

3. А. БЕКМУХАМЕТОВА¹

НОВАЯ МОДЕЛЬ ГЕОДИНАМИКИ СТАНОВЛЕНИЯ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ В ГЕРЦИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЕ МУГОДЖАР. I

Аймақтық геологиясы және Сакмар-Оралтау офиолитті белдемнің терендік құрылымнының мағұлыматтары негізінде, арасында автохтонды концентрлық-зоналды гепабисалды плутондарын және тамырсыз өлпіншілті жер бетіне жақын орналасқан прорузыялық метаморфотекті табиғатын белгілей отырып, кемпірсай кешенінің базит-ультрабазитті массивтерінің үшсатылы геодинамикасы айқындалған. Базит-ультрабазитті массивтерінің көнділігі және метаморфизмы мезгілдік құбылыс емес, керісінше петро- және тектонофациалды жарылым маңындағы таужыстырының және кендерінің өзгерістеріне байланысты екені көрсетілген.

На базе достоверных данных региональной геологии и глубинного строения Сакмарско-Уральского офиолитового пояса установлена трехступенчатая геодинамика становления базит-ультрабазитовых массивов кемпирсайского комплекса с выделением среди них автохтонных концентрически-зональных гипабиссальных гарполитовых плутонов и метаморфогенной природы бескорневых альпинотипных приповерхностных прорузый. Показано, что метаморфизм и рудоносность базит-ультрабазитовых массивов являются не возрастным проявлением, а обусловлены петро- и тектонофациальными приразломными преобразованиями пород и руд.

On the basis of reliable data of regional geology and deep structure of the Sakmar-Uraltau ophiolite belt was determined three-stage geodynamics of subsilicic-ultrasubsilicic massifs of the Kempirsai complex with separating out autochthonous concentrically-zonal hypabyssal harpolith plutons and metamorphogenic nature of the rootless alpinotype near surface protrusions has been specified. It was shown that metamorphism and ore-content of the subsilicic-ultrasubsilicic massifs are not age manifestation, they are associated with petro- and tectonofacial near-fracture transformation of rocks and ores.

При широком спектре минерагении базит-ультрабазитовых массивов, как в платформенных, так и в складчатых областях мира, они рудоносны далеко не всегда, даже в масштабах гипербазитовых провинций и поясов. Но там, где известны промышленные месторождения, их рудные тела строго приурочены к определенным типам пород интрузивной формации, этапам магматической кристаллизации и стадиям постмагматических изменений, проявленных как под влиянием регressive автометаморфизма остававшегося интрузивного тела, так и под воздействием постмагматических геодинамических подвижек и катаклизмов в складчатых областях.

При петро- и рудно-формационной общности вмещающих магматических пород габбро-пироксенит-дунитового состава и рудообразующих минералов платиноносные титаномагнетитовые и хромитовые промышленные месторождения в платформенных и складчатых областях возникают на разных этапах и стадиях становления

базит-ультрабазитовых массивов и отличаются между собой масштабами оруденения, морфологией рудных залежей, структурно-текстурными особенностями, сортами руд и в целом относятся к различным промышленным типам, что обусловлено геодинамической и петрологической спецификой становления, рудогенеза и метаморфизма материнских интрузивных массивов [2,6,7,16].

Так, в наиболее четко и полно горизонтально расслоенных сериях Бушвельдского лополита площадью 66 000 км² (рис. 1) в Южно-Африканской платформе крупнейшие по запасам в 0,5 млрд т низкохромистые руды Стиллутерского пласта залегают в Базальной (донной) зоне. Они представлены стратиформными слоисто-вкрашенными рудными телами, которые выдержанно простираются на 48 миль при мощности от 45 до 48 дюймов, и среднее содержание Cr₂O₃ около 40 % [21]. Эти руды хромитов относятся к раннемагматическим ликвационно-сегрегационным руд-

¹Казахстан, 050010, г. Алматы, ул. Кабанбай батыра, 69 а, Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева.

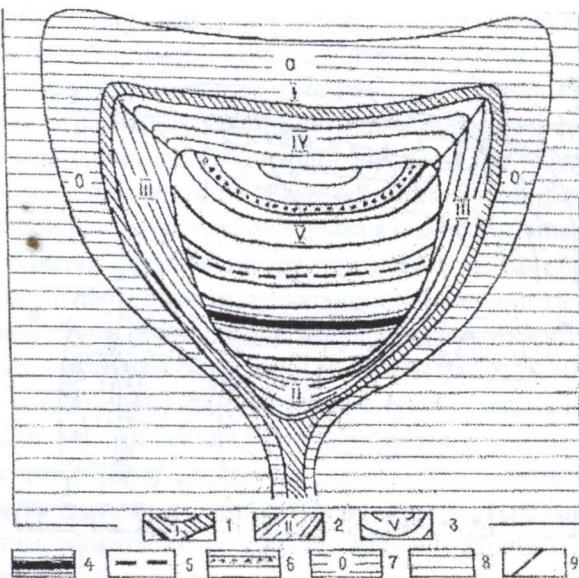


Рис. 1. Принципиальная схема строения расслоенной базит-ультрабазитовой интрузии этмолитовой морфологии и дискордантного залегания в горизонтально лежащих докембрийских толщах платформенных областей по Н. П. Михайлову и др. [36] с дополнениями автора по размещению рудоносных пластов. 1–3 – структурные зоны и серии интрузий: I – зона закалки (I), II – нижняя, III – боковая, IV – верхняя), 3 – центральная серия ультрабазитов (V). Руды Бушвельда: 4 – Главный хромитовый пласт Базальной зоны, 5 – платиноносный риф Меренского Критической зоны, 6 – Главный магнетитовый пласт Верхней зоны; 7, 8 – вмещающая рама интрузии: 7 – ореол термального воздействия интрузии (0), 8 – неизменные породы; 9 – границы серий, зон и ореолов расслоенных интрузий

ным отложениям мельчайших октаэдрических, ромбоэдрических и кубических хромшпинелидовых кумулатов размером 0,8–2 мм [24], тогда как не менее крупные по запасам высокочромистые руды с промышленным содержанием Cr_2O_3 от 50 до 65 % в концентрически-зональных гарполитовых и штокообразных plutонах кемпирсайского комплекса площадью менее 1000 км² в Уральской складчатой системе (рис. 2,3) состоят из невыдержаных по мощности и простирианию подиморфных («под»-линза) богатых рудных залежей, кулисообразно залегающих от слабо наклонных в апикальной части до крутого падения в корневой части сферически расслоенных массивов (рис. 4). Эти руды по генезису являются постмагматическими метаморфогенными образованиями богатовкрашенных и сплошных тесносросшихся хромшпинелидовых нодулей довольно крупных размеров от 5–15 мм до 5 см в диаметре [6–9].

