

МАФИТЫ И УЛЬТРАМАФИТЫ В ИЛЬМЕНОГОРСКОМ КОМПЛЕКСЕ

В.Г. Кориневский, Е.В. Кориневский

Институт минералогии УрО РАН

456317, Челябинская обл., г. Миасс

E-mail: kor@ilmeny.ac.ru

Поступила в редакцию 14 апреля 2006 г.

Приведено развернутое описание новых разновидностей магматических горных пород, выявленных авторами за последние 10 лет в Ильменогорском комплексе. Это – дуниты, оливин-шпинелевые породы, диопсидиты, шпинелевые фассаититы, вебстериты, несколько разновидностей горнблендитов (фассаит-анортитовые, гранат-апатитовые, энстатитовые). Основное внимание уделено габброидам, среди которых обнаружены анортитовые магнетит-эпидот-фассаитовые, гранат-клиноцоизитовые, биотит-амфиболовые и амфиболовые, биотит-амфиболовые лабрадоритовые с гиалофаном, геденбергитовые габбро.

Принципиально важно, что обнаруженные породы в совокупности составляют ассоциацию, близкую к той, что наблюдается в Платиноносной формации Среднего Урала. Наличие в нормативном составе большинства пород нефелина и оливина также противоречит отнесению описанного комплекса к офиолитовым образованиям. По этим признакам их можно сопоставлять с основанием земной коры древних островных дуг.

Ключевые слова: *серпентинитовый меланж, платиноносная ассоциация, дунит, оливинит, диопсидит, шпинелевые фассаититы, энстатититы, горнблендиты гранатовые, апатитовые, энстатитовые, вебстериты; габбро фассаитовые, амфиболовые, биотит-амфиболовые, геденбергитовые.*

MAFITES AND ULTRAMAFITES FROM ILMENOGORSKY COMPLEX

V.G. Korinevsky, E.V. Korinevsky

Institute of Mineralogy, Urals Branch of RAS

The detailed description of new varieties of magmatic rocks in Ilmenogorsky complex are given. The authors firstly described here dunites, olivine-spinel rocks, diopsidites, spinel fassaitites, websterites, several varieties of hornblendites (fassaite-anortite, garnet-apatite, enstatite). Essential attention was paid to gabbroides. Magnetite-epidote-fassaite, garnet-clinozoisite, biotite-amphibole and amphibole, biotite-amphibole with hyalophane, hedenbergite gabbro was found.

All together these rocks form the association close to Middle Urals Platinum-bearing formation. This is very important and principle fact. The presence of nepheline and olivine in normative composition most of rocks is contrary to ascription Ilmenogorsky complex to ophiolite formations too.

Key words: *serpentine melange, platinum-bearing association, dunite, olivinite, diopsidite, spinel fassaitites, enstatitites, garnet hornblendites, apatite and enstatite hornblendite; fassaite, amphibole, biotite-amphibole and hedenbergite varieties of gabbro.*

Введение

После достаточно давних работ А.Н. Завалицкого [1939], К.И. Постоева [1958], Г.Г. Доминиковского [1971], Ю.Д. Панкова [1971], В.Я. Левина [1974], А.Г. Баженова [Баженов и др., 1978, 1992], В.Н. Юрецкого, [Юрецкий и

др., 1982] В.А. Утенкова [1983], Б.М. Роненсона [Роненсон и др., 1980], А.Д. Рассказовой [Рассказова и др., 1986; Рассказова, 1988] и др. петрографии вмещающих Ильменогорский миасситовый массив пород внимания уделялось крайне мало. Наши исследования 1996-2005 г.г. частично восполняют возникший пробел. Это-

му способствовали детальное геологическое картирование некоторых участков Ильменогорского комплекса (Уразбаевский, Таткульский, Савелькульский, Осиновый мыс на оз. Бол. Ишкуль и др.), возможность определения состава минералов на рентгеновских микроанализаторах, а также инструментальная топографическая привязка точек наблюдения, проходка новых горных выработок (канал, шурфов). Результатом наших работ, кроме открытия новых (около 10) для комплекса, и частично для Урала, минералов [Кориневский и др., 2000], явилось обнаружение довольно большого количества горных пород, прежде в этом комплексе неизвестных. Среди них имеются представители как магматических, так и метаморфических пород. Последние (преимущественно амфиболиты) уже описаны достаточно подробно [Баженов и др., 1978; Кориневский В., Кориневский Е., 2004, 2005а,б]. Ниже охарактеризованы породы, которые по структурам, минеральному составу, морфологии кристаллических индивидов и их взаимоотношениям мы считаем магматическими. Мы приводим также новые сведения и о некоторых породах, которые в литературе упоминались нашими предшественниками, но конкретные данные о них не приводились [Кориневский, Баженова, 2004]. Значение наших находок определяется тем, что они заставляют существенно изменить представления о формационной принадлежности базит-гипербазитовых пород Ильменогорского комплекса, приводят к отказу от распространенных представлений о наличии здесь так называемых рифтогенных офиолитов, впервые характеризуют породы глубинных частей разреза земной коры этой части Урала. Уникальность описанных нами пород заключается и в необычной для условий Урала «свежести» их облика, сохранности первичных структур и состава минералов.

Все изложенные в статье фактические данные получены по пробам пород, отобранных авторами на территории Ильменского заповедника. Химические анализы пород выполнены классическими методами «мокрой» химии в лаборатории Института минералогии аналитиками: М.Н. Маляренко, Т.В. Семеновой, М.С. Свиренко, О.Г. Шмелевой, Ю.Ф. Мельниковой, Л.А. Ганеевой, Л.Ф. Баженовой. Микрозондовые анализы минералов получены Е.И. Чуриным и В.А. Котляровым на приборах JXA-733 и РЭММА-202м. Топографическая привяз-

ка обнажений на местности осуществлялась с помощью теодолита и JPS-приемника E-Trex Vista фирмы Garmin.

Геологическая ситуация, в которой обнаружены новые горные породы

Новые магматические породы выявлены нами на двух участках Ильменских гор. Один расположен на восточном берегу оз. Большой Ишкуль (Осиновый мыс), другой – на восточном побережье оз. Большое Миассово (северо-западное подножье горы Савелькуль). В обоих случаях эти породы слагают глыбы-включения в полимиктовом серпентинитовом меланже. На Осиновом мысе этот меланж относительно свеж [Кориневский и др., 2000, 2005], а на Савелькульском участке сильно метаморфизован (оливин-энстатит-тремолит-антофиллитовые породы) и вместе с включенными в него глыбами различных по составу амфиболитов слагает крупные олистолиды в апоосадочной матрице выделяемой нами метаморфизованной уразбаевской олистостромовой толщи, входящей в кыштымскую толщу Ильменогорского комплекса [Кориневский В., Кориневский Е., 2001].

Меланж Осинового мыса в литературе известен под именем Ишкульского гипербазитового массива [Юрецкий и др., 1982; Варлаков и др., 1998]. Он представляет собой меридиональную пластину шириной 250 м и протяженностью около 750 м, разделяющую тектонические блоки гнейсов протерозойской селян-кинской толщи Ильменогорского метаморфического комплекса (рис. 1а). В пределах этой полосы спорадически встречаются различных размеров глыбы (рис. 1б) и блоки интрузивных и метаморфических пород (энстатититы, оливиниты, габбро, вебстериты, горнблендиты, клинопироксениты, амфиболиты и др.).

По данным К.И. Постоева [1958], А.С. Варлакова и др. [1998] и нашим наблюдениям, основной объем пород массива сложен неравномерно серпентинизированными энстатититами, в каждом образце которых можно обнаружить зерна энстатита, а во многих – магнезиальной роговой обманки, хромистого тремолита, магнетита и кальцита. В редких случаях отмечены выходы интенсивно карбонатизированных оливиновых пород. В пределах одного обнажения можно наблюдать соседство участков ультраосновных пород, отличающихся плотностью, зернистостью и разным количественным

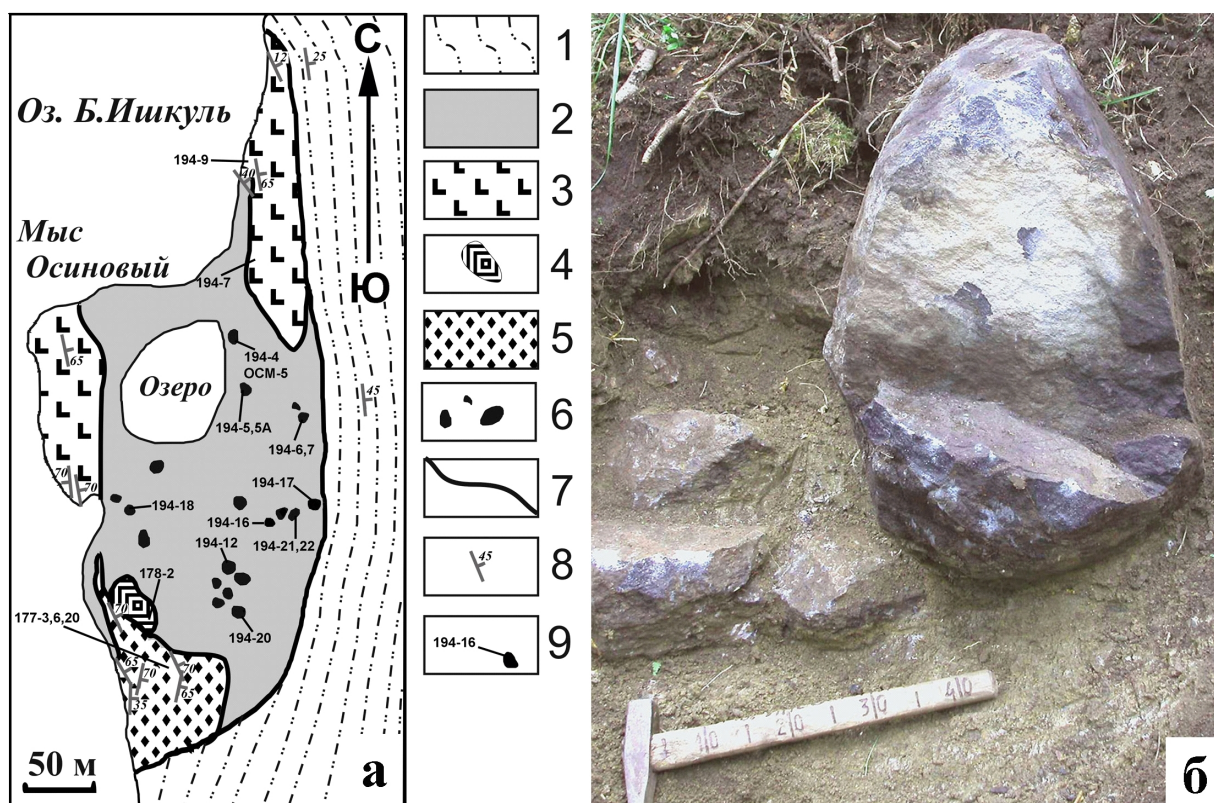


Рис. 1. а – Геологическая схема территории Осинового мыса на оз. Бол. Ишкуль. Составили В.Г. и Е.В. Кориневские, 2003-2005 г.г.

1 – гнейсы селянkinской толщи, 2 – серпентинизированный матрикс меланжа, 3 – крупные олистокласты толщи чередующихся амфиболитов и горнблендитов, 4 – олистокласт порфиризовидных вебстеритов, 5 – крупный олистокласт полосчатого комплекса горнблендитов, пироксенитов, габбро и вебстеритов, 6 – глыбы-включения в матриксе меланжа, 7 – тектонические границы, 8 – элементы залегания полосчатости и плитчатости пород, 9 – места отбора проб и их номера.

б – овальная глыба горнблендита в серпентинитовом матриксе меланжа.

Фото стенки зачистки. Осинový мыс.

