Маукский, К-К – Кыштымско-Кацбахский, Ю-М – Южно-Магнитогорский); 15 – границы структур: мегазона (а), зон (б); 16 – границы аллохтонов.

ся совмещение метаморфизованных континентальных, океанических и субдукционных образований. Возрастные датировки образования эклогитов изменяются от границы раннего-позднего протерозоя до палеозоя при доминирующих значениях 390–240 млн. лет [37]. Формирование эклогитов связывается с погружением корового материала в зоны субдукции с последующей эксгумацией пород высоких и сверхвысоких давлений [7]. Возраст эклогитов рядом исследователей используется для обоснования существования на Урале докембрийского Палеоазиатского океана [2, 40].

Главный Уральский разлом представляет собой сутурную зону между перикратонной частью ВЕК и палеозойскими островодужными и океаническими комплексами Тагило-Магнитогорской мегазоны. Морфологически ГУР выражен как крупный надвиг, падающий на восток под углом 30–55°, постепенно выполаживающийся с глубиной. Для ГУР характерно широкое развитие серпентинитового меланжа и зон мегабрекчий большой протяженности (Сакмаро-Вознесенская зона Южного Урала, Райизско-Хараматалоуская зона Полярного Урала и др.), зон дислокационного метаморфизма, бластомилонитов. Во фронтальной части зоны ГУР сформировалась зона передовых надвигов. По геофизическим данным, утоняющийся кристаллический фундамент ВЕК прослеживается под зоной ГУР на восток. В западном (лежачем) крыле ГУР, на севере и юге Урала прослеживается пояс метаморфитов повышенных давлений (эклогит-глаукофановых комплексов и глаукофановых сланцев). Восточное крыло ГУР представлено деформированными офиолитами. В процессе коллизии (верхний девон–пермь) силурийская и девонская островные дуги аккретировали к ВЕК по зоне ГУР. Коллизия носила косой характер и сопровождалась движением восточных областей Урала к северу с образованием левосторонних сдвигов вдоль зоны ГУР. На кинематику коллизионных процессов основное влияние оказали выступы древнего фундамента ВЕК. Мезозойские процессы постколлизии коллапса, вызванные остыванием и погружением разуплотненной астеносферы под палеоокеаническим сектором, выразились в сбросовом опускании восточных частей Урала, в результате чего ГУР в отдельных частях был осложнен сбросами [14]. Неотектонические процессы выразились в относительном поднятии крупных жестких блоков центральной части Урала, в том числе примыкающих к ГУР. В качестве примера можно привести ультрабазитовый массив Рай-Из, поднятый над окружающими комплексами на 500–1000 м. На выровненном плато массива сохранились четвертичные ледниковые отложения. Строение ГУР весьма изменчиво по простиранию. В основу районирования ГУР были положены особенности строения, возраст, состав, степень метаморфизма и вели-

чина эрозионного среза примыкающих к нему геологических комплексов. С севера на юг ГУР разделен на шесть сегментов: Щучьинский, Войкарский, Хулгинский, Тагильский, Уфимский и Магнитогорский (рис. 1).

Щучьинский сегмент – самый северный, представляет собой зону надвига (с углом падения 40–45°) меланократового основания островодужной коры Щучьинской зоны на метаморфические породы верхнего протерозоя Марункеуского блока [8]. Офиолиты Щучьинской зоны представлены полным разрезом: в основании – мантийные ультрабазиты массива Сыум-Кеу, выше – “полосчатый” дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс, перекрытый апогабброноритовыми амфиболитами малыкского комплекса, которые образуют поле площадью около 2 тыс. км². В основании габброиды в виде широкой (до 3.5–4.5 км) полосы превращены в гранатовые и эпидот-гранат-цоизитовые амфиболиты. Высокобарическая вебстерит-габбро-гранулитовая серия установлена и в “полосчатом” комплексе, развитом к востоку от ультрабазитов Сыум-Кеу [13]. С запада к ГУР примыкает няровейская свита верхнего протерозоя, представленная цоизитовыми, гранатовыми амфиболитами с прослоями графитоидных, мусковит-биотит-гранатовых кристаллических сланцев и кварцитов. Среди пород няровейской свиты отмечаются редкие выходы эклогитовых пород, а вблизи контакта с ультрабазитами Сыум-Кеу встречаются мегаблоки антигоритизированных перидотитов. На западе няровейская свита граничит с марункеуским эклогит-амфиболит-гнейсовым комплексом. Таким образом, в Щучьинском сегменте к зоне ГУР примыкают глубоко метаморфизованные породы как со стороны Центрально-Уральской, так и Тагило-Магнитогорской мегазоны. По выровненной платообразной, полого наклоненной на восток поверхности ультрабазитового массива Сыум-Кеу, его крутому западному склону и глубоко врезаным в массив долинам рек можно сделать вывод о неотектоническом воздымании массива.

Войкарский сегмент отделен от Щучьинского Харбейским блоком протерозойских пород и представляет собой зону надвига (с углом 40–45°) офиолитовой серии Войкарской зоны на палеозойские шельфовые и глубоководные осадочные комплексы пассивной окраины ВЕК. Основание офиолитов представлено крупнейшими массивами ультрабазитов (Рай-Из, Войкаро-Сынинский). Массив Рай-Из при надвигании упирался в жесткий Харбейский блок протерозойских пород, в результате чего развернулся по часовой стрелке и испытал интенсивные внутренние деформации с образованием крупного изгиба. Между массивами Рай-Из и Войкаро-Сынинским расположена Хараматалоуская аллохтонная пластина пород преимущественно позднего протерозоя, которая ограничена с северо-запада

зоной ГУР и входит в структуру Войкарской зоны. Предполагается, что Хараматалоуская пластина подстилается ультрабазитами, которые соединяют массивы Рай-Из и Войкаро-Сынинский. Зона ГУР вдоль северного и северо-западного края массива Рай-Из и Хараматалоуской пластины сопровождается мощной (до первых километров) полосой серпентинитового меланжа с блоками пород самого разного состава. В основании Войкаро-Сынинского массива появляются крупные мегаблоки метаморфизованных до гранулитовой фации габброидов и пород “полосчатого” комплекса [12]. Эта часть ГУР имеет очень сложное тектоническое строение. Породы палеоконтинентального сектора, примыкающие к зоне ГУР с запада, характеризуются метаморфизмом зеленосланцевой, редко – эпидот-амфиболитовой фации.

Хулгинский сегмент отвечает одноименному выступу фундамента ВЕК, который отделяет Войкарскую зону от Тагильской. Палеозойские офиолитовые комплексы разбиты тектоникой на приподнятые блоки ультрабазитов и габбро и относительно опущенные блоки вулканогенно-осадочных пород. Ультрабазитовые тела относятся к Хосаинской группе и включают Олыся-Мусюрский, Синотвожский, Лемпуаюский и Южно-Народинский массивы. Палеоконтинентальный сектор сложен метаморфизованными в амфиболитовой фации докембрийскими и палеозойскими породами Хобеизского купола Ляпинского антиклинория [34]. Восточнее Хобеизского купола эклогиты содержатся в Неркаюском комплексе. В Хулгинском сегменте, в отличие от Войкарского, край ВЕК приподнят, а комплексы Тагило-Магнитогорской зоны частично опущены.

Тагильский сегмент, наиболее протяженный, вытянут более чем на 900 км от Хулгинского выступа на севере до Уфалейского выступа кристаллического фундамента ВЕК на юге. Тагильская зона вблизи ГУР сложена базальтоидами и осадочными породами среднего и позднего ордовика-раннего силура, метаморфизованными в пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фации. Вблизи зоны ГУР протягивается Платиноносный пояс концентрически-зональных полиформационных массивов, породы которых несут следы многоэтапных метаморфических изменений от гранулитовой до зеленосланцевой фации [11]. С запада к ГУР примыкают палеозойские породы шельфа и глубоководного склона ВЕК, метаморфизованные в зеленосланцевой, лавсонит-глаукофановой, реже эпидот-амфиболитовой фации. Зона ГУР в Тагильском сегменте осложнена сбросами. В своей северной части она круто падает на восток и сопровождается широкой полосой рассланцованных пород. Кливаж динамосланцев почти вертикален [23]. Разлом трассируется узкими лентовидными телами серпентинитовых тектонитов Салатимского пояса (рис. 1). Южнее зона ГУР падает на восток под углом 35–45° [22]. Тела и массивы мантийных ультра-

трабазитов здесь отсутствуют. Отдельные тела ультрабазитов снова появляются в южном периклинальном замыкании Тагильской зоны. Это позволяет рассматривать Тагильскую зону как опущенный блок. Опускание могло произойти по крутому сбросу мезозойского возраста на стадии постколлизийного коллапса [14]. Реликты офиолитов сохранились с западной стороны от надвига в виде Мойвинского ультрабазитового аллохтона (рис. 1).

Уфимский сегмент расположен в области перережима Тагильской и Магнитогорской зон и представляет собой сутурную зону между Центрально-Уральской и Восточно-Уральской мегазонами. Структуры последней представлены глубоко метаморфизованными породами Сысертского метаморфического комплекса. С запада к ГУР примыкают интенсивно метаморфизованные породы Уфимского выступа и северной части антиклинория Уралтау. В зоне ГУР вулканогенно-осадочные породы интенсивно дислоцированы, сжаты в крутопадающие складки, пластины, чешуи, которые перемежаются с телами ультрабазитов. На границе раннего и среднего карбона зона ГУР была запечатана интрузиями каликатровых гранитоидов [52]. Океанические и островодужные комплексы, полого надвинутые на континент, сохранились в аллохтонах, включающих Бардымские и Нязепетровские тела мантийных ультрабазитов [18].

