ҚР ҰҒА-ның Хабарлары. Геологиялық сериясы. Известия НАН РК.
Серия геологическая. 2007. №6. С. 5–19

УДК 553.461(234.854)

З.А. БЕКМУХАМЕТОВА[1]

ПРИРОДА И СТЕПЕНЬ ПРОЯВЛЕНИЯ ЛОКАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА УЛЬТРАБАЗИТОВ И МЕТАМОРФОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В КЕМПИРСАЙСКОМ И МАМЫТСКОМ МАССИВАХ МУГОДЖАР И ГЕОДИНАМИКА ИХ СТАНОВЛЕНИЯ. Ст. II

Кемпірсай автохонды гипассальды интрузийінің бай хромит кендері мен Сақмар-Оралтау офиолит белдеуінің Мамыттағы альпин типті жоғары протрузийінің алмасты рутилді эклогиттерінің метаморфогендік петрохимиясы мен геокозғалысы зерттелген.

Рассмотрена геодинамика и петрохимия метаморфогенных богатых хромитовых руд в Кемпирсайской автохтонной гипабиссальной интрузии и алмазоносных рутиловых эклогитов в Мамытской альпинотипной приповерхностной протрузии Сакмарско-Уралтауского офиолитового пояса.

The article deals with geodynamics and petrochemistry of metamorphogenic rich chromite ores in the Kempirsai autochtonous hypabyssal intrusion and dia mond-bearing rutile eclogites in the Mamyt alpinotype nearsurface protrusion of the Sakmar-Uraltau ophiolite belt.

Минерагения автохтонных базит-ультрабазитовых концентрически-зональных массивов кемпирсайского комплекса габбро-пироксенит-дунитовой формации Сакмарско-Уралтауского офиолитового подвижного пояса Мугоджар проявлена в семи родственных магматических, метасоматических и метаморфических рудоносных субформациях, которые детально были изучены нами в автохтонном Кемпирсайском плутоне и сопровождающем его Мамытском протрузивном сателлите [3,4,6,7,9–20,29,30]. Выделяемые субформации систематизированы следующим образом: 1. субформация – раннемагматическая габбро-пироксенитовая с платиноносными титаномагнетитовыми пироксенитами (косьвитами); 2. позднемагматическая гарцбургит-дунитовая с акцессорными включениями хромшпинелидов переменного состава и морфологии; 3. постмагматическая апогаббroидная гранитоидно-монцонитоидных метасоматитов с сопутствующими известковыми скарнами и магнетитовыми рудами в контакте с карбонатными породами чанчарской свиты; 4. автометаморфогенных образований апогаббroидных гранатовых амфиболитов и скарноидов, апогипербазитовых магнезиальных скарнов, серпентинитов и хромшпинелидовых нодулей; 5. метаморфогенная реститовых богатых руд платиноносных хромшпинелидовых нодулей; 6. контактово-метаморфических образований апосерпентинитовых хризотил-асбестов и тальковых пород; 7. ультраметаморфические образования апокосьвитовых алмазоносных рутиловых эклогитов.

Даже в пределах наиболее крупного Кемпирсайского гарполитового плутона, вытянутого вдоль глубинных разломов, лишь только северо-западная часть его сохранилась в виде свежих разностей полнокристаллических интрузивных пород и магматогенных титаномагнетитовых и скарново-магнетитовых руд, тогда как вся остальная часть массива, заключенная между Кемпирсайско-Даульским и Главным Уральским глубинными разломами и их оперениями, претерпела повсеместный приразломный метаморфизм различной степени (см. рис. 1,2). Он проявлен в образованиях автометаморфизованных магнезиальных скарнов, гранатовых скарноидов и серпентинизированных ультрабазитов особо богатых и крупных по запасам остаточных хромитовых руд в автохтонной Кемпирсайской интрузии и алмазоносных рутиловых эклогитов в альпинотипной Мамытской протрузии. Ранее природу такого наложенного метаморфизма могли бы отнести, например, к региональному его проявлению

[1] 0050010 Казахстан, Алматы, ул. Богембай батыра 69[а]. Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева МОН РК

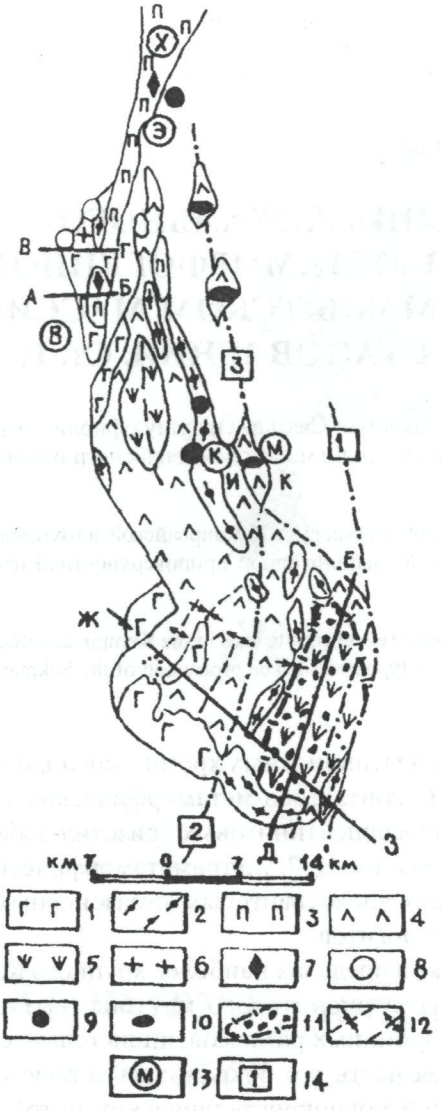

Рис. 1. Схематическая геолого-структурная карта Кемпирсайской конкордантной базит-ультрабазитовой гарцолитовой интрузии и размещения ее сателлитов, рудных месторождений, зон развития скарноидов и эклогитов. 1-габброиды, 2-габбро-амфиболиты, 3-пироксениты, 4-перидотиты, 5-дунит-гарцбургиты, 6-гранитоиды. 7-титаномагнетитовые месторождения, 8-скарново-магнетитовые месторождения, 9-скарноиды, 10-алмазоносные рутиловые эклогиты, 11-контур гравитационной аномалии, обрамляющей хромитовые месторождения Главного рудного пояса, включая эпицентр магмаподводящего канала на юго-востоке плутона, 12-оси сводовых поднятий плутона, фиксируемых останцами линз габброидов и габбро-амфиболитов апикальной части и межкупольных впадин, 13-символы интрузивных массивов и участков рудных месторождений, скарнов, скарноидов и эклогитов (в кружках): В-Велиховский, Х-Хабарнинский, Э-Эбетинский, К-Куагачский, М-Мамытский, 14-номера глубинных разломов (в квадратах): 1-Главный Уральский, 2-Кемпирсайско-Даульский, 3-Бородинский

или к приразломным тектонофациям динамометаморфизма по Е.И. Паталахе [27]. Однако причина приразломного метаморфизма, как и самих разрывных деформаций и смятий, определяется более глубинными процессами мантийной плюмовой тектоники [24]. Глубинные разломы и рифтовые расщелины и раздвиги являются лишь путями проникновения магматических расплавов и флюидов, обусловивших метаморфизм. По геофизическим данным строения земной коры под офиолитовым поясом зафиксирована конвергентная шовная зона столкнувшихся в предколлизионную стадию литосферных плит торцово-надвигового типа с амплитудой ступенчатого смещения 8-10 км (см. рис. 3). Остаточная тектоническая расщелина обусловила длительное поступление больших объемов мантийной магмы и рудоносных трансмагматических флюидов с последующими потоками постмагматических растворов, наложивших метасоматоз и гидротермальный метаморфизм на сформировавшиеся магматические породы и руды. Завершаются регрессивные процессы автометаморфических изменений финальным динамометаморфизмом в коллизионную стадию при полном закрытии былого океанического пространства сомкнутыми плечами литосферных плит в условиях возрастающей конверсии тангенциального сжатия, прекращения поступления мантийных флюидов и перерождения горизонтальных движений в вертикальные под влиянием двойного коллизионного сжатия.