соотношением породообразующих минералов. Эта неоднородность сложения и состава заставляет признать меланжевую природу основного объема ультраосновных пород Осинового мыса [Кориневский и др., 2000]. В их массе неравномерно размещены выходы пород иного состава, разнообразие которых очень велико. Здесь отмечены несколько разновидностей габбро, вебстериты, орто- и клинопироксениты, горнблендиты, габбро-амфиболиты, родингиты, эпидозиты и др. Этими породами сложены блоки и глыбы в серпентинизированной матрице. Размеры таких включений колеблются от нескольких десятков сантиметров в поперечнике до нескольких десятков метров и более. Примечательно, что в окружающих метаморфических породах района заметных масс подобных пород не обнаружено [Юрецкий и др., 1982]. Лишь по простиранию полосы меланжа

Осиного мыса к югу среди гнейсов встречаются изолированные выходы энстатитовых или амфибол-энстатитовых пород и амфиболитов, сходных с породами из глыб на Осинóвом мысу. Вероятно, они трассируют плоскость разлома, по которой внедрялся меланж.

Породы из включений в меланже являются уникальными для Ильменогорского метаморфического комплекса по степени «свежести»: главные породообразующие минералы вторичными изменениями затронуты слабо, реакционные соотношения между ними не наблюдаются (в том числе между амфиболами и пироксенами). Породы обладают многими признаками интрузивного происхождения, в том числе офитовыми и графическими структурами, поверхностями синхронного роста минералов, их собственной кристаллографической огранкой, высокотемпературными и высокоба-

рическими ассоциациями минералов, отсутствием заметной зональности химического состава, теневых текстур и т.п.

Подобное разнообразие глыб пород основного и ультраосновного состава можно видеть и в более восточных частях Ильменогорского комплекса, но уже в иной структурной позиции. Одним из таких участков является район северо-западного подножья горы Савелькуль в окрестностях одноименного озера. Здесь, в окружении сплошного поля выходов гранитов кисегачского комплекса среди метаосадочных пород (кварциты, кристаллосланцы эпидот-амфиболитовой фации) кыштымской толщи, слагающих останцы кровли гранитного массива, в виде беспорядочно размещенных изолированных блоков различной величины располагаются выходы метагипербазитов (антофиллитовых, тремолит-антофиллит-оливин-энстатитовых, тальк-антофиллитовых и др. пород). Они включают в себя более редкие мелкие тела других пород основного и ультраосновного состава, среди которых описаны разнообразные амфиболиты, габброиды, горнблендиты, пироксениты, дуниты [Постоев, 1958; Романович, Смирнова, 1976; Кориневский В., Кориневский Е., 2004, 2005а,б]. Мы полагаем, что на участках Савелькуль, Уразбаево, межозерье Миассово-Таткуль и др. наблюдаются выходы метаморфизованной апоосадочной толщи, содержащей кластоциты еще более сильно измененных ультрабазитов. Последние вместе с включениями инородного состава являются отторженцами древнего метаморфизованного серпентинитового меланжа. Совместно с вмещающей апоосадочной матрицей они составляют т.н. уразбаевскую микститовую толщу (олистострому) [Кориневский В., Кориневский Е., 2001]. Глыбы пород отсюда являются метаморфизованными аналогами подобных пород с Осинового мыса.

Петрографические типы пород

По содержанию кремнезема (в ряде случаев менее 44 %) многие из описываемых ниже пород формально должны относиться к ультраосновным [Магматические..., 1983]. Таковыми являются многие габброиды. Присутствие в их составе больших количеств анортита, кальциевых пироксенов, высокоглиноземистых кальциевых амфиболов, сфена и магматического эпидота объясняет несоответствие важнейших классификационных признаков пород: хими-

ческого и минерального составов. Из-за особенностей минерального состава (преобладание энстатита или диопсида) отклоняются от ультраосновных пород некоторые горнблендиты или пироксениты. Мы традиционно будем рассматривать габброиды в группе основных (мафических) пород, а горнблендиты и пироксениты – в группе ультрамафических.

Дуниты и оливиниты

Дуниты обнаружены нами в двух точках: у северо-западного подножья горы Савелькуль, в Ильменском заповеднике, а также на южном побережье оз. Бол. Таткуль, у Клюквенного болота. Они представляют собой небольшие тела равномерно-крупнозернистых (1-2 см) существенно оливиновых пород светло-бурого цвета. Прозрачные, светлые, медово-желтые кристаллы оливина, рассеянные тонкими петельчатыми прожилками серпентиновых минералов, содержат мелкую вкрапленность буровато-черного хромита, отдельные кристаллы энстатита и выделения изумрудно-зеленого тремолита. Оливины принадлежат к разновидностям, характерным для дунитов Таловского и Кемпирсайского массивов Южного Урала (железистость 9,5 %). Высокохромистые (до 60,5 %) хромиты, содержащие заметные количества Al_2O_3 (6,3 %-7,26 %), также обычны для дунитов, а не для метасоматически измененных гипербазитов [Варлаков и др., 1998]. Гнездообразные скопления и прожилки в дунитах слагают магнезит-тальк-клинохлоровые крупнокристаллические агрегаты. Магнезит, клинохлор и тальк не обнаруживают следов замещения друг друга. Они синхронно отлагались в полостях трещин среди оливиновых зерен. В ближайшем окружении дунитов располагаются изолированные выходы тремолит-антофиллитовых пород и разнообразных амфиболитов, совместно составляющих крупный блок меланжа в кварцевой матрице.

А.С. Варлаков и др. [1998] среди серпентинитов Осинового мыса на оз. Бол. Ишкуль отметили выход карбонатизированных оливиновых пород протяженностью 8 м и мощностью около 1 м. Отличительной особенностью этих оливинитов является повышенная железистость, обусловленная присутствием вкрапленности хроммагнетита (8-10 %). Авторы описания предполагают, что здесь имеет место оливинизация исходных серпентинитовых пород.

Петрографических признаков этого явления не приведено, а наличие в этом же участке в серпентинитовой матрице включений разнообразных пород заставляет нас признать, что и оливиниты на Осиновом мысу являются одними из таких включений в серпентинитах.

Надо заметить, что еще К.И. Постоевым [1958] подчеркивалась разобщенность выходов оливиновых и оливин-энстатитовых пород, а в случае их совместного нахождения отмечались признаки их синхронного образования. В дальнейшем в литературе возобладали точка зрения А.С. Варлакова [Варлаков и др., 1998] о более позднем образовании энстатита в результате процессов кремнекислого метасоматоза. Лишь недавно В.А. Попов [2004] привел новые убедительные доказательства одновременного роста оливина и энстатита в крупнозернистых агрегатах сферолитового сложения, которые прежде выдавались как наиболее яркий пример кремнекислого метасоматоза. Эти тела теперь обоснованно рассматриваются как специфичные пегматиты ультраосновного состава, подобные тем, что описаны О.К. Ивановым [Иванов, 1986] в ряде массивов Платиноносного пояса Урала.

Оливин-шпинелевые породы

Оливин-шпинелевые породы в Ильменогорском комплексе в виде небольших выходов, тяготеющих к телам гипербазитов, пироксенитов и горнблендитов, встречаются редко. Их краткая характеристика приведена в [Постоев, 1958; Варлаков и др., 1998]. Специфическая клинохлор-шпинель-оливин-амфиболовая порода встречена нами в стенке старой канавы на северном склоне горы Савелькуль. Судя по обнажению, здесь наблюдается блок полосчатых горнблендитов среди энстатитов, в котором одну из полос и составляет описываемая порода. Ее мощность составляет 15 см. Порода располагается на границе апатит-шпинельсодержащих горнблендитов и хлоритолитов по энстатитам. Структура породы равномерно-среднезернистая: поперечники зерен составляют 1-4 мм. Мелкие идиоморфные кристаллики принадлежат апатиту. Около 1 % объема породы приходится на зернышки ильменита. У оливина и амфибола наблюдаются индукционные поверхности синхронного роста. Шпинель, ильменит и апатит образуют вроски как в оливине, так и в амфиболе и клинохлоре. Оливин

обладает повышенной железиистостью (около 0,12), шпинель относится к плеонасту, а амфибол – к паргаситу, в кристаллах которого не обнаружено химической зональности. Структурные соотношения минералов, отсутствие у них химической зональности, однородность строения породы свидетельствуют о ее глубинном магматическом происхождении.

Химический состав этой породы (мас. %): SiO_2 – 33,68; TiO_2 – 0,75; Al_2O_3 – 19,80; Fe_2O_3 – 6,40; FeO – 4,32; MnO – 0,1; MgO – 22,75; CaO – 7,61; Na_2O – 1,32; K_2O – 0,21; H_2O^+ – 2,42; H_2O^- – 0,0; P_2O_5 – 0,59; CO_2 – 0,0. Сумма – 99,96. Cr – 54 г/т; Ni – 213 г/т; Co – 44 г/т.

Пироксениты

Породы, сложенные преимущественно пироксенами, в Ильменогорском комплексе встречаются относительно редко. Наиболее известны из них энстатититы, описанные в работах К.И. Постоева [1958], А.С. Варлакова и др. [1998]. Их мелкие разобщенные выходы наблюдались среди пород серпентинитового меланжа на Осиновом мысу и поблизости, среди гнейсов селянkinской толщи. Они также обнаружены совместно с другими гипербазитами в отдельных блоках среди кварцитов кыштымской толщи на Миассово-Таткульском и Савелькульском участках.

Нами выявлены новые виды клинопироксенитов в Ильменогорском комплексе: диопсидиты и шпинелевые фассаититы. Условия их нахождения существенно различаются. Шпинелевые фассаититы встречены в виде глыбок в серпентинитовом меланже Осинового мыса и здесь же – в виде прослоев в чередовании с горнблендитами, габбро и вебстеритами. Диопсидитами сложен основной объем пластового тела среди селянkinской толщи на западном берегу оз. Бол. Ишкуль.

Диопсидиты

Примерно в 700 м южнее кордона Ишкуль, в береговом обнажении оз. Бол. Ишкуль, выходят крупнозернистые полосчатые породы, описанные как кальцифиры [Рассказова и др., 1986]. По нашим наблюдениям, ими сложено меридиональное пластовое тело, которое прослежено на 80 м по простиранию. В северном конце выходов его видимая мощность около 7 м, в южном – 3 м. Как оказалось, основной объем

пласта «кальцифиров» сложен диопсидитами. Диопсидиты залегают среди пород селянkinской толщи. Они согласно перекрываются биотит-амфиболовыми мигматитами, а подстилаются – биотитовыми гнейсами с пластами амфиболитов. На уровне 80 см выше подошвы тела диопсидиты содержат прослой мощностью 12-20 см, сложенный мелкозернистыми карбонатными породами (собственно «кальцифирами»), в которых около 30 вес. % приходится на минералы другого состава. Это оливин (форстерит), шпинель (хромовый плеонаст), диопсид, маложелезистый паргасит, идиоморфные пластинки графита, зерна фторапатита, сфена, сульфидов железа, кварца, плагиоклаза, пластинки биотита, редко – энстатита. Их относительные содержания сильно колеблются в разных прослойках «кальцифиров». Одни из минералов-примесей появляются, другие исчезают. Такие пропластки встречаются и выше, в 80 см по разрезу тела диопсидитов.

Основной объем диопсидитов составляет светлая зеленовато-серая крупнозернистая порода комковатой или пятнистой текстуры. Ее химический состав (мас. %): SiO_2 – 51,12; TiO_2 – 0,09; Al_2O_3 – 1,94; Fe_2O_3 – 1,51; FeO – 3,28; MnO – 0,19; MgO – 16,32; CaO – 22,08; Na_2O – 0,36; K_2O – 0,19; H_2O^+ – 0,0; H_2O^- – 0,16; P_2O_5 – 0,80; CO_2 – 0,79. Сумма – 99,70. Cr – 40 г/т; Ni – 135 г/т; Co – 8 г/т.

Сонахождение в едином пластовом теле диопсидитов и «кальцифиров» свидетельствует в пользу магматического происхождения последних.

Шпинелевые фассаититы

На Осиновом мысу эти породы встречаются как в коренном выходе в виде прослоя среди горнблендитов, так и в виде отдельных глыбок.