Магнитогорский сегмент является самым южным и вторым по протяженности (около 400 км). В своей средней части известен как Сакмаро-Вознесенская зона меланжа, которая падает на восток под углом 40–55° и трассируется цепочкой узких сжатых тел ультрабазитов (Абзаковский, Верхне-сакмарский, Сакмарский) (рис. 1). В северной периклинальной части Магнитогорской зоны ультрабазиты выходят в виде интенсивно меланжированных и серпентинизированных тел вытянутой и неправильной формы (Таловский, Сыростанский, Нуралинский, Миасский, Поляковский, Новобайрамгуловский, Миндякский массивы), которые составляют основание многочисленных покровов. В южной части сегмента появляются более крупные ультрабазитовые массивы (Байгускаровский, Халиловский, Ишкининский). ГУР разделяет слабометаморфизованные породы силура-раннего карбона Магнитогорской зоны от метаморфизованных в условиях высокой ступени пород максютовского комплекса хребта Уралтау, что позволяет рассматривать сегмент как зону сброса, осложнившую ГУР. В отличие от Тагильского сегмента, сброс был более интенсивным. Это подтверждается глубоким залеганием в Магнитогорской зоне поверхности “базальтового” слоя (в среднем 14–15 км), по сравнению с Тагильской зоной (в среднем 11 км) [3]. Крупные реликтовые участки океанических и островодужных комплексов сохранились в Кракинском и Сакмарском аллохтонах, надвинутых на Уралтауский

антиклинорий и Зилаирский синклинорий. К этим аллохтонам приурочены наиболее крупные и хромитоносные ультрабазитовые массивы Южного Урала: Крака, Хабарнинский, Кемпирсайский и другие (рис. 1). В основании ультрабазитовых массивов развиты мощные зоны меланжа.

Тагило-Магнитогорская мегазона протянулась вдоль всего Урала и объединяет Щучинскую, Войкарскую, Тагильскую, Магнитогорскую зоны. Разрез мегазоны начинается с комплексов меланократового основания: мантийные ультрабазиты, “полосчатый” дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс, габброиды. Выше расположены комплекс параллельных даек и ряд вулканогенных островодужных формаций. Последние прорываются многочисленными телами габброидов, плагиогранитов, диоритов, гранодиоритов и, реже, более молодых сиенитов, которые нередко образуют с вулканитами вулканно-плутонические пояса. Офиолитовые комплексы по возрасту разделяются на ордовикско-силурийские (Щучинская, Войкарская, Тагильская зоны и Сакмарский аллохтон) и девонские (Магнитогорская зона). Мантийные ультрабазиты обнажаются вдоль зоны ГУР, меньше – у восточного края Тагило-Магнитогорской мегазоны. В центральных частях мегазоны тела ультрабазитов находятся на глубине и появляются только в пределах периклинальных замыканий Тагильской и Магнитогорской зон. В Тагильской зоне, в нижней части вулканогенного разреза, залегает вытянутый на 900 км уникальный Платиноносный пояс, включающий цепочку концентрически зональных изометричных или вытянутых массивов. Пространственно массивы тесно приурочены к пологопадающей ($20\text{--}30^\circ$) на восток зоне интенсивно рассланцованных пород зоны ГУР [43]. Позднепалеозойской коллизией океанические и островодужные формации Тагило-Магнитогорской мегазоны выжаты на край ВЕК и на микроконтиненты Восточно-Уральской мегазоны по надвигам со встречным падением [44]. В результате раннетриасового растяжения земной коры Урала на стадии постколлизийного коллапса [14] Тагило-Магнитогорская мегазона опущена относительно Центрально-Уральской и Восточно-Уральской мегазон. Это подтверждается образованием в Щучинской, Тагильской и Магнитогорской зонах мезозойских депрессий, выполненных триас-юрскими угленосными отложениями.

Центральная сутурная зона разделяет Тагило-Магнитогорскую и Восточно-Уральскую мегазоны. В зависимости от характера своего проявления на поверхности и глубине, состава и строения примыкающих комплексов пород, Центральная сутурная зона делится на две части: Серовско-Маукскую и Восточно-Магнитогорскую. Серовско-Маукская часть соответствует разлому с одноименным названием в восточном ограничении Тагильской зоны и делится на два сегмента: Серовский и Маукский.

Граница между сегментами проходит в участке перережима Тагильской зоны напротив Билимбаевского выступа ВЕК. Термин Билимбаевский принят автором после обсуждения с М.С. Рапопортом. Южная часть Тагильской зоны между Билимбаевским и Уфимским выступами характеризуется интенсивным сжатием и более приподнятым положением. Восточно-Магнитогорская часть, расположенная вдоль восточного края Магнитогорской зоны, делится на два сегмента: Кыштымско-Кацбахский и Южно-Магнитогорский (рис. 1).

Серовский сегмент отделяет породы меланократового основания (мантийные ультрабазиты, габбро) и вулканиты Тагильской зоны от допалеозойских и палеозойских [30, 36] метаморфитов Салдинского блока и является наиболее ярко выраженной частью Центральной сутурной зоны. Падение зоны западное под углом $30\text{--}40^\circ$. Вдоль сегмента на поверхность выходят крупные ультрабазитовые массивы (Устейский, Кольский, Восточно-Тагильский) (рис. 1), которые, по геофизическим данным, объединяются под чехлом рыхлых отложений в Серовско-Восточнотагильский массив с самой большой на Урале протяженностью – 280 км.

Маукский сегмент трассируется более мелкими ультрабазитовыми массивами (Верхне-Тагильский, Верх-Нейвинский, Гологорский, Уфалейский и др.) и отделяет породы Тагильской зоны от гранитоидов и покровов палеозойских вулканогенно-осадочных пород Салдинского блока. В отличие от Серовского сегмента, в пределах Верх-Нейвинского [45], Гологорского и Маукского массивов, по результатам исследований профилей МОВ, установлено восточное падение сутурной зоны под углом $40\text{--}50^\circ$ и повсеместное ее выполаживание на глубинах 4–8 км [44]. Уфалейский массив имеет субгоризонтальное залегание. Восточное падение Центральной сутурной зоны в пределах Маукского сегмента объясняется надвиганием чешуйчато-покровных комплексов Восточно-Уральской мегазоны на образования Тагильской зоны в позднеколлизийный этап.

Кыштымско-Кацбахский сегмент отделяет северную часть Магнитогорской зоны от Восточно-Уральской мегазоны. С севера на юг он прослежен от Кыштымского (Сугомакского) массива цепочкой вытянутых меланжированных тел серпентинитов (Алтын-Ташские, Мало-Увельские, Уйские, Кидишевские, Фершампенуазские, Черниговские) до Кацбахского массива (рис. 1). В северной периклинальной части Магнитогорской зоны разломы Кыштымско-Кацбахского сегмента сбросо-сдвигового характера срезают под острым углом зону меланжа Главной сутурной зоны (ультрабазитовые массивы Миасский, Сыростанский, Таловский и другие), что указывает на их более молодой возраст. Серпентинитовые тела, трассирующие разломы сегмента, имеют западное падение [20, 44]. Исключением является северный Кыштымский (Су-

гомакский) массив, который, по данным гравиразведки, имеет восточное падение. Кацбахский массив залегает с отклонением от сутурной зоны к востоку, имеет неправильную слабовытянутую форму и, скорее всего, принадлежит к покрову на краю Восточно-Уральской мегазоны. Южнее Кацбахского массива со стороны Восточно-Уральской мегазоны имеется выступ, который разделяет Кыштымско-Кацбахский и Южно-Магнитогорский сегменты сутурной зоны. В пределах выступа выходят Браиловские и Полоцкие серпентинитовые тела.

Южно-Магнитогорский сегмент с поверхности выражен наименее отчетливо и проводится, главным образом, по западному краю Главного гранитного пояса Урала, который является индикатором развития под покровно-складчатыми вулканогенно-осадочными комплексами палеозоя протерозойского гранито-гнейсового фундамента Восточно-Уральской мегазоны. Сутурная зона в пределах сегмента проведена среди палеозойских вулканогенно-осадочных комплексов по надвигам, которые не трассируются серпентинитовыми телами.

Восточно-Уральская мегазона представляет собой сложно построенную коллизионную область, сформировавшуюся в результате аккреции отдельных микроконтинентов, океанических и островодужных комплексов. В строении мегазоны установлены Салдинско-Мурзинский, Челябинско-Мугоджарский, Зауральский, а также, возможно, и другие микроконтиненты, отделенные друг от друга сутурными зонами, в пределах которых сохраняются вулканы океанических и островодужных комплексов, залегающих в аллохтонах, покровах и аккреционных призмах [36]. В настоящей работе выделены следующие зоны протерозойских метаморфических комплексов: Салдинская, Верхисетская, Мурзинско-Адуйская, Сысертско-Ильменогорская, Челябинско-Суундукская, Адамовско-Мугоджарская, Текельдытауская, Кундыбаевско-Карашатауская, Троицкая. К зонам преимущественного развития палеозойских океанических и островодужных комплексов относятся Алапаевско-Каменская, Пышминско-Ключевская, Арамилско-Сухтелинская, Копейско-Брединская (рис. 1). Вдоль восточного края мегазоны проходит Денисовская зона с комплексами океанических вулканитов ордовика, которая граничит по Ливановскому разлому с Зауральской мегазоной [18]. В разрезе Восточно-Уральской мегазоны выделяются два структурных этажа. Нижний представлен докембрийскими сиалическими блоками, верхний – палеозойскими автохтонными осадочными породами и тектоническими покровами океанических и островодужных комплексов, содержащих тела ультрабазитов, обычно интенсивно серпентинизированных. Для докембрийских комплексов характерны структуры нелинейного куполовидного типа с разноориентированным планом складчатых дис-

локаций, не совпадающим с уральским, что видно на примере Восточно-Мугоджарского блока. В зонах частичного перекрытия протерозойские гнейсовые комплексы выходят на поверхность в виде куполовидных поднятий, окруженных зонально-метаморфизованными палеозойскими комплексами (“сланцевое обрамление”) [21]. Довольно часто осадочно-вулканогенные породы насыщены телами серпентинизированных тектонизированных ультрабазитов. Восточно-Уральская мегазона характеризуется широким распространением гранитных позднепалеозойских батолитоподобных plutonov (“Главная гранитная ось” Урала).

