

Н. Д. Малов

СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДРУЗИТОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО БЕЛОМОРЬЯ

ОАО «Севзапгеология», Российская Федерация, 199115, Санкт-Петербург, ул. Одоевского, 24, корп. 1

Рассмотрены разномасштабные виды зональности в размещении беломорских друзитов сумия-карелия. Региональная латеральная зональность друзитовых полей определена статистически, а локальные особенности размещения тел друзитов и концентрические минеральные микроструктуры в них изучены при детальном геологическом картировании. Все виды магматической зональности подчиняются гравитационному принципу: ультрабазиты занимают нижнее структурное положение, базиты — верхнее. Впервые проанализированы причины безрудности друзитов, в числе которых главенствует ограниченная флюидность системы магмо- и рудогенеза. Библиогр. 29 назв. Ил. 3. Табл. 1.

Ключевые слова: друзиты, виды зональности, флюидность системы магмо- и рудогенеза.

STRUCTURAL-PETROLOGICAL AND METALLOGENIC SPECIFIC FEATURES OF DRUSITES IN THE NORTH-WESTERN BELOMORJE

N. D. Malov

«Sevzapgeologia», building 1, 24, ul. Odoyevskogo, St. Petersburg, 199155, Russian Federation

Drusites are small intrusive mafite-ultramafite bodies which are widespread among metamorphic rocks of Belomorian Mobile Belt, eastern Baltic Shield. Specific rims of metamorphic minerals (coronitic, drusitic, and kelifitic microstructures) are characteristic for them. Different scale types of zonality in distribution of the early Paleoproterozoic Belomorian drusites are considered. Regional lateral zoning of drusite bodies distribution is statistically revealed as well as local specific features of inner structure of these bodies which was studied in the process of detailed geological mapping. All types of primary magmatic zoning follow the gravimetric principle: ultrabasites occurred at the lower structural level and basites at the upper one. Drusite bodies are barren and the reasons of this phenomenon are firstly analysed. The main cause is the limited fluid content in magmatic and ore genesis systems. Refs 29. Figs 3. Table 1.

Keywords: drusites, zoning types, fluidity of magma- and ore genesis system.

Введение

Друзиты — сравнительно мелкие мафит-ультрамафитовые тела с характерными метаморфогенными друзитовыми (венчиковыми и коронитовыми) микроструктурами вдоль границ первично-магматических минералов [1, 2]. Они типичны для раннедокембрийского Беломорского подвижного пояса (БПП) в восточной части Балтийского щита, где рассеяны среди древних глубокометаморфизованных толщ [3, 4, 5, 6]. Они также встречены в докембрийских толщах Енисейского кряжа [7] и некоторых других регионов.

Согласно [8], интрузивы Беломорского друзитового комплекса сформированы в раннем палеопротерозое (2,46–2,36 млрд лет) в промежуточных подвижных зонах (Беломорской и Терско-Лоттинской) между Карельским и Кольским кратонами. По вещественному составу породы комплекса близки к породам крупных расслоенных интрузивов смежных кратонов и входят в систему крупной изверженной провинции кремнеземистой высоко-Mg серии [9]. Области глубинной магмагенерации под кратонами и под БПП были однотипными, но, в отличие от кратонов, поступавшие

снизу порции мантийных расплавов в пределах БПП могли размещаться лишь в мелких камерах, образованных в динамических условиях тектонического течения метаморфической рамы. Застывшие небольшие тела друзитов затем подвергались тектоно-метаморфической переработке в условиях амфиболитовой фации.

В Беломорье друзиты являются реперными образованиями, имеющими важное петрогенетическое значение индикаторов древнего рифтогенного этапа развития Балтийского щита [10, 11].

Среди друзитов Северной Карелии на долю ультрабазитов приходится 17%, а на долю габброидов — 80% [12]. Исходный расплав друзитов отвечал составу пикрит-толеита с $T_{нач.} \sim 1300^\circ\text{C}$ при $P = 8\text{--}10$ кбар [13].

Известно несколько классификационных схем этих пород, разработанных Н. Г. Судовиковым, К. А. Шуркиным, В. С. Степановым, Ф. П. Митрофановым, М. Е. Салье, Е. В. Шарковым и др., основанных на структурных, петрологических, историко-геологических и других признаках.