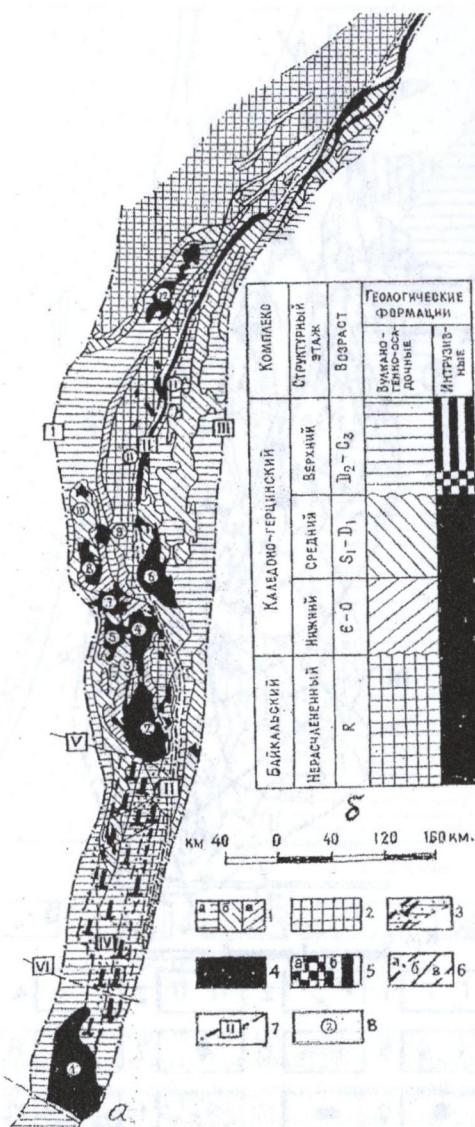


Рис. 2. Схематическое тектоническое строение Сакмарско-Уралтауского офиолитового пояса Мугоджар (а) и его структурная колонка (б). 1 – структурные этажи каледоно-герцинского комплекса: а – верхний, б – средний, в – нижний, 2 – докембрийский нерасчлененный комплекс, 3 – контур слепого срединно-океанического хребта по гравиметрическим данным, 4 – интрузивные и протрузивные тела габбро-пироксенит-дунитовой формации (на карте), 5 – апогипербазитовые серпентиниты: а – позднедевонская стадия серпентинизации, б – каменноугольная стадия альпинотипной прогрузии (в структурной колонке), 6 – контуры: а – глубинных разломов, б – геологические, в – геофизические, 7 – номера глубинных разломов: I – Кокпектинско-Каракоргалинский, II – Главный Уральский, III – Кизильский, IV – Кемпирсайско-Даульский, V – Илекский, VI – Кенкиякский, 8 – массивы кемпирсайского комплекса: 1 – Даульский, 2 – Кемпирсайский, 3 – Велиховский, 4 – Хабарнинский, 5 – Согралинский, 6 – Халиловский, 7 – Желенарский, 8 – Медногорский, 9 – Котралинский, 10 – Шайтантайский, 11 – Халиловско-Таловский альпинотипный пояс, 12 – Крака

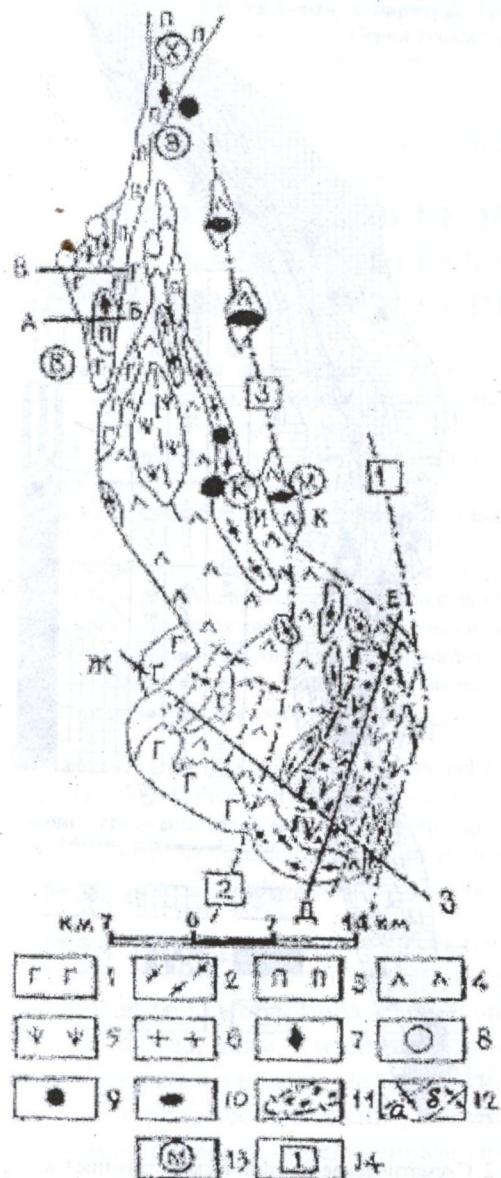


Рис. 3. Схематическая геолого-структурная карта Кемпирской конкордантной базит-ультрабазитовой гарнократитовой прорузыи и размещения ее сателлитов, рудных месторождений, зон развития скарноидов и эклогитов.

1 – габброиды, 2 – габбро-амфиболиты, 3 – пироксениты, 4 – перидотиты, 5 – гарнократиты, 6 – гранитоиды.

7 – титаномагнетитовые месторождения, 8 – скарномагнетитовые месторождения, 9 – скарноиды, 10 – алмазоносные рутиловые эклогиты, 11 – контур гравитационной аномалии, обрамляющей хромитовые месторождения Главного рудного пояса, включая эпицентр магмаподводящего канала на юго-востоке plutона, 12 – оси сводовых поднятий plutона (а), фиксируемых останцами линз габброидов и габбро-амфиболитов апикальной части, и межкупольных впадин (б), 13 – интрузивные массивы и участки рудных месторождений, скарнов, скарноидов и эклогитов: В – Велиховский, Х – Хабарниковский, Э – Эбетинский, К – Куагачский, М – Мамытский,

14 – глубинные разломы: 1 – Главный Уральский, 2 – Кемпирско-Даульский, 3 – Бородинский

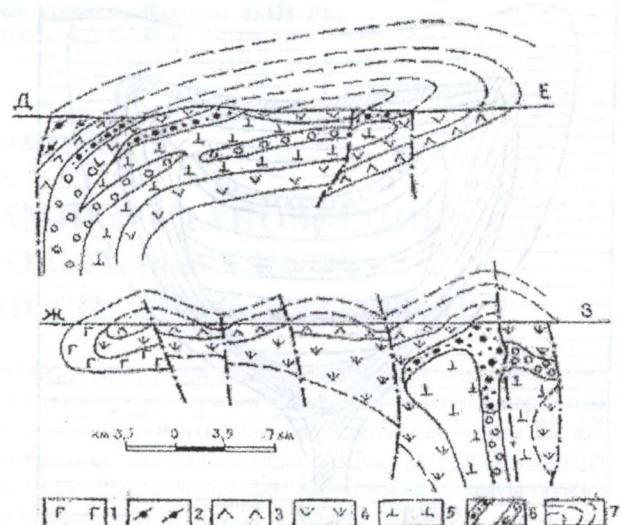


Рис. 4. Продольный и поперечный схематические геологические разрезы по профилям ДЕ и ЖЗ Кемпирского гарнократита межпластовой морфологии с магмаподводящей ножкой на юго-востоке. 1 – габброиды, 2 – габбро-амфиболиты, 3 – перидотиты, 4 – гарнократиты, 5 – дуниты-гарнократиты, 6 – тела разведанных и прогнозных хромитовых руд, 7 – проектные контуры денудированных слоев пород и руд апикальной части Кемпирского plutона

Платиноносный горизонт рифа Меренского с промышленными концентрациями платины, палладия, рутения составляет верхний маркирующий горизонт Критической зоны чередования пироксенитов, норитов, анортозитов и хромитовых руд. Он состоит из двух пироксенитовых слоев общей мощностью 7–15 дюймов и протяженностью 155 миль, в которых преимущественно сульфиды платиноидов ассоциируются с сульфидами железа, никеля и меди [22]. Главный магнетитовый пласт мощностью 8 футов, протяженностью 200 миль со средним содержанием Fe 55,8–57,5 %, TiO_2 12,2–13,9 %, V_2O_5 1,4–1,7 % залегает в основании габброидов Верхней зоны, которая включает еще 22 пласта магнетитовых руд, чередующихся с магнетитовыми габброидами и анортозитами [36]. Они завершают оруденение в Бушвельдском plutоне в позднемагматическую стадию. В Кемпирском plutоне платиноидное оруденение пространственно совмещено с раннемагматическими титаномагнетитовыми рудами, залегающими в пироксенитах и тылайтах переходной зоны, сродни Критической, и с метаморфогенными постмагматическими хромитовыми рудами, остаточно сохранившимися среди аподунитовых серпентинитов ульт-

рабазитового ядра, по составу соответствующего Базальной серии Бушвельдского лополита.

Другим примером конвергентного образования на разных этапах становления ультрабазитов являются алмазы. Ювелирные кристаллы образованы при поэтапном взрывном росте диатрем кимберлитовых трубок взрыва в платформенных областях. Технические разности микролитов возникли при одноактном аккреционно-альпинотипном этапе геодинамического развития гипербазитовых поясов складчатых областей [10–17, 38, 39].