Зауральская мегазона развита на крайнем востоке Южного Урала и погружена под мезокайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты. С запада на восток в строении мегазоны выделены Валерьяновская, Боровская и Убаганская зоны. В строении зон преимущественно развиты раннекаменноугольные, меньше – девонские отложения энсиалического характера. Предполагается, что границей уралид в фундаменте Тургайского прогиба является сутурная зона, возможно, представленная Уркашским разломом, который трассируется цепочкой серпентинитовых массивов параллельно Валерьяновскому вулканоплутоническому поясу, расположенному к востоку от разлома [36].

Новые данные о глубинном строении Урала были получены при выполнении сейсмопрофиля Ур-сейс-95 по линии Стерлитамак-Николаевка на Южном Урале [54–56]. По особенностям глубинного строения в Уральском складчатом поясе выделены три домена: западный, центральный и восточный. Западный домен по положению соответствует палеоконтинентальному сектору до зоны ГУР на востоке. Центральный домен включает Тагило-Магнитогорскую зону и западную часть Восточно-Уральского поднятия. Восточный домен граничит с центральным доменом по Карталинскому разлому, падающему на запад. По данным сейсмопрофилирования установлена общая бивергентная структура Урала, образованная падением основных структурных элементов к центральной части складчатого орогена. Западный домен характеризуется высокоотражательной слоистой корой с падением структурных элементов на восток. Смена западной вергентности структур на восточную происходит к востоку от оси Магнитогорской синформы. Главной особенностью восточного домена является наличие ярко выраженных наклонных структур восточной вергентности, образующих Карталинский пакет отражений, западной границей которого является Карталинский разлом, а на востоке в него входят Денисовская и Новониколаевская зоны серпентинитового меланжа. Карталинский пакет отражений является более молодым по отношению к структурам западной вергентности, отсекает их и прослеживается до границы Мохоровичича, которая срезает его

под очень острым углом. Карталинский разлом и система отражателей западного падения интерпретируются как зона субдукции Андского типа, над которой сформировались интрузии Главного гранитного пояса Урала [15, 30]. По мнению В.Н. Пучкова [36] зоны восточной вергентности возникли позже среднепалеозойской субдукции в восточном направлении, на стадии “жесткой” коллизии.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ РАССЛОЕННЫЕ ИНТРУЗИИ

На Урале известны два района проявления расслоенных интрузий: сарановский комплекс на Среднем и кусинско-копанский – на Южном Урале. Оба комплекса расположены среди позднепротерозойских отложений Центрально-Уральской мегазоны и сложены породами гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формации. Хромотоносность установлена только для ультрабазитов сарановского комплекса, который представляет собой пояс магматических тел протяженностью свыше 80 км в пределах Кваркушского антиклинорного поднятия. В Сарановский пояс входят Шакюревское тело, Сарановская, Воронковско-Кырминская и Ашкинская группы массивов и тел, преобладающая часть которых локализована вдоль субвертикальных тектонических разрывов север-северо-западного простирания, и только массивы Ашкинской группы залегают вдоль разлома восточного падения.

Наиболее крупными и изученными являются массивы Сарановской группы, залегающие в зоне субвертикального Сарановского разлома [16]. С востока разлом отделяет горстообразное поднятие пород верхнего рифея от комплексов нижнего венда. Пространственно поднятие совпадает с Вижайской положительной гравимагнитной аномалией протяженностью 65 км, шириной 6–7 км и характеризуется интенсивным проявлением рифтогенного магматизма. Для массивов Сарановской группы установлено: отсутствие пород краевой группы и экзоконтактового метаморфизма; резкое преобладание ультраосновных пород над основными; большие мощности хромитовых залежей по сравнению с мощностью ультрабазитов; тектонические ограничения и интенсивная блоковая тектоника; фрагментарность расслоенного разреза, что указывает на их тектонически перемещенное залегание [4]. Реликтовая часть расслоенной интрузии, предположительно, может находиться на глубине в районе Вижайской гравимагнитной аномалии. Возраст ультрамафитов Сарановской интрузии был определен как венд-кембрийский [16], ранневендский [36] и довендский [1]. Галька и мелкие валуны хромитов и флогопитсодержащих оталькованных дунитов установлены в конгломератах вильвенской свиты нижнего венда, в непосредственной близости от Сарановских массивов [47], что указывает на до-

вендский возраст выдвижения блоков Сарановской расслоенной интрузии к поверхности. Возраст габброидов Шакюревского массива, расположенного к северо-востоку от Сарановской интрузии, определен по цирконам U-Pb методом в 745 млн. лет [48], что соответствует позднему рифею.

Кусинско-копанский габброидный комплекс, несущий ильменит-титаномагнетитовое оруденение, расположен на севере Башкирского антиклинория, в его осевой части [1]. Комплекс вытянут на 80 км вдоль Зюраткульского надвига восточного падения и представлен цепочкой вытянутых интрузивных массивов. Тела габброидов вместе с метаморфизованными породами кувашской свиты низов среднего рифея надвинуты с востока на терригенно-карбонатные породы саткинской свиты нижнего рифея. В западной части интрузивных тел известны ксенолиты ороговикованных кварцитов и глинистых сланцев зигальгинской свиты среднего рифея. Возраст интрузий, с учетом радиогеохронологических данных, оценивается как среднерифейский [1]. В 20–30 км к восток-юго-востоку от выходов интрузивных тел установлена обширная (более 20 × 45 км) гравитационная аномалия, которая вызвана, предположительно, погребенной частью расслоенной интрузии. А.А. Алексеев и другие [1] считают, что кусинско-копанский комплекс представлен на поверхности только верхней габбровой частью расслоенной интрузии. Ультрабазитовая часть интрузии с предполагаемым хромитовым оруденением может находиться на глубине в районе обширной гравитационной аномалии.

Сарановский и кусинско-копанский комплексы расположены в пределах перикратонной части ВЕК в сходной геотектонической обстановке (рис. 1). Образование их связано с рифейским рифтогенезом, приуроченным к периферии Камского и Красноуфимского выступов архейско-нижнепротерозойского фундамента земной коры [28]. Оба комплекса представлены на поверхности тектонически перемещенными блоками расслоенных интрузий, основная часть которых, предположительно, расположена на глубине. Совпадает и протяженность сарановского и кусинско-копанского поясов (около 80 км). С учетом погребенных частей интрузий, оба комплекса, по своим размерам, могут войти в число крупнейших в мире.

ОФИОЛИТОВЫЕ МАНТИЙНЫЕ УЛЬТРАБАЗИТЫ

Уральскую складчатую область отличает широкое распространение офиолитовых мантийных ультрабазитов, тела и массивы которых залегают во всех тектонических структурах, расположенных к востоку от зоны ГУР. Часть ультрабазитовых массивов надвинута по зоне ГУР на структуры восточного края ВЕК и залегает в аллохтонах. Офиолиты

Урала по составу и строению разделены Г.Н. Савельевой [39] на лерцолитовый и гарцбургитовый типы. К первому типу относятся ультрабазитовые массивы Крака, Нурали, Миндяк на Южном Урале, а к гарцбургитовому типу – все остальные ультрабазиты Урала. Мантийные ультрабазиты по составу, строению, условиям формирования и хромитонности разделены автором на лерцолитовый, гарцбургитовый, дунит-гарцбургитовый и верлит-дунитовый формационные комплексы [24, 25]. Первичными являются первые три комплекса, сформированные в различных геодинамических обстановках верхней мантии и отличающиеся по хромитонности. Верлит-дунитовый комплекс образовался в результате преобразования ранних мантийных комплексов в граничных условиях мантия-кора.

Лерцолитовый комплекс является наиболее ранним в ультрабазитовых массивах лерцолитового типа и детально изучен в массивах Крака, Нурали, Миндяк [6, 38, 39]. Лерцолитовый комплекс не является хромитонным. Формирование лерцолитового типа офиолитов на Южном Урале связывают со следующими геодинамическими обстановками: 1) океанические области [39], 2) субконтинентальные области [19, 50]. Ряд исследователей делят массивы лерцолитового типа на два пояса: Зилаирский (Крака, Медногорский) и Главный, приуроченный к ГУР (Нурали, Миндяк и др.). Формирование первого связывают с рифтингом восточного края ВЕК [17], а второго – со спредингом океанического бассейна [58]. Автор считает, что при отнесении лерцолитовых массивов Южного Урала к субконтинентальным не учитывался такой важный факт, как наличие в этих массивах хромитонного дунит-гарцбургитового комплекса. Формирование последнего по ультрабазитам лерцолитового комплекса происходило в условиях надсубдукционного мантийного клина островных дуг, которые закладываются на океаническом дне. Автор разделяет точку зрения на формирование лерцолитового комплекса в процессе спрединга океанического дна в зонах СОХ с низкой скоростью спрединга [24, 25].