Заслуживают внимания представления В. В. Балаганского и др. [14] о принадлежности почти всех друзитов к единой группе раннепротерозойских образований. Вместе с тем В. С. Степанов [15] в составе данной группы обоснованно выделяет два разновозрастных комплекса: сумийско-сариолийский комплекс морфологически разнообразных тел лерцолитов-габбро-норитов, являющийся предметом настоящей статьи и далее именуемый «друзиты», а также имеющий подчиненное значение ятулийско-людиковийский дайково-жильный комплекс метапорфиритов — гранатовых габбро.

К числу все еще нерешенных проблем относится выяснение структурно-петрологических особенностей локализации тел друзитов, а также уточнение их рудно-геохимической специализации и формационной принадлежности.

Региональные закономерности размещения друзитов и их латеральная магматическая зональность

Статистически установлены региональные особенности размещения друзитов (рис. 1). В структуре беломорид выявлены следующие основные элементы строения:

— главная северо-западная ($310\text{--}320^\circ$) зона мантийного разлома, интерпретируемого как правосторонний пластический сдвиг протяженностью более 250 км [16] от мыса Каменного на Белом море на юго-востоке до района Риколатвы на северо-западе. Зона этого разлома контролирует локализацию разрозненных относительно крупных (площадью 2–8 км²) высокомагнезиальных интрузивов перидотитов и оливиновых габбро-норитов. След главного мантийного разлома отмечен линией стыка встречных широтных шарниров складчатости F_2 [17]. Эта линия трассирует своеобразный структурный тальвег;

— со стороны висячего крутопадающего северо-восточного крыла магматической системы к главному разлому причленяется серия оперяющих дугообразных и линейных разломов последующих порядков. Оперяющие структуры вмещают преимущественно небольшие тела габброидов умеренной магнезиальности (вплоть до габбро-анортозитов).

Упомянутые габброидные дифференциаты сменяют друг друга по мере удаления от главного разлома. Концентрация таких массивов в оперяющих структурах