Еще одним важнейшим фактором сравнительного сопоставления базит-ультрабазитовых массивов из различных складчатых областей является полная сохранность основной массы неметаморфизованных кристаллически-зернистых агрегатов магматических кумулаторов в докембрийских базит-ультрабазитовых лополитах древних платформ, которые позволили Н. Л. Боуэну установить последовательность кристаллизации темноцветных минералов прерывной серии оливинов – ромбических пироксенов – моноклинальных пироксенов – амфиболов – биотитов и плагиоклазов непрерывной серии от основных до кислых разностей. В девонских же интрузивах кемпирсайского комплекса Уральской складчатой системы метаморфизм настолько затушевал первично-магматические взаимоотношения породо- и рудообразующих минералов, что такие высокотемпературные минералы, как оливины, пироксины, хромшпинелиды и плагиоклазы, некоторыми исследователями рассматриваются как наложенные метасоматические образования, так же, как и сложенные ими дуниты, гарцбургиты, пироксениты, габброиды и хромитовые руды [20, 27, 29, 37].

Между тем в заведомо автохтонных интрузивных массивах бушвельдского типа также встречаются метасоматические и метаморфические породы и руды в тех участках, которые претерпели локальные тектонические нарушения, сдвиги и смятия.

Даже в собственно Бушвельдском массиве среди колоссальной массы свежих ультрабазитов базальной толщи обнаружена зона серпентинитов с горизонтами промышленных хромитовых руд, вытянутых вдоль субширотного сдвигового разлома на северо-восточном краю изгибе лополита, в 6 милях к югу от г. Подгидерсуса [35]. Однако ярким примером повсеместного влияния

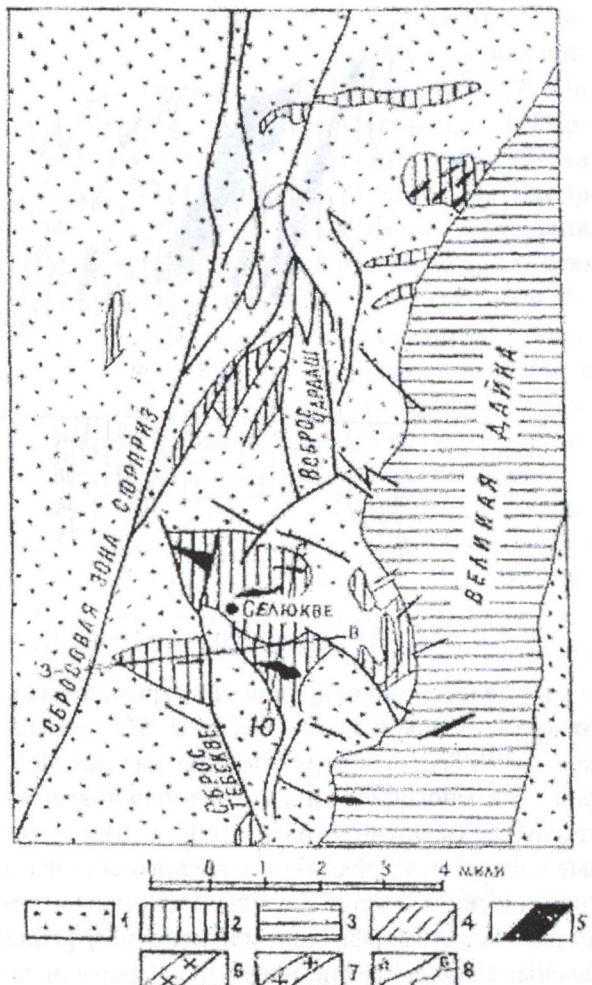


Рис. 5. Схематизированная геолого-структурная карта района Селюкве по П. Коттерил [24]. 1 – терригенно-осадочные толщи себеквианской и буловаянской докембрийских серий, 2 – пласты и линзы ультраосновных пород себеквианской серии (на карте) и тальк-карбонатные породы (на разрезе) рудника Селюкве Пик, 3 – базит-ультрабазиты Великой Дайки, 4 – тальковый сланец (на разрезе, рис. 6), 5 – хромитовые руды, 6 – дайки долеритов (на разрезе, рис. 6), 7 – дайки гранит-порфиров (на разрезе, рис. 6), 8 – разломы (а) и геологические границы (б)

постмагматической тектоники на петрологию, морфологию и метаморфизм базит-ульрабазитовых пород и руд Южно-Африканской платформы являются мелкие разобщенные блоки интрузивных пород с хромитовыми месторождениями (рудники Селюкве Пик, Рейлуэй Блок, Прайортги 1 и 2 и др.) в районе Селюкве. Они составляли Главный хромитовый пласт реставрированного ультраосновного лополита площадью 120 миль², залегавшего в западном плече борта Великой Дайки (Родезия). Здесь породы плато, видимо,

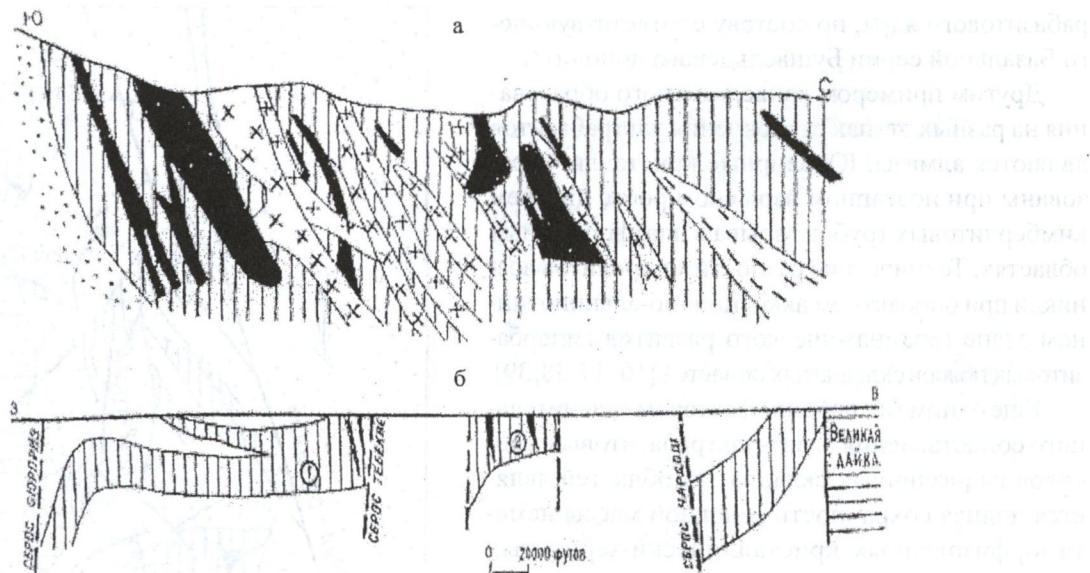


Рис. 6. Продольный (а) и поперечный (б) разрезы рудника Селюкве Пик. Усл. обозн. рис. 5

под воздействием внедрившейся огромной массы магмы Великой Дайки, разбиты субмеридиональными сбросовыми разломами Сюрприз, Чардаш и их многочисленными ответвлениями на отдельные смещенные блоки (рис. 5, 6), в которые внедрились дайки более кислого состава и практически все ультрабазиты были подвержены динамометаморфическим изменениям фаций зеленых сланцев, амфиболитовой и переросли до метасоматических преобразований и альпинотипного отжатия вещества. Деформации базит-ультрабазитовых пород сопровождаются образованием серпентинитов, амфиболитовых, тальк-карбонатных пород и тальковых сланцев (рис. 6, а). Геодинамические и стрессовые процессы отразились и на условиях залегания и агрегатном состоянии хромитовых руд, горизонтальные пластины которых нередко растищены на линзы, раздроблены до пылевидных частиц и в виде черной «пасты» инъецированы вдоль разломов в верхние горизонты с образованием вертикальных трубообразных тел (рис. 6) [24]. В самой же Великой Дайке лишь оливин гарцбургитов и пикритов в незначительной степени подвержен серпентинизации, но до больших глубин. Месторождения района Селюкве Т. П. Тейлер [40] расценил как сочетание первичных стратиформных и вторичных тектонически обособленных типов руд, которые прежде считались характерными только для альпинотипных месторождений складчатых областей. Мы вслед за ним рудный район

Селюкве выделяем как промежуточный генотип (субформацию) между автохтонными кумулятивными интрузивами платформенных областей и аллохтонными альпинотипными протрузиями в офиолитовых подвижных поясах складчатых областей.