Гарцбургитовый комплекс является ранним комплексом в гарцбургитовом типе офиолитов и распространен на Урале очень широко. Формирование комплекса происходило в зонах СОХ с умеренной и высокой скоростями спрединга, что позволяло мантийному диапиру подниматься выше, чем при формировании лерцолитового комплекса [24, 25]. Более высокие скорости спрединга при формировании гарцбургитового комплекса позволили разогретому мантийному веществу подниматься до глубин 15–20 км, на которых выплавление базальтов прекращалось. Повышение вязкости мантийного материала привело ко второму этапу формирования гарцбургитового комплекса, выразившемуся в смятии гарцбургитов в крупные складки и развитии генетически связанных со складчатостью

зон пластично-сколовых деформаций. Понижение давления в зонах пластично-сколовых деформаций явилось причиной локального частичного плавления гарцбургитов в этих зонах и появления рудно-силикатных расплавов. После удаления расплавов в зонах сколово-пластичных деформаций остался тугоплавкий остаток – рестит дунитового состава, который зафиксировал пространственное размещение зон деформаций и их размеры. С гарцбургитовым комплексом генетически связано образование хромовых руд глиноземистого типа. Перемещение и локализация рудных расплавов происходили по зонам сколово-пластичных деформаций.

Дунит-гарцбургитовый комплекс формировался по ультрабазитам гарцбургитового и лерцолитового комплексов в результате их дополнительного деплетирования. В строении комплекса выделены две ассоциации пород, формирование которых протекало в два тесно сближенных по времени этапа. По петрохимическим геодинамическим индикаторам, формирование комплекса происходило в пределах надсубдукционного мантийного клина островных дуг [25, 57]. Селективное выплавление низкотитанистых высококальциевых бонинитов в мантийном клине осуществлялось над зоной субдукции под воздействием водосодержащих флюидов, поступающих из погружающейся океанической плиты, при давлении около 2.5 ГПа и температуре 1350–1550°C [26]. На присутствие натрийсодержащих водных флюидов при формировании ультрабазитов дунит-гарцбургитового комплекса в уральских массивах указывает обнаружение паргасита, флогопита в гарцбургитах и хромовых рудах Кемпирсайского массива [51, 57]. Истощенные гарцбургиты при подъеме сминались в крупные складки, в результате чего формировались зоны сколово-пластичных деформаций. Локальное понижение давления в зонах деформаций создало условия для частичного выплавления базитовых и хромититовых расплавов и образования в зонах деформаций тугоплавкого остатка – рести́та дунитового состава. С дунит-гарцбургитовым комплексом генетически связано образование хромовых руд высокохромистого типа.

Верлит-дунитовый комплекс образовался по ультрабазитам лерцолитового, гарцбургитового и дунит-гарцбургитового комплексов в граничной зоне между корой и мантией. Последние данные позволяют связать образование комплекса с процессами магматического замещения и глубокого истощения мантийных ультрабазитов под воздействием магматических расплавов клинопироксенитового состава, а также процессов метаморфизма и тектонического расслаивания пород мантии. Хромовые руды глиноземистого и высокохромистого типа, попадая в эти условия, перекристаллизовывались, метаморфизовались, приобретали повышенную железистость и тонко-, мелкозернистое строение.

Тектонические обстановки размещения офиолитовых ультрабазитов

Мантийные ультрабазиты составляют нижние части меланократового основания офиолитовых разрезов. Выдвижение их на поверхность могло происходить по крупным зонам надвигов и тектонических разломов при скучивании блоков островодужной и океанической коры и микроконтинентов. Степень сохранности офиолитовых разрезов и мощных тел хромитоносных мантийных ультрабазитов, зависит от типа и величины вмещающей тектонической структуры, что выдвигает тектонический фактор в число важнейшего регионального оценочного показателя хромитоносности.

Классификации поясов ультрабазитов, залегающих в складчатых областях на границе структур разного порядка были рассмотрены в работах Г.В. Пинуса и Ю.Н. Колесника [31], Т.А. Смирновой [41] и, в целом, подтверждаются. Проведенный анализ размещения альпинотипных ультрабазитов в структурах Урала, в целом, уточнил зависимость размеров, морфологии и, косвенно, хромитоносности ультрабазитовых массивов и поясов от их положения на границах геотектонических структур. Вместе с тем, выявились осложняющие общую закономерность факторы, связанные с коллизионной стадией и постколлизионными этапами развития. Всего на Урале автором выделено шесть типов тектонических обстановок размещения офиолитовых ультрабазитов с различным характером и перспективностью хромитового оруденения.

1. Главный Уральский разлом (Главная сутура) – крупнейшая зона надвига Тагило-Магнитогорской мегазоны на край Восточно-Европейского континента. Зона ГУР протягивается на 2 500 км от побережья Ледовитого океана до южных отрогов Урала. К этой зоне приурочены наиболее крупные, в том числе и хромитоносные, ультрабазитовые массивы, образующие Главный ультрабазитовый пояс Урала (рис. 1). Выше было показано, что строение пояса весьма неоднородно и изменчиво по простирацию. Наиболее крупные массивы ультрабазитов с высокой хромитоносностью выходят в Щучинском и Войкарском сегментах Полярного Урала и в южной части Магнитогорского сегмента. В Хулгинском, Тагильском, Уфимском и Магнитогорском (северная часть) сегментах массивы ультрабазитов имеют небольшие размеры, интенсивно тектонизированы и характеризуются низкой хромитоносностью.

Ультрабазитовые массивы Полярного Урала (Сыум-Кеу, Рай-Из, Войкаро-Сынинский), обрамляющие с запада и северо-запада Щучинскую и Войкарскую зоны, образуют пояс протяженностью около 400 км (рис. 1) и являются крупнейшими не только на Урале, но и в мире. Ультрабазитовый пояс в виде огромных тектонических пластин мощностью до 6–7 км надвинут по зоне ГУР на струк-

туры палеоконтинентального сектора. Углы наклона ультрабазитовых пластин на восток изменяются от 10 до 30–45°. Во фронтальных частях ультрабазитовых массивов развиты мощные зоны меланжа. Все контакты мантийных ультрабазитов тектонические. С юга, юго-востока на ультрабазиты налегают габброиды с участками переходного “полосчатого” дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса. Разрез габброидов надстраивается тоналитами, комплексом параллельных даек, вулканитами, что указывает на ненарушенное положение мантийных ультрабазитов в основании полного офиолитового разреза. Ультрабазитовые массивы разбиты на блоки разной мощности и степени эродированности, что отражается на характере их хромитоносности. В разрезе массива Рай-Из видно, что северный блок мощностью до 1.0–1.5 км надвинут в виде “козырька” на отложения пассивной окраины континента и характеризуется низкой хромитоносностью, в то время как южный блок имеет мощность до 6 км и включает основную часть хромитовых месторождений (рис. 2). Ультрабазиты Войкаро-Сынинского массива протягиваются непрерывно на 200 км при ширине 10–18 км в пределах крупных тектонических блоков и 1–6 км – в переделах между ними [8, 39]. В строении массива с севера на юг выделены пять тектонических блоков (Пайерский, Хулгинский, Погурейский, Лаптапайский и Сынинский), с характерной для каждого блока мощностью, внутренней структурой, соотношением хромитоносных комплексов ультрабазитов. В строении полярно-уральских ультрабазитовых массивов известны все формационные комплексы мантийных ультрабазитов. На примере Полярного Урала видно, что наиболее благоприятными для выхода на поверхность крупных ультрабазитовых массивов являются высоко приподнятые и глубоко эродированные краевые части Тагило-Магнитогорской мегазоны, надвинутые на край континента.

Хулгинский сегмент ГУР занимает промежуточное положение между Войкарской и Тагильской зонами по степени приподнятости и эродированности пород меланократового основания. Ультрабазиты в пределах сегмента выходят на поверхность в виде отдельных блоков небольшого размера и представлены преимущественно породами верхних частей мантийного разреза. Из хромитоносных комплексов преобладающим развитием пользуются верлит-дунитовый и дунит-гарцбургитовый комплексы с хромовыми рудами высокохромистого типа и подтипа.