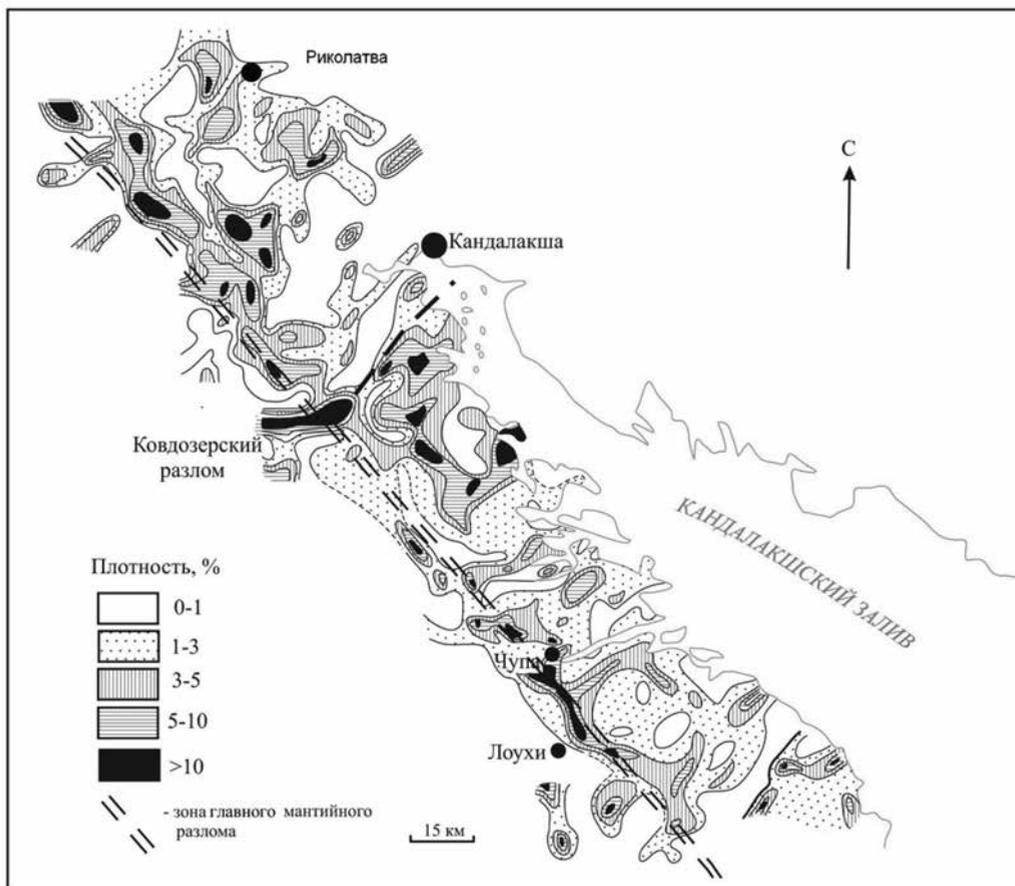


Рис. 1. Карта плотности (проценты к общей площади) распределения друзитовых тел в Беломорском подвижном поясе [9, 12]

кратно ниже плотности размещения высокомагнезиальных друзитов в зоне главного разлома.

Подобного рода латеральная магматическая зональность закартирована нами, например, вдоль субширотного Чупинского залива и, видимо, в целом имеет поперечный характер северо-западной ориентировки [15].

Возраст главного мантийного разлома раннепалеопротерозойский. Разлом приурочен к проявлениям высокоградиентного регионального гранулитового и амфиболитового метаморфизма раннего докембрия в приосевой зоне беломорид [18].

С учетом известных представлений В. А. Глебовицкого [10], Ю. В. Миллера [11], Ю. В. Миллера и Р. И. Милькевич [19], В. В. Балаганского и др. [14] о том, что внедрение друзитов знаменует деструктивный этап эволюции беломорид, связанный с процессами рифтогенеза, нами отмечено подобие плановой ориентировки главного мантийного разлома беломорид и близрасположенного крупнейшего на Балтийском щите рифта Имандра-Варзуга (особенно на отрезке Мончегорск — Федоровы Тундры).

Структурное районирование приосевой части чупинского покрова. Зональность среднемасштабных складчато-блоковых структур, вмещающих друзиты

После оживленной дискуссии 50-х годов XX столетия в Ленгеолнерудтресте с участием геологов Северо-Западного геологического управления (СЗГУ), Ленинградского Горного института, ВСЕГЕИ и Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР о вещественно-литологическом и метаморфическом контроле промышленных слюдоносных пегматитов Беломорья глиноземистыми гнейсами определилась необходимость специального изучения главных районов слюдодобычи, к которым нередко тяготеют скопления друзитов. Первостепенное значение в проведении детальных геолого-съёмочных работ было отдано Чупино-Лоухскому пегматитовому району (Е. П. Чуйкина, СЗГУ).

В течение 1956–1972 гг. продуктивная полоса глиноземистых гнейсов чупинского покрова (в понимании Ю. В. Миллера) была покрыта геологической съёмкой масштаба 1:2000–1:10 000 в сочетании с наземными геофизическими съёмками [20]. Качественно новым приемом детального картирования докембрийских комплексов было оконтуривание и подробное изучение всех обнаженных участков. Основным результатом явилось подтверждение традиционного авторского (Е. П. Чуйкина, 1952–1954 гг.) структурно-стратиграфического деления Карельских беломорид на ряд моноклинально залегающих свит и горизонтов.

В обобщенном виде тектоническая структура Чупино-Лоухского района трактуется Е. П. Чуйкиной как совокупность пегматитоносных антиклиналей и сопряженных с ними безрудных синклиналей, опрокинутых на юго-запад. При этом утверждается, что в Беломорье все вещественные комплексы и тектонические структуры сформированы в ходе трёхстадийного развития архейского подвижного пояса. В свете последующего изучения беломорид (таблица) представления Е. П. Чуйкиной об исключительно архейском возрасте беломорского комплекса в полном объеме не подтвердились.

Совместный анализ фактических геолого-съёмочных материалов и данных таблицы приводит к ряду выводов, уточняющих картину структурно-тектонического районирования Чупино-Лоухской площади и особенностей локализации друзитов. В этой интерпретации тектоническая структура площади, сложенной глиноземистыми породами чупинской свиты, определяется как система среднемасштабных тектонически обособленных анти- и синформных блоков, обрамляемых позднеархейскими (2,8 млрд лет) зонами рассланцевания (рис. 2). Последние на активизированных участках могут срезать конфигурацию упомянутых блоков.