Регрессивному гидротермальному метаморфизму и возрожденному межплитному финальному динамометаморфизму подверглись практически все базит-ультрабазитовые породы и рудные проявления восточной части Кемпирсайского плутона, включая вмещающие породы, залегающие вдоль Главного Уральского, Кемпирсай-Даульского и Бородинского глубинных разломов и между ними (см. рис. 4,3). Габбро, габбро-нориты, тылаиты краевой фации массива претерпели здесь амфиболитизацию до образования рассланцованных гранатовых габбро-амфиболитов и амфиболитов с преобразованием прилегающих к ним известковистых пироксенитов и перидотитов в хлоритизированные амфиболиты, горнблендиты и алмазоносные рутиловые эклогиты. В ультрабазитах ядерной фации массива дуниты, гарцбургиты, энстатиты, троктолиты и

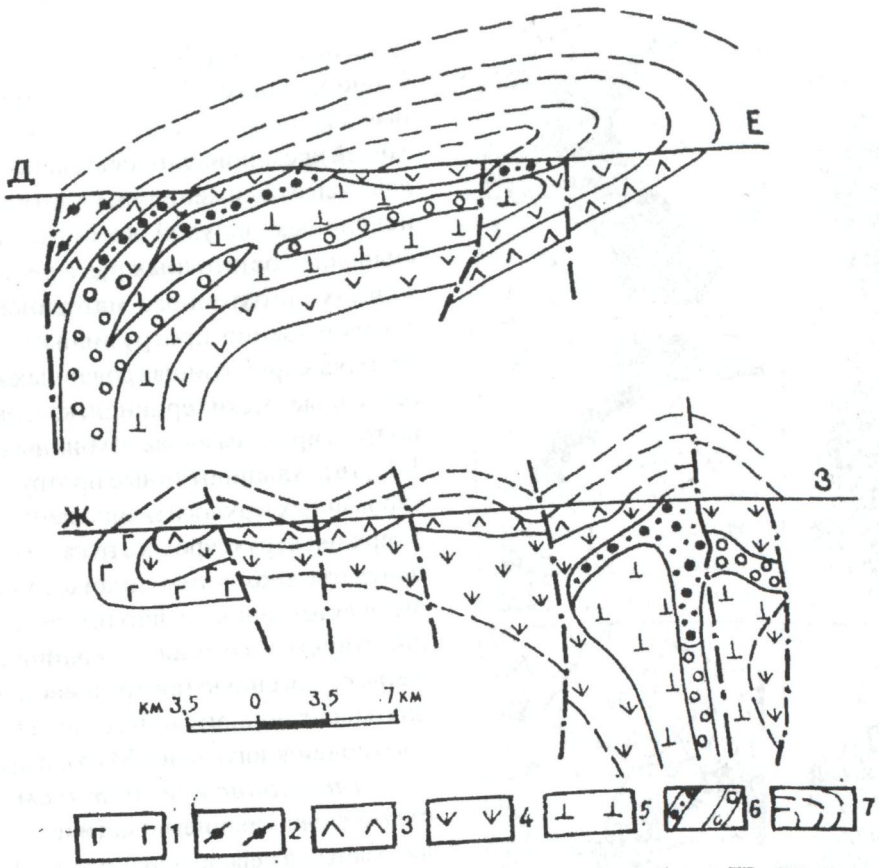

Рис. 2. Продольный и поперечный схематические геологические разрезы по профилям ДЕ и ЖЗ Кемпирсайского гарполита межпластовой морфологии с магмоподводящей ножкой на юго-востоке. 1-габброиды, 2-габбро-амфиболиты, 3-перидотиты, 4-гарцбургиты, 5-дунит-гарцбургиты, 6-тела разведанных и прогнозных хромитовых руд, 7-проектные контуры денудированных слоев пород и руд апикальной части Кемпирсайского плутона

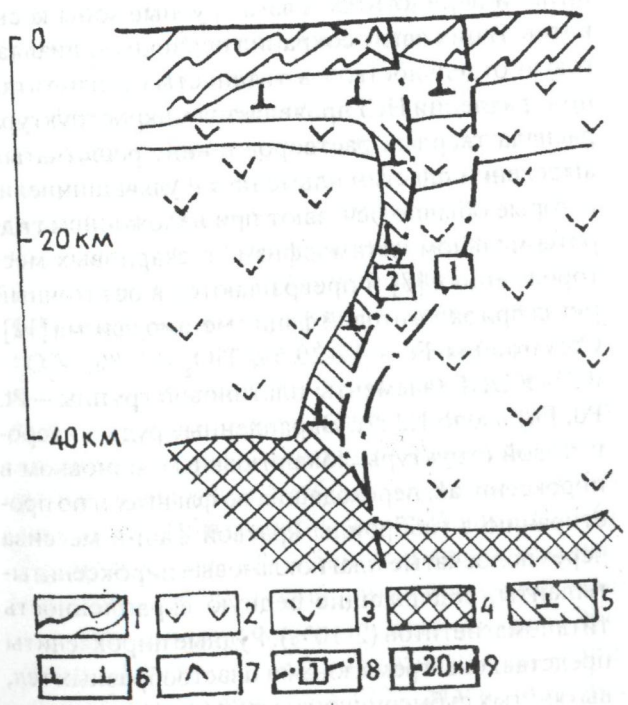

Рис. 3. Схематический глубинный разрез срединно-океанического хребта Кемпирсайского плутона и его сателлитов (составлено по гравиметрическим данным А.П. Бачина, В.Т. Парфенова и др., 1985г.). 1-островодужные вулканогенно-осадочные толщи, 2-базальтоиды инициального вулканизма, 3- породы литосферных плит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

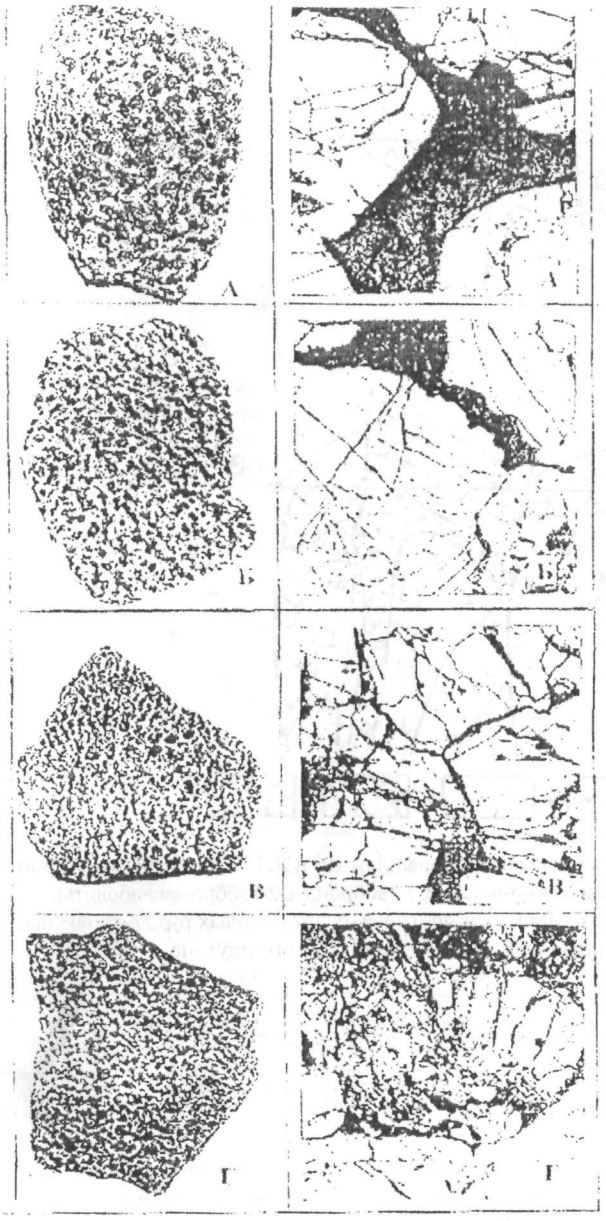

Рис. 4. Образцы (слева) и микрофотографии полированных аншлифов (справа) хромитовых руд нодулярно-вкрапленной текстуры из зон постепенных переходов бедновкрапленных (А, Б) в густовкрапленные (В, Г) до сплошных руд путем сгущения нодулей (черные – макро, светлые – микро) в отжимаемой серпентинитовой массе (светлая – макро, темное – под микроскопом). Месторождение Алмаз-Жемчужина, образцы уменьшены в 2 раза, микрофото с увеличением в 50 раз

другие магнезиальные породы местами подверглись автометаморфическому магнезиальному скарнированию и фронтальной серпентинизации. Фронтальная серпентинитовая гидратация ультрабазитов сопровождается увеличением объема, соответственно возрастанием внутрикамерного давления и завершается в коллизионную и особенно эпейрогенетическую стадии тангенциальным сжатием и собирательной перекристаллизацией хромшпинелидовых акцессориев до нодулей, далее сближением и уплотнением хромшпинелидовых нодулей до богатовкрапленных и сплошных остаточных руд в реститовых ультрабазитах автохтонного материнского массива и соответственно протрузивным выдавливанием избытка серпентинизированных гипербазитов в орогенные этажи герцинид, которые альпинотипно трассируются вдоль глубинных разломов (рис. 1,3) [16]. Альпинотипные протрузии серпентинизированных и эклогитизированных гипербазитов в верхних структурных этажах и остаточные концентраты хромшпинелидовых нодулей богатых руд в автохтонных офиолитовых массивах нижних структурных этажей герцинид объединены в метаморфогенную протрузивно-реститовую стадию коллизионного этапа становления офиолитового подвижного пояса Мугоджар [7,19].