Непосредственные исследователи Кемпир-сайского массива и его руд [30] вслед за доминирующими представлениями П. М. Татаринова, А. Г. Бетехтина, В. П. Логинова, Г. А. Соколова и др. [26] расценили его как интрузию мантийной магмы, внедрившуюся вдоль Главного Уральского глубинного разлома. Однако петрологию и рудогенез массива они изложили с позиции гравитационного расслоения магмы и руд по аналогии с плутонами древних платформенных областей без учета геодинамики герцинской складчатой системы Урала, особенностей оphiолитового подвижного пояса Мугоджар и сопряженных с ними явлений метаморфизма. Ниже на примере массивов кемпирсайского комплекса остановимся на этих пробелах, существенно восполняющих геодинамику развития, петрологию и рудогенез базит-ультрабазитовых автохтонных plutонов оphiолитового пояса Мугоджар и их метаморфогенных альпинотипных сателлитов.

В результате впервые проведенного сравнительного анализа геодинамики становления, петрологии и рудогенеза базит-ультрабазитовых plutонов складчатых и платформенных областей [2,6,7,16] прежде всего было выявлено, что в

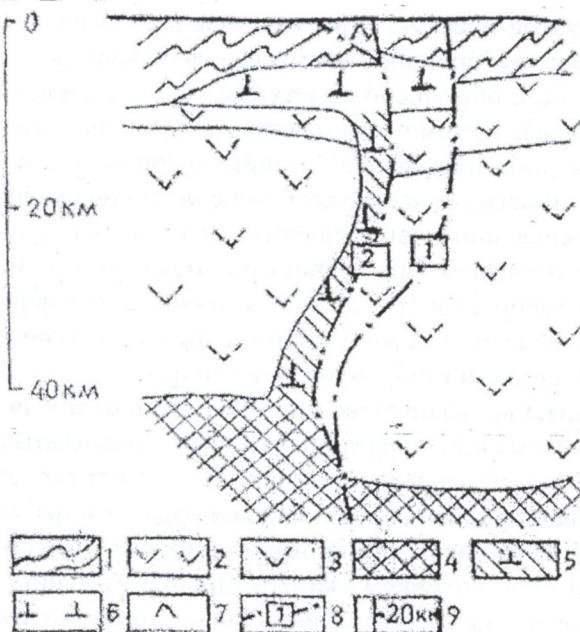


Рис. 7. Схематический глубинный разрез срединно-океанического хребта Кемпирсайского plutона и его сателлитов (составлено по гравиметрическим данным А. П. Бачина, В. Т. Парфенова и др., 1985). 1 – островодужные вулканогенно-осадочные толщи, 2 – базальтоиды инициального вулканизма, 3 – породы литосферных плит земной коры, 4 – ультрамафиты астеносферы, 5 – ультрамафиты срединно-океанического хребта, 6 – ультрамафиты автохтонного кемпирсайского комплекса, 7 – ультрамафиты альпинотипных прорезий, 8 – глубинные разломы: 1 – Главный Уральский, 2 – Кемпирсайско-Даульский, 9 – шкала глубинности земной коры

складчатых областях формационно базит-ультрабазитовые массивы являются проявлениями интрузивного магматизма, как и в платформенных областях, но становление их происходило в условиях сквозных альпинотипных структур многоступенчато с особенностями проявлений петрологии магматизма и рудогенеза в каждый этап тектонического развития. Наиболее четко выделяются три тектономагматических ступени становления базит-ультрабазитовых массивов кемпирсайского комплекса при четырех петрологических стадиях формирования: астенолитовой, интрузивной, метамагматической и прорезивнореститовой [7].

Первая ступень становления связана с астенолитовой стадией. С позиции тектоники плит внедрение мантийной магмы в земную кору происходило вдоль расщелины шовной зоны, сохранившейся между бортами столкнувшихся литосферных плит при закрытии палеоокена в раннем девоне. Эта ступень конвергентного геодинами-

ческого развития зафиксирована зажатым высступом слепого срединно-океанического мантийного хребта в предколлизионный этап [6,7]. По геофизическим данным А. П. Бачина, В. Т. Парфенова (1985), фрагмент этого рифтового хребта вытянут вдоль олиолитового пояса Мугоджар между Кемпирсайским и Даульским массивами (рис. 2) [18] и в разрезе представляет слепую магматическую колонну астенолита высотой 35–40 км, зажатую между базальтоидными блоками литосферных плит и корнями уходящими в мантию через крупноамплитудную гравитационную ступень со смещенной поверхностью Мохоровичича на 8–10 км, куда инъецировало мантийное вещество астеносферы с образованием астенолитового хребта (рис. 7). Такой астенолит в доорогенный этап выполнял роль промежуточного очага, который подобно Бушвельдской магматической камере абиссальной глубинности представлял собой по Е. Ф. Осборну закрытую систему. При стабильной тектонической обстановке в слепой магматической колонне астенолита, как и в магматических камерах лополитов платформенных областей (рис. 1), происходили процессы докристаллизационной ликвационной дифференциации пиролитового мантийного протолита на меланократовый оливин-хромшпинелидовый расплав в корневой части, пироксенит-титаномагнетитовую фракцию тыловой и на более легкую лейкократовую габброидную магму в головной части астенолитовой колонны. Такая возможность реальна из экспериментов А.Э. Рингвуда [32], в которых тугоплавкий пиролит при декомпрессии плавлении образовал базальтовую жидкость в верхней части и доминирующий перidotитовый остаток в основании с количественным соотношением как 1:3, что соответствует плавлению астенолитового пиролита в рифтовой расщелине Мугоджар (рис. 7) и ликвационному его расслоению. Поэтому проведенное Х. П. Тэйлером и А. Нобл [34] сравнительное сопоставление Уральского базит-ультрабазитового пояса с аналогичным поясом Юго-Восточной Аляски и приведенные ими доказательства о магматической природе концентрически-зональных массивов также позволяют отнести их к единому габбро-пироксенит-дунитовому формационному семейству. Однако петрология концентрически-зонального строения и обратного возрастного соотношения породо- и рудообразу-

юющих минералов в гипабиссальных plutонах герцинской складчатой системы Урала и альпийской складчатой системы Юго-Восточной Аляски по сравнению с абиссальными горизонтально расслоенными кумулятивными лополитами докембрийских платформенных областей остается нерешенной проблемой. Как отмечают Х. П. Тэйлер и А. Нобл [34, с. 153], «пояс ультрабазитовых пород в Уральских горах (СССР) имеет много общих черт с породами Юго-Восточной Аляски, поэтому любая генетическая теория должна объяснить происхождение зональных комплексов в обоих районах». Предложенная авторами и другими их коллегами гипотеза последовательного внедрения габброидов краевой фации и ассоциирующих с ними пород ультраосновного ядра по собственному их признанию «кажется маловероятным, чтобы многократные внедрения могли происходить в одной и той же последовательности в большом числе различных мест, и это является единственным серьезным возражением против рассматриваемой гипотезы» [34, с. 169]. Эта гипотеза не признана и среди уральских петрологов, которые предпочли метасоматическую концепцию происхождения и зонального размещения ультрабазитов [20, 27, 29, 37]. Поэтому попытаемся данную проблему решить с привлечением новых аргументов реально проявленных тектономагматических событий в регионе и сопутствующих им метамагматических процессов.