Прослой пироксенита мощностью 14-16 см обнаружен среди мелкозернистых шпинелевых горнблендитов в пачке переслаивания на юго-западном склоне невысокой конической горки в южной части полосы серпентинитового меланжа Осинового мыса. Границы пироксенитовой породы с горнблендитами отчетливые, но нерезкие. Они распознаются по смене порфировидного пироксенита массивной существенно амфиболовой породой. Черные октаэдры шпинели отчетливо выделяются на фоне светлого серо-зеленого агрегата кристаллов пи-

роксена. По крупности выделений шпинели можно установить зональное строение тела пироксенитов. Многочисленные включения в кристаллах шпинели слагают мелкие (0,04-0,6 мм) октаэдры магнетита. Совместно с магнетитом шпинель занимает 11,4 % объема породы. Яблочно-зеленые зерна клинопироксена представлены фассаитом, их поперечник составляет 1,2-3,6 мм. Фассаитом сложен основной объем (80 %) породы. По фассаиту развиваются прожилки кальцита и ксеноморфные выделения амфибола актинолитового ряда. Местами он занимает до 15 % площади зерен фассаита. Довольно редко в породе встречаются зерна энстатита до 1 мм в поперечнике. Зерна незонального анортита достигают в поперечнике 1,2-7,5 мм, слагая 1-3 % объема породы. Химический состав породы (мас. %): SiO_2 – 31,36; TiO_2 – 0,05; Al_2O_3 – 24,93; Fe_2O_3 – 8,90; FeO – 2,87; MnO – 0,16; MgO – 15,60; CaO – 14,04; Na_2O – 0,32; K_2O – 0,05; H_2O^+ – 0,08; H_2O^- – 0,12; P_2O_5 – 0,08; CO_2 – 1,72. Сумма – 100,30. Cr – 90 г/т; Ni – 85 г/т; Co – 53 г/т.

Вебстериты

У западной границы полосы серпентинитового меланжа Осинового мыса на оз. Бол. Ишкуль нами выявлен выход крупнозернистых двупироксеновых пород с амфиболом. Порода имеет порфировидный облик. Крупные короткостолбчатые кристаллы пироксенов поперечником от 0,5 до 20-30 мм слагают до 84 % объема породы, размещаясь в ней без видимой ориентировки. Промежутки между ними заполнены мелко- и среднезернистым кристаллическим агрегатом зерен энстатита, диопсида и преобладающей в этой массе темно-зеленой роговой обманкой. Последняя образует хорошо ограниченные короткопризматические кристаллы длиной до 1-2 мм. Они группируются в мономинеральные зернистые участки между крупными выделениями пироксенов, где присутствуют и мелкие выделения магнетита (до 1 %). Нередко роговая обманка образует разрозненные вроски в диопсиде, реже – в энстатите. Содержание ее в породе достигает 15 %.

Среди крупных кристаллов пироксенов, формирующих облик породы, энстатит несколько преобладает над диопсидом (соответственно 51 % и 33 %). Между всеми минералами (пироксенами и роговыми обманками) повсеместно отмечены индукционные поверх-

ности синхронного роста. Следов замещения минералов друг другом не обнаружено.

По минеральному составу описываемая порода является роговообманковым вебстеритом [Магматические..., 1983]. Ее структуру можно интерпретировать как кумулятивную, подобную той, что наблюдается в пироксенитах Качканара. Химический состав породы (мас. %): SiO_2 – 54,33; TiO_2 – 0,06; Al_2O_3 – 1,42; Fe_2O_3 – 0,70; FeO – 4,13; MnO – 0,13; MgO – 27,15; CaO – 10,48; Na_2O – 0,32; K_2O – 0,04; H_2O^+ – 0,40; H_2O^- – 0,21; P_2O_5 – 0,05; CO_2 – 0,11. Сумма – 99,53. Cr – 1170 г/т; Ni – 978 г/т; Co – 57 г/т. Наряду со шпинелевыми пироксенитами более мелкозернистые разновидности вебстеритов слагают маломощные прослои среди горнблендитов из крупного кластолита.

Горнблендиты

Меланократовые, существенно амфиболовые по составу, с резко подчиненным количеством анортита, диопсида, энстатита, граната, шпинели, апатита, ильменита, клинохлора, магнетита, равномернозернистые, иногда порфировидные горнблендиты встречаются как в составе глыб и прослоев из крупных кластолитов в серпентинитовом меланже Осинового мыса, так и в виде включений в блоках метаморфизованного меланжа в уразбаевском микститовом комплексе (олистоостроме). По сравнению с включениями амфиболитов, тела горнблендитов встречаются редко и их поперечник лишь иногда достигает 8-15 м [Кориневский, 1998]. По минеральному составу нами выделены три петрографические группы горнблендитов: фассаит-анортитовые, шпинельсодержащие и энстатитовые. Внутри каждой из групп описано несколько разновидностей.

Фассаит-анортитовые горнблендиты

Среди горнблендитов преобладают безгранатые разновидности, которыми сложены редкие овальные глыбы в серпентинитовом меланже Осинового мыса и многочисленные прослои в габбро из крупных кластолитов толщи переслаивания. Это черные разнозернистые породы массивной текстуры без преобладающей ориентировки зерен.

Безгранатые крупно- и мелкозернистые горнблендиты сложены почти черными призматическими зернами амфибола (магнезиальной

роговой обманки). Они занимают около 85 % объема породы. В угловатых промежутках между ними встречены гнездообразные выделения светло-зеленого фассаита (около 3-5 %). Примерно 10 % объема породы слагают незональные кристаллы анортита, как и фассаит, содержащие очень мелкие идиоморфные вросстки амфибола, апатита, очень редко – магнетита. Границы зерен амфибола и пироксена резкие, ступенчатые или плавно извилистые. Явлений замещения минералов друг другом не отмечено. Химический состав крупнозернистой породы (мас. %): SiO_2 – 47,28; TiO_2 – 0,14; Al_2O_3 – 11,44; Fe_2O_3 – 3,65; FeO – 5,45; MnO – 0,19; MgO – 15,34; CaO – 12,03; Na_2O – 1,94; K_2O – 0,44; H_2O^+ – 1,62; H_2O^- – 0,06; P_2O_5 – < 0,05; CO_2 – < 0,10. Сумма – 99,58. Cr – 428 г/т; Ni – 163 г/т; Co – 61 г/т; Zn – 68 г/т; Pb – 23 г/т.

Химический состав мелкозернистой разновидности горнблендитов (мас. %): SiO_2 – 43,86; TiO_2 – 0,39; Al_2O_3 – 15,64; Fe_2O_3 – 3,64; FeO – 4,61; MnO – 0,13; MgO – 14,45; CaO – 12,82; Na_2O – 2,12; K_2O – 0,32; H_2O^+ – 1,40; H_2O^- – 0,06; P_2O_5 – < 0,05; CO_2 – < 0,10. Сумма – 99,44. Cr – 723 г/т; Ni – 363 г/т; Co – 64 г/т; Zn – 81 г/т; Pb – 30 г/т.

Внутреннее строение глыб мелко- и крупнозернистых горнблендитов достаточно однородно. Их границы с окружающими серпентинитами резкие, без развития вторичных минералов.

Шпинельсодержащие горнблендиты

Горнблендиты, содержащие в заметном количестве железистую шпинель (плеонаст), встречаются в виде прослоев в крупном олистолите чередующихся пироксенитов, габбро и вебстеритов в меланже Осинового мыса, а также слагают включения в блоках гипербазитов в уразбаевской олистоостроме в окрестностях дер. Уразбаево, в обрывах северного берега оз. Бол. Миссо, на северном склоне горы Савелькуль.

Шпинелевые горнблендиты Осинового мыса

Эти меланократовые относительно мелкозернистые массивные породы обнажены в виде развалов глыб на вершине конической сопки в южной части полосы серпентинитового меланжа Осинового мыса. Здесь они входят в состав толщи переслаивания горнблендитов, габбро, вебстеритов и пироксенитов.

Зерна буровато-зеленой магнезиальной роговой обманки занимают 85-90 % объема горнблендитов. Ориентированы они беспорядочно. Зональности в составе амфиболов и вторичных минералов по ним не обнаружено. Отдельные зерна представлены светло-зеленым клинопироксеном (фассаит), 10-15 % объема породы приходится на долю неправильной формы зерен густо-зеленой железистой шпинели (плеонаста). Шпинель насыщена мелкими пылевидными сгустками и прямолинейными, полигональными просечками, по оси которых располагаются мелкие зернышки магнетита. Магнетитом сложены и овальные небольшие участки решетчатой структуры в крупных кристаллах шпинели. Очевидно, это продукты распада твердых растворов. Во многих индивидах амфибола содержатся мелкие червеобразные вроски зеленой шпинели неправильной формы, нередко вытянутые в одном направлении. В одном из зерен их количество составляет 18,8 %. Видимо, наблюдается случай графического сращения шпинели и амфибола, что свидетельствует об их одновременной кристаллизации из расплава. Химический состав (мас. %) породы: SiO_2 – 42,46; TiO_2 – <0,05; Al_2O_3 – 16,50; Fe_2O_3 – 6,74; FeO – 3,30; MnO – 0,16; MgO – 15,35; CaO – 12,07; Na_2O – 0,91; K_2O – 0,09; H_2O^+ – 1,01; H_2O^- – < 0,10; P_2O_5 – 0,06; CO_2 – 0,75. Сумма – 99,40. Cr – 69 г/т; Ni – 111 г/т; Co – 43 г/т.

Гранатовые горнблендиты

Гранатовые горнблендиты представляют собой редкий для Урала тип горных пород. В Кемпирсайском массиве они ассоциируют с глубинными магматическими породами. Столь же редки и апатитовые разновидности горнблендитов (Волковский массив).

Средне-крупнозернистые горнблендиты на северном побережье оз. Бол. Миассово у обнажения «Гранатовая горка» были обнаружены К.И. Постоевым [1958], а затем исследовались В.И. и В.А. Поповыми [1996]. Эти черные массивные породы обнажаются в основании скал, сложенных гипербазитами. В период самого низкого стояния воды нам удалось установить, что эти горнблендиты залегают в виде крупной глыбы-включения в оливин-энстатит-антофиллитовых породах, отделяясь от них каймой хлоритолита мощностью 10-15 см с тонкими призматическими метакристаллами чермакита. Основной объем породы слагают кристаллы

паргасита длиной 5-8 мм. Менее 10 % приходится на долю довольно крупных кристаллов (1-2 см) зонального пироп-альмандина, редких зерен анортита, пластинок биотита, шпинели и ильменита. Примечательно присутствие неправильной формы зерен бесцветного с голубыми участками корунда. Отмечены скопления пластинок клинохлора. В [Попова, Попов, 1996] показано наличие в зернах граната не только обычной зональности химического состава, но и секториальности в его строении.

Выход гранатовых горнблендитов площадью 8×12 м встречен севернее западной околицы дер. Уразбаево [Кориневский, 1998]. Пройденные нами горные выработки показали, что тело горнблендитов непосредственно располагается среди антофиллитовых пород звездчатой структуры, которые залегают в поле развития графитистых кварцитов сайтовской толщи ильменогорского комплекса. Метагипербазиты и горнблендиты разделяет зона хлоритовых пород с многочисленными метакристаллами не-зонального граната.

Темно-серые, почти черные неравномерно крупно-среднезернистые породы на 40-50 % объема состоят из пластинчатого агрегата светло-зеленого клинохлора, размер пластинок которого колеблется от 1 до 3-5 мм. Никакой видимой ориентировки они не имеют. В этой хлоритовой матрице своим красновато-коричневым цветом выделяются изометричные зерна граната поперечником до 3-5 мм. Гранат образует скопления изолированных кристаллов либо их цепочки, распределенные в породе достаточно равномерно и занимающие в ней 17-27 % объема. Почти повсеместно в гранате присутствует мелкая вкрапленность пластинчатых зерен ильменита. Значительно реже встречаются идиоморфные включения мелких кристаллов зеленого амфибола, прозрачных бесцветных кристалликов апатита ($n_o = 1,635$) и мутноватых зерен кианита. Химический состав породы (мас. %): SiO_2 – 29,11; TiO_2 – 2,19; Al_2O_3 – 28,55; Fe_2O_3 – 6,43; FeO – 9,95; MnO – 0,29; MgO – 10,89; CaO – 8,60; Na_2O – 2,05; K_2O – 0,70; H_2O^+ – 0,76; H_2O^- – 0,11; P_2O_5 – 0,28; CO_2 – 0,28. Сумма – 100,19. Cr – 400 г/т; Ni – 150 г/т; Co – 30 г/т.

Несмотря на видимую оптическую однородность, состав ядер и краевых частей гранатов существенно различается; в ядрах (мол. %): пироп – 7,51, альмандин – 52,71, спессартин – 6,16, гроссуляр – 31,34, андрадит – 2,26, а в краях зерен: пироп – 14,99, альмандин – 59,70,

спессартин – 0,71, гроссуляр – 22,99, андрадит – 1,59.