В районе Нигрозеро — Лыковая губа картируется несколько структур антиформного и синформного типов, а также структурные узлы, осложняющие антиформы районов Тэдино и Кябы.

По разлому Чупинского залива проходит раздел основных структур разной ориентировки — меридиональной на севере и в основном широтной на юге. Для антиформ отрезка Нигрозеро — Чупинский залив типичны субмеридиональная ориентировка шарниров, погружающихся в северных румбах, асимметрия строения крыльев: западных — сжатых и восточных — растянутых и пологих, а также срезание южного и западного крыльев частично активизированными междублоковыми

Место друзитов в истории развития Беломорья (хронологические данные по работам организаций РАН в 1973–2004 гг.)

Эра	Тектоника	Метаморфизм	Магматизм	Геохронологический возраст (млн лет)
Палеопротерозой	Открытые складки F ₃ с субвертикальными осевыми плоскостями (ОП). В осложнениях антиформ кусты и зоны позднекладчатых пегматитоносных трещин	Диафторез эпидот-амфиболитовой фации. Дистен-мусковитовая субфация высоких давлений (T = 650–700°C, P = 9–10 кбар)	Промышленные слюдяные и керамические пегматиты	1950–1860
	Свекофеннская куполовидная складчатость (апогей)			1985
	Системы линейных и дугообразных трещин скола и отрыва, используемые базальтовой магмой		Комплекс метапорфиров и гранатовых габбро (так называемые «ягулийские друзиты»)	2300–2000
Ранний палеопротерозой	Рифтогенная стадия — формирование региональной системы главного северо-западного магмоконтролирующего сдвига и латеральной серии магмопроницаемых разломов F ₂ — лоухский период — опрокинутые складки с субширотными ОП	Дистен-микроклиновая и дистен-мусковитовая субфации	Комплекс лерцоцитов-габбро-норитов (так называемые «сумийско-саринскийские друзиты»), диориты, эндербиты, микроклиновые граниты	2460–2360
Верхний архей	Древняя куполовидная складчатость		Анатектит-граниты	2720
	Складчатость чупинского периода F ₁ . Образование тектонических покровов и древних зон расланцевания	Дистен-ортоклазовая субфация высоких давлений	Тоналиты, габбро-анортозиты котозерского и кемского типов	2800

зонами расланцевания. Тела друзитов тяготеют к складчато-блоковым структурам и практически отсутствуют в породах междублоковых зон.

К югу от разлома Чупинского залива выделены две соразмерные синформы — Чупинская и Келейногубская с шарнирами, погружающимися на восток. Синформы разделяются антиформами района Кяба и Плотина — Слюдозеро с северо-восточной и субширотной ориентировкой ОП.

Среди антиформ показательной является крупнейшая в районе (около 120 км²) Карельско-Станционная складчато-блоковая структура, для которой характерно проявление серии прерывистых, иногда ветвящихся полукольцевых поясов субсогласных линзовидных тел габброидов (массивы Летняя варака, Синяя пала, Северная варака, Лопатова губа и др.) — рис. 3, а). Размеры тел габброидов возрастают с юга на север в направлении погружения шарнира структуры.