Вторая тектоническая ступень включает интрузивную и метамагматическую стадии формирования plutонов кемпирсайского комплекса. Интрузивная стадия связана с коллизионным этапом образования субширотных сбросово-сдвиговых разрывных разломов типа Илекского, Кентауского и др., вскрывших астенолитовый срединно-океанический хребет в различных частях. Эти разломы трансформировали магму астенолитового хребта в раннем девоне в транзитные магмо- и рудоподводящие каналы, которые в Кемпирсайском, Даульском и других гарполитах составили ножку, фиксируемую геофизически [18, 3]. Разгерметизированная газово-жидкая магма астенолитового промежуточного очага абиссальной глубинности внедрилась в верхние гипабиссальные структурные этажи офиолитового пояса и заполнила там межформационные полости в обратном порядке гравитационной ликвации магмы промежуточного очага. При такой инверсии

в магматическую камеру изначально внедрился фронт габброидной магмы головной части астенолита, обогащенной летучими газами, щелочными и легкими лейкократовыми компонентами кальция, кремния и алюминия, которые обусловили магматическую ассилияцию и замещение вмещающих пород офиолитового пояса с последовательным образованием флюидального облика габбро, габбро-норитов и норитов. По мере ослабления ассилиационных процессов и кристаллизации габброидов краевой фации массива нарастают количество и мощность пироксен-оливиновых инъецированных слоев в полосчатых тылатах, форелленштейнах и троктолитах до полного слияния в сплошные породы ультрабазитового ядра, формирование которого завершается поступлением в камеру гарцбургит-дунитовой магмы с акцессориями гипидиоморфнозернистых выделений хромшпинелидов. Процесс разрастания ультрабазитового газово-жидкого ядра сопровождается потоками трансмагматических флюидов и развитием метамагматической стадии. Эта стадия характеризуется метасоматическими изменениями состава магмы до дунит-хромшпинелидового и сферическим расслоением ультрабазитовой магмы под влиянием струйчатого поступления в камеру трансмагматических флюидов через долгоживущие транзитные каналы. Поскольку ножки гарполитовых камер расположены обычно эксцентрически, то напор газово-жидких флюидов вызывал принудительную концентрическую циркуляцию конвекционных потоков и сопутствующие им центробежные силы, которые обусловили фракционное сферическое расслоение и центростремительную кристаллизацию пород и руд от стенок камеры к магмо- и рудоподводящим каналам (ножкам гарполитов) [7], что в конечном счете привело к формированию концентрически-зональных plutонов в офиолитовых подвижных поясах Юго-Восточной Аляски [34] и Урала [20]. В Кемпирсайском гарполите магмо- и рудоподводящий канал расположен в крайней юго-восточной части (рис. 3). Поступающие через него трансмагматические флюиды обусловили циркуляцию конвекционных потоков против часовой стрелки, что хорошо проявлено в продольном разрезе Главного рудного пояса массива (рис. 4), в котором шлейф хромитовых тел вытянут вдоль восточного борта массива и постепенно выклинивается от корневой

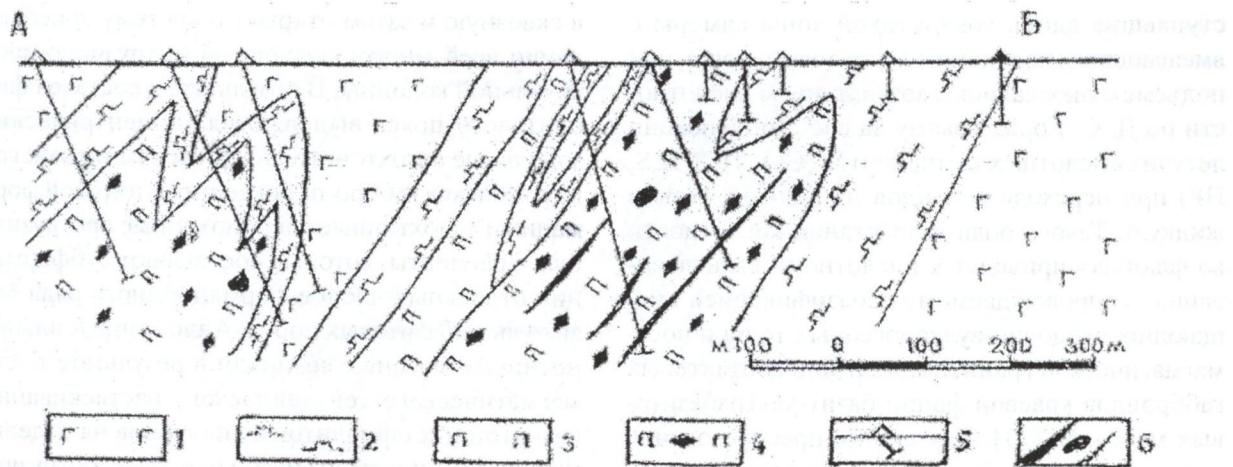


Рис. 8. Геологический разрез Велиховского титаномагнетитового месторождения по профилю АБ. 1 – габброиды, 2 – меланократовые габброиды-тылайты, 3 – пироксениты, 4 – титаномагнетитовые пироксениты-косвивиты, 5 – поисковые и разведочные скважины, 6 – жилы и шлиры сплошных титаномагнетитовых руд

части канала к северу и появляется с перерывом в рудных телах Велиховского титаномагнетитового месторождения, параллельно вытянутых вдоль противоположного северо-западного борта массива (рис. 8). Дискретно проявленное оруденение началось в раннемагматическую стадию с титаномагнетитовых пироксенитов (косвивитов) и завершилось в позднемагматическую стадию хромшпинелидовыми дунитами, корнями уходящими в рудоподводящий канал гарполита (рис. 7). Тогда как в Бушвельдском лополите, напомним, в раннемагматическую стадию горизонтально отложились хромшпинелиловые кумулаты в дунитах донной части и в позднемагматическую стадию таким же образом отложились титаномагнетитовые кумулаты в пироксенитах верхней зоны (рис. 1). В результате в Кемпирской концентрически-зональном plutоне наблюдается не вертикальная, а продольно-сферическая инверсионная зональность (рис. 4) следующего петрографического размещения магматических пород от периферии к корневой части автохтонного офиолитового массива: габброиды и габро-нориты краевой и апикальной фации > тылайты, форелленштейны и троктолиты переходной зоны > пироксениты, гарцбургиты и дуниты ультрабазитового ядра. Внутри ядра платиноносные титаномагнетитовые и хромитовые руды заняли полярную позицию в следующем ряду концентрической зональности: титаномагнетитовые пироксениты (косвивиты сидеронитовой структуры) > диаллагиты > вебстериты, иногда

энстатиты > верлиты > доминирующие гарцбургиты > дуниты > оливиниты с включениями акцессорных хромшпинелидов гипидиоморфнозернистой структуры [6, 7, 15]. Изложенная рудно-петрологическая зональность моно- и биминеральных ультрабазитовых пород и руд вполне соответствует метасоматической колонне с полной инверсией последовательности кристаллизации минерального ряда Н. Л. Боуэна и поэтому не случайно появление многочисленных сторонников метасоматического их происхождения [20, 27, 29, 37], но явления метасоматоза происходили в магматический этап становления концентрически-зональных plutонов кемпирскойского типа (субформации) в магматическую стадию поступления трансмагматических флюидов и принудительной ротационной циркуляции конвекционных потоков в магматической камере, что, впрочем, характерно для астеносферы в целом как движущей силы спрединга и дрейфа континентов [33]. Как видно, метамагматизм, по Д. С. Коржинскому [23], характерен не только для гранитизации при формировании рудоносных онгонитоидов ультракислых массивов, но неизбежно и при базификации ультраосновных plutонов офиолитовых поясов, поскольку флюиды выносятся из глубокой подкоровой астеносферы без потери тепла в транзитной астенолитовой колонне и поступают в изначально замкнутую систему гипабиссальной магматической камеры, обрамленной габбро-норитовой коркой. Однако эти же высокотемпературные флюиды, одновременно по-

ступавшие вдоль контактовой зоны камеры с вмещающими породами олиолитового пояса, при подъеме охлаждались с возрастанием кислотности по Д. С. Коржинскому за счет конденсации летучих кислотных компонентов (CO_2 , HCl , H_2S , HF) при переходе флюидов из газовой фазы в жидкую. Такого рода возрастания кислотности во флюидах приводят к кислотному выщелачиванию, сопровождающему дебазификацией вмещающих осадочно-вулканогенных толщ и постмагматической гранитизацией эндоконтактовых габброидов краевой фации базит-ультрабазитовых массивов [23]. Как видно, преобразование трансмагматических флюидов в постмагматические растворы при становлении базит-ультрабазитовых plutонов со сложной петрологией и температурным градиентом представляет собой прерывисто-непрерывный процесс: в ультрабазитовом ядре магматических камер это еще высокотемпературные флюиды метамагматической стадии, в эндоконтактной зоне камер уже охлажденные постмагматические растворы. Такие явления наблюдаются в Велиховском, Домбаровском и Маласайском участках Кемпирскойского массива, где габброиды краевой фации подвержены дебазификации с образованием ореолов апогабброидных осветленных пород метагранитоидов и метасиенитов вокруг скарново-магнетитовых месторождений (рис. 9), образованных по ксенолитам известняков [4,5] среднедевонской чанчарской вулканогенно-осадочной свиты [1]. Абсолютный возраст Кемпирскойского plutона по данным радиологического определения по биотиту габброидов калий-argonовым методом 402 млн лет [4,5]. Поэтому время последовательного развития «триады Штеймана» (кремнистые глубоководные отложения, изверженные базиты, интрузивные базит-ультрабазиты) и окончательного магматического становления Сакмарского олиолитового пояса завершилось в позднем девоне.