Платиноносные титаномагнетитовые пироксениты раннемагматического этапа локализованы на северо-западе Кемпирсайского массива, в хвостовой его части (рис. 1), где они слагают Велиховское промышленное месторождение авгит-ильменит-магнетитового минерального типа [5]. Платиноносный титаномагнетит образует сидеронитовую вкрапленность в пироксенитах и перидотитах, слагая рудные зоны косьвитов. В них авгит сохранил первичную диаллаговую отдельность, а в титанистых магнетитах при травлении HCl проявляется микроструктура распада твердых растворов в виде решетчатых выделений пластин ильменита и ульвашпинели, которые обычно исчезают при наложенном гидротермальном метаморфизме в скарновых месторождениях [8] и превращаются в остаточный рутил при эклогитовой фации метаморфизма [12]. Содержания Fe – 17-20 %, TiO_2 – 2 %, V_2O_5 – 0,2% и ЭПГ (элементы платиновой группы – Pt, Pd, Ph) около 1,2 г/т. Вкрапленные руды сидеронитовой структуры локализованы в основном в пироксенитах, переходящих во флангах и по простиранию в габброиды краевой фации массива через полосчатые плагиоклазовые пироксениты-тылаиты, содержащие бедную вкрапленность титаномагнетитов (2-10%). Рудные пироксениты представлены тремя зонами пластообразных тел, вытянутых субмеридионально и круто падающих

на запад под углом 60–70° согласно общему залеганию стратиформно расслоенных вмещающих интрузивных пород [5]. Севернее, среди пироксенитов и перидотитов Хабарнинского массива, известны аналогичные титаномагнетитовые руды Горюнского и Херсонского месторождений [5].

Скарново-магнетитовые руды постмагматического этапа относятся к контактово-метасоматическому типу. Они развиты в экзоконтакте габброидов краевой фации того же Велиховского участка Кемпирсайского интрузивного массива с известняками чанчарской свиты среднедевонского возраста, размещены западнее Велиховского титаномагнетитового месторождения, где слагают Западно-Велиховское и Северо-Велиховское месторождения с падением скарново-рудных тел на запад под углом порядка 60° [5].Скарны в них известковые гранат-пироксенового состава. Магнетитовые руды с содержанием Fe – 52-55 %, TiO_2 – 0,3 %, Cr_2O_3 – 0,5 % до 1%. Магнетит обнаруживает внутреннюю зональность роста по октаэдру или двойники срастания с различными секториальными строениями зерен, тогда как в метаморфизованных разностях руд крупных месторождений северной группы Торгайского прогиба магнетит изотропен [8]. Скарново-магнетитовые зоны в эндоконтакте Кемпирсайского массива сопряжены с метасоматически измененными осветленными габброидами, по составу соответствующими метагранитоидам. В экзоконтактовой зоне массива развиты мрамора и роговики [5].

Автометаморфические апогаббродные скарноиды, амфиболиты и апогипербазитовые магнезиальные скарны. Гранатовые и пироксеновые скарноиды и амфиболиты развиты по рассланцованным габброидам краевой фации в восточной эндоконтактовой зоне Кемпирсайского массива (Куагашский участок) и в западной части небольшой Мамытской протрузии, а также в сопряженных с ними породах переходной зоны – троктолитах и форелленштейнах. Эти скарноиды и амфиболиты известны в литературе как гранатовые габбро, эклогитоподобные породы [21,19] и гранатовые амфиболиты [22,26]. Примечательно, что останцы и ксенолиты песчаников в габбро-амфиболитах восточной экзоконтактовой зоны Хабарнинского массива (Эбетинский участок) метаморфизованы до кварц-гранатовых скарноидов [22]. Магнезиальные скарны шпинель-тремолитового состава иногда с тальком и антигоритом образованы по дунитовым прослойкам троктолитов Шандашинского участка в юго-западной эндоконтактовой зоне и Куагашского участка, расположенного в восточной эндоконтактовой зоне Кемпирсайского массива и ограниченного Главным Уральским разломом (рис. 1).

Метаморфогенные платиноносные хромитовые руды относятся к протрузивно-реститовой стадии формирования базит-ультрабазитовых массивов кемпирсайского комплекса [7,19]. Они размещены в серпентинизированных дунитах ультрабазитового ядра на юго-востоке Кемпирсайского массива, составляют вереницу многочисленных линзовидных и пластообразных тел различной густоты вкрапленности хромшпинелидовых нодулей до сплошных хромитовых руд (рис. 4) переменной мощности от 10 до 800 м, в местах раздува до 1500м и тупо выклиниваются. Эти тела в виде двух субмеридиональных зон слагают Главный рудный пояс трех десятков отрабатываемых месторождений Кемпирсайской группы. Западная рудная зона прослежена на 12 км и включает следующие промышленные месторождения (с юга на север): Алмаз-Жемчужина, Миллионное, Геофизическое 7, 16, 29[а], 38, 39, Комсомольское, Поисковое, Геофизическое III, IV, V и 20 лет КазССР. Восточная зона вытянута на 22 км и включает месторождения Первомайское, Геофизическое 21, Спорное, Спутник, Гигант, Геофизическое I, II, VI, Восход, Карашаганское, 40 лет КазССР, Молодежное, Александровское. Рудные тела этих зон, по которым впервые нами составлены сводные продольные и поперечные разрезы [10] постепенно погружаются с севера на юг от полого залегающих в куполах апикальной части массива до крутопадающих у южной кромки габброидов краевой фации массива (рис. 2, разрез Д-Е). Здесь они сближаются и на глубине сливаются в одну корневую рудно-магматическую систему Главного рудного пояса, которая конвергентно погружается в вертикальную ножку гарполита, фиксируемой геофизической аномалией (рис. 2, разрез Ж-З). Последствия динамометаморфизма при формировании хромитовых руд проявлены не только в их морфологии, меняющихся структурно-текстурных особенностях, высоком содержании Cr_2O_3 и составе РЭПГ (редкие элементы платиновой группы – Os, Jr, Ru)

около 0,8 г/т, но и в строении хромшпинелидовых нодулей. Обычно они изометричны, диаметром менее 1 см, но нередко встречаются вытянутые одинаково ориентированные агрегаты нодулей до 2-3 см по длинной оси, которые приобрели эллипсоидальную форму при одностороннем давлении, когда они были в пластичном состоянии. Изотропное внутреннее строение нодулей также является следствием метаморфизма. Повсеместная их микротрещиноватость, залеченная серпентином (рис. 4), свидетельствует о динамометаморфизме. При усилении стресса образуются порошковатого (сажистого) облика катаклазированные рудные тела хромитов (рис. 4. Г), вытянутые вдоль пострудных разломов.

Другим примером метаморфогенных хромитовых руд Уральской складчатой системы являются ультрабазитовые массивы Аккаргинско-Джетыгаринского гипербазитового пояса. Протрузивные массивы пояса размещены с тектоническими контактами среди докембрийских пород Зауральского поднятия, составляющего западный борт Торгайского прогиба. Здесь, среди десятка протрузивных хромитоносных массивов серпентинизированной дунит-гарцбургитовой субформации, особенно выделяется Аккаргинский, протяженностью на 40 км при ширине от 0,5 – 2 до 8 км. В 30 годах прошлого столетия до открытия месторождений Кемпирсайской группы в нем было добыто 66 тыс. т. руды, но в настоящее время, исходя из протрузивной природы небольшого Аккаргинского массива, его мелкие рудные залежи оцениваются нами как большое число разобщенных хромитовых рудопроявлений, заслуживающих лишь вахтовой отработки заинтересованными зарубежными фирмами. В строении массива преобладают апогарцбургитовые серпентиниты с реликтовыми ядрами перидотитов и полосчатыми обособлениями аподунитовых разностей размером до 3х0,5 км. Именно к аподунитовым серпентинитам в трех участках массива приурочены кулисообразно размещенные уплощенно-линзовидные и столбообразные рудные тела протяженностью от 1м до 100 м, по падению 0,3-48 м и мощностью 0,5-10 м с жилообразными ответвлениями. Сплошные и густовкрапленные промышленные руды содержат Cr_2O_3 от 41 до 59 % [28]. В Аккаргинском массиве, как и в Джетыгаринском, над антигоритовыми серпентинитами, повсеместно развитыми в Кемпирсайском массиве, преобладают хризотил-лизардитовые серпентиниты, к которым приурочено небольшое одноименное хризотил-асбестовое месторождение.