Призматические кристаллы паргасита занимают 15-20 % объема породы. Содержание плеонаста в породе может достигать 5 %. Мелкие гнездообразные скопления и прожилки составляет кальцит, часто вместе с ильменитом. Карбонат занимает около 5 % объема породы, а ильменит около 3 %. В акцессорных количествах в породе присутствуют апатит, анортит и дравит.

Сходные по составу паргасит-хлоритовые породы описаны А.И. Белковским [1989] в Уфалейском высокобарическом комплексе. Их он считает продуктом метасоматической переработки клинопироксенитов и последующего зеленокаменного диафтореза. Метасоматические преобразования протекали в условиях гранулитовой фации [Белковский, 1989, стр.50]. В ильменогорских гранатовых горнблендитах гроссуляр-альмандин составляет 20-30 % объема породы. Такого количества граната в клинопироксенитах не бывает, а для эклогитов – это нередко норма. Примечательно, что гранат из породы с паргаситом по составу попал в поле гранатов из эклогитов максютовского комплекса, а сами паргаситовые роговые обманки Ильменских гор по соотношению Al^{IV} и Al^{VI} на диаграмме В.В. Закруткина [1968] располагаются в области пород гранулитовой фации. Присутствие в породе зерен кианита дополнительно указывает на высокие давления при ее формировании. Низкая титанистость, повышенные содержания кальция, закономерное увеличение магнезиальности в краевых зонах кристаллов граната, сопровождающееся понижением их марганцовистости, – все это дополнительные доказательства отнесения описываемых гранатовых горнблендитов к высокобарическим образованиям [Крылова и др., 1991]. Сказанное позволяет высказать предположение, что в окружении относительно слабо измененных толщ Ильменогорского комплекса обнаружен блок высокометаморфизованных пород, которые по составу слагающих его минералов могут быть сопоставимы с диафторированными гранатовыми эклогитами.

Гранат-апатит-шпинелевые анортитовые горнблендиты у горы Савелькуль

В привершинной части северного склона горы Савелькуль, в стенках старой канавы, на протяжении 2 м наблюдаются коренные вы-

ходы чередующихся полос горнблендитов и меланократовых амфиболитов. Мощность таких полос не превышает 10-20 см. Границы между ними отчетливые, но не резкие, падение их крутое. Вмещающими породами для этого фрагмента полосчатого комплекса служат среднезернистые энстатититы. Непосредственно на контакте энстатититов и горнблендитов располагается «слой» хлоритолитов мощностью 45 см. Хлорит образует гнездообразные скопления и в пределах выходов энстатититов.

Во всех образцах пород этого полосчатого комплекса в переменных количествах отмечается присутствие граната (альмандин-гроссуляра) и хлорапатита. Эти минералы образуют как рассеянную вкрапленность в породе (рис. 2б), так и скопления в виде гнезд и полос. Местами содержания граната достигают 15 объемных %, а апатита – 10 %. Примечательна необычная для апатита изометричная форма его индивидов с многочисленными псевдогранями. Основную массу породы (около 65 %) составляют короткопризматические зерна темно-бурого амфибола (калиевого паргасита). В этом агрегате неравномерно распределены изометричные темно-зеленые выделения плеонаста (10-15 %), спорадически встречаются анортит, ильменит, гнезда и прожилки кальцита. Состав минералов этих горнблендитов указывает на высокобарические и высокотемпературные условия их формирования [Крылова и др., 1991]. Химический состав (мас. %) двух образцов апатитсодержащих горнблендитов из этого обнажения несколько различается.

Образец 1: SiO_2 – 31,84; TiO_2 – 2,58; Al_2O_3 – 23,72; Fe_2O_3 – 8,01; FeO – 7,20; MnO – 0,41; MgO – 11,19; CaO – 11,30; Na_2O – 0,76; K_2O – 0,87; H_2O^+ – 0,14; H_2O^- – 0,0; P_2O_5 – 1,36; CO_2 – 0,40. Сумма – 99,78. Cr – 107 г/т; Ni – 143 г/т; Co – 34 г/т.

Образец 2: SiO_2 – 28,90; TiO_2 – 1,84; Al_2O_3 – 25,69; Fe_2O_3 – 8,26; FeO – 4,50; MnO – 0,15; MgO – 13,50; CaO – 11,60; Na_2O – 1,84; K_2O – 0,61; H_2O^+ – 0,34; H_2O^- – 0,0; P_2O_5 – 2,54; CO_2 – < 0,10. Сумма – 99,77. Cr – 83 г/т; Ni – 148 г/т; Co – 34 г/т.

Энстатитовые горнблендиты

Это наиболее редкая разновидность горнблендитов. Они обнаружены в трех пунктах территории Ильменского заповедника совместно с другими видами этих пород.

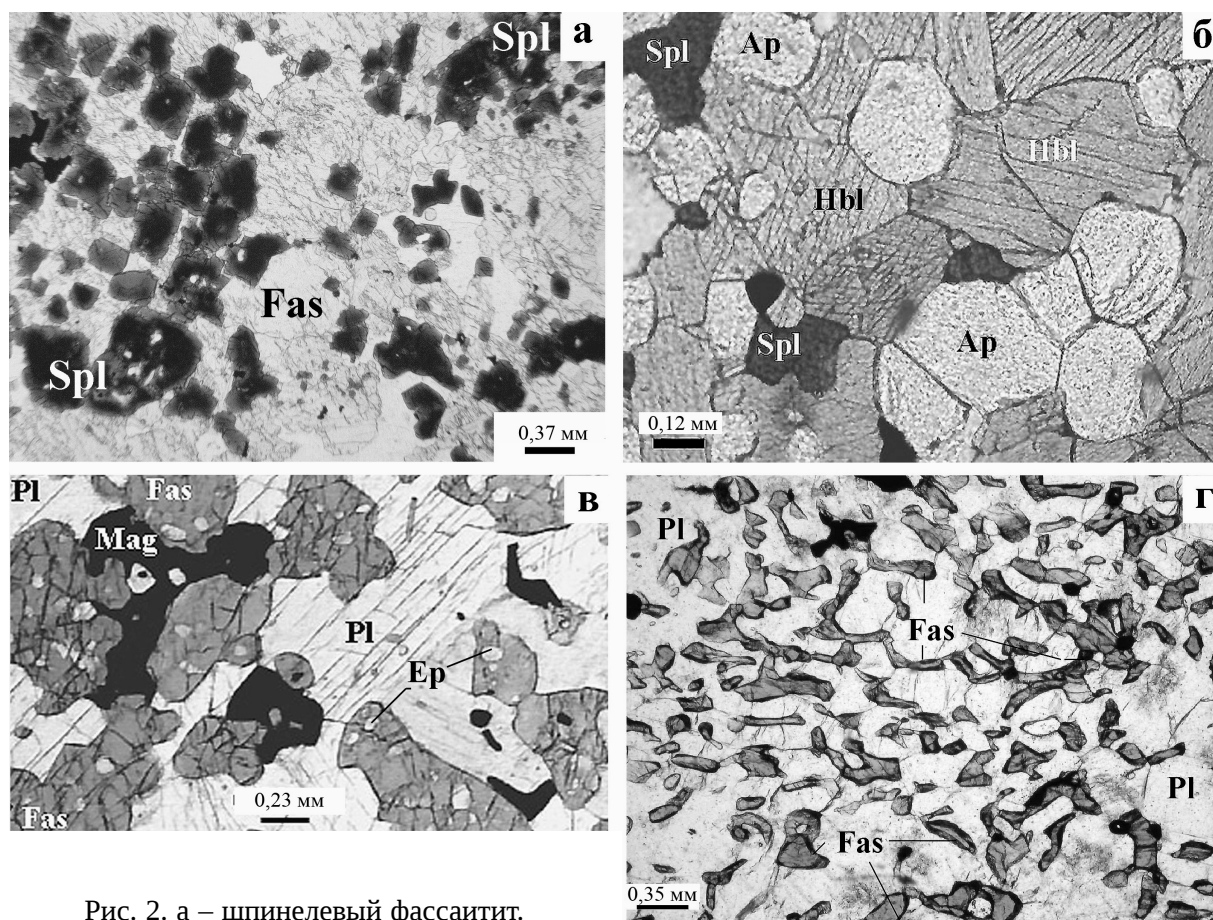


Рис. 2. а – шпинелевый фассаитит.

Фото полированной поверхности образца. На светлом фоне крупнозернистого агрегата кристаллов фассаита (Fas) хорошо заметны темные выделения шпинели (Spl). Осиновый мыс.

б – апатитовый горнблендит.

Изометрично-зернистая структура породы. Фото шлифа, николи параллельны. Ap – апатит, Hbl – амфибол, Spl – шпинель (плеонаст). Северный склон горы Савелькуль.

в – магнетит-эпидот-фассаитовое анортитовое габбро.

Зеленые изометричные зерна фассаита (Fas) заключены в крупных кристаллах анортита (Pl). Фото шлифа, николи ||. Осиновый мыс.

г – микрографическое синтаксическое срастание фассаита (Fas) с анортитом (Pl) в фассаитовом габбро.

Фото шлифа, николи ||. Осиновый мыс.

В крупном кластоците в серпентинитовом меланже Осинового мыса, слагающем изолированную коническую сопку в южной части выходов меланжа, энстатитовые горнблендиты образуют прослой мощностью около 25 см среди шпинелевых пироксенитов и горнблендитов. Основной объем породы сложен бутылочно-зелеными короткопризматическими зернами магнезиальной роговой обманки, в которых наблюдаются участки микрографических срастаний с плеонастом. Энстатит занимает около 5 % объема породы. Химический состав породы (мас. %): SiO_2 – 42,10; TiO_2 – <0,05; Al_2O_3 – 16,42; Fe_2O_3 – 6,12; FeO – 4,30; MnO – 0,21;

MgO – 18,10; CaO – 10,38; Na_2O – 0,74; K_2O – 0,06; H_2O^+ – 1,20; H_2O^- – < 0,10; P_2O_5 – 0,08; CO_2 – < 0,10. Сумма – 99,71. Cr – 49 г/т; Ni – 126 г/т; Co – 53 г/т.

Из района к югу от оз. Бол. Ишкуль описаны энстатит-амфиболовые породы, которые были определены как метакоматиты [Баженов, Рассказова, 1993]. По нашим данным, их химический состав (мас. %): SiO_2 – 47,24; TiO_2 – 0,17; Al_2O_3 – 9,60; Fe_2O_3 – 7,68; FeO – 2,88; MnO – 0,18; MgO – 19,63; CaO – 9,20; Na_2O – 1,24; K_2O – 0,16; H_2O^+ – 1,24; H_2O^- – < 0,10; P_2O_5 – 0,09; CO_2 – < 0,10. Сумма – 99,31. Cr – 2027 г/т; Ni – 528 г/т; Co – 57 г/т.

Порода сложена мелкозернистым агрегатом призматических темно-зеленых зерен амфибола (магнезиальной роговой обманки). Большой частью они размещены субпараллельно. Зерна энстатита также несколько удлиненны по сланцеватости породы, уплощены и занимают около 30 % объема породы. Темно-зеленая шпинель (плеонаст) и хромистый магнетит слагают мелкие изометричные зерна. По минеральному составу описанные энстатитовые горнблендиты близки между собой. В кластолите из меланжа Осинового мыса эти породы чередуются с другими породами магматического облика (шпинелевые горнблендиты и пироксениты, габбро). Не отличаются составом и слагающие их амфиболы, энстатит и шпинель. Не подтвердилось отнесение [Баженов и др., 1993] энстатитов к алюмобронзитами, а амфибола – к паргаситам, равно как и наличие в породе спинифекс-структур. Таким образом, энстатит-амфиболовые породы с площади южнее оз. Бол. Ишкуль являются одной из минеральных разновидностей достаточно широко распространенных в этом участке и на Осинном мысу горнблендитов. Всех оснований для отнесения их к метамагматитам не имеется.