Третья ступень тектонического проникновения магматических пород в верхние структурные этажи обусловлена протрузивно-реститовой стадией в завершающий коллизионно-эпейрогенический этапы становления герцинской складчатости путем отторжения альпинотипных протрузивных фрагментов от plutонов кемпирскойского комплекса гипабиссальной глубинности и внедрения их вдоль разломов на приповерхностный и дневной уровень с переходом из закрытой

в сквозную и затем открытую систему консолидации всей многоступенчатой интрузивно-протрузивной колонны. В результате в составе олиолитового пояса выделяются концентрически-зональные автохтонные plutоны кемпирскойского комплекса габбро-пироксенит-дунитовой формации и аллохтонные альпинотипные протрузивные фрагменты, которые составляют субформации отдельных членов формационного ряда базит-ультрабазитовых пород. Аллохтонные альпинотипные массивы возникли в результате постмагматического тектонического растигивания автохтонных олиолитовых plutонов на отдельные блоки и пластины и дальнейшего протрузивного выдавливания в верхние структурные этажи вдоль крупных тектонических разломов и раздвигов шовных зон в виде гипербазитовых поясов и блоковых будин серпентинизированных ультрабазитовых тектонитов верхнего структурного этажа в D_3 - C_3 (рис. 2, 6, 7). Более точно верхний возраст внедрения альпинотипных протрузий определяется уровнями проникновения их вдоль разломов в орогенные верхнепалеозойские породы различных районов. Например, в Мугоджахарах верхней границей внедрения пород кемпирскойского комплекса считали пермь [26], в Костанайском Зауралье для аналогичных хромитоносных и асбестоносных массивов Аккаргинско-Джетыгаринского гипербазитового пояса возраст определен как верхнедевонский, а Апановского – намюрский [25]. Вместе с тем нижний уровень внедрения верхнепалеозойских аккреционно-альпинотипных протрузий может быть ошибочно определен как докембрийский, когда они отжаты вдоль оперяющих разломов сутуры в жесткие борта поднятий микроконтинентов типа Уралтауского или Зауральского. Очевидным примером может служить Мамытский альпинотипный массив, который составлял Крайний блок юго-восточной части Кемпирскойского массива и был отторгнут Главным Уральским разломом и смешен на север вдоль него, далее Бородинского разлома и затем взброшен и опрокинут в соседнем Уралтауском докембрийском поднятии (рис. 3), что проявлено в его бескорневом будиновидном строении массива с тектоническими kontaktами.

Нередко фрагменты аллохтонных серпентинизированных ультрабазитов без габброидной оболочки воспринимаются как самостоятельные интрузивные формации типа дунит-гарцбургито-

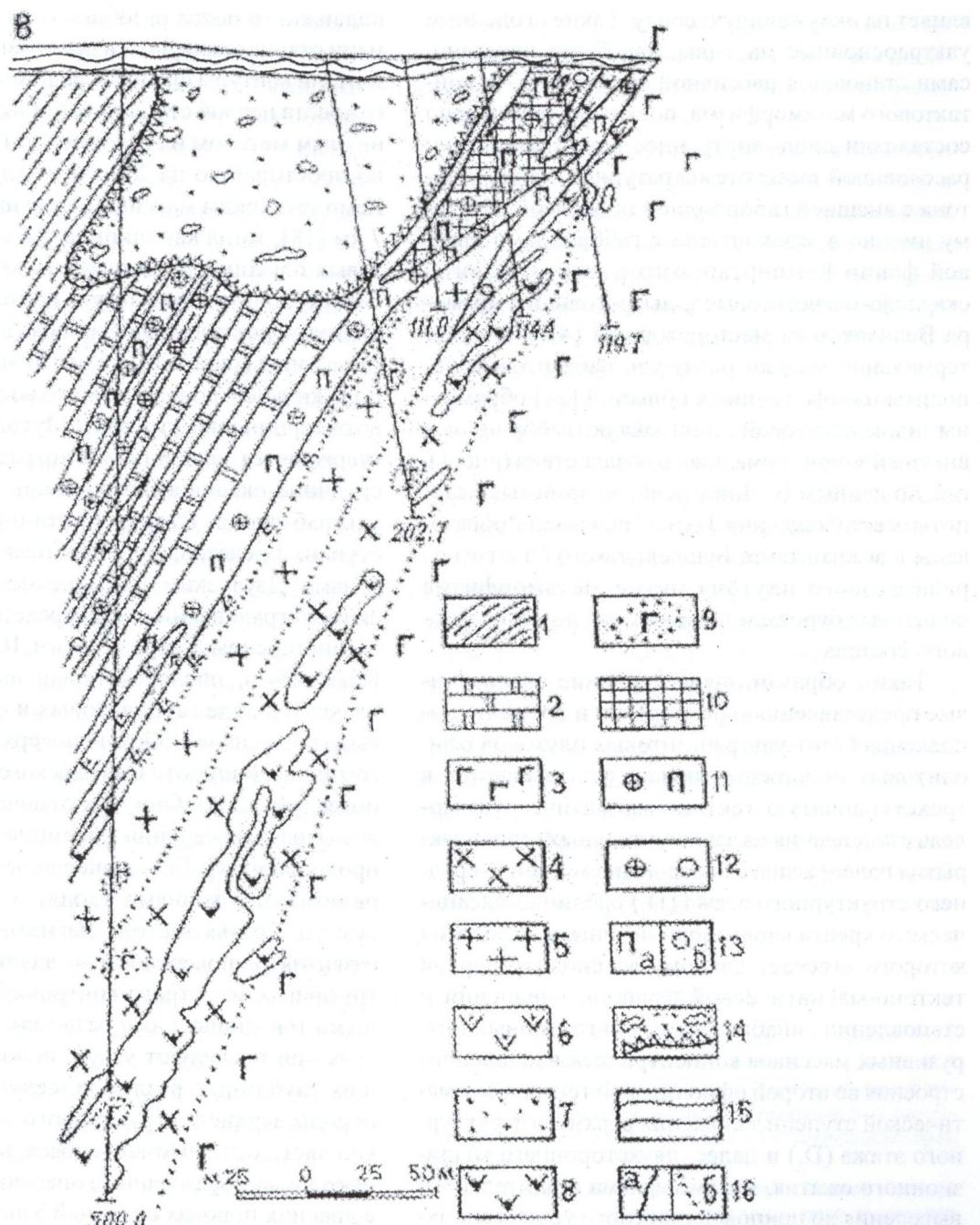


Рис. 9. Геологический разрез Северо-Велиховского скарново-магнетитового месторождения по профилю ВГ. 1 – кремнистые сланцы, 2 – мраморизованные известняки, 3 – габброиды и их реликты в гранитоидах, 4 – апогаббройдные гранодиориты, 5 – апогаббровые граниты, 6 – кварцевые альбититы и калишпаты, 7 – метакварциты, 8 – околоскарновые породы диопсид-альбитового состава, 9 – реликты габбро в гранитоидах, 10 – скарново-магнетитовые руды, 11 – пироксен-гранатовые скарны, 12 – эпидот-гранатовые скарны, 13 – включения скарновых минералов в рудах: а – пироксена, б – эпидота, 14 – карсты, 15 – мезозой-кайнозойские породы, 16 – границы: а – между породами, б – фациальные

вой [29], пироксенит-дуниловой [20] и т.д. Эти ультрабазитовые тектониты отжимаются в охлажденном состоянии и лишены проявлений контактового метаморфизма во вмещающих ороген-

ных породах верхних структурных этажей, так что изначальная температура дунитового расплава в 1500–1700 °С [20] в альпинотипных прорутиях с тектоническими контактами термально не

влияет на окружающую среду. Такие оголенные ультраосновные массивы, как будет показано, сами становятся пассивной ареной авто- и контактового метаморфизма, поскольку изначально составляли лишь внутреннее ядро сферически расслоенной высокотемпературной магмы plutона с внешней габброидной оболочкой. Поэтому именно в экзоконтакте с габброидами краевой фации Кемпирсайского массива развиты скарново-магнетитовые зоны, роговики и мрамора Велиховского месторождения [4,5], а в геотермальной модели базит-ультрабазитовые лopolиты платформенных областей [28] обрамлены эндоконтактовой зоной закалки габброидов и внешней зоной термального воздействия (рис. 1), где, по данным В. Линдгрена, железистые кварциты месторождения Нама-Трансвааль образованы в экзоконтакте Бушвельдского базит-ультрабазитового plutона путем метаморфизма оолитовых бурожелезняковых руд до магнетитового состава.