Джетыгаринский массив этого же пояса расположен севернее Аккаргинского массива в 80 км. Он вытянут на 23 км при ширине от 3 до 6 км в центральной части и расчленен интрузиями гранитоидов Милютинского батолита на три части: Южную, Центральную и Северную. Каждый из этих участков состоит из перидотитовых ядер и серпентинитового обрамления, рассеченных многочисленными дайками кислого состава. Под воздействием тепла и растворов гранитной интрузии и ее даек произошла вспышка контактового метаморфизма, который обусловил карбонатизацию, оталькование, лиственитизацию гипербазитов и преобразование автометаморфизованных антигоритовых серпентинитов в хризотил-лизардитовые породы и сопутствующие им залежи асбеста и талька. Кроме того на Южном участке массива известно хромитовое месторождение 2, в котором было отработано до глубины 16 м около 1300 тонн руды со средним содержанием Cr_2O_3 45 %. Его рудная залежь протяженностью всего 20 м и шириной 5 м прослежена бурением до глубины 110 м при содержании Cr_2O_3 до 55,5 %. Она также приурочена к зоне аподунитовых серпентинитов субмеридионального простирания на 2,7 км при ширине 0,3 км, размещенных среди апогарцбургитовых серпентинитов. Однако Джетыгаринский массив больше известен как вместилище залежей асбеста и талька, добываемых крупнейшим Джетыгаринским горно-обогатительным комбинатом г. Джетыгара. Промышленно отрабатываемая Основная залежь с 79,3 % запасов хризотил-асбеста также размещена на Южном участке, где она вытянута субмеридионально на 3700 м вдоль постепенного контактового перехода перидотитового ядра на западе в краевую фацию хризотил-лизардитовых серпентинитов, которые с востока ограничены интрузией и дайками гранит-порфиров. Основная залежь при средней мощности 300 м моноклинально падает на восток под углом 72°. По частоте и мощности асбестоносных прожилков и жил от лежачего бока перидотитов к висячему боку хризотил-лизардитовых серпентинитов выделяются следующие зоны: 1 – редких простых отороченных жил, 2 – сложных жил в сочетании

с сетчатым асбестом, 3 – крупной сетки, 4 – мелкой сетки и 5 – просечек [25]. Зона сложных жил протяженностью 2000 м и мощностью до 100 м является основным типом асбестоносности. В ней число простых прожилков асбеста насчитывается до 50 мощностью 20-10 мм. Как правило, в середине прожилка проходит просечка магнетита, офита или магнезита, что однозначно свидетельствует об альпийском типе метаморфогенного жилкования, за счет переотложения в трещины магния и железа, высвобожденных при серпентинизации дунитов. Расстояние между ними 10-20 см, но иногда сливаются между собой в крупные жилы протяженностью до нескольких десятков метров. Простирание жил меридиональное и широтное. Кроме описанной Основной залежи на Южном участке массива известны асбестоносные залежи Малая, Новая, Гейслеровая, Лидинская, приуроченые к перидотитовым ядрам, размещенных среди хризотиловых серпентинитов, рассеченных дайками кислого состава, и бедных по насыщенности асбестового жилкования и содержанию в них промышленных сортов.

Совершенно очевидно контактово-метаморфическое происхождение промышленных залежей апосерпентинитового талька. В пределах Джетыгаринского массива оталькование проявлено почти на всем протяжении его контактов с гранитоидами. Наиболее крупная зона тальковых пород известна в восточной эндоконтактовой зоне серпентинитов Центрального участка массива. Здесь на месторождении Ближний тальковые породы 500-метровой полосой прослежены на расстоянии 3000 м с падением на восток под углом 25-40° в непосредственном контакте серпентинитов с гранитоидами. Эта зона состоит из тальковых, тальк-хлоритовых и тальк-хлорит-карбонатных пород, пропитанных гидроокислами железа [25].

Как видно из последовательного описания процессов хромитового оруденения в пластинчатых антигоритовых серпентинитах, асбестового жилкования волокнистых хризотиловых серпентинитов и оталькования гранобластовых лизардитовых серпентинитов, возрастное их соотношение таково: хромитовое оруденение, как и вмещающие их антигониты, является продуктом автометаморфизма высокотемпературных дунит-гарцбургитовых пород; асбест-тальковая минерализация возникла в результате контактового метаморфизма антигоритовых серпентинитов до образования хризотил-лизардитовых продуктов под воздействием орогенных гранитоидных интрузий и их даек.

Рудообразующие хромшпинелидовые нодули с реститовой основной массой аподунитовых серпентинитов в интерстициях являются типоморфными индикаторами автометаморфического происхождения их путем собирательной перекристаллизации гипидиоморфно-зернистых выделений акцессорных хромшпинелидов, одиночные реликты которых встречаются в гарцбургитах и перидотитах в виде октаэдрических контуров. Они зафиксированы на фотоснимках атласа [2]. Такие кристаллические зерна обычны для хромшпинелидовых кумулатов бедных руд интрузий бушвельдского типа. В интрузиях платформенных областей нодули овальной формы размером от 0,2 до 2 дюймов в диаметре отмечаются только в упомянутой нами зоне серпентинитов среди хромитовых руд Базальной толщи Бушвельдского массива. Здесь по описанию авторов [23, с. 34] «Каждая нодуля состоит из одного или нескольких кристаллов бронзита или плагиоклаза, пойкилитово включающего обильные мелкие хромитовые зерна..., поэтому участки чрезвычайно обогащенных нодулями непригодны для разработки». Как видно, эти нодули не дозрели до изотропных рудообразующих нодулей Кемпирсайского и Аккаргинского массивов, но вместе с тем свидетельствуют об эволюционном развитии рудных нодулей при метаморфизме ультрабазитов складчатых областей.

Проведенная статистическая компьютерная обработка 177 химических анализов интрузивных, метасоматических и метаморфизованных пород и руд Кемпирсайского плутона, в основном заимствованных из многочисленных опубликованных и рукописных работ предшественников, позволила получить объемную петрологическую диаграмму соотношения усредненных химических составов восьми главнейших пород и руд массива (см. рис. 5). Она наглядно отражает фациальную зональность магматического расслоения базит-ультрабазитовых пород и метаморфогенного изменения и перераспределения пород и руд в следующей последовательности: от габброидов краевой фации до дунитов ядерной фации Кемпирсайского массива, при которой закономер-

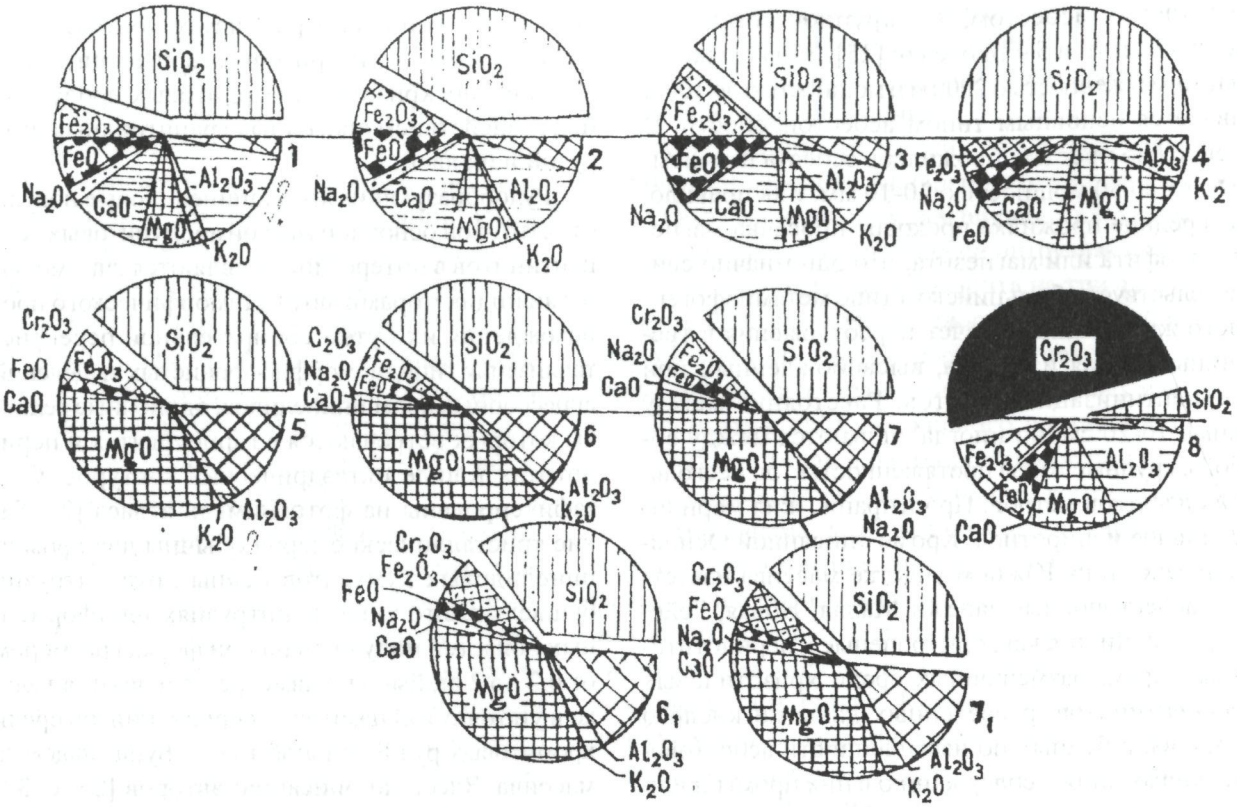

Рис. 5. Петрохимические диаграммы магматических дифференциатов габбро-пироксенит-дунитовой формации и постмагматических серпентинитов Кемпирсайского плутона: 1-габбро, 2-меланократовые габброиды-тылаиты, 3-титаномагнетитовые пироксениты-косьвиты, 4-пироксениты, 5-лерцолиты, 6-гарцбургиты, 6_1-серпентитниты апогарцбургитовые, 7-дуниты, 7_1-серпентиниты аподунитовые, 8-хромитовые руды

но уменьшается щелочность, известковистость, железистость, алюмосиликатность, увеличивается магнезиальность и резко возрастает хромитовое оруденение [17,18,19].