Тагильская и Магнитогорская зоны в мезозое были опущены по зонам сбросов, осложнивших зону ГУР, в результате чего ультрабазиты оказались погруженными на глубину. На большей части Тагильской зоны ультрабазитовые массивы отсутствуют, и только на севере зона ГУР трассируется линзовидными и узкими лентовидными телами низкохромитоносных ультрабазитов Салатимского

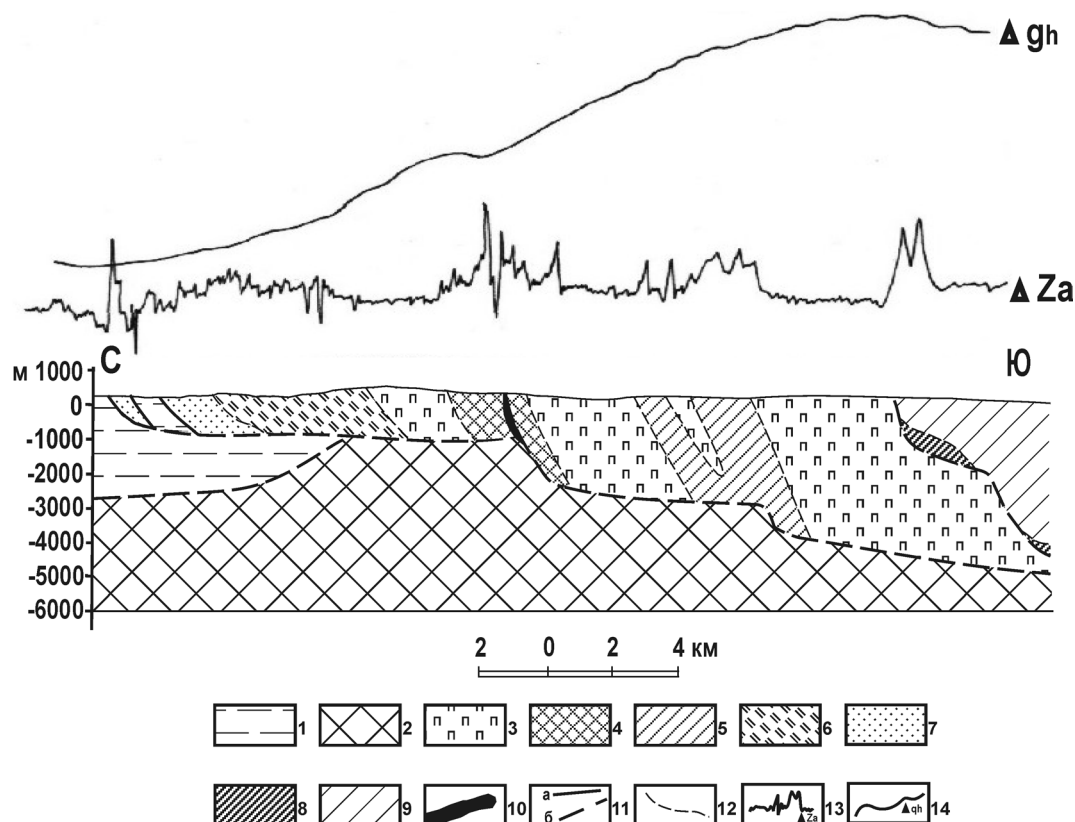


Рис. 2. Разрез массива Рай-Из по долине Конгора (долины рек Сось и Мака-Ружь), при построении разреза использованы геофизические материалы И.Ф. Таврина [46].

1 – палеозойские отложения пассивной окраины континента (лемвинский комплекс); 2 – образования протерозойского кристаллического фундамента; 3–7 – мантийные ультрабазиты и продукты их метаморфизма: 3 – гарцбургиты и дуниты, 4 – энстатит-форстеритовые породы, 5 – тремолит-талк-оливиновые породы, 6 – войкаритовые сланцы, 7 – брусит-антигоритовые серпентиниты; 8 – дуниты, верлиты, клинопироксениты “полосчатого” комплекса; 9 – габброиды полиформационные и продукты их метаморфизма; 10 – гранатые амфиболиты по габброидам повышенной титанистости; 11 – тектонические разрывы и надвиги: а – достоверные, б – предполагаемые; 12 – геологические границы; 13–14 – наблюдаемые кривые магнитного (13) и гравитационного (14) полей.

пояса. В западном обрамлении Магнитогорской зоны аналогичное положение занимают узкие сжатые тела серпентинизированных ультрабазитов (Абзакское, Верхнесакмарские, Сакмарские и другие), протянувшиеся вдоль зоны сброса. Количество ультрабазитовых тел увеличивается в периклинальном замыкании Магнитогорской зоны, вблизи Уфимского выступа, где сформировался сложный коллаж интенсивно сжатых тектонических пластин, в котором совмещены тела и массивы лерцолитового (Нурали, Миндяк) и гарцбургитового (Таловский, Мисасский, Новобайрамгуловский) типов. Крупные высокохромитоносные ультрабазитовые массивы лерцолитового (Крака) и гарцбургитового типа офиолитов (Кемпирсайский, Халиловский, Хабарнинский), появляются в южной части Магнитогорского сегмента ГУР. Часть массивов (Байгускаровский, Халиловский, Ишкининский, Ново-Троицкий) находится в виде тектонических блоков в зоне ГУР, другая часть (массивы Крака, Кемпирсайский, Хабарнинский, Чураевский, Катралинский, Рамаза-

новский, Каялинские, Карамолинский, Зауральские и др.) сохранилась в пределах Кракинского и Сакмарского аллохтонов на краю ВЕК. Крупные массивы ультрабазитов в пределах аллохтонов сопровождаются породами офиолитового разреза – габброидами, комплексом параллельных даек, вулканитами. Важно отметить, что в ультрабазитовых массивах как лерцолитовых, так и гарцбургитовых типов офиолитов содержатся ультрабазиты дунит-гарцбургитового комплекса.

2. Центральная сутура разделяет островные дуги Тагило-Магнитогорской мегазоны и спаянные микроконтиненты Восточно-Уральской мегазоны. С позиций хромитоносности имеют значение только ультрабазитовые тела Серовского и Маукского сегментов Центральной сутуры. Вдоль Серовского сегмента обнажен Серовско-Восточнотагильский пояс ультрабазитов протяженностью 280 км, представленный Устейским, Кольским, Каквинским, Лобвинским, Восточно-Тагильским массивами, которые по геофизическим данным представляют со-

бой единый, наиболее протяженный на Урале, ультрабазитовый массив. Наиболее крупным и лучше обнаженным из названных массивов является Восточно-Тагильский. В своей западной части, по данным Верхне-Туринского профиля МОВ [43], он представлен пластиной, падающей на запад согласно падению сутурной зоны (рис. 3). В восточной части массив надвинут на Салдинский блок, имеет пологое залегание и сложную форму (рис. 4). Массив пространственно связан с другими частями офиолитового разреза (габброидами и вулканитами). В настоящее время хромитоносность Серовско-Востоchnотагильского пояса характеризуется как невысокая. Тем не менее, имеются все основания говорить о его высокой потенциальной хромитоносности. Это крупные размеры и благоприятная тектоническая позиция, аналогичная полярно-уральским ультрабазитовым массивам,

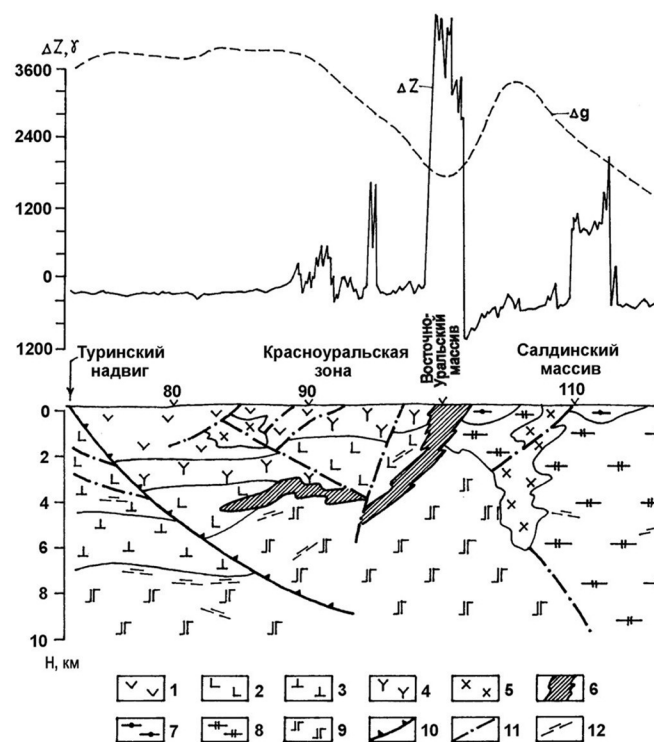


Рис. 3. Строение Восточно-Тагильского ультрабазитового массива вдоль Верхне-Туринского профиля (по В.Б. Соколову [43] с изменением).

1 – андезитовые порфиры, туфы и пирокласты андезит-базальтового состава; 2 – эффузивные и интрузивные образования среднего и основного состава; 3 – эффузивные, интрузивные и метаморфические комплексы нижней части разреза зеленокаменного прогиба; 4 – вулканогенные породы кислого и среднего состава; 5 – гранодиориты, диориты, плагиограниты; 6 – серпентиниты; 7 – зеленые сланцы, диабазы, амфиболиты; 8 – салдинские гнейсово-мигматитовые комплексы; 9 – габбро, габбро-амфиболиты, диабазы; 10 – надвиги; 11 – тектонические нарушения; 12 – условные сейсмические границы.

положение в основании слабо нарушенного офиолитового разреза, широкое площадное развитие дунит-гарцбургитового комплекса, несущего хромитовое оруденение высокохромистого металлургического типа. Следует отметить также его слабую обнаженность и низкую изученность [27].