Энстатитовые горнблендиты мелкопорфировой структуры обнаружены нами в виде глыбки из отвалов канавы, вскрывшей вмещающие тремолит-антофиллитовые метакристаллиты у основания северо-западного склона горы Савелькуль. Эта мелкозернистая порода сложена резко преобладающими в ней короткопризматическими зернами магнезиальной роговой обманки. На их фоне выделяются более крупные (до 1-5 мм) изометричные зерна энстатита, слагающие 5-10 % объема породы. Мелкие черные, просвечивающие темно-красным цветом, зерна анизотропного рудного минерала располагаются в межзерновом пространстве кристаллов амфибола и энстатита. Химический состав породы (мас. %): SiO_2 – 51,36; TiO_2 – 0,38; Al_2O_3 – 4,30; Fe_2O_3 – 2,42; FeO – 6,73; MnO – 0,14; MgO – 21,72; CaO – 9,15; Na_2O – 0,92; K_2O – 0,13; H_2O^+ – 1,82; H_2O^- – 0,22; P_2O_5 – 0,16; CO_2 – < 0,10. Сумма – 99,45. Cr – 902 г/т; Ni – 723 г/т; Co – 65 г/т.

Габбро

Наибольшее количество новых магматических пород в Ильменогорском комплексе относится к габброидам. Многие из них являются

новыми петрографическими разновидностями, сложенными такими редкими или новыми минералами как бариевый биотит, фассаит, калиймагнезиогастингсит, геденбергит, гиалофан, гранат, эпидот и др. Их объединяет крайне основной состав плагиоклаза (преимущественно анортит), отсутствие вторичных изменений и реакционных соотношений минералов, их синхронный рост и высокотемпературный и высокотемпературный парагенезис, офитовая, порфирированная и габбровая структуры. За редким исключением, габбро слагают глыбы-включения в серпентинитовом меланже.

Фассаитовые габбро

Определяющим в составе этих габбро является присутствие фассаита – высокоглиноземистой разновидности диопсида с заметной ролью минералов Чермака и окисного железа. Среди них выявлено две разновидности фассаита [Кориневский В., Кориневский Е., 2003]: темно-зеленый, бедный титаном, и коричневый, богатый титаном. Зеленый фассаит характерен для габбро из глыб на Осинном мысу, а коричневый – для гранатового габбро из глыб метаморфизованного серпентинитового меланжа на Савелькульском участке.

Магнетит-эпидот-фассаитовое анортитовое габбро

Магнетит-эпидот-фассаитовое габбро встречено в виде нескольких изолированных глыб в серпентинитовой матрице, а также в виде прослоев мощностью до 35 см в пачке чередования горнблендитов, пироксенитов, вебстеритов, которая образует крупный кластолит на юге полосы серпентинитового меланжа Осинного мыса.

Габбро из глыб представляет собой полнокристаллическую неравномернозернистую меланократовую массивную породу кайнотипного облика. Основную массу описываемой породы габбровой структуры (70-75 % объема) слагают зерна плагиоклаза размером до 2-3 мм, местами содержащими скопления чешуек мусковита. По краям некоторых зерен плагиоклаза или в виде тонких ветвящихся жилок в них развивается бесцветный радиально-лучистый или поперечно-волоконистый агрегат цеолитов. Состав плагиоклаза отвечает анортиту. Его выделения в породе размещены беспорядочно, не

обнаруживая преимущественной ориентировки. В зернах анортита содержатся пойкилитовые включения изометричных зерен темно-зеленого фассаита со сглаженными контурами (рис. 2в), а также изометричные и гипидиоморфные зерна эпидота. Последние нередко являются включениями и в кристаллах фассаита. Мы полагаем, что этот эпидот имеет магматическое происхождение. Эпидот в интрузивных породах гранодиорит-тоналитового состава известен уже более 90 лет. В основных породах он очень редок, но его находки там также отмечались [Schmidt, Poli, 2004, p. 415]. В анортите встречаются и очень мелкие (до 50 мкм) округлые, гантелевидные и с закругленными гранями зернышки бесцветного однородного циркона. Нередко крупные таблитчатые кристаллы анортита пронизаны мелкими червеобразными вростками фассаита (рис. 2г). Они занимают 30-40 % площади зерен плагиоклаза. Эти вростки имеют угловатые очертания и в пределах вмещающих их зерен анортита обнаруживают определенную ориентировку с одновременным погасанием (синтаксические срастания). По форме они напоминают ихтиоглипты кварца в графических срастаниях с полевым шпатом в гранитных пегматитах. Подобные структуры характерны для магматических пород, кристаллизующихся при эвтектических соотношениях компонентов расплава. Породы такого состава в Ильменогорском метаморфическом комплексе еще не встречались, но интрузивные фассаитовые породы достаточно широко распространены в составе Нижне-Тагильского массива на Среднем Урале. Фассаит там слагает крупнозернистые скопления в пироксенитах, перидотитах и габбро [Ефимов, 1984].

Более редки (5-11 %) подобные по форме и размерам вростки магнетита, практически не содержащего хрома, но с заметными количествами ванадия. Магнетит образует графические сростки с фассаитом и плагиоклазом, иногда встречается в форме октаэдров. В отдельных зернах графической структуры червеобразные выделения магнетита занимают 65,61 % площади зерна. Местами магнетитом сложены участки сидеронитовой структуры, в которых он цементирует многочисленные изометричные зерна эпидота и фассаита. В виде одиночных зерен или в прожилках совместно с фассаитом и магнетитом в габбро присутствуют зерна магнезиальной роговой обманки поперечником до 1-5 мм. Ее содержание в поро-

де около 1-3 %. Скопления зерен эпидота поперечником до 3-5 мм образуют в габбро многочисленные пойкилитовые включения в плагиоклазе и фассаите, а также гнездообразные скопления и прожилки. В отдельных образцах габбро содержатся заметные количества мелких зерен сфена, неравномерно распределенных в породе.

Описанные взаимоотношения минералов в габбро, форма индивидов и поверхностей их соприкосновения (индукционные или компромиссные [Попов, 1984]) говорят об их синхронной кристаллизации.

Порфиоровидное кварцсодержащее фассаитовое габбро

Неподалеку от глыб магнетит-эпидот-фассаитового габбро в серпентинитовой матрице меланжа встречена изолированная угловатая глыба поперечником до 3 м порфиоровидной неравномернозернистой породы. Около 70 % ее объема занимают крупные (3,5 × 1-1,5 см в сечении) призматические кристаллы темно-зеленого фассаита, распределенные в породе довольно равномерно. Кристаллы фассаита густо (45,6 % объема) и относительно равномерно насыщены мелкими (0,1-0,35 мм) изометричными зернами плагиоклаза, реже – кварца (0,2-0,3 мм) и сфена. Примерно этот же состав и мостовидную структуру имеет цементирующая порфиоровидные выделения фассаита основная масса породы. Зерна незонального плагиоклаза (битовнита № 87) плотно прилегают друг к другу, между ними изредка встречаются изометричные зерна кварца, апатита, идиоморфные кристаллики розовато-коричневого сфена поперечником до 0,5-0,7 мм, неправильной формы зерна магнетита. Кристаллы битовнита иногда содержат мелкие (до 50 мкм) округлые включения желтовато-зеленого эпидота.

Наличие крупных гипидиоморфных кристаллов фассаита среди полнокристаллической мелкозернистой массы преимущественно битовнитового состава с небольшой примесью зерен кварца, эпидота, сфена, магнетита и апатита, наличие между ними поверхностей синхронного роста, отсутствие следов замещения одних минералов другими, их высокотемпературный парагенезис (анортит, фассаит, высокоглиноземистые амфиболы), свежий облик породы позволяют отнести ее к магматическим образованиям.

**Гранат-клиноцоизитовое
фассаитовое габбро**

Это неравномернозернистая полнокристаллическая порода пятнистой, полосчатой, шлировидной текстуры. Ее слагают плагиоклаз (50-60 % объема породы), гранат (18-20 %), фассаит (15-20 %), клиноцоизит (около 10 %), паргасит (1-3 %), отдельные кристаллики апатита, циркона, шпинели и ильменита. Химический состав породы (мас. %): SiO_2 – 37,47; TiO_2 – 1,34; Al_2O_3 – 29,91; Fe_2O_3 – 5,77; FeO – 3,16; MnO – 0,21; MgO – 4,02; CaO – 19,46; Na_2O – 0,16; K_2O – 0,07; H_2O^+ – 0,22; H_2O^- – 0,13; P_2O_5 – 0,42; CO_2 – < 0,10. Сумма – 99,44. Cr – 118 г/т; Ni – 38 г/т; Co – 43 г/т.

Субизометричные крупные (5-20 мм) кристаллы плагиоклаза по химическому составу соответствуют анортиту. Пойкилитовыми вростками в нем чаще всего служат мелкие (0,2-1,0 мм) изометричные зерна фассаита, бесцветные короткопризматические и округлые кристаллы клиноцоизита и тонкая (до 1 мм) вкрапленность отдельных зерен ильменита, хлорапатита и циркона, более крупные выделения паргасита и шпинели.

На фоне крупнозернистой анортитовой массы породы выделяются изометричные зерна темно-коричневого граната поперечником от 4-7 до 20 мм. Микрозондовый анализ выявил принадлежность гранатов к альмандин-гроссуляру с пироповой составляющей около 11,5 % при железистости 72 %. Необычным является отсутствие заметной химической неоднородности в поперечном сечении кристаллов граната. С окружающими кристаллами плагиоклаза гранат имеет индукционные поверхности синхронного роста. Зерна граната буквально переполнены огромным количеством мелких включений, которых особенно много в ядерных частях кристаллов. Среди них резко преобладают бесцветные округлые зерна клиноцоизита; нередко также фассаит, ильменит и хлорапатит, встречаются паргасит и циркон.

Зерна фассаита в шлифах окрашены в коричневый цвет с достаточно отчетливым плеохроизмом. Коричневый цвет фассаита обусловлен высоким содержанием (до 2 %) TiO_2 . Характернейшей морфологической особенностью зерен фассаита из габбро является их грануломорфный облик. Такая морфология зерен встречается в метаморфических породах высокотемпературных фаций (амфиболиты, эклоги-

ты), а также в некоторых магматитах (габбро, пегматиты, карбонатиты и т.д.). Она является одним из проявлений идиоморфной поверхности кристаллов [Попов, 1984].

Клиноцоизит образует скопления очень мелких зерен (26-70 мкм) в виде включений в кристаллах анортита и граната. Особенно обильны они в последнем. Здесь клиноцоизит представлен сферическими и каплевидными зернами с гладкой поверхностью, без отчетливых кристаллографических форм. Но внутри зерен клиноцоизита нередко мельчайшие (1-5 мкм) бесцветные включения призматической формы и непрозрачные кристаллики рудного минерала. Зерна клиноцоизита, образующие включения в анортите, как правило, имеют короткопризматический габитус с хорошо выраженными кристаллографическими формами. Последнее обстоятельство не позволяет считать их уцелевшими реликтами неразложившегося в ходе метасоматической реакции минерала. В отличие от гранатов, клиноцоизит в анортите минералов-узников практически не содержит. Паргаситом сложены мелкие призматические кристаллы темного бурого-зеленого цвета. Вероятно, паргасит является более поздним образованием в породе, поскольку он местами слагает тонкие прожилки, пересекающие зерна граната. Почти черные, в тонких сколах темные, голубовато-зеленые зерна в породе образует магнезиально-железистая шпинель, по химическому составу близкая к плеонасту.

Весьма примечательно, что и в гранате и в анортите встречаются редкие и очень мелкие (10-30 мкм) однородные по строению зернышки прозрачного бесцветного или светло-желтого циркона, которые, как и клиноцоизит в гранате, очень часто имеют изометричные очертания с гладкой сферической поверхностью. По существующим представлениям [Краснобаев, 1986], такая морфология зерен циркона характерна для пород, претерпевших гранулитовый метаморфизм. По составу главных компонентов (анортит, клинопироксен), их количественным соотношениям и гипидиоморфнозернистой структуре описываемая порода относится к габброидам. С учетом сказанного, породу можно назвать фассаитовым габбро.