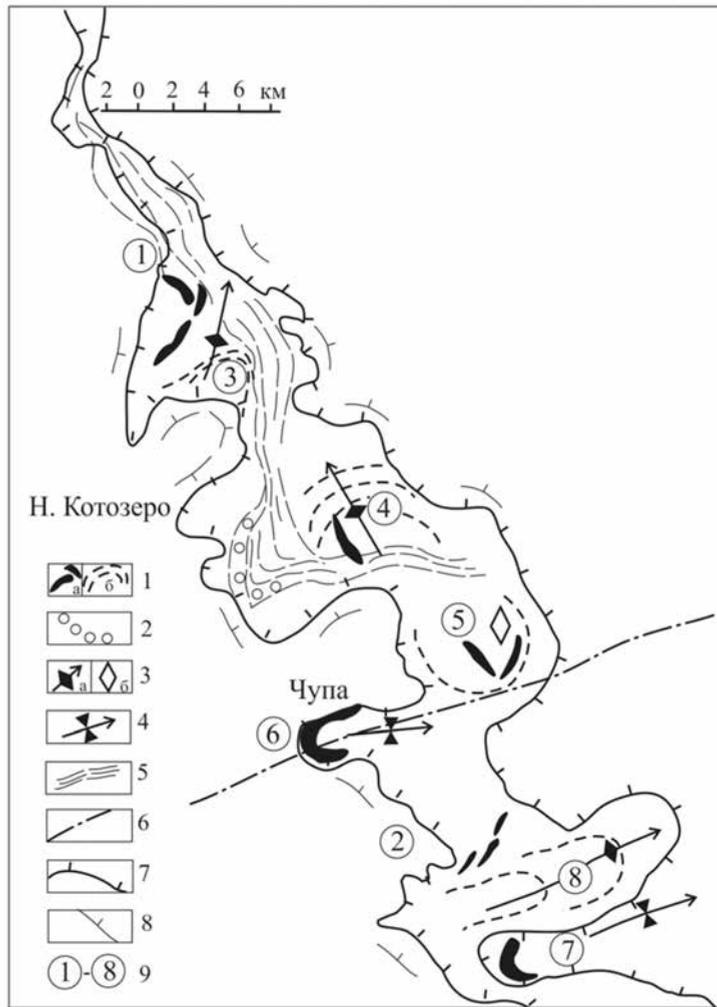
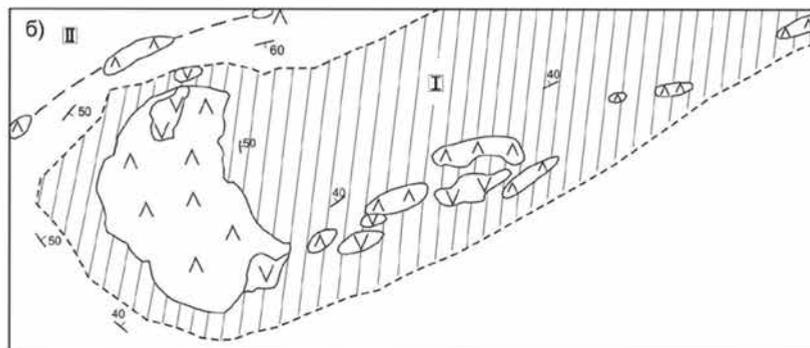
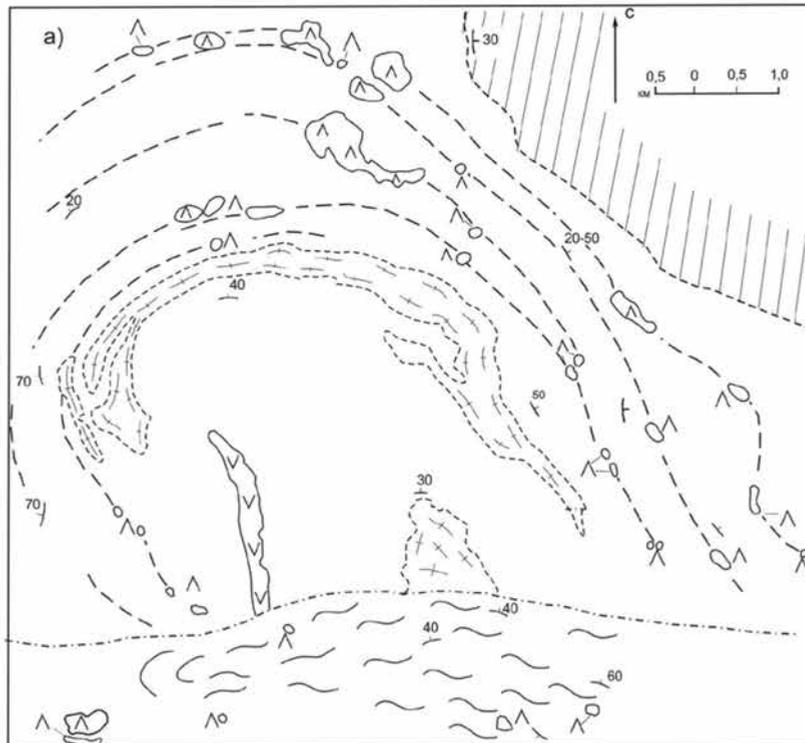