Маукский сегмент имеет неоднородное строение. В его северной части выходят на поверхность небольшие, падающие на восток массивы ультрабазитов верлит-дунитового комплекса (Верхне-

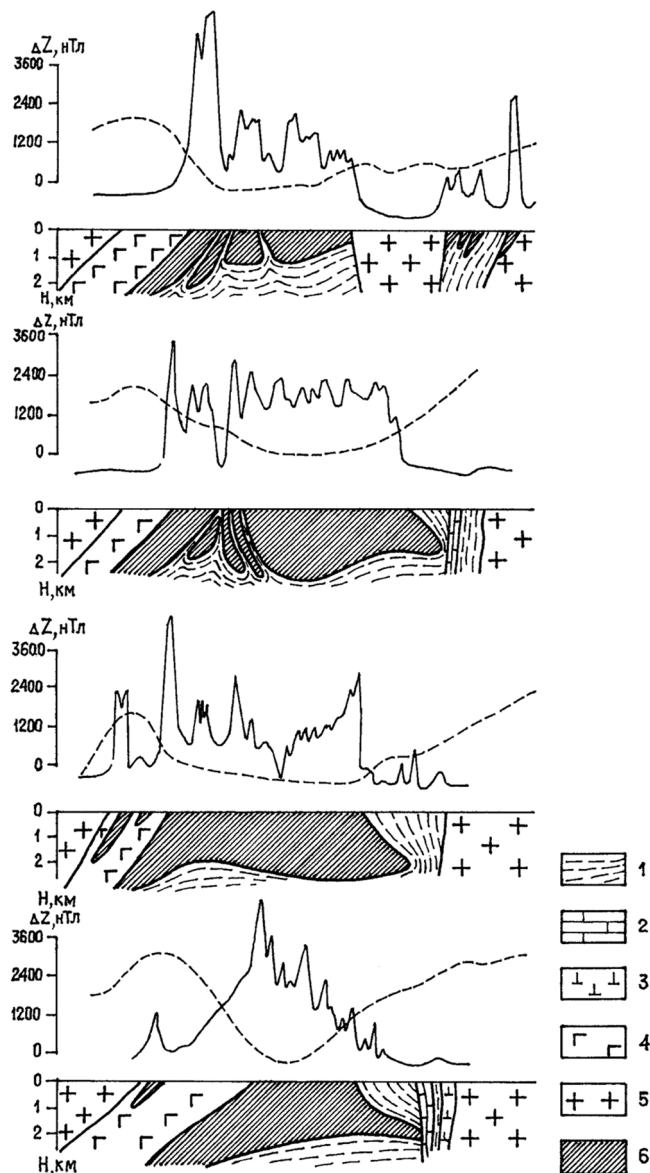


Рис. 4. Строение Восточно-Тагильского серпентинитового массива, по результатам интерпретации данных магнито- и гравиразведки (по неопубликованным данным В.М. Дворанова и Д.С. Вагшала).

1 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы (S–D), 2 – известняки, 3 – вулканиты среднего-основного состава, 4 – габбро, 5 – граниты, 6 – серпентинизированные ультрабазиты.

Тагильский, Верх-Нейвинский и Гологорский), вмещающие хромовые руды повышенной железистости глиноземистого и высокохромистого подтипов. В южной части сегмента, в пределах периклинального замыкания Тагильской зоны, находятся многочисленные малые тела ультрабазитов, а также достаточно крупный Уфалейский массив, который представляет собой пологозалегающую пластину. Все ультрабазитовые тела и массивы в пределах сегмента находятся в перемещенном залегании, связь их с полными офиолитовыми разрезами нарушена, что снижает перспективы их хромитоносности.

Кыштымско-Кацбахский сегмент Центральной сутурной зоны трассируют малые вытянутые тела серпентинитов. Они выжаты по зоне сбросо-сдвига в восточном борту Магнитогорской зоны и не имеют пространственной связи с офиолитовыми комплексами. С точки зрения хромитоносности интереса не представляют.

3. Сутурные и тектонические швы микроконтинентов с океаническими и островодужными блоками в Восточно-Уральской мегазоне. На Среднем Урале сутурный шов разделяет приподнятую Мурзинско-Адуйскую и опущенную Алапаевско-Теченскую зоны. К этому шву приурочены крупный Алапаевский, а также Точильногорский, Останинский, Режевской и Баженовский массивы (рис. 1). Алапаевский массив надвинут на край Мурзинско-Адуйской зоны; по геофизическим данным, он имеет форму плащеобразного пологозалегающего тела мощностью до 2 км. Баженовский массив залегает в сутурной зоне, падающей на восток под углом 35–40°. Мощность массива достигает 2 км. Другие массивы имеют неправильную форму, надвинуты на Мурзинско-Адуйскую зону в виде полого залегающих тел мощностью от 0.4 до 1.7 км.

На Южном Урале сутурный шов выделяется на границе приподнятой Челябинско-Суундукской и опущенной Копейско-Брединской блоковых зон. К этому шву приурочены Татищевский, Верблюжьегорский, Варшавский, Могутовский и более мелкие массивы. По их неправильной форме можно предполагать пологое залегание на краю Челябинско-Суундукской зоны. Исключение составляет Верблюжьегорский массив серповидной формы, который имеет более крутое падение и характеризуется наиболее высокой хромитоносностью. К третьему типу тектонических обстановок может быть отнесен Ключевской массив, который надвинут с запада на седловидную структуру между Мурзинско-Адуйской и Коневской приподнятыми зонами. В строении ультрабазитовых массивов в третьем типе тектонических обстановок выделяются хромитопроявления хромовых руд глиноземистого, высокохромистого и неустановленного типа [27]. Третий тип тектонических обстановок благоприятен для размещения мелких, средних, реже крупных ультрабазитовых массивов, по

перспективности от низко-, средне-, редко, до высокохромитоносных.

4. Ультрабазиты на границах и в структуре тектонических покровов и пластин океанических и островодужных комплексов Восточно-Уральской мегазоны. Ультрабазитовые тела и массивы (Салдинские, Первомайский, Казбаевский, Куликовский, Фершампенуазские, Айдырлинский, Шевченковский, Киембаевский и др.) обычно слагают основание чешуйчато-надвиговых покровов. Кроме того, маломощные тела серпентинитов выдавлены в межслойные и межформационные пространства и вместе с вмещающими метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами смяты в складки. На размещение ультрабазитовых массивов и тел оказало влияние поднятие гранито-гнейсовых куполов и гранитных плутонов, которые раздвигали и приподнимали перекрывающие покровы океанических и островодужных комплексов. При последующей эрозии тела ультрабазитов выходили на поверхность, окружая крупные тела гранитов. Увеличение количества ультрабазитовых тел отмечается вокруг Мурзинско-Адуйского и Сысертского гнейсо-мigmatитовых комплексов, на границах с Мурзинским, Адуйским, Верх-Исетским, Челябинским, Джабыкским, Джетыгаринским и другими гранитными плутонами. Для данного типа тектонических обстановок характерны средние и мелкие ультрабазитовые массивы с низкой и средней хромитоносностью.

5. Постколлизийные крутопадающие мезозойские сдвиги и сбросо-сдвиги наиболее интенсивно проявились в обрамлении Тагило-Магнитогорской зоны и в пределах Восточно-Уральской мегазоны. Обычно сбросы и сдвиги трассируются мелкими лентовидными телами серпентинизированных ультрабазитов, но иногда по ним выжимаются и более крупные вытянутые тела. Выше были описаны зоны сбросов, осложнившие зону ГУР вдоль западного борта Тагильской и Магнитогорской зон. Менее отчетливо зоны сброса проявились в восточном борту Магнитогорской зоны. В Восточно-Уральской мегазоне известен Челябинский региональный сбросо-сдвиг субмеридионального направления [32]. На отдельных участках этого разлома выходят мелкие тела серпентинизированных ультрабазитов, а также более крупные, такие как Гогинский, Наследницкий, Аниковский массивы. Тела и массивы ультрабазитов характеризуются интенсивной серпентинизацией, смятием и относятся к низкоперспективным на хромитовое оруденение.

6. Зоны меланжа в основании надвиговых покровов и пластин океанических и островодужных комплексов. Серпентиниты являются своего рода “смазкой”, благодаря которой перемещаются и надвигаются в процессе коллизии и обдукции разные по размеру, вплоть до гигантских, блоки

горных пород. Наиболее мощные зоны серпентинитового меланжа образовались в основании океанических и островодужных комплексов Тагил-Магнитогорской мегазоны при их надвигании на край ВЕК по зоне ГУР. К уникальным относятся проявления меланжа в Щучинском и Войкарском сегментах ГУР на Полярном Урале, особенно в северной части массива Рай-Из. На Южном Урале мощные зоны меланжа сохранились в Бардымском, Кракинском и Сакмарском аллохтонах, в массиве Нурали, в основании Кракинского массива и в северном периклинальном замыкании Магнитогорской зоны. Более мелкие зоны меланжа распространены в Центральной сутурной зоне. Хромитовые тела в зонах меланжа могут сохраняться в ненарушенных блоках ультрабазитов.

В литературе обычно уделяется мало внимания источникам серпентинитового материала в зонах меланжа. Предполагается, что он появляется при разрушении ультрабазитов в процессе их перемещения по зонам надвигов. В качестве нового и, возможно, главного источника серпентинитового материала могут служить установленные при глубоководных исследованиях островодужных склонов современных глубоководных желобов серпентинитовые грязевые вулканы высотой до 2 км [53]. При наследовании зон субдукции надвиговыми структурами серпентинитовый материал грязевых вулканов вполне мог служить “смазкой” при перемещении крупных тектонических блоков. Широкие поля мелкообломочных серпентинитов развиты в зоне меланжа вдоль северного края ультрабазитового массива Рай-Из.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ размещения формационных комплексов мантийных ультрабазитов в структурах Урала и геодинамических обстановок их формирования позволил установить некоторые закономерности совмещения разных комплексов и их выдвигания в земную кору.