Соответственно в этих породах и рудах меняется состав хромшпинелидовых акцессориев алюмохромита – $Fe(Cr,Al)_2O_4$, хромпикотита – $(Mg,Fe)(Cr,Al)_2O_4$ и рудного магнохромита – $(Mg,Fe)(Cr)_2O_4$. Отсюда следует, что в газово-жидкой среде расслоенного магматического расплава ультрабазитов различной магнезиальности существовало равновесие между акцессориями хромшпинелидов переменного состава и вмещающими алюмосиликатами. Хромистость в акцессорных выделениях хромшпинелидов увеличивается от 35% в алюмохромитовых интерстициальных одиночных выделениях лерцолитов до 65 % в гипидиоморфных магнохромитовых зернах дунитов при среднем валовом содержании в этих породах Cr_2O_3 всего 0,31% (рис. 5, фиг. 5,6,7). При фронтальной серпентинизации последних и протрузивном их отжатии именно магнохромитовые акцессории серпентинизированных дунитов группируются в метаморфогенные нодули и далее в рудные тела с высоким содержанием хрома, что на последней фигуре №8 петрохимических диаграмм (рис. 5) проявлено в сокращении магнезиальности и резком увеличении содержания Cr_2O_3 до 65% в богатых метаморфогенных рудах. Иными словами, в коллизионный этап конвергентной стадии закрытия палеоокеана горизонтальные движения перерождались в вертикальные, обусловившие выжимки протрузий серпентинизированных ультрабазитов с фрагментами пород перидотитовых ядер и габброидов кемпирсайского комплекса, которые были выведены в верхние структурные этажи герцинид Мугоджар вдоль Главного Уральского глубинного разлома и оперяющих его нарушений и затем консолидировались в виде бескорневых будин в зонах меланжа (см. рис. 6,7) [19]. В реститах же серпентинизированного ультрабазитового ядра Кемпирсайского плутона магнохромитовые нодули с содержанием Cr_2O_3 до 65 % груп-

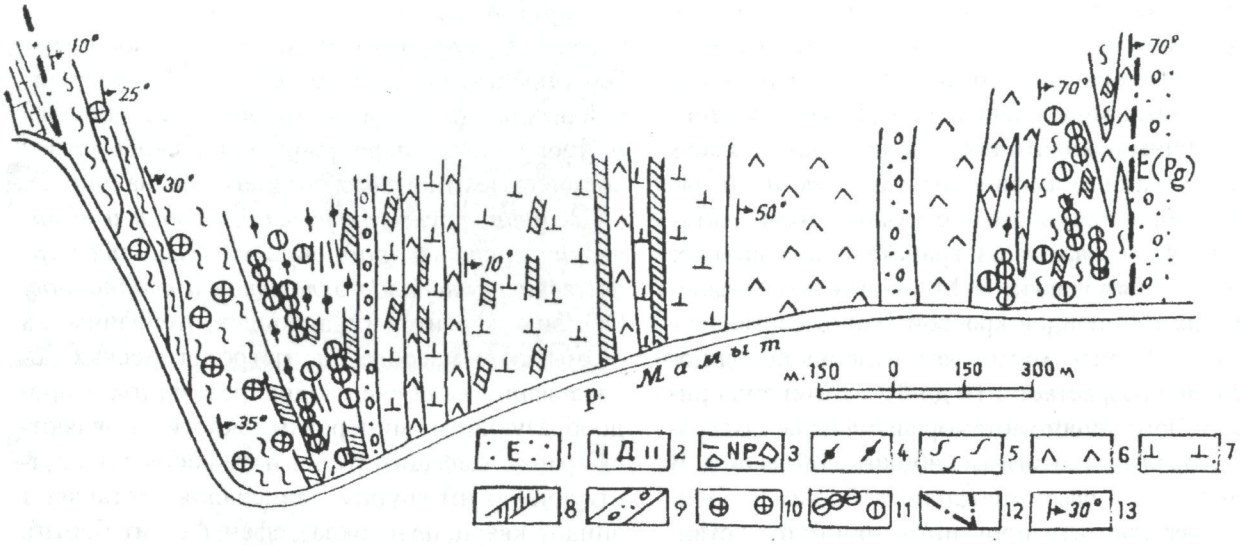

Рис. 6. Геологическая карта скарноидно-эклогитово-амфиболит-серпентинитовой протрузии вдоль р. Мамыт. 1-палеогеновые толщи, 2-девонские толщи грабена, 3-брекчированные и перетертые кремнистые сланцы приразломной зоны, 4-габбро-амфиболиты, 5-рассланцованные амфиболиты, 6-перидотиты, 7-дуниты, 8-горнблендиты, 9-хромитовые руды, 10-гранатовые скарноиды, 11-рутиловые эклогиты и включения эклогитового граната, 12-оперения Бородинского разлома, 13-углы падения пород.

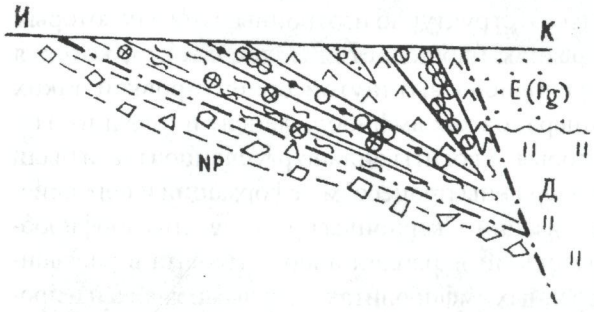

Рис. 7. Реконструированная модель аккреционного надвигового клина Мамытской протрузии вдоль профиля ИК. (Усл. обозначения те же, что на рис. 6)

пировались во вкрапленные и сплошные руды с аналогичным валовым содержанием Cr_2O_3, тогда как при алюмохромитовых и хромпикотитовых нодулях в ультрабазитах Среднего Урала содержание Cr_2O_3 в рудах Краковской и Саранской групп месторождений колеблется от 30 до 40 %, что пригодно лишь для производства огнеупоров.

Метаморфические алмазоносные рутиловые эклогиты и гранат-пироксеновые скарноиды Мамытского протрузивного массива. Массив находится восточнее Куагачского участка развития аналогичных гранат-пироксеновых скарноидов средней части эндоконтактовой зоны Кемпирсайского плутона, где он вытянут вдоль Бородинского субмеридионального разлома на 10 км при ширине 1,5-3км и общей площади 25 км² (рис. 1).

Типичные эклогиты гранат-омфацитового состава, включающие редкие находки микрозерен алмазов, распространены в восточной части Мамытского массива среди сильно рассланцованных и перемятых амфиболитизированных пироксенитов и перидотитов, а гранат-пироксеновые скарноиды в основном развиты в западной эндоконтактовой зоне массива среди рассланцованных апогабброидных амфиболитов [1,21,26,11-15,9,19].

По результатам глазомерных съемочных работ вдоль прекрасно обнаженных берегов р. Мамыт широтный профиль массива с запада на восток выглядит следующим образом (рис. 6,7) [10].

Экзоконтактовую часть массива слагает зона брекчированных и тонкоперетертых докембрийских кристаллических сланцев, которые через пологий межпластовый надвиговый тектонический контакт сменяются в различной степени метаморфизованными породами габброидов Мамытского массива. Западную эндоконтактовую

зону массива составляют рассланцованные апогаббroидные амфиболиты с повсеместными порфирobластами и жилами гранатовых скарноидов и реликтами зерен плагиоклаза. Далее на восток, у излучины реки, эти породы переходят в слабо разлинзованные амфиболиты и затем полосчатые габбро-амфиболиты с включениями вытянутых зерен омфацита и граната в линзовидных обособлениях эклогитов. Мощность полого залегающих габброидов краевой фации составляет около 500м, угол восточного падения пород постепенно возрастает с 10 до 30°, а степень приразломного динамометаморфизма падает от гранулитовой до цоизит-амфиболитовой фации. В Центральной части профиля габбро-амфиболиты через эклогитизированные троктолит-друзиты переходной фации сменяются чередующимися телами амфиболитизированных пироксенитов, перидотитов и серпентинизированных дунитов и гарцбургитов с включениями зерен уваровита и нодулей хромшпинелидов до рудных скоплений. На этом участке протяженностью в 1100м прослеживается увеличение угла падения пород на восток от 30 до 50° (рис. 7). Типичные амфиболовые эклогиты, а точнее эклогиты, подверженные амфиболитизации, в виде гнезд и линзовидных отдельностей выделяются среди гранатовых амфиболитов, пироксенитов, перидотитов и серпентинитов в восточной части профиля. Особенно четко выделяются эклогиты с крупными зернами порфирobластов граната диаметром до 1см. Но даже здесь оконтурить и отрисовать на разрезах тела эклогитов не представляется возможным, так как они наблюдаются в виде реликтовых гнезд и тонких прерывистых полосок, утопающих среди других пород затушеванных вторичными пойкилобластовыми включениями. Для этого участка шириной порядка 350м характерны всевозрастающая крутизна падения пород под углом от 50 до 70° на восток, интенсивная перемятость амфиболитов, проявления многочисленных зон тектонического брекчирования, зеркалов скольжения, альпинотипных выжимок горнблендитов с магнезитовым цементом и сетчатыми микропрожилками выполнения пегматоидных и аплитоидных лейкосомов [1]. Проявления лейкосомов свидетельствует о повышении щелочности среды, обусловившей преобразование диопсида пироксенитов и скарнов в натровый омфацит эклогитов. Все эти тектониты упираются в крутой разлом под углом 70-80° восточного падения, по которому произошел сброс пород грабена, представленных восточнее массива долиной рыхлых палеогеновых отложений платформенного чехла, перекрывающих карбонатно-кремнистые отложения позднего девона (рис. 7).