Рис. 2. Структурная схема Чупинского сегмента беломорид

1 — сумийско-сариолийские друзиты: а) относительно крупные дайки и серповидные тела ультрабазитов, б) концентрические пояса линзовидных тел габброидов; 2 — лопийские метагаббро-анортозиты (Н. Котозеро); 3: а — шарниры антормфных складчато-блоковых структур (архей-нижний протерозой), б — куполовидные складки; 4 — шарниры информных складчато-блоковых структур (нижний протерозой); 5 — древние зоны расланцевания, эпизодически активизированные в селецкое и (или) свекофенское время (северная часть сегмента); 6 — крупные разломы; 7 — границы чупинской глинозёмистой свиты; 8 — залегание сланцеватости; 9 — структуры, поля и узлы друзитов: 1 — Тэдино, 2 — Кяба, 3 — Стороннеозерская антиформа, 4 — Карельско-Станционная антиформа, 5 — Шатковоборский купол, 6 — Чупинская синформа, 7 — Келейногубская синформа, 8 — Слюдозерско-Плотинская антиформа.



Условные обозначения

	друзиты: 1- габброиды, часто оливинсодержащие; 2- перидотиты (мелкие тела показаны вне масштаба)		«стратиграфические» контакты
	1- чупинские глиноземистые гнейсы, 2- с горизонтами огнейсованных микроклинизированных гранитов		элементы залегания гнейсовидности
	амфибол-биотитовые и серые биотитовые гнейсы Хетоламбинского комплекса		древние зоны расщепления, частично активизированные
	условные уровни внедрения поясов и отдельных тел друзитов		крупные разрывные нарушения
	Келейногубская синформа		Следозерско-Плотинская антиформа

Рис. 3. Особенности локализации друзитов в Карельско-Станционной антимерморфной (а) и Келейногубской синформной (б) структурах Чупино-Лоухского района

В ядре Карельско-Станционной блок-антиклинали, т. е. структурно ниже уровня габброидных поясов, размещается крупная (2 км × 0,25 км) субмеридиональная секущая перидотитовая дайка, параллельная шарниру (см. также: [16]).

Судя по реперным структурно-вещественным комплексам на опорных участках (см. таблицу), пегматитоносные антиформы относятся к структурам длительного геологического развития, охватывающего огромный отрезок от архея до свекофеннского времени. Здесь следует заметить, что существующая устойчивая во времени унаследованность в структурной локализации магматических процессов является вообще характерной чертой геологической эволюции Балтийского щита [21, 22].

Напротив, синформы практически лишены пегматитовых месторождений, но вмещают крупные серповидные (до 8 км²) интрузивы основных — ультраосновных друзитов и являются консервативными структурами, закончившими геологическое развитие в раннем палеопротерозое.

В качестве примера выступает Келейногубская синформа (рис. 3, б)), неоднократно изучавшаяся разными геологами Северо-Запада [15, 16]. В замке синформы находится серповидный массив (~ 2 км²) оливинных габбро-норитов с перидотитовыми шлирами по его периферии. Массив сопровождается цепочкой придонных линзовидных сателлитов ультраосновного состава. Как и в рассмотренных типах магматической друзитовой зональности (региональной латеральной и локальной антиформной), в Келейногубской синформе отчетливо проявлен эффект гравитационной дифференциации расплава.

Своеобразен структурный контроль сближенных, частично будинированных крупных лерцолитовых даек (общей площадью 4 км × 0,25 × 0,6 км) в ядрах некоторых антиформ — Тэдино, возможно, района Кябы.