Массивы ультрабазитов, относимые к лерцолитовому типу офиолитов, развиты только на Южном Урале в зоне ГУР и в надвинутых на край ВЕК аллохтонах. В их строении выделяются более ранний лерцолитовый комплекс и образовавшийся по нему дунит-гарцбургитовый комплекс, несущий высокохромистые руды.

Гарцбургитовый комплекс, вмещающий хромовые руды глиноземистого типа, в этих массивах отсутствует. Формирование лерцолитового комплекса произошло в зонах СОХ с низкой скоростью спрединга.

Ультрабазитовые массивы гарцбургитового типа распространены на Урале очень широко. На западе они выходят, начиная от зоны ГУР и аллохтонов на краю ВЕК, широко развитых на Южном Урале, и встречаются к востоку во всех структурах Урала. Они включают ранний гарцбургитовый комплекс с

хромовыми рудами глиноземистого типа и образовавшийся по нему дунит-гарцбургитовый комплекс с хромитовым оруденением высокохромистого типа. Большинство ультрабазитовых массивов, залегающих на Урале в различных тектонических обстановках, обычно содержат дунит-гарцбургитовый комплекс [27]. В протяженных линзовидных и лентовидных массивах вдоль зон тектонических разрывов, в частности, вдоль Тагильского сегмента ГУР, преобладают ультрабазиты гарцбургитового комплекса. Объясняется это тем, что гарцбургиты легче перекристаллизуются, расслаиваются при тектоническом сжатии и метаморфизме, чем дуниты. В мелких, интенсивно тектонически смятых и серпентинизированных телах ультрабазитов на границах тектонических блоков коровых пород, установить формационный тип ультрабазитов, как правило, не удается. Более ранний гарцбургитовый комплекс формировался в зонах СОХ со средними и высокими скоростями спрединга, а образовавшийся по нему дунит-гарцбургитовый комплекс – в надсубдукционном клине островных дуг.

Таким образом, формирование ультрабазитов лерцолитового и гарцбургитового типа осуществлялось, в принципе, по одинаковому механизму, различие этих типов заключается только в условиях формирования ранних ультрабазитовых комплексов – лерцолитового и гарцбургитового. В целом, по Уралу два типа офиолитов пространственно разделены, и только на Южном Урале ультрабазитовые массивы двух типов офиолитов пространственно совмещены. Такое совмещение возможно лишь при условии разного возраста двух типов офиолитов. В Вознесенско-Присакмарской подзоне, тесно связанной с Сакмарским аллохтоном, в ордовике происходили рифтогенез и океанический спрединг. В силуре, когда в Тагильской зоне формируется зрелая островная дуга, в Сакмарском аллохтоне имеются данные о проявлении в лландовери базальтового глубоководного магматизма. Островодужный магматизм в структуре Магнитогорской зоны интенсивно проявился в девоне [36]. Таким образом, на Южном Урале есть основания для выделения двух стадий океанического спрединга – ордовикского и силурийского возраста. Ордовикский спрединг, наследующий рифтогенез, скорее всего, характеризовался низкой скоростью и сопровождался образованием лерцолитового комплекса ультрабазитов. В раннем силуре проявление базальтового магматизма было более интенсивным, что позволяет предполагать более высокие скорости спрединга и формирование гарцбургитового комплекса мантийных перидотитов. Дунит-гарцбургитовый комплекс, генетически связанный с островодужным магматизмом, формировался на Южном Урале в девоне как по лерцолитовому, так и по гарцбургитовому комплексам.

В других тектонических зонах Урала мантийные ультрабазиты относятся к гарцбургитовому типу офиолитов. Возраст островных дуг, в которых фор-

мировался дунит-гарцбургитовый комплекс, в разных тектонических структурах оценивается как силурийский или девонский.

Самым поздним является вторичный верлит-дунитовый комплекс, который формировался в островодужных условиях по мантийным ультрабазитам ранних формационных комплексов на границе с земной корой. Следует отметить, что на границе с верлит-дунитовым комплексом в ультрабазитовых массивах встречаются породы лерцолитового, гарцбургитового и дунит-гарцбургитового комплексов. По оценкам физических условий, формирование ранних комплексов в мантии происходило на значительных глубинах [26]. Наиболее глубоко (60–90 км) формировался дунит-гарцбургитовый комплекс. Нахождение в разрезах ультрабазитовых массивов лерцолитового, гарцбургитового или дунит-гарцбургитового комплексов на границе с верлит-дунитовым комплексом позволяет предполагать или их тектоническое перемещение вверх, или совмещение в процессе конвективных движений в надсубдукционном мантийном клине, либо при образовании океанической коры в СОХ.

Особенностью строения массивов мантийных ультрабазитов является широкое распространение дунит-гарцбургитового комплекса как в лерцолитовом, так и в гарцбургитовом типах офиолитов практически во всех тектонических структурах Тагило-Магнитогорской, Восточно-Уральской и Зауральской мегазон. Это указывает на то, что во всех этих мегазонах офиолитовые комплексы в большинстве своем прошли через океаническую и островодужную стадии развития. После закрытия океанических областей в зонах субдукции происходили коллизийные процессы на стыке островных дуг с континентами и микроконтинентами, что привело к обдукции ультрабазитов разных формационных комплексов на континентальную земную кору в составе полных офиолитовых разрезов или их фрагментов. Механизм выдвигания разных комплексов мантийных ультрабазитов в земную кору объясняет их локализацию в тектонических швах разного порядка.

ВЫВОДЫ

1. На Урале установлены рудно-формационные типы хромитовых месторождений всех известных базит-ультрабазитовых формационных комплексов, сформировавшихся в различных геодинамических обстановках. Локализация промышленных скоплений хромовых руд связана с позднепротерозойскими расслоенными интрузиями и палеозойскими офиолитовыми ультрабазитами.

2. Расслоенные интрузии, представленные сарановским и кусинско-копанским комплексами, приурочены к перикратонной части ВЕК. Образование их связано со средне- и позднерифейским рифтогенезом на периферии Камского и Красноуфимского выступов архейско-нижнепротерозойского

фундамента и блока земной коры внутрикратонного подтипа. Оба комплекса представлены поясами тектонически перемещенных тел, являющихся частью крупных расслоенных интрузий, залегающих на глубине. Предполагается, что высокой хромитоносностью могут обладать погребенные части сарановского и кусинско-копанского комплексов.

3. Офиолитовые ультрабазиты развиты на Урале очень широко и приурочены к тектоническим швам разного порядка. Размеры ультрабазитовых массивов и поясов, их пространственная связь с частями полных офиолитовых разрезов зависят от величины вмещающих тектонических зон. Наиболее крупные и наиболее хромитоносные ультрабазитовые массивы обычно сохраняются в ненарушенных разрезах офиолитовых ассоциаций, слагая нижнюю часть их меланократового основания.

4. Автором выделено шесть типов тектонических обстановок размещения хромитоносных офиолитовых ультрабазитов, из которых наиболее крупными и хромитоносными являются Главный Уральский разлом (Главная сутура) и Центральная сутура. Первый разделяет ВЕК и палеозойские островодужные системы Тагило-Магнитогорской мегазоны, второй – Тагило-Магнитогорскую и Восточно-Уральскую мегазоны. Показано, что строение сутурных швов по простирацию весьма неоднородно и осложнено процессами постколлизийного коллапса, а также неотектоническими процессами. Для целей прогноза хромитового оруденения сутурные швы были разделены автором на сегменты. В Главном сутурном шве выделены шесть сегментов, из которых наиболее хромитоносными являются Щучинский и Войкарский на севере и Магнитогорский на юге. В Центральном сутурном шве выделены четыре сегмента, из которых в плане хромитоносности имеют значение только два северных сегмента: Серовский и Маукский. Наиболее высокохромитоносным является Серовский. Офиолитовые ультрабазиты из других тектонических обстановок характеризуются снижением хромитоносности от третьего к шестому типам тектонических структур.

5. В работе показано, что в большинстве ультрабазитовых массивов как лерцолитового, так и гарцбургитового типа офиолитов присутствует образовавшийся в надсубдукционном мантийном клине дунит-гарцбургитовый комплекс, несущий хромовые руды высокохромистого типа. Это позволило увязать механизм тектонического выдвигания хромитоносных мантийных комплексов ультрабазитов в земную кору с коллизиями островных дуг с континентами и микроконтинентами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г. Расслоенные интрузии западного склона Урала. Препр. докл. Президиуму Уфимского ИЦ РАН. Уфа: УИЦ РАН, 1993. 20 с.