Морфоструктурные особенности и химический состав породообразующих метаморфических минералов эклогитов и скарноидов. Образцы эклогитов и скарноидов, отобранные на Мамытском массиве для петрологических исследований дали следующие результаты. Породообразующими минералами эклогитов являются гранат, омфацит, рутил и амфиболы. Сопутствующую им группу минералов составляют эпидот, кварц, плагиоклаз, сфен, фенгит, биотит, калиевый полевой шпат и карбонатные образования. Эклогиты представлены мелко-среднезернистыми породами массивной и полосчатой текстур и под микроскопом грановобластовой и гранолепидобластовой структурами типичных метаморфических горных пород. Большинство эклогитов структурно изотропны, хотя в некоторых образцах наблюдается полосчатость, которая обусловлена вытянутой ориентировкой таких минералов как амфибол, фенгит и омфацит. Некоторые эклогиты сильно рассланцованы и были подвержены процессам деформации и перекристаллизации. Скарноиды представлены порфирobластовыми вкрапленниками граната в рассланцованных амфиболитах и слепыми жилами и прожилками вдоль кливажных отдельностей и трещин вмещающих пород. Электронно-микроскопические и радиохимические анализы породообразующих метаморфических минералов эклогитов и скарноидов Мамытского массива были выполнены автором на электронном микропробном анализаторе JEOLJXA 8800M геологического факультета Шиманэ (Япония). Ранее их состав был точечно изображен нами лишь в трехмерных диаграммах основных компонентов [14], поэтому ниже приведены результаты полных химических составов с результатами количественного пересчета на молекулярно-минеральный состав.

ГРАНАТ. Выделено несколько типов граната. К первому типу относятся небольшие идиобластовые зерна округлой формы с мелкозернистыми включениями кварца, рутила, плагиоклаза, эпидота, амфибола. Размер зерен варьирует от 0,3 до 0,7 мм.

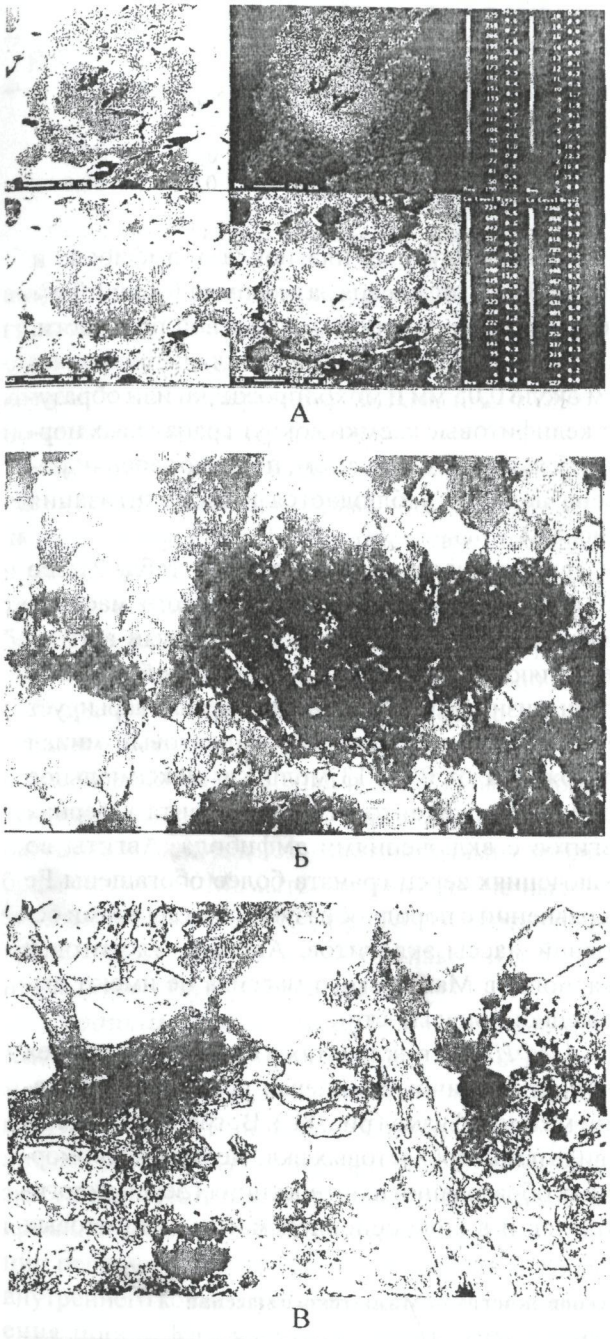

Рис. 8. Породообразующие минералы эклогитов Мамытского массива: А – карта распределения химических элементов в гранатовом порфиробласте под электронным анализатором: пониженное содержание Mg и Fe в центре зерна и повышенное содержание Mn и Ca по краям зерна (светлое), что предполагает прогрессивную стадию метаморфизма. Б – трещиноватый гранатовый порфиробласт (черное), окруженный каемкой клинопироксена и его пойкилитовыми включениями и микропрожилками в центре зерна (серое). В – вторичный амфибол (черное) регрессивной стадии метаморфизма, замещающий пироксен (серое)

Вторую группу составляют гранатовые порфиробласты. Это трещиноватые зерна размером 1-5 до 10 мм с включениями минералов различных размеров и форм в ядре граната. Чаще всего это клинопироксен, плагиоклаз, кварц, клиноцоизит и рутил.

Третья группа гранатов проявлена в виде жилообразных отдельностей размером зерен 0,5-1мм без включений других минералов.

Четвертая разновидность представлена гранатом атолловой формы, в ядре которого обнаруживаются включения клинопироксена, плагиоклаза, фенгита и кварца, а в краевой части включений нет. Средний размер таких гранатов около 1 мм.

По данным химических анализов (см. табл. 1) гранат в эклогитах и скарноидах Мамытского массива альмандиновый со следующим молекулярным составом в %: альмандина 33-55, пиропа 7-26, гроссуляра 13-47, андрадита 1,9-7,5 и содержание спессартина от 0,8 до 7,5.

Ранее И.А. Ефимовым и др. [21] компонентный состав граната эклогитов Мамытского массива расценивался в следующих процентах: пиропа 47-64, альмандина 5-20, андрадита 6-11 и гроссуляра 5-8, хотя доминирующему пироповому гранату противоречат аналитические данные Н.А. Панеях и др. [26] в следующих кристаллохимических формулах:

1. $(Mg_{0,20}\ Fe^{2}_{1,50}\ Mn_{0,03}\ Ca_{1,08})_{2.81}\ (Al_{1,86}\ Ti_{0,02})_{1,88}\ [Si_3\ O_{12}]+0{,}2\ SiO_2$
2. $(Mg_{0,23}\ Fe^{2+}_{1,45}\ Mn_{0,02}\ Ca_{1,07})_{2,77}\ (Al_{1,91}\ Ti_{0,01})_{1,92}\ [Si_3\ O_{12}]+0{,}2\ SiO_2$
3. $(Mg_{0,07}\ Fe^{2+}_{1,56}\ Mn_{0,03}\ Ca_{1,09})_{2,75}\ (Al^{6}_{1,82}\ Ti_{0,003})_{1,82}\ [Si_2\ O_{12}]+0{,}2\ SiO_2$

Как видно, из приведенных расчетных формул высокое содержание закиси железа и низкие значения окиси магния не соответствуют пироповому доминанту в гранатах.