Гранатовые анортитовые ильменит-титаномagnetит-фассаитовые габбро

Меланократовые тонкозернистые порфирировидные габбро слагают небольшие глыбы-

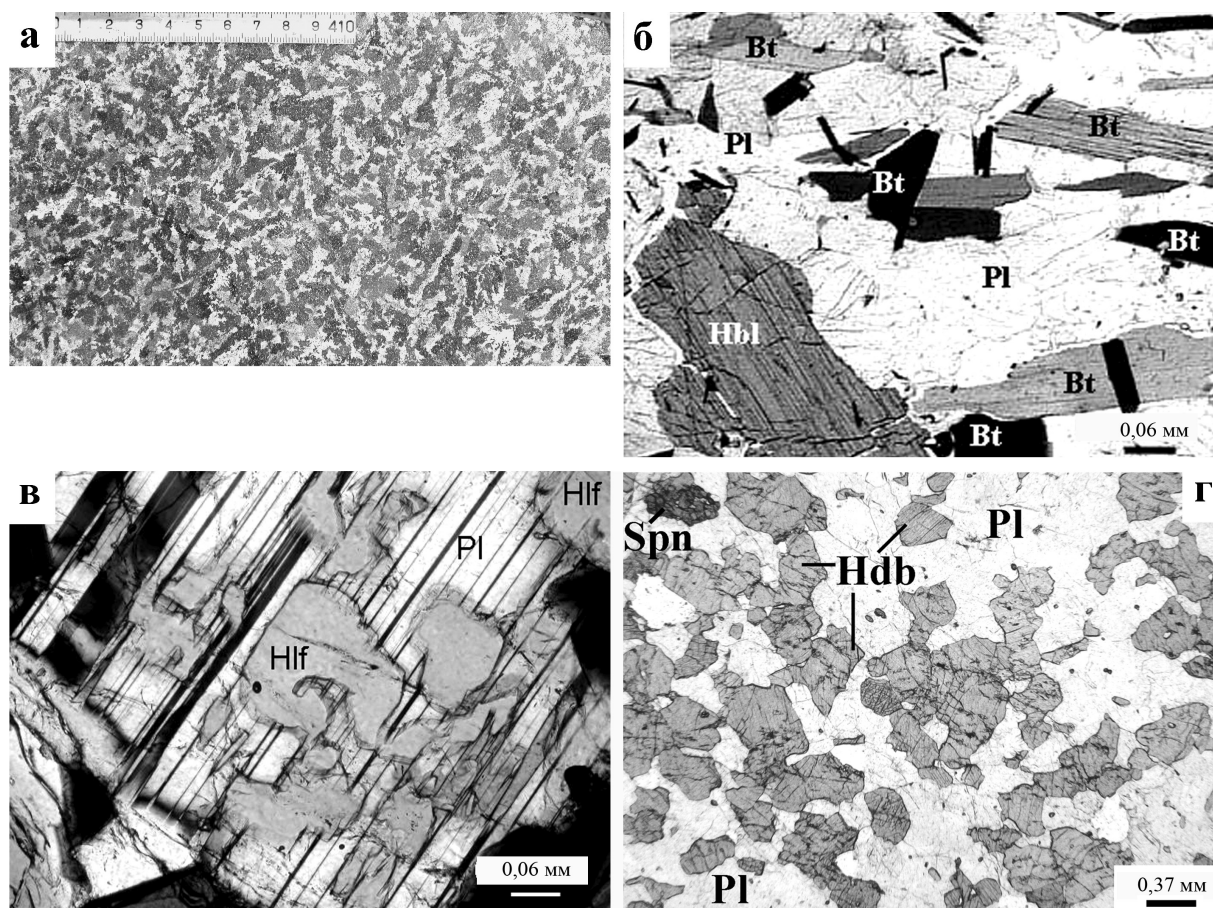


Рис. 3. а – офитовая структура крупнозернистого биотит-амфиболового анортитового габбро. Фото полированной поверхности образца. Осиновый мыс.

б – гипидиоморфнозернистая структура биотит-амфиболового габбро.

Фото шлифа, николи ||. Осиновый мыс.

в – синтаксические сростки гиалофана (Hlf) со сдвойникованными зернами лабрадора (Pl).

Фото шлифа, николи ||. Осиновый мыс.

г – гипидиоморфнозернистая (габбровая) структура геденбергитового габбро.

Фото шлифа, николи ||. Hdb – геденбергит, Pl – анортит, Spn – сфен. Северо-западное подножье горы Савелькуль.

включения в тремолит-антофиллитовых метакристаллах у северо-западного подножья горы Савелькуль. Основной объем описываемой породы (габбро) сложен разноориентированными кристаллами анортита (около 70 %) и примерно в равных соотношениях (до 15 %) – амфиболом (ферропаргаситом) и клинопироксеном (фассаитом). Фассаит здесь имеет бутылочно-зеленый цвет и характеризуется высокими содержаниями Al_2O_3 (около 6 %) и TiO_2 (1,4–1,9 мас. %). На этом фоне выделяются бурокрасные выделения альмандин-гроссуляра (до 3 %). Зерна пироксена, плагиоклаза и граната содержат очень мелкие (от 0,01 до 0,1 мм), часто изометричные включения бесцветного циркона и хлорапатита, светло-коричневого сфена,

зеленого амфибола, черного ильменита и хромистого титаномагнетита. Основной объем кристаллов плагиоклаза сложен анортитом (№ 99). По их периферии в виде тонких прерывистых полосок или мелких включений иногда отмечается битовнит (№ 78) и лабрадор (№ 66). Структура породы гипидиоморфнозернистая (габбровая), текстура – пятнисто-полосчатая. Развития вторичных минералов в породе не отмечено, как и следов замещения одних минералов другими. Судя по форме граничных поверхностей минералов, соотношения между ними являются компромиссными, что свидетельствует о синхронной совместной кристаллизации всех минералов [Попов, 1984]. В фассаит-анортитовой матрице габбро беспорядочно или прерывисты-

ми полосками размещены очень мелкие (поперечником от 0,02-0,06 мм до 0,24-0,43 мм) мирмекиновые сростки фассаита и ильменита. Морфологически они очень сходны с мирмекиновыми сростаниями рудных минералов.

Биотит-амфиболовые габбро

Описываемые породы по минеральному составу представляют собой уникальные образования. В качестве породообразующих в них впервые описаны бариевый биотит, новая разновидность амфиболов (калиймагнезиогастингсит) и эпидот магматического происхождения. Впервые для Урала здесь обнаружены цельзиан и гиалофан, установлено наличие манган-ильменита с очень высоким содержанием MnO (до 20 %) и цинковистый плеонаст. Последние два минерала до этой находки были известны лишь в гранитных пегматитах.

По структуре биотит-амфиболовые габбро делятся на офитовые, порфировидные и гипидиоморфнозернистые.

Офитовое биотит-амфиболовое анортитовое габбро

Этим габбро сложена изолированная глыба поперечником около 1,5 м в неравномерно серпентинизированных энстатититах меланжевой полосы Осинового мыса. Офитовая структура породы (рис. 3а) обусловлена крупными (до 2-3 см) кристаллами плагиоклаза (преимущественно анортита с мелкими вростками битовнита, очень редко – цельзиана). Плагиоклазом сложено 38-40 % объема породы, а 57 % падает на долю столь же крупных короткопризматических кристаллов темного зеленовато-бурого амфибола (калиймагнезиогастингсита). Зерна амфибола и плагиоклаза насыщены множеством мелких (до 0,3-0,7 мм) пойкилитовых включений идиоморфного и гипидиоморфного эпидота, магнетита, титаномагнетита, хлорапатита, сфена и циркона. Между зернами амфибола и плагиоклаза располагаются пластинки зеленовато-черного бариевого биотита (до 5 %). Отличительной особенностью этого габбро является сонахождение в нем минералов, содержащих заметное количество бария. Он отмечен в составе биотита, амфибола, плагиоклаза (вплоть до появления цельзиана) и эпидота. Отметим уникальность минерального состава габбро: в нем встречено три минерала, ранее на

Урале неизвестных (бариевый биотит, калиймагнезиогастингсит, цельзиан). В этой ассоциации совместно с анортитом встречены мелкие зерна фассаита.

Химический состав породы (мас. %): SiO₂ – 38,15; TiO₂ – 0,83; Al₂O₃ – 24,40; Fe₂O₃ – 7,90; FeO – 3,36; MnO – 0,22; MgO – 4,97; CaO – 15,64; Na₂O – 0,64; K₂O – 1,91; H₂O⁺ – 1,14; H₂O⁻ – 0,0; P₂O₅ – 0,34; CO₂ – < 0,10. Сумма – 99,50. Cr – 71 г/т; Ni – 39 г/т; Co – 46 г/т.

Порфировидное гиалофансодержащее биотит-амфиболовое лабрадорное габбро

Глыба гиалофансодержащей породы имеет поперечник 0,4 × 1,7 м. Это неравномерно-зернистая полнокристаллическая порода, на сером фоне которой черным цветом выделяются крупные (5-20 мм) субизометричных очертаний зерна моноклинного амфибола пойкилитовой структуры, довольно равномерно размещенные в породе и не обнаруживающие преимущественной ориентировки. Амфибол занимает около 30 % объема породы и по химическому составу относится к новой разновидности амфиболов – калиймагнезиогастингситу [Кориневский В., Кориневский Е., 2006]. Между зернами амфибола, часто в сростании с лейстами плагиоклаза, беспорядочно располагаются идиоморфные пластинки шестигранных очертаний бариевого биотита (рис. 3б). Их размер в поперечнике составляет 1-3 мм, на них нередко наблюдается индукционная штриховка. Биотит слагает около 10 % объема породы, по составу он близок к его типовой титанистой разновидности. Из других меланократовых минералов наиболее заметны черные октаэдры магнетита (3-5 %). Более редки мелкие выделения сфена. В плагиоклазе отмечены включения мельчайших округлых кристалликов бесцветного однородного по строению циркона, а также мелкие призмы фторапатита. Химический состав породы (мас. %): SiO₂ – 45,75; TiO₂ – 0,72; Al₂O₃ – 22,98; Fe₂O₃ – 3,99; FeO – 5,46; MnO – 0,16; MgO – 3,68; CaO – 10,40; Na₂O – 2,91; K₂O – 2,10; H₂O⁺ – 0,48; H₂O⁻ – 0,26; P₂O₅ – 0,20; CO₂ – < 0,10. Сумма – 99,09. Cr – 35 г/т; Ni – 14 г/т; Co – 34 г/т.

Полевошпатовая составляющая породы занимает около 60 % ее объема и представлена преимущественно плагиоклазом. Различаются две морфологические группы зерен плагиоклаза: преобладающий в породе среднезерни-

стый (3-5 мм) агрегат из неориентированных короткотаблитчатых выделений белого цвета без отчетливой огранки и мелкие (0,5-1 мм) субизометричные кристаллы, покрытые большим количеством граней различной формы. Состав плагиоклазов обеих морфологических групп близок – это лабрадор № 51-58, содержащий заметные количества SrO и K₂O. Идиоморфную огранку имеют и мелкие кристаллики фторопатита и сфена, нередко заключенные в зернах амфибола, магнетита и плагиоклаза. В зернах плагиоклаза иногда присутствуют мелкие вроски калиевого полевого шпата (рис. 3в). Наличие в нем заметных количеств (3,9 мас. %) BaO позволило диагностировать его как гиалофан [Кориневский, 2004].

Высокое содержание K₂O в породе (2,10 %) обусловлено тем, что все основные породообразующие минералы содержат этот окисел в больших или заметных количествах. Примечательно также наличие в большинстве минералов BaO, особенно заметное в гиалофане и биотите. Полнокристаллическое средне- крупнозернистое массивное сложение, преобладающая гипидиоморфнозернистая структура с участками пойкилитовой, практическое отсутствие реакционных взаимоотношений между минералами, наличие собственных кристаллографических форм у соприкасающихся минералов позволяют считать эту породу магматической, принадлежащей семейству субщелочных габброидов [Магматические..., 1983]. Эту разновидность габбро отличают высокое содержание амфибола (до 30 %) и биотита (около 10 %), отсутствие пироксена и оливина, наличие магнетита и фторопатита. Весьма существенно, что между всеми породообразующими минералами В.А. Поповым [1984] наблюдались компромиссные поверхности синхронного роста. Следов замещения одних минералов другими не отмечено и в шлифах. Биотит-амфиболовые габброиды описаны из дунит-пироксенит-габбровых ассоциаций Урала и Аляски [Ефимов, 1984; Магматические..., 1983], но авторы описаний подчеркивают вторичный характер как амфибола, замещающего пироксен, так и биотита. В нашем случае амфибол, биотит и плагиоклаз росли синхронно, поэтому можно говорить о первично-магматическом происхождении биотит-амфиболового габбро Осинового мыса.