Таким образом, существующие разноречивые представления о петрологии и времени становления базит-ультрабазитовых plutонов офиолитовых подвижных поясов укладываются в трехступенчатую тектономагматическую модель становления на заключительных этапах закрытия палеоокеана с образованием в конце среднего структурного этажа (D_1) срединно-океанического хребта вдоль шовной зоны, морфология которого отвечает слепому астенолиту первой тектономагматической ступени, внедрении и становлении гипабиссальных автохтонных интрузивных массивов концентрически-зонального строения во второй офиолитовой тектономагматической ступени заложения верхнего структурного этажа (D_2) и далее, двухстороннего коллизионного сжатия, метаморфизма и длительного выведения до приповерхностного уровня аллохтонных альпинотипных проруций, трассируемых вдоль Главного Уральского глубинного разлома и его оперяющих нарушений в орогенных толщах третьей тектономагматической ступени верхнего структурного этажа Сакмарского офиолитового пояса (D_3-C_3) и породы докембрийского складчатого основания Уралтауского поднятия (рис. 2, 3, б), в результате чего офиолитовый пояс становится Сакмарско-Уралтауским.

Выделенные промежуточные фрагменты трехступенчатого тектономагматического развития Сакмарско-Уралтауского офиолитового

подвижного пояса разобщены не только во времени становления, но и в пространстве. По горизонтали контуры слепого срединно-океанического хребта первой ступени установлены гравимагнитным методом на глубине 3 км и прослежены по простирианию на 230 км между Даульским и Кемпирсайским массивами при ширине порядка 7 км [18], тогда как ширина указанных офиолитовых plutонов превышает 30 км. В плане хребет астенолитового выступа повторяет характерный разворот выпуклого изгиба срединного хребта на запад (рис. 2, а), т.е. изгибается в противоположную сторону от общего восточного разворота герцинских структур Мугоджар, чем подтверждается каледонский возраст становления срединно-океанического астенолитового хребта ультрабазитов. Вторая тектономагматическая ступень представлена гипабиссальными автохтонами: Даульским, Кемпирсайским, Хабарнинским, Согралинским, Желанарским, Халиловским, Медногорским, Катралинским, Шайтантауским, Краковским, последовательно вытянутых с юга на север в виде гарплитовых и штокообразных выходов на палеозойскую поверхность с разбросом по всей широте Сакмарского офиолитового пояса (рис. 2, а). Они, как отмечалось, расположены на пересечении срединно-океанического продольного хребта с поперечными орогенными разломами и корнями уходят в астенолитовый выступ. Третья тектономагматическая ступень развития приповерхностных альпинотипных проруций тел строго контролируется продольными тектоническими разломами. В одних случаях они наследуют узкую полость долгоживущих глубинных разломов, секущих орогенные породы верхнего структурного этажа в стержневой части офиолитового пояса, в других выполняют вновь образованные оперяющие нарушения в древних породах соседней Уралтауской структурно-формационной зоны. Например, Халиловско-Таловская узкая зона серпентинизированных ультрабазитов в пределах Сакмарского синклиниория трассируется вдоль Главного Уральского разлома на 250 км, а эклогитизированные ультрабазитовые массивы Мамытский, Эбетинский, Санасарский, Аккермановский и др. в виде блоковых будин площадью 10–30 км² цепочкой вытянуты вдоль Бородинского разлома, рассекающего породы Уралтауского докембрийского микроконтинента (рис. 6). Они здесь составляют парные пояса аллохтонных эклогитизированных

глыбовых брекчий, параллельно вытянутых автохтонным хромитоносным интрузивным массивам Сакмарского оphiолитового пояса. Такое различие в соседствующих ультрабазитовых поясах Н. А. Панеях и др. [31, с. 36] объясняют следующим образом: «По-видимому, магматический очаг, с которым был связан Мамытский массив, имел более глубинное положение по сравнению с Кемпирсаем. Прямыми подтверждением этому является обнаружение на восточной окраине Мамытского массива эклогитовых парагенезисов очень высокого давления, которые трудно объяснить в рамках метаморфических фаций». Но в реалиях это объясняется с позиции тектонофациального динамометаморфизма, локально проявленного в различных средах вдоль шовной зоны столкнувшихся литосферных плит. Крупные по размерам автохтонные оphiолитовые массивы среди упругих вулканогенно-осадочных пород Сакмарского оphiолитового пояса претерпели в условиях коллизионного сжатия лишь пластическую деформацию с выведением избыточной массы серпентинитов в верхние структурные этажи в виде бескорневых протрузивных линз, валиков и клиньев с тектоническими контактами. Они в жестких монолитных тисках древних гранитогнейсовых пород претерпели динамометаморфизм, уплотнение и эклогитизацию. Такие явления известны и в других сутурах мира. Парные пояса автохтонных оphiолитовых plutонов и аллохтонных выходов эклогитизированных перидотитов вдоль шовных зон эмпирически установлены на Дальнем Востоке С. С. Зиминым [19], в Новой Зеландии Г. А. Чаллисом [41], в Марокко Дж. Корнпробстом [42]. В Мугоджахах они образуют Сакмарско-Уралтауский оphiолитовый пояс автохтонных и аллохтонных массивов.

В целом результаты анализа региональных процессов геодинамики, магматизма, метаморфизма и рудогенеза базит-ультрабазитовых массивов кемпирской комплекса сводятся к следующему: платиноносные титаномагнетитовые пироксениты и хромитовые руды в серпентинизированных дунитах Кемпирской автохтонной интрузии формировались на уровне второй тектономагматической ступени геодинамического развития Сакмарского оphiолитового пояса, а амазонитовые рутиловые эклогиты в Мамытской альпинотипной протрузии – в третьей тектономагматической ступени, когда она проникла вдоль Бородинского разлома в толщи древних пород

соседнего Уралтауского микроконтинента и там оказалась зажатой в тисках нарастающего двойного коллизионного сжатия жестких гранитогнейсовых бортов.