Большинство гранатов имеют прогрессивную зональность с увеличением альмандинового и пиропового компонентов и уменьшением спессартинового и гроссулярового компонентов от центра к краю зерна. Иногда в пределах одного шлифа гранаты представлены различными контурами зональности, проявленной в повышенном содержании Mg и Fe в центре зерна и пониженном содержании Ca и Mn по краям зерна (см. рис. 8А), но здесь же отмечаются зерна граната с однородным составом, где содержания спес-

Таблица 1. **Средний химический состав гранатов эклогитов Мамытского массива**

Вес % / Зерно	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	Всего
Центр	37,9	0,1	20,5	25,7	2,8	2,9	10,2	0,07	100,5
Край	37,40	0	20,3	24,4	1,9	3,6	10,8	0,04	98,6

сартина и пиропа незначительно увеличиваются или уменьшаются к внешней зоне зерна, встречаются гранаты с аномально высоким гроссулярovым компонентом, колеблющимся в пределах от 42 до 47 моль%. Таким образом, нами были выявлены следующие типы зональности молекулярного состава эклогитовых гранатов Мамытского массива (см. рис. 8А): а) увеличения альмандинового и пиропового и уменьшения спессартинового и гроссулярового миналов от центра к краю зерна, который является наиболее распространенным типом прогрессивного метаморфизма; б) увеличения пиропового, альмандинового и гроссулярового миналов и уменьшением спессартинового минала от центра к краю зерна; в) уменьшения пиропового и альмандинового компонентов и увеличения спессартинового и гроссулярового миналов от центра к краям зерен, отражающих ретроградную зональность. Гранатовые порфиробласты в скарноидах и их реликты в эклогитах отличаются неравномерным распределением химических элементов.

КЛИНОПИРОКСЕН может быть разделен на 2 типа: как породообразующий минерал тесно сросшихся зерен и как включения в основной полиминеральной массе эклогитов и скарноидов, где он встречается как мелко-среднезернистый минерал гипидиоморфной или ксеноморфной формы, сосуществующий с гранатом и с мелкими включениями кварца, плагиоклаза, амфибола и рутила. Зерна пироксена размером от 0,1 до 1,0 мм в породе часто вытянуты по осевой плоскости, слагают пойкилитовые микровключения размером около 0,05 мм и микропрожилки или образуют келифитовые каемки вокруг гранатовых порфиробластов. Вместе с тем, по краю зерен пироксена нередко наблюдается амфиболитизация (рис. 8В).

По химическому составу (см. табл. 2) все эклогитовые пироксены Мамытского массива являются натровыми разновидностями авгита, т.е. являются омфацитами. Авгитовый минал в проанализированных клинопироксенах варьирует от 53 моль% до 97 моль%, жадеитовый минал содержится от 0 до 13 моль% и максимальное количество жадеитового компонента в зернах авгитов с включениями амфибола. Авгиты во включениях зерен граната более обогащены Fe в сравнении с породообразующими авгитами основной массы эклогитов. Авгиты эклогитов и скарноидов Мамытского массива не имеют выраженной зональности.

АМФИБОЛ в эклогитах и скарноидах во всех случаях вторичный минерал регрессивной стадии метаморфизма (рис. 8Г). Встречается он как в виде пойкилобластовых включений и ксеноморфных образований в интерстициях зерен эклогитов, так и в виде основной массы эклогитовых

Таблица 2. **Средний химический состав пироксенов эклогитов Мамытского массива**

Вес % / Зерно	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	Всего
Центр	52,9	0	0,81	6,1	0,6	14,3	25,3	0	100,2
Край	51,9	0,1	1,7	8,5	0,4	12,7	24,8	0,1	100,5

Таблица 3. **Средний химический состав амфиболов эклогитов Мамытского массива**

Вес % / Зерно	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	Всего
Центр	39,5	0,9	15,5	18,2	0,1	8,3	11,8	2,8	0,4	0	97,9
Край	39,5	0,8	15,5	17,7	0,1	7,9	11,6	2,6	0,4	0	96,7

Таблица 4. **Химический состав рутиловых эклогитов Мамытского массива**

№№ проб	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	п.п.п.	Сумма
1	42,0,9	1,66	14,76	13,10	0,25	9,02	16,61	1,34	0,08	0,12	0,56	99,59
2	41,15	2,56	13,10	17,48	0,27	9,03	14,18	1,47	0,14	0,25	0,49	100,1
3	39,43	4,02	13,45	21,22	0,28	7,84	12,13	1,18	0,05	0,03	0,25	99,88

Примечание. Анализы выполнены в химлаборатории ИГН МОН РК по образцам З.А. Бекмухаметовой.

амфиболитов, в которых отмечаются реликты граната, клинопироксена и эпидота. Амфибол относительно к гранату и клинопироксену мелкозернистый размером 0,01-0,1мм, имеет бледно-зеленую окраску.

На основании проведенных химических анализов амфиболов (табл. 3) рассчитанная формула их и оценка Fe^{2+} и Fe^{3+} соответствует отношениям Si+Al+Ti+Fe+Mn+Mg=13 при O=23. Значительных различий в химическом составе амфиболов различных образцов эклогитов и скарноидов Мамытского массива не было выявлено. Все они содержат повышенное количество Ca (до 12%) и являются кальциевыми амфиболами. По классификации В.Е. Лейка и др. [31] амфиболы основной массы являются паргаситами, ферропаргаситами или магнезиогастенгситами. Амфиболы эклогитов Мамытского массива не имеют зональности. Состав $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ в центре и на краях зерен (табл. 4) почти одинаков и в среднем соответствует 0,55 моль%.

Геодинамическая модель формирования Кемпирсайского и Мамытского массивов алмазоносных рутиловых эклогитов. Крупнейший Кемпирсайский плутон Сакмарского офиолитового пояса Мугоджар при автохтонном его залегании среди офиолитовых базальтоидов и кремнистых отложений в общих чертах сохранил первичную морфологию и прототектонику внутреннего концентрически-зонального расслоения пород. Как уже отмечалось, изменения здесь проявились лишь на стадиях эндоконтактового автометаморфизма амфиболитовой фации в габброидах краевой фации массива, магнезиального скарнирования и серпентинизации дунитов, гарцбургитов, верлитов, энстатитов, вебстеритов ультрабазитового ядра, постмагматического скарново-магнетитового оруденения в карбонатном экзоконтакте с габброидами массива на Велиховском участке и повсеместной хлоритизации габброидов, амфиболитов, клинопироксенитов, скарнов и скарноидов. Здесь доминирующие экзоскарны в купе с апогаббroидными эндоскарнами и околоскарновыми осветленными габброидами Велиховского участка и многочисленные сквозные дайки тыгашинского комплекса, широтно секущие вмещающие и интрузивные породы Сакмарского офиолитового пояса, фиксируют автохтонную природу Кемпирсайского плутона также, как и гарполитовая магма-и рудоподводящая ножка в корневой его части, установленная геофизически и подтвержденная глубоким бурением на юго-востоке массива. Тектонические напряжения конвергентного двойного сжатия в шовной зоне проявлялись лишь в деформации контуров Кемпирсайского массива путем эпейрогенического отжатия избыточных масс серпентинизированных пород вдоль разломов в верхние структурные этажи и боковых породах, в частности, Мамытской протрузии в докембрийские сиалические толщи Уралтауского микроконтинента вдоль Бородинского разлома. Крупнейшие по запасам магматогенные богатые руды хромитов остаточно сохранились в аподунитовых серпентинитовых реститах многочисленных месторождений Главного рудного пояса, корнями уходящего на глубину в магмо-и рудоподводящий канал – ножку Кемпирсайского гарполита.

Проведенное геодинамическое моделирование поперечного разреза Мамытской аллохтонной протрузии вдоль широтного профиля по р. Мамыт (рис. 6) прежде всего показало, что массив представляет собой альпинотипную бескорневую протрузию клиновидной формы (рис. 7), отторженную от юго-восточной части офиолитового Кемпирсайского плутона Главным Уральским разломом, затем отжатую вдоль Бородинского разлома на север и далее взброшенную, опрокинутую и смятую в составе жестких гранитогнейсовых пород соседнего Уралтауского докембрийского поднятия. Этот геодинамический процесс происходил в коллизионный этап перерождения горизонтальных движений столкнув-

шихся литосферных плит в вертикальные протрузивные смещения серпентинизированных гипербазитов в обстановке супердавления в шовной зоне, ограниченной Кемпирсайско-Даульским и Главным Уральским глубинными разломами Сакмарского офиолитового пояса и их оперяющими разломами в пределах Уралтауского микроконтинента (рис. 1) [16].

Бескорневая клиновидная морфология Мамытского массива реставрирована по его структуре веерообразной восточной вергентности залегающих пород с лобовым упором на крутой сплющенный борт Бородинского разлома, вдоль которого ранее отжималась протрузия, а затем ламинарно была надвинута на полого залегающее ложе докембрийских пород западного плеча этого же разлома (рис. 7). В этих геодинамических условиях эклогитизация пород стала возможна в зонах максимального проявления приразломного динамометаморфизма – прежде всего на восточном участке разреза в гипербазитах лобового упора клиновидного уступа и на западе массива в габброидах подошвы надвига. Блоковый будинаж и послойный динамометаморфизм пластичных пород Мамытского массива неизбежно проявились в зоне меланжа, зажатой жесткой рамой скальных пород Уралтауского докембрийского микроконтинента.