Наконец, особый тип тектонических структур в приосевой части Чупинского сегмента представлен протяженными междублоковыми древними верхнеархейскими зонами рассланцевания лопийского возраста, в строении которых участвуют пара- и ортогнейсы. Текстура таких зон равномерно полосчатая, а структура слагающих их пород разнозернистая, нередко тонко-мелкозернистая. Зоны включают будины глиноземистых гранато-биотитовых гранулитов (так называемых «сухарей»), реликты метаанортозитов Котозерского типа, ортоамфиболитов и метадiorитов. На южном фланге субмеридиональной полосы Нигрозера — Нижнее Котозеро древняя зона рассланцевания постепенно переходит в верхнеархейские Котозерские метаанортозиты, насыщаясь будинами метаанортозитов и ортоамфиболитов. Древние зоны рассланцевания облакают выше охарактеризованные складчато-блоковые структуры и на участках более поздней активизации деформируют и срезают их. На таких участках древние зоны рассланцевания включают редкие тела сумийско-сарийских друзитов и мелкие кусты свекофеннских слабо-слудоносных пегматитов (например, участки Йокки-Варака, Нигрозера), свидетельствующие о локальной активизации междублоковых зон.

Междублоковые зоны рассланцевания обстоятельно закартированы в северной половине Чупинского сегмента, а на остальной территории сегмента такие зоны нуждаются в доизучении.

Оригинальным видом микроконцентрической полиминеральной зональности являются реакционные друзитовые (венчиковые, коронарные) метаморфогенные

кельфитовые структуры, формирующиеся на контакте магматических железо-магнезиальных минералов (оливина, пироксенов) и плагиоклазовой основы базитов — ультрабазитов [6] в течение двух стадий — прогрессивной автотаморфической и ретроградной диафорической [23]. К. А. Шуркин [6] выделяет следующие кельфитовые каймы радиально-лучистого или зернистого строения: вторичных гиперстена и авгита, актинолита, диопсида, роговой обманки, граната и некоторых других новообразованных минералов. Е. В. Шарков и др. [22] описывают три генерации метаморфогенных друзитовых кайм: 1) ранние концентрические зональные пироксеновые каймы с зеленой шпинелью вдоль границ оливина и плагиоклаза; 2) каймы альмандин-гроссулярового граната и клинопироксена, развитые вдоль границ предшествующих темноцветных минералов и плагиоклаза и отмечающие начало метаморфизма амфиболитовой фации; и, наконец, 3) наиболее поздние каймы зеленой роговой обманки и альмандинового граната, отвечающие ретроградной стадии регионального метаморфизма.

С увеличением степени метаморфизма первичные магматические минералы и структуры преобразуются в разнообразные амфиболиты и кристаллические сланцы.

Таким образом, высокомагнезиальное оливин-пироксеновое ядро друзитовых структур по мере развития кельфитовых кайм сменяется ассоциациями минералов умеренной магнезиальности.

О металлогенической специфике и формационной принадлежности друзитов

До 1990-х годов изучению рудной минерализации в беломорских друзитах было посвящено небольшое число специальных работ И. И. Гинзбурга, Ю. С. Неуструева, М. И. Голода и В. С. Степанова.

В середине 1990-х годов С. И. Рыбаковым и Ф. П. Митрофановым с сотрудниками Института геологии Карельского НЦ и Кольского НЦ АН на фоне положительных результатов разведки благородной минерализации в некоторых крупных расчлененных интрузивах рифтовых зон раннего палеопротерозоя Карельского и Кольского кратонов (Мончегорский, Федорово-Панский, Конттиярви) был поставлен вопрос о потенциальной благороднометалльности родственных им беломорских друзитов [24, 25, 26].

Полученные к настоящему времени данные о благороднометалльности друзитов малочисленны, но они определенно показывают, что:

- все изученные интрузивы характеризуются отчетливой рудно-геохимической специализацией на минералы платиновой группы (МПГ) и золото;
- средние содержания МПГ и величина Pd/Pt в них зависят от размеров магматических тел и в друзитах являются минимальными [18, 19];
- средние содержания золота в ряде массивов равноценны и колеблются в узких пределах 0,1–0,13 г/т;
- параметры минерализации в друзитах не отвечают промышленным критериям.

В 2001–2002 годах Е. В. Поляковым были проведены прогнозно-поисковые работы на Cu-Ni оруденение в 147 друзитовых массивах Чупинского сегмента, которые

подтвердили локальный, точечный характер такого оруденения, не позволивший дать ресурсную оценку комплекса [27].