2. *Андреичев В.Л., Ронкин Ю.Л., Серов П.А. и др.* Новые данные о докембрийском возрасте эколлитов Марункеу (Полярный Урал) // Докл. АН. 2007. Т. 413, № 4. С. 503–506.
3. *Берлянд Н.Г.* Карта глубинного строения земной коры Урала. Масштаб 1 : 1 000 000. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1993. 121 с.
4. *Волченко Ю.А., Брянский Я.Ш., Вилисов Н.Г.* Новые данные по геологии и рудоносности Сарановского комплекса. Тр. ИГиГ УНЦ АН СССР. Вып. 151. 1979. С. 70–81.
5. *Голубева И.И., Афонькин М.М.* Островодужные докембрийские формации Харбейского комплекса (Полярный Урал) // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли: мат-лы Междуна. науч. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 64–67.
6. *Денисова Е.А.* Строение и деформационные структуры офиолитовых массивов с лерцолитовым типом разреза // Геотектоника, 1990. № 2. С. 14–27.
7. *Добрецов Н.Л.* Процессы коллизии в палеозойских складчатых областях Азии и механизмы эксгумации // Петрология. 2000. Т. 8, № 5. С. 451–476.
8. *Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е., Казак А.П. и др.* Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.
9. *Душин В.А.* Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
10. *Душин В.А.* Рифейская офиолитовая ассоциация Полярного Урала // Изв. Урал. горно-геол. акад. 1999. № 8. С. 32–38.
11. *Ефимов А.А., Ефимова Л.П., Маегов В.И.* Тектоника Платиноносного пояса Урала: соотношение вещественных комплексов и механизм формирования структуры // Геотектоника. 1993. № 3. С. 34–46.
12. *Ефимов А.А., Потапова Т.А.* О находке нового типа высокобарических метаморфитов в Войкарском офиолитовом аллохтоне (Полярный Урал): лерцолит-габбро-гранулитовая серия в базальной зоне гипербазитового разреза // Докл. АН. 1991. Т. 318, № 6. С. 1447–1451.
13. *Ефимов А.А., Потапова Т.А.* Высокобарическая вебстерит-габбро-гранулитовая серия в “полосчатом комплексе” Хадатинского офиолитового аллохтона (Полярный Урал) // Докл. АН. 1992. Т. 324, № 1. С. 167–171.
14. *Иванов К.С.* Современная глубинная структура Урала – результат мезозойского растяжения земной коры на стадии постколлизии коллапса // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала: тез. докл. VI Урал. петрограф. совещ. Ч. 1. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 77–79.
15. *Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд. лет) и строение Урала // Дис. ... докт. геол.-мин. наук (в форме науч. докл.). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 252 с.
16. *Иванов О.К.* Расслоенные хромитоносные ультрамафиты Урала. М.: Наука, 1990. 243 с.
17. *Иванов С.Н.* Офиолиты на сиалической коре // Эволюция офиолитовых комплексов. Вып. II. Вулканизм, метаморфизм. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 72–78.
18. *Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др.* Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.
19. *Иванов С.Н., Русин А.И.* Поздневендский этап тектонического развития Урала // Геотектоника. 2000. № 3. С. 21–32.
20. *Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. и др.* Аллохтоны Магнитогорского синклинали (северная центриклиналь). Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. 44 с.
21. *Кейльман Г. А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
22. *Нечеухин В.М., Берлянд Н.Г., Пучков В.Н., Соколов В.Б.* Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 106 с.
23. *Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечеухин В.М. и др.* Тектоника Урала (объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1 : 1 000 000). М.: Наука, 1977. 120 с.
24. *Перевозчиков Б.В.* Закономерности локализации хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах (на примере Урала) // Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений твердых полезных ископаемых. Вып. 7. М.: Геоинформмарк, 1995. 46 с.
25. *Перевозчиков Б.В.* Геология и хромитоносность палеозойских альпинотипных гипербазитов в островодужных сооружениях Урала // Металлогения рядов геодинамических обстановок островных дуг. М.: МПР РФ, ИМГРЭ, Геокарт, РосГео, 1999. С. 114–186.
26. *Перевозчиков Б.В.* Проблемы оценки физических условий формирования офиолитовых ультрабазитов // Литосфера. 2009. № 1. С. 81–85.
27. *Перевозчиков Б.В., Булыкин Л.Д., Попов И.И. и др.* Ресурсы хромитопроявлений в альпинотипных ультрабазитах Урала. Пермь: КамНИИКИГС, 2000. 474 с.
28. *Перевозчиков Б.В., Зильберман А.М., Ключко А.А.* Региональные факторы рудоносности расслоенных интрузий Западного Урала // Проблемы геологии Пермского Урала и Приуралья: мат-лы регион. науч. конф. Пермь: ПГУ, 1998. С. 12–14.
29. *Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
30. *Петров Г.А., Свяжина И.А., Рыбалка А.В., Мезенина З.С.* Тагильская палеостроводужная система: к вопросу о времени формирования и положения палеозоны субдукции // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 392–395.
31. *Пинус Г.В., Колесник Ю.Н.* Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 211 с.
32. *Плюснин К.П.* Палеотектонические аспекты тектонического районирования Урала // Тектоника и металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 9–17.
33. *Поиски, разведка и оценка хромитовых месторождений / Под ред. Т.А. Смирновой, В.И. Сегаловича.* М.: Недра, 1987, 166 с.
34. *Пучков В.Н.* Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993. № 3. С. 18–33.
35. *Пучков В.Н.* Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника. 1997. № 4. С. 42–61.
36. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
37. *Пыстин А.М., Пыстина Ю.И.* Высокобарический метаморфизм в истории формирования земной коры Урала // Петрография XXI века: мат-лы Междуна. (10 Всерос.) петрограф. совещ. Т. 4. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 194–195.

38. Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрохимия и хромитовосность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.
39. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
40. Самыгин С.Г., Федотова А.А., Бибикина Е.В., Карякин Ю.В. Вендский надсубдукционный вулканизм в Уралтауской зоне (Южный Урал) // Докл. АН. 2007. Т. 416, № 1. С. 81–85.
41. Смирнова Т.А. Формации хромитовых месторождений // Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. Т. 2. М.: Недра, 1977. С. 3–42.
42. Соколов И.Д., Автонева С.В., Белковская Р.П. и др. Тектоническая карта Урала масштаба 1 : 1 000 000 (объяснительная записка). Свердловск: Уралгеология, 1986. 168 с.
43. Соколов В.Б. О глубинном строении массивов Платиноносного пояса Среднего Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1989. № 11. С. 73–80.
44. Соколов В.Б. Строение земной коры Урала // Геотектоника. 1992. № 5. С. 3–19.
45. Соколов В.Б., Козырев Е.И., Рыбалка В.М., Чудакова Л.Н. Особенности строения земной коры Среднего Урала (по сейсмическим данным) // Докл. АН СССР. 1974. Т. 215, № 5. С. 1202–1205.
46. Строение, эволюция и минерализация гипербазитового массива Рай-Из. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 228 с.
47. Сулов С.Б., Тетерин И.П. О происхождении “экзотических” галек в “тиллитоидных” конгломератах верхневильевской подсистемы венда // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы регион. конф. Пермь: ПГУ, 1997. С. 30–31.
48. Сулов С.Б., Манькова Т.В. Габброидные массивы Сарановского комплекса // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: мат-лы Научн. чтений памяти П.Н. Чирвинского. Вып. 11. Пермь: ПГУ, 2008. С. 147–164.
49. Хаин Е.В., Федотова А.А., Сальникова Е.Б. и др. Новые U-Pb данные о возрасте офиолитов Полярного Урала и развитие окраин Палеоазиатского океана в позднем докембрии и раннем палеозое // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей: мат-лы Междунар. науч. конф. (10 Чтения А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 183–186.
50. Чаурухин И.С., Вотяков С.Л., Уймин С.Г., Быков В.Н. О природе ультрамафитов массивов Крака (Южный Урал) // Ежегодник-1997. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 116–121.
51. Чаурухин И.С., Гмыря В.Г. Паргасит в гарцбургитах Кемпирсайского массива // Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 34–36.
52. Шардакова Г.Ю. Суховязовский массив как представитель гранитоидного магматизма зоны Главного Уральского глубинного разлома // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез: тез. докл. Междунар. науч. конф. “Чтения А.Н. Заварицкого”. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 161–162.
53. Ширай Е.П., Филатов Е.И., Гусев Г.С. и др. Металлогения рядов геодинамических обстановок островных дуг. М.: МПР РФ, ИМГРЭ, Геокарт, РосГео, 1999. 436 с.
54. Berzin R., Oncken O., Knapp J.H. et al. Orogenic evolution of the Ural Mountains: Results from an integrated experiment // Science, 1996. V. 274. P. 221–222.
55. Echtler H.P., Stiller M., Steinhoff F. et al. Preserved collision crustal structure of the Southern Urals revealed by vibroseis profiling // Science. 1996. V. 274. P. 224–226.
56. Knapp J.H., Steer D.N., Brown L.D. et al. Lithosphere-scale image of the Southern Urals from explosion-source reflection profiling // Science. 1996. V. 274. P. 226–228.
57. Melcher F., Grum W., Thalhammer T.V., Thalhammer O.A.R. The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data // Mineral. Depos. 1999. V. 34. P. 250–272.
58. Savetlieva G.N., Sharaskin A.Ya., Savetliev A.A. et al. Ophiolites of the southern Uralides adjacent to the East European continental margin // Tectonophysics, 1997. V. 276. P. 117–137.

Рецензент В.Н. Пучков

Tectonic position of chromite-bearing mafic-ultramafic complexes in the Urals

B. V. Perevozchikov

Perm State University

Industrial chromite mineralization is known in the Late Proterozoic stratified intrusions and in mantle ultramafites, composing the lowest parts of ophiolite sections. Formation of chromite-bearing stratiform intrusion is connected with a Late Proterozoic rifting of Archean–Lower Proterozoic basement at a periphery of the Kamsky and Krasnoufimsky uplifts. Mantle ultramafites of the Urals were transported into the continental Earth's crust and emplaced in tectonic sutures and overthrusts during a collision of island arcs with continents and microcontinents. Six types of tectonic situations of mantle chromite-bearing ultramafites were established by author. For the most large tectonic structures (Main Uralian Fault and Central Suture), an irregularity of distribution of mantle ultramafic rocks was shown. The Main Uralian Fault is subdivided into 6 segments and the Central Suture – into 4 segments with the purpose of prognostication of chromite ores.

Key words: *chromite-bearing complexes, tectonic position, stratified intrusions, mantle ultramafites, prognostication of chromite ores.*