Во всех случаях эклогитизация базит-ультрабазитовых пород Мамытского массива обусловлена также составом исходных пород. При равных условиях супердавления и ламинарного скольжения пластичных масс альпинотипной протрузии в зоне меланжа вдоль Бородинского разлома эклогитизации избирательно подвержены пироксениты, перидотиты, гранатовые скарноиды, образовавшиеся по габброидам и троктолитам. Об этом свидетельствует сопутствующая скарноидам и эклогитам специфическая амфиболитизация высокоглиноземистых основных и ультраосновных пород коринтином в ассоциации с гранатом, омфацитом и рутилом.

Инертный титан с содержанием от 1,7 до 4 % в эклогитах массива (табл. 4) был унаследован и обогащен в процессе метаморфизма ильменита исходных косьвитов до рутила эклогитов. Высвобожденное при метаморфизме закисное железо магнетита косьвитов вошло в состав альмандина эклогитов и скарноидов. Ранее этот гранат принимался за пироп [21].

Остаточная фугитивность окислов углерода в известковистых габброидах, пироксенитах и перидотитах, возникших при процессах магматического замещения вмещающих карбонатных пород в эндоконтактовой зоне, в условиях динамометаморфизма и эклогитизации пород Мамытского массива, породила акцессорные выделения микрозерен алмазов, обнаруженных И.А. Ефимовым и др. [21] и А.В. Авдеевым (устное сообщение с демонстрацией фото). Преемственность рудной минерализации при динамометаморфизме проявилась также в дунитах и гарцбургитах Мамытского массива, в которых хром исходных пород вошел в состав одиночных выделений уваровита, основная же масса ультрабазитов магнезиального профиля при динамометаморфизме была подвержена серпентинизации и отжата в верхние структурные этажи.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдулин А.А., Авдеев А.В., Сеитов Н.С.* Тектоника Сакмарской и Орь-Илекской зон Мугоджар //Алма-Ата, 1977. 239с.

2. *Анкинович Е.А., Анкинович С.Г., Колотилов Л.И., Казанцев М.М.* Руды ванадия, хрома, никеля //Металлогения Казахстана: рудные формации, атлас текстур и структур. Алма-Ата, 1981. С.7-9.

3. *Атажанова Ж.А., Бекмухаметова З.А.* Этапы магматического, метасоматического и метаморфогенного рудообразования в базит-ультрабазитовом Кемпирсайском плутоне Мугоджар // Труды международной научно-практической конференции «Проблемы рудных месторождений и повышение эффективности геологоразведочных работ». Ташкент, 2003. С.329-331.

4. *Атажанова Ж.А., Бекмухаметова З.А., Диаров А.Б.* Особенности петрологии и рудоносности базит-гипербазитовых плутонов платформенных и офиолитовых поясов складчатых областей // Усть-Каменогорск. Вестник В-К ГТУ. 2004. С. 5-11.

5. *Бекмухаметов А.Е.* Велиховское месторождение // Металлогения Казахстана: рудные формации, месторождения руд железа и марганца. Алма-Ата, 1982. С. 33-41.

6. *Бекмухаметов А.Е.* Модель формирования пород и руд базит-ультрабазитовых плутонов Кемпирсайского комплекса в Мугоджарах // Доклады НАН РК 1994. №1. С.32-38.

7. *Бекмухаметов А.Е.* Петрология и минерагения базит-ультрабазитовых плутонов кемпирсайского комплекса в офиолитовом поясе Мугоджар // Геология Казахстана. 1995. № 5-6. С.45-51 на русском языке; С. 154-159 на английском языке.

8. *Бекмухаметов А.Е.* Уникальные геолого-структурные и петрологические условия формирования Качарского железорудного месторождения контактово-метасоматического типа //Топорковские чтения. Вып. IV. Рудный. 1999. С.156-163.

9. *Бекмухаметов А.Е., Бекмухаметова З.А.* Формационно-генетические особенности и геодинамика становления уникальных месторождений черных металлов Казахстана // Международный геологический конгресс, XXXII сессия (Флоренция – Италия) Геология Казахстана. Алматы, 2004. С.168-177.

10. *Бекмухаметов А.Е., Бекмухаметова З.А.* Месторождения черных металлов кемпирсайского интрузивного комплекса Мугоджар //Атлас моделей месторождений Казахстана. Алматы. 2004. С. 106-107.

11. *Бекмухаметова З.А.* Алмазоносные эклогиты как продукты динамометаморфизма скарнов в условиях тектонических катаклизм и космических катастроф //Сб. «Металлогения складчатых систем с позиции тектоники плит». Екатеринбург, 1994. С.254-256.

12. *Бекмухаметова З.А.* Петрологические критерии формирования эклогитов Кокшетауской глыбы и Мугоджар //Доклады НАН РК 1994. № 2. С. 32-37.

13. *Бекмухаметова З.А.* Формирование алмазоносных эклогитов в условиях динамометаморфизма ламинарного течения скарнов, протрузии ультрабазитов и ударно-реакционных взрывов // Топорковские чтения (региональное рабочее геологическое совещание). Рудный. 1997. Вып.3. С.123-126.

14. *Бекмухаметова З.А.* Петрологические особенности алмазоносных метаморфических пород Кокчетавского массива и Мугоджар по данным электронно-микроскопического и радиохимического анализов //Международный геологический конгресс, XXXII сессия (Флоренция-Италия). Геология Казахстана. 2004. С. 109-117.

15. *Бекмухаметова З.А.* Эволюция состава метаморфогенных минералов при эклогитизации ультрабазитов Мамытской протрузии кемпирсайского комплекса Мугоджар //Международная конференция «Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций складчатых областей. Екатеринбург, 2004 С. 199-203.

16. *Бекмухаметова З.А.* Новая модель геодинамики становления базит-ультрабазитовых массивов в герцинской складчатой системе Мугоджар: Статья 1. //Известия НАН РК Сер. геол., 2007. №2. С. 4–17.

17. *Бекмухаметова З.А., Атажанова Ж.А.* Петрохимия магматических, метасоматических и метаморфических пород и руд офиолитового Кемпирсайского плутона и его протрузивных сателлитов в Мугоджарах //Труды республиканской научной конференции «Молодые ученые – будущее науки», Алматы, 2004. Т.2. С.646-651.

18. *Бекмухаметова З.А., Атажанова Ж.А.* Особенности петрологии и петрохимии магматических, метасоматических и метаморфических пород и руд офиолитового Кемпирсайского плутона и его протрузивных сателлитов в Мугоджарах //Международная научная конференция «Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций складчатых областей. Екатеринбург, 2004. С. 94-99.

19. *Бекмухаметова З.А., Атажанова Ж.А.* Рудогенез месторождений черных металлов в базит-ультрабазитовых массивах кемпирсайского комплекса Мугоджар // Geologiya va mineral resurslar. Ташкент. № 3. 2005. С.12-17.

20. *Бекмухаметова 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.

21. *Ефимов И.А., Бекжанов Г.Р., Ведерников Н.Н.* и др. Ультраосновные и основные мантийные алмазоносные расплавы в складчатых системах Казахстана и Киргизии //Геология, методы оценок и перспективы расширения сырьевой базы неметаллических полезных ископаемых Казахстана. Алма-Ата, 1981.С. 66-78.

22. *Зверев А.Т., Лобанова З.М.* Природа габбро-амфиболитов Главного гипербазитового пояса Урала (на примере Кемпирсайского и Хабарнинского массивов) // Изв. АН СССР. 1973.№3. С.53-66.

23. *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.

24. *Летников Ф.А.* Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза //Геология рудных месторождений. 2001. Т.43. №4. С.291-307.

25. *Наумов А.И., Шишкова В.Д., Тетерев Г.М.* Хризотил-асбест. Тальк //Геология СССР. Торгайский прогиб. Полезные ископаемые. 1975. Том 34. С. 222-234.

26. *Панеях Н.А., Соболев С.Ф., Петрова Т.А., Меламедов С.В.* Природа амфиболитов Кемпирсайского и Мамытского массивов //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. №2. С. 25-37.

27. *Паталаха Е.В., Смирнова А.В., Никитченко И.И.* и др. Тектонофациальный анализ и практика картирования метаморфических комплексов // Изв. АН РК Сер. геол. 1992. №4.С.35-40.

28. *Тетерев Г.М., Шкуропат Б.А.* Хромиты //Геология СССР. Торгайский прогиб. Полезные ископаемые. 1975. Том 34. С.205-210.

29. *Bekmukhametova Z.A.* Metamorphic evolution of eclogites from Mamytskyi Massif of Mugodzary //Труды межд. конф. «Магматические, метасоматические формации и связанное с ними оруденение». Ташкент, 2005. С.52-55 (на английском языке).

30. *Bekmukhametova Z.A., Bekmukhametov A.E.* Petrology of carbon fractionation and geodynamic of it's metamorphism during the diamonds formation //Sixth International Kimberlite conference. Novosibirsk. 1995. P. 47-49.

31. *Leake B.E.*, et al. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association // Commision on New Minerals and Mineral Names. Can. Mineral. V.93. N 1, pp. 18-32.