В масштабе планетарной закономерности размещения базит-ультрабазитовых plutонов и их тектонофациальных фрагментов выделяются три продуктивных минерагенических уровня: абиссальные стратiformных лополитов в древних платформенных областях, гипабиссальные концентрически-зональных интрузивных гарполитов и штоков в оphiолитовых поясах складчатых областей и приповерхностных альпинотипных протрузий, трассируемых вдоль разломов в верхних структурных этажах складчатых областей. По рудоносности автохтонные абиссальные и гипабиссальные plutоны одинаково специализированы на хромитовые, титаномагнетитовые руды и платиноиды, приповерхностные альпинотипные протрузии метаморфизованы до амазонитовых рутиловых эклогитов, оталькования и хризотил-асбестового жилкования. Региональный метаморфизм и особенно динамометаморфизм в оphiолитовых поясах сопряжен с приразломной геодинамикой, дополнительные сведения по которым будут приведены при анализе локального метаморфизма в отдельно взятых базит-ультрабазитовых массивах различных тектономагматических уровней Мугоджар и Кустанайского Зауралья.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллин А.А. Геология Мугоджар. Алма-Ата, 1973.
2. Атажанова Ж.А., Бекмухаметова З.А., Диаров А.Б. Особенности петрологии и рудоносности базит-гипербазитовых plutонов платформенных и оphiолитовых поясов складчатых областей // Вестник В-К ГГУ. Усть-Каменогорск, 2004. С. 5-11.
3. Бачин А.П., Надырбаев А.А. Геологическое строение и перспективы на хромитовые и никелевые оруденения Даульско-Кокпектинского ультрабазитового массива в Западном Казахстане // Геология и охрана недр. 2001. №1. С. 19-23.
4. Бекмухаметов А.Е. Велиховское месторождение // Металлогенез Казахстана. Алма-Ата, 1982. С. 33-41.
5. Бекмухаметов А.Е. Магматогенные железорудные формации. М.: Недра, 1987. 212с.
6. Бекмухаметов А.Е. Модель формирования пород и руд базит-ультрабазитовых plutонов Кемпирского комплекса в Мугоджахах // Доклады НАН РК. 1994. №1. С.32-38.
7. Бекмухаметов А.Е. Петрология и минерагения базит-ультрабазитовых plutонов кемпирского комплекса в оphiолитовом поясе Мугоджар // Геология Казахстана. 1995. № 5-6. С.45-51 на русском языке; С. 154-159 на английском языке.
8. Бекмухаметов А.Е., Бекмухаметова З.А. Формационно-генетические особенности и геодинамика становления

- уникальных месторождений черных металлов Казахстана // Геология Казахстана. Алматы, 2004. С. 168-177.
9. Бекмұхаметов А.Е., Бекмұхаметова З.А. Месторождения черных металлов кемпирскойского интрузивного комплекса Мугоджар // Атлас моделей месторождений Казахстана. Алматы, 2004. С. 106-107.
 10. Бекмұхаметова З.А. Алмазоносные эклогиты как продукты динамометаморфизма скарнов в условиях тектонических катаклизм и космических катастроф // Металлогенез складчатых систем с позиции тектоники плит. Екатеринбург, 1994. С. 254-256.
 11. Бекмұхаметова З.А. Петрологические критерии формирования эклогитов Кокшетауской глыбы и Мугоджар // Доклады НАН РК. 1994. № 2. С. 32-37.
 12. Бекмұхаметова З.А. Формирование алмазоносных эклогитов в условиях динамометаморфизма ламинарного течения скарнов, протрузий ультрабазитов и ударно-реакционных взрывов // Топорковские чтения (региональное рабочее геологическое совещание). Рудный, 1997. Вып.3. С.123-126.
 13. Бекмұхаметова З.А. Петрологические особенности алмазоносных метаморфических пород Кокчетавского массива и Мугоджар по данным электронно-микроскопического и радиохимического анализов // Геология Казахстана. 2004. С. 109-117.
 14. Бекмұхаметова З.А. Эволюция состава метаморфогенных минералов при эклогитизации ультрабазитов Мамытской протрузии кемпирского комплекса Мугоджар // Международная конференция «Геология и металлогенез ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций складчатых областей». Екатеринбург, 2004. С. 199-203.
 15. Бекмұхаметова З.А., Атажанова Ж.А. Рудогенез месторождений черных металлов в базит-ультрабазитовых массивах кемпирского комплекса Мугоджар // Geologiya va mineral resurslar. Ташкент. 2005. № 3. С. 12-17.
 16. Бекмұхаметова З.А., Диаров А.Б., Атажанова Ж.А. Рудоносные массивы гипербазитов платформенных и складчатых областей // Труды международной научно-практической конференции «Проблемы рудных месторождений и повышение эффективности геологоразведочных работ». Ташкент, 2003. С. 331-333.
 17. Бекмұхаметова З.А., Диаров А.Б. Мезозойская активизация алмазоносных кимберлитовых трубок взрыва Каапваальского кратона в Южной Африке // Вестник КазНТУ. Алматы, 2005. № 4. С. 3-10.
 18. Грешнер С.Г., Бачин А.П., Иванов О.Д. Основные черты геологического строения домезозойского фундамента // Сов. геол. 1963, №11. С. 14-25.
 19. Зимин С.С. Парагенезисы эклогитов и верхняя мантия. М., 1978. 252с.
 20. Иванов С.К. Концентрически-зональные пироксенит-дуниитовые массивы Урала. Екатеринбург, 1997. 327 с.
 21. Камерон Ю.Н., Десбора Дж. А. Условия залегания и особенности хромитовых месторождений восточной части Бушвельдского комплекса // Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973. С. 27-42.
 22. Каузинс К.А. Риф Меренского в изверженном комплексе Бушвельд // Магматические рудные месторождения. М. 1973. С.172-183.
 23. Коржинский Д.С. Метамагматические процессы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. С. 3-6.
 24. Коттерилл П. Хромитовые месторождения Селиук-ве (Родезия) // Магматические рудные месторождения. М.: Недра, С. 105-128.
 25. Ксенофонтов О.К., Ивлев А.И. Магматизм ордовикско-триасового подвижного пояса // Геология СССР. Т. 34. Торгайский прогиб. Кн.2. С.22-91.
 26. Логинов В.П., Павлов Н.В., Соколов Г.А. Хромитонность Кемпирского ультраосновного массива на Южном Урале. Хромиты СССР. М.; Л., 1940. Т. 2.
 27. Малахов И.А. Влияние геодинамики становления Уральских альпинотипных массивов на состав и текстурные особенности содержащихся в них хромитов // Геология и металлогенез ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Екатеринбург, 2004. С.221-225.
 28. Михайлов Н.П., Шарков Е.В., Орлов Д.М. Петрология и рудоносность стратiformных (расслоенных) мафит-ультрамафитовых интрузий // Магматизм и эндогенное рудообразование. М., 1976. С.53-69.
 29. Москалева С.В. Гипербазиты и их хромитонность. Л.: Недра, 1974. 279с.
 30. Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирского plutона. М.: Наука, 1968. 178 с.
 31. Панеях Н.А., Соболев С.Ф., Петрова Т.А., Меламедов С.В. Природа амфиболитов Кемпирского и Мамытского массивов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. №2. С. 25-37.
 32. Рингвуд А.Э. Состав и петрология мантии Земли. М., 1981. 584 с.
 33. Сеитов Н.С. Тектоника плит: возможные истоки и особенности проявления. Алма-Ата: Гылым, 1992. 199 с.
 34. Тэйлор Х.П. (младший), Нобл Дж. А. Происхождение магнетита в зональных ультрамафических комплексах Юго-Восточной Аляски. Магматические рудные месторождения. М., 1973. С.151-171.
 35. Уиллемз Дж. Геология Бушвельдского комплекса – крупнейшего вместилища магматических рудных месторождений мира // Магматические рудные месторождения. М., 1973. С.7-25.
 36. Уиллемз Дж. Ванадиевые магнетитовые руды Бушвельдского комплекса // Магматические рудные месторождения М., 1973. С.129-150.
 37. Штейнберг Д.С., Чащухин И.С. Положение хромитового оруденения в истории формирования альпинотипных гипербазитов // Геохимия рудных элементов в базитах и гипербазитах. Иркутск, 1990. С. 166-170.
 38. Bekmukhametova Z.A. Metamorphic evolution of eclogites from Mamytskyi Massif of Mugodzary // Труды международной конф. «Магматические, метасоматические формации и связанные с ними оруденение». Ташкент, 2005. С.52-55 (на английском языке).
 39. Bekmukhametova Z.A., Bekmukhametov A.E. Petrology of carbon fractionation and geodynamic of its metamorphism during the diamonds formation // Sixth International Kimberlite conference. Novosibirsk, 1995. P. 47-49.
 40. Thayer T.P. Some Critical Differences Between Alpine-Type and Stratiform Peridotite // Gabbro Complexes: Internat. Geol. Cong. Rept. 21 Sess., Norden: pt. 13pp. 247-259.
 41. Cyallis G.A. The K₂O:Na₂O ratio of ancient volcanic arcs in New Zealand // J. Geol. And Geophys. 1968. V.11, N 1. P. 200-211.
 42. Kornprobst J. Le massif ultrabasique des Beni Bouchera (Rit. Intern. Maroc.) // Contib Miner. And Petrol. 1969. V.23, N. 4. P. 283-322.