Таким образом, на Урале обнаружено первично-магматическое биотит-амфиболовое с гиалофаном габбро. Такого состава извержен-

ные породы в литературе пока еще не описывались. Обычно отмечалась приуроченность гиалофана к породам, вмещающим марганцевые руды, либо к линзам, прожилкам и пегматитовым жилам в гнейсах. Привлекает внимание тот факт, что в ильменогорском комплексе большинство пород имеет натриевую щелочность. Существенно калиевые разновидности минералов встречены лишь в породах, слагающих включения в серпентинитовом меланже (в том числе метаморфизованном), либо олистолиты в апоосадочной (кварцито-гнейсовой) матрице (уразбаевская олистограмма [Кориневский В., Кориневский Е., 2001]). Сколь-нибудь заметных массивов пород, сопоставимых с составом пород из включений в серпентинитовом меланже, в ильменогорском комплексе и в ближайшем его окружении не установлено. Надо полагать, что они являются фрагментами глубинных частей земной коры Урала, вынесенными на поверхность Земли протрузиями серпентинитов. К их числу относятся и выявленные нами биотит-амфиболовые габбро с гиалофаном. По аналогии с Ильменами полагаем, что гиалофан может быть обнаружен и в калийсодержащих габброидах Платиноносного пояса Урала.

В изолированных глыбах габбро в меланже Осинового мыса были обнаружены разновидности гипидиоморфнозернистой (габбровой) структуры крупнозернистого и мелкозернистого сложения, которые от вышеописанных офитовых габбро отличались лишь меньшим количеством бариевого биотита или его полным отсутствием. Плагиоклаз в них имеет анортитовый состав, а амфибол представлен калий-магнезиогастингситом.

Амфиболовые габбро

В ильменогорском комплексе известны выходы амфиболовых габбро («анортитовых амфиболитов» или «габбро-амфиболитов»), развитых севернее оз. Бол. Миассово, на п-ве Сайма, по западному обрамлению Няшевского серпентинитового массива [Постоев, 1958; Баженов и др., 1978].

Нами выявлено протяженное (около 160 м) меридиональное пластовое тело невыдержанной мощности (12-25 м), согласно залегающее в пачке графитистых кварцитов, среди гнейсов селянkinской толщи, на восточном побережье оз. Бол. Ишкуль, севернее Биткуловской курьи. Равномернозернистая массивная текстура габ-

бро сменяется полосчатой на выклинке тела. Полосчатость подчеркивается скоплениями кристаллов амфибола. Структура породы типичная габбровая, преимущественной ориентировки зерна минералов не обнаруживают. Порода примерно в равных соотношениях слагают короткопризматические зерна амфибола болотно-зеленого цвета размером в пределах 1-3 мм и более мелкозернистый агрегат изометричных зерен бесцветного плагиоклаза. Кристаллы амфибола посторонних включений не содержат. В протолочке породы встречаются единичные зерна светло-коричневого энстатита (?) и черного магнетита. Химический состав породы (мас. %): SiO_2 – 47,07; TiO_2 – 0,24; Al_2O_3 – 18,17; Fe_2O_3 – 0,69; FeO – 4,30; MnO – 0,12; MgO – 10,60; CaO – 16,09; Na_2O – 0,90; K_2O – 0,80; H_2O^+ – 0,10; H_2O^- – 0,16; P_2O_5 – 0,10; CO_2 – 0,10. Сумма – 99,29. Cr – 971 г/т; Ni – 171 г/т; Co – 39 г/т.

Судя по анализам, амфибол является магнезиальной роговой обманкой, а плагиоклаз – анортитом. Химический состав породы и минералов близок к составу анортитового габбро («амфиболитов») вблизи Няшевского массива [Баженов и др., 1978] и к составу «Серебрянского» габбро Кытлымского массива [Ефимов, 1984]. Можно полагать, что меридиональное пластовое тело анортитового габбро восточного побережья оз. Бол. Ишкуль имеет интрузивную природу.

На одном из скалистых мысов южного берега курьи Липовой, на оз. Бол. Миассово, в окружении выходов мелкозернистых гранитов обнажаются сланцеватые неравномернозернистые габбро. Они образуют меридиональное тело протяженностью 55 м и шириной в раздуве 25 м. Крупные (до 10-15 мм) уплощенные кристаллы макроскопически черного амфибола содержат множество мелких изометричных включений плагиоклаза, покрытых большим количеством граней. Агрегатом этих изометричных зерен сложены и промежутки между кристаллами амфибола. В протолочке породы были встречены единичные зерна клинопироксена и эпидота. По химическому составу амфибол соответствует феррочермакиту, а плагиоклаз – лабрадору № 55. Описанные габбро близки к аналогичным породам с юго-восточного окончания п-ва Сайма, расположенного севернее. Отличие заключается в значительном количестве диопсида и сфена в составе габбро п-ва Сайма, его порфириновом сложении [Постоев,

1958], большей рассланцованности. Химический состав породы (мас. %): SiO_2 – 44,32; TiO_2 – 0,64; Al_2O_3 – 21,23; Fe_2O_3 – 2,79; FeO – 8,01; MnO – 0,17; MgO – 4,90; CaO – 12,31; Na_2O – 3,57; K_2O – 0,84; H_2O^+ – 0,82; H_2O^- – 0,12; P_2O_5 – 0,21; CO_2 – 0,10. Сумма – 99,93. Cr – 35 г/т; Ni – 35 г/т; Co – 39 г/т.

К существенно амфиболовым разновидностям габбро следует отнести и одну из глыб в составе серпентинитового меланжа Осинового мыса. Это равномернозернистая (1-3, редко до 5 мм) порода, в которой зерна амфибола занимают около 70 % объема, а по 10-15 % – плагиоклаз и эпидот. В аксессуарных количествах присутствуют зерна титаномагнетита, магнетита, апатита и сфена. Текстура породы массивная, минералы в ней ориентированы беспорядочно, формируя габбровую структуру. Примечателен состав амфибола – это калиймагнезиогастингсит, близкий к таковому из биотит-амфиболовых разновидностей офитового габбро из других глыб в меланже Осинового мыса. Большая часть зерен плагиоклаза представлена анортитом, который в краях кристаллов иногда сменяется тонкой с неровной границей прерывистой каймой битовнита. Мелкие зерна эпидота, нередко со сглаженными контурами, слагают включения как в плагиоклазе, так и в амфиболе, обнаруживая с ними неровные ступенчатые поверхности синхронного роста. Как и в предыдущих случаях, этот эпидот имеет магматическое происхождение. Химический состав породы (мас. %): SiO_2 – 37,44; TiO_2 – 1,06; Al_2O_3 – 22,30; Fe_2O_3 – 7,13; FeO – 4,30; MnO – 0,19; MgO – 6,14; CaO – 15,35; Na_2O – 1,12; K_2O – 1,62; H_2O^+ – 2,08; H_2O^- – 0,10; P_2O_5 – 0,18; CO_2 – 0,10. Сумма – 99,55. Cr – 63 г/т; Ni – 57 г/т; Co – 44 г/т.

Геденбергитовое анортитовое габбро

У подножья северо-западного склона горы Савелькуль, в восточном конце старой канавы, вскрывшей тремолит-антофиллитовые гипербазиты, в отвалах обнаружено несколько изометричных глыб поперечником 10-40 см, сложенных разнообразными анортитовыми паргаситовыми габбро, среди которых преобладают фассаитсодержащие, иногда с альмандин-гроссуляром, часто со сфеном, эпидотом и цирконом разновидности. Среди этих глыб обнаружена одна поперечником 12 см, представленная весьма прочной мелкозернистой зеленовато-

серой полнокристаллической породой. Основная ее масса сложена изометричными зернами анортита без вторичных изменений. Среди них довольно равномерно (рис. 3г) распределены короткопризматические кристаллы зеленого геденбергита. Поперечники зерен пироксена и плагиоклаза в большинстве случаев не превышают 0,3-0,5 мм. Преимущественной ориентировки в их размещении не отмечено. Содержание геденбергита составляет 23-53 % от площади шлифа. Менее 5 % приходится на многочисленные мелкие кристаллики коричневого сфена, отдельные зернышки бесцветного циркона и апатита. В породе неравномерно распределены редкие гнездообразные выделения коричневатого-красного альмандин-гроссуляра с самыми высокими для Ильмен содержаниями гроссулярового компонента (62-64 %). Структуру породы можно назвать мелкозернистой габбровой. Исследования на микрозонде показали, что все минералы в породе отличаются большой однородностью состава, который мало изменяется в поперечном срезе кристаллов. Основная масса кристаллов геденбергита по химическому составу отвечает его магнезиальной разновидности, тогда как мельчайшие его выделения поперечником в 40-60 мкм практически магнезия не содержат. Химический состав геденбергитового габбро (мас. %): SiO_2 – 46,22; TiO_2 – 0,26; Al_2O_3 – 22,66; Fe_2O_3 – 1,56; FeO – 5,98; MnO – 0,15; MgO – 2,12; CaO – 19,40; Na_2O – 1,10; K_2O – 0,07; P_2O_5 – 0,18; H_2O^+ – < 0,10; H_2O^- – < 0,10. Сумма – 99,70.

По набору минералов (геденбергит, плагиоклаз, гранат, эпидот) рассматриваемая порода сопоставима с известковыми скарнами [Петрографический..., 1981; Петрография, 1986]. От скарнов ее отличают: равномернозернистая габбровая структура; отсутствие темных структур «исходных» пород и псевдоморфоз по другим минералам; наличие индукционных поверхностей синхронного роста между всеми минералами; отсутствие заметной химической зональности в кристаллах и неоднородностей в сложении самой породы; высокое содержание альмандинового компонента (22-33 %) в составе граната, которое в известковых скарнах не должно превышать 10-12 % [Петрография, 1986]; альмандин-гроссуляровый, а не андрадит-гроссуляровый валовый состав зерен граната; отсутствие в породе таких типичных для скарнов минералов как волластонит, диопсид, кварц, кислый плагиоклаз; преобладание в породе (око-

ло 60 %) анортита и близкое к эвтектическому соотношению количество геденбергита (около 40 %). По перечисленным признакам описываемую породу можно отнести к гранатсодержащему геденбергитовому анортитовому габбро (геденбергитовое эвкритовое феррогаббро). До сих пор подобные габброиды со столь необычной ассоциацией минералов (анортит + геденбергит + гранат) не были известны. Основные породы, содержащие феррогеденбергит, обнаружены пока лишь в интрузиве Скергаард в Восточной Гренландии [Магматические..., 1983] и на Луне [Фрондел, 1978]. Вероятно, описанная нами порода вынесена протрузией гипербазитов из нижних частей разреза земной коры.

Обсуждение результатов

Все выявленные нами новые разновидности магматических пород не образуют сколь угодно значительных массивов в составе Ильменогорского комплекса. Установлено, что они встречаются лишь как включения в серпентинитовом меланже, который в виде протрузивных пластин залегает среди наиболее древней селянkinской толщи. Его метаморфизованные блоки входят в состав выделенного нами [Кориневский, 2000; Кориневский В., Кориневский Е., 2001] уразбаевского микститового комплекса (олистоостромые), входящего в качестве структурно-литологической единицы в кыштымскую (сайтовскую) толщу. Наличие в составе глыб уразбаевских микситов тех же петрографических типов пород, в том числе и уникальных, что наблюдаются в составе серпентинитового меланжа в селянkinской толще, однозначно указывает на источник обломочного материала при формировании олистоостромые – это были разрушавшиеся пластины меланжа.

Для обнаруженных новых типов пород характерны: исключительная свежесть слагающих их минералов; сохранность первичных магматических структур, в том числе офитовой, порфиривидной, габбровой и микрографической; индукционные поверхности синхронного роста почти всех минералов; необычайно основной состав плагиоклаза (преимущественно анортит); присутствие экзотических для магматических пород породообразующих минералов (калиймагнезиогастингсит, бариевый биотит, гиалофан, фассаит, геденбергит, гранат, эпидот); отсутствие или слабое проявление химической зональности в индивидах минералов.

Важным для петрологии представляется установление повсеместного развития в породах мантийного происхождения (пироксениты, горнблендиты, габбро) первичных высокоглиноземистых и высокомагнезиальных амфиболов (паргасита, чермакита, магнезиальной роговой обманки) и магматического эпидота (в габбро). Отсюда следует вывод о водонасыщенности магматических расплавов, формировавших интрузивные тела в низах разреза континентальной коры Палеоурала. По существующим представлениям [Ефимов, 1984], они могли слагать фундамент островных дуг.

Глубинное происхождение пород подтверждается очень высокими температурами и давлениями при их формировании. Их оценка по геотермобарометрам различных авторов [Hammarstrom, Zen, 1986; Plyusnina, 1986; Schmidt, 1991; Ai, 1994; Krogh, 2000] весьма неоднозначна. Дело усложняется присутствием в породах высококальциевого плагиоклаза и весьма редкой встречаемостью граната. Тем не менее, для пироксенитов, горнблендитов и габбро температуры образования определены в пределах 600-1200°C, а давления – 6-11 кбар. Грануломорфный облик многих кристаллов минералов в описанных породах (в том числе и метаморфических) возможен лишь при их росте в высокоэнергетических условиях магматических камер либо гранулитовой фации метаморфизма [Краснобаев, 1986]. Это согласуется с составами минералов и их парагенезисами, а также с приведенными выше оценками температур и давлений. Полученные данные находят подтверждение и в особенностях химического состава минералов [Крылова и др., 1991]. В частности, об этом говорят высокая глиноземистость амфиболов и кальциевость плагиоклазов, наличие бариевых разновидностей минералов. Гранаты из горнблендитов и габбро на фациальной диаграмме Н.В. Соболева [1970] обычно попадают в поле составов эклогитовой фации. Присутствие в нормативных составах фассаитов Ильмен и Платиноносного пояса заметного количества молекул Эскола ($\text{Ca}_{0.5}\text{AlSi}_2\text{O}_6$) подтверждает существенное влияние давления на ее вхождение в состав фассаита [Сердюченко, 1982]. Доказательством высокобарических условий кристаллизации фассаитовых габбро Ильмен является и обнаружение в них магматического эпидота. По экспериментальным данным эпидот из расплавов гранодиорит-тоналитового состава кристаллизуется при давлени-

ях 5-8 кбар [Schmidt, Poli, 2004]. Вряд ли кристаллизация эпидота из основных расплавов протекала при существенно иных условиях.

Принципиально важно, что обнаруженные нами породы в совокупности составляют ассоциацию, близкую к той, что наблюдается в Платиноносной формации Среднего Урала [Ефимов, 1984]. Тем самым опровергается преобладающее сейчас мнение [Варлаков и др., 1998] о принадлежности базит-гипербазитов Ильменских гор к альпинотипной дунит-гарцбургитовой формации. Наличие в нормативном составе большинства пород нефелина и оливины также противоречит отнесению описанного комплекса к офиолитовым образованиям. Этот факт дал возможность А.И. Русину с соавторами [Русин и др., 2006] высказать интересное предположение о принадлежности описанных выше пород к фрагментам щелочно-ультраосновной формации. Присутствие в них повышенных количеств кальция, алюминия и щелочей может говорить о подкоровом происхождении этих пород. По этим признакам их можно сопоставлять с основанием земной коры древних островных дуг или с щелочными ультраосновными образованиями континентов, но не с офиолитами.

Сохранность минерального состава описанных нами пород объясняется тем, что они были вынесены из глубоких слоев коры серпентинитовыми протрузиями относительно недавно (230-262 млн. лет назад) после эпохи амфиболитового метаморфизма селянkinской толщи [Краснобаев и др., 1980]. Это заставляет сильно сомневаться в протерозойско-рифейском возрасте некоторых толщ ильменогорского комплекса.

Список литературы

- Баженов А.Г., Белогуб Е.В., Ленных В.И., Рассказова А. Д. Уфимская широтная структура Урала. Путеводитель экскурсий. Миасс: ИМин УрО РАН, 1992. 89 с.
- Баженов А.Г., Вализер Н.И., Рассказова А.Д. Аллюмообронзит из метакоматиитов Ильменогорского метаморфического комплекса // Уральский минералогический сборник № 1. Екатеринбург: УрО РАН, 1993. С. 53-55.
- Баженов А.Г., Иванов Б.Н., Постоев К.И. Анортитовые амфиболиты Ильменогорского комплекса // Магматизм и метаморфизм ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 101-105.

- Баженов А.Г., Рассказова А.Д. О находке метакремниста в Ильменогорском метаморфическом комплексе (Южный Урал) // Ежегодник-1992. Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1993. С. 65-68.
- Белковский А.И. Симплектит-эклогиты Среднего Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 190 с.
- Варлаков А.С., Кузнецов Г.П., Кораблев Г.Г. и др. Гипербазиты Вишневогорско-Ильменогорского комплекса (Южный Урал). Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. 195 с.
- Доминиковский Г.Г. Петрография кристаллических сланцев средней части Ильменских гор // Ильменогорский комплекс магматических и метаморфических пород. Т. 1. Метаморфические толщи. Свердловск: УФАН СССР, 1971. С. 130-147.
- Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
- Заварицкий А.Н. Геологический и петрографический очерк Ильменского минералогического заповедника и его копей. М.: Изд-во АН СССР, 1939. 318 с.
- Закруткин В.В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме // Записки ВМО. 1968. Ч. 97. Вып. 1. С. 13-23.
- Иванов О.К. Ультрамафические пегматиты пироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 58 с.
- Кориневский В.Г. Паргасит из Ильменских гор // Уральский минералогический сборник № 8. Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. С. 83-94.
- Кориневский В.Г. Новые подходы к геологии Ильмен // Уральский геологический журнал. 2000. № 2 (14). С. 33-50.
- Кориневский В.Г. Первая находка гиалофана на Урале // Докл. РАН. 2004. Т. 394. № 5. С. 669-672.
- Кориневский В.Г., Баженова Л.Ф. Редкие земли в экзотических амфиболитах и кристаллосланцах Ильмен // Уральский геологический журнал. 2004. № 6. С. 3-17.
- Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. Две разновидности фассаита из Ильменских гор на Урале // Записки ВМО. 2003. № 1. С. 121-134.
- Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. Калиймагнезиогастингсит – новый минеральный вид амфиболов // Записки ВМО. 2006. № 2. С. 49-57.
- Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. Минеральное разнообразие амфиболитов Ильмен // Уральский минералогический сборник № 13. Миасс: ИМин УрО РАН, 2005а. С. 194-226.
- Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. Новые доказательства в пользу выделения уразбаевской олистостромы в Ильменогорском комплексе // Уральский геологический журнал. 2001. № 2 (20). С. 61-83.
- Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. Реликтовые горные породы Ильменогорского метаморфического комплекса (Урал) // Мат-лы междунар. (X Всероссий.) петрографического совещ. Апатиты: Изд-во Кольского НЦ РАН, 2005б. С. 107-108.
- Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. Экзотические амфиболиты Ильменских гор (Южный Урал): состав и геологическая позиция // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 9. С. 1114-1127.
- Кориневский В.Г., Кориневский Е.В., Кориневская Г.Г. Бариевый биотит из Ильмен // Записки ВМО. 2005. № 2. С. 75-83.
- Кориневский В.Г., Попов В.А., Вализер Н.И. и др. Новые и малоизученные минералы из метаморфитов Ильмен // Уральский геологический журнал. 2000. № 5 (17). С. 99-114.
- Кориневский В.Г., Попов В.А., Кориневский Е.В. Новые разновидности ультраосновных пород в Ильменогорском комплексе // Уральский геологический журнал. 2000. № 5 (17). С. 145-148.
- Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 147 с.
- Краснобаев А.А., Ленных В.И., Жданова С.Н., Холоднов В.В. Реликты гранулитового метаморфизма в породах Ильменогорского комплекса (Южный Урал) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253. № 5. С. 1193-1196.
- Крылова М.Д., Галибин В.А., Крылов Д.П. Главные темноцветные минералы высокометаморфизованных комплексов. Справочное пособие. Л.: Недра, 1991. 350 с.
- Левин В.Я. Щелочная провинция Ильменских-Вишневых гор (формации нефелиновых сиенитов Урала). М.: Наука, 1974. 223 с.
- Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. Ч. I. М.: Наука, 1983. 367 с.
- Панков Ю.Д. Ильменогорский метаморфический комплекс // Ильменогорский комплекс магматических и метаморфических пород. Т. 1. Метаморфические толщи. Свердловск: УФАН СССР, 1971. С. 61-129.
- Петрографический словарь / Под ред. В.П. Петрова, О.А. Богатикова, Р.П. Петрова. М.: Недра, 1981. 496 с.
- Петрография. Часть III / Под ред. А. А. Маркушева. М.: Изд-во МГУ, 1986. 288 с.
- Попов В.А. Практическая кристалломорфология минералов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 190 с.
- Попов В.А. Гипербазит-пегматиты и карбонатит-пегматиты Ильменогорского комплекса // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Мат-лы X чтений А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 232-233.
- Попова В.И., Попов В.А. Явление секториальности состава в гранатах // Уральский минералогический сборник № 6. Миасс: ИМин УрО РАН, 1996. С. 77-84.
- Постоев К.И. Ультраосновные и основные горные породы Ильменского заповедника и продук-

ты их метаморфизма // Тр. Ильменского гос. заповедника. Вып. VII. 1958. 85 с.

Рассказова А.Д. Петрология гранулитов Селянкинского блока Ильмено-Вишневогорского комплекса. Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1988. 17 с.

Рассказова А.Д., Ленных В.И., Вализер Н.И. Кальцифиры и мраморы нижних толщ Ильмено-Вишневогорского комплекса // Ежегодник-1985. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1986. С. 68-71.

Романович И.Ф., Смирнова Т.А. Карабаш-Миасский антофиллит-асбестоносный район // Месторождения антофиллит-асбеста СССР. М.: Недра, 1976. С. 87-123.

Роненсон Б.М., Утенков В.А., Иванов Б.Н. и др. Геологическое строение и история формирования щелочного комплекса Ильменских гор. Окончательный отчет в 4-х томах. Т. 1 (текст). М.: МГРИ, 1980. 229 с. Геолфонды ЧКГЭ, УТГУ, Ильменского заповедника. 280 с.

Русин А.И., Краснобаев А.А., Русин И.А. и др. О щелочно-ультраосновной формации Ильменогорской зоны // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Мат-лы междунар. конф. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. С. 153-157.

Сердюченко Д.П. «Молекулы Эскола» в природных и искусственных пироксенах // Редкие элементы в геологии. М.: Наука, 1982. С. 187-209.

Соболев Н.В. Гранаты // Метаморфические фации. М.: Недра, 1970. С. 328-340.

Утенков В.А. Об оценке условий метаморфизма Ильменогорского комплекса // Геология метамор-

фических комплексов Урала. Свердловск: Изд-во Свердловского горного ин-та, 1983. С. 60-69.

Фрондел Дж. Минералогия Луны. М.: Мир, 1978. 334 с.

Юрецкий В.Н., Петров В.И., Кузнецов Г.П. и др. Отчет Ильменогорского геологосъемочного отряда о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 Ильменогорской площади в Каслинском и Аргаяшском районах и на территориях г.г. Кыштым, Карабаш, Миасс, Чебаркуль Челябинской области за 1976-1982 годы (в 10 томах). Т. 1 (текст отчета). Челябинск, 1982. Геолфонды ЧКГЭ, УТГУ, Ильменского заповедника. 280 с.

Ai Y. A revision of the garnet-clinopyroxene Fe^{2+} -Mg exchange geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 115. № 4. P. 467-473.

Hammarstrom J.M., Zen E.-An. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer // Amer. Miner., 1986. V. 71. № 11/12. P. 1297-1313.

Krogh Ravna E.J. The garnet-clinopyroxene Fe^{2+} -Mg geothermometer: an updated calibration // J. Metamorphic Geology, 2000. V. 18. № 2. P. 211-219.

Plyusnina L.P. Experimental study on metabasite equilibria, geothermometry // Experiment in the solution of topical problems in geology. М.: Nauka, 1986. P. 174-183.

Schmidt M.W. Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650°C, 3,5-13,0 kbar // Terra abstracts. 1991. V. 3. № 1. P. 30.

Schmidt M.W., Poli S. Magmatic epidote // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Epidotes. 2004. V. 56. P. 399-430.

Рецензент кандидат геол.-мин. наук В.Я. Левин