Дополнительный анализ петрографических наблюдений и некоторых изотопно-геохимических данных выявил петрогенетическую специфику друзитов, ограничивающую их рудный потенциал. Так, наличие инвертированного пижонита в составе друзитов может указывать на абиссальные условия кристаллизации расплава, а наличие у интрузивов эндогенных зон закалки, изменчивость состава магматических минералов, слабое проявление аутометаморфических процессов, обычно сопутствующих рудообразованию в докембрийских магматитах, свидетельствуют о быстром остывании магматических тел и, соответственно, о пониженной флюидной активности процессов в друзитах. Наконец, низкое содержание магматического биотита (1–2,5%) и слабая степень окисления железа в нем являются индикаторами низкой флюидонасыщенности исходного расплава.

Независимые данные по изотопному составу кислорода в друзитах — $\delta^{18}\text{O} = 4\text{--}8$ в магматических минералах [28] также определенно указывают на их кристаллизацию из сухих магм.

Представляется, что набор критериев формационного подобия друзитов и промышленных расслоенных массивов, использованный В. С. Степановым [15], является необходимым, но недостаточным, так как за рамками анализа 1981 г. остались некоторые существенные рудно-геохимические черты, обусловленные, прежде всего, малыми размерами тел друзитов, крайне низкой флюидонасыщенностью их исходного расплава и его дифференциатов.

Многие из приведенных здесь признаков были нами ранее учтены при отнесении друзитов к одноименной безрудной субформации базитов-ультрабазитов раннего докембрия восточной части Балтийского щита [29].

Заключение

1. Статистически установлены региональные закономерности размещения рассеянных тел раннепалеопротерозойских друзитов:

— в западной части Беломорид расположена главная северо-западная зона мантійного разлома — правостороннего сдвига, контролирующего относительно крупные интрузивы перидотитов и оливиновых габбро-норитов;

— со стороны висячего северо-восточного крыла главного разлома к нему приключается серия оперяющих дугообразных и сопутствующих линейных разломов, контролирующих в основном мелкие интрузивы габброидов умеренной магнезиальности (до габбро-анор-тозитов включительно). Эти дифференциаты сменяют друг друга по мере удаления от главного разлома.

2. Предложена уточненная схема среднемасштабного районирования площади глиноземистой приосевой части Чупинского сегмента, представленной триадой тектонически обособленных главных типов структур с упорядоченным размещением друзитов: анти- и синформных складчато-блоковых структур и ранних междублоковых зон расланцевания, частично активизированных.

3. Установлено, что эволюция антиформных складчато-блоковых структур отличалась значительной продолжительностью, которая измеряется временем образования от архейских гранитоидов, сминаемых в складки, до генерации образова-

ния полей свекофеннских жильных слюдяных и слюдяно-редкоземельных пегматитов.

Синформные структуры с доминирующими проявлениями ультрабазитового и высокомагнезиального базитового магматизма отмечены краткосрочным периодом развития, ограниченным сумием — сариолием.

Междублоковые зоны расланцевания испытывают частичную активизацию в эпохи тектогенеза позднего времени, связанные с эпизодами внедрения друзитов и затем — свекофеннских пегматитов.

4. Региональные и локальные виды магматической породной зональности подчиняются гравитационному принципу, в соответствии с которым тела ультрабазитов занимают нижнее структурное положение, а базиты — верхнее.

5. Наряду с региональными и локальными видами магматической породной зональности выделена микроконцентрическая минеральная метаморфогенная зональность. Её проявление сопровождается формированием друзитовой (венчиковой, коронитовой) структуры.

6. Главной причиной безрудности друзитов в отношении никелевой и благороднометалльной минерализации является пониженная флюидонасыщенность систем магмо- и рудогенеза.

* * *

Автор выражает признательность Е. В. Шаркову и Г. С. Биске за полезные критические замечания.

Литература

1. Геологический словарь. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. Т. 1. 432 с.
2. Федоров Е. С. О новой группе изверженных пород // Изв. Московского сельхоз. института. Кн. 1. 1896. С. 168–187.
3. Лебедев В. И. К вопросу о процессах образования друзитов, пироксено-гранатовых амфиболитов и амфиболитов // Тр. Ленингр. о-ва естествоиспыт. 1951. Т. 68, вып. 2. С. 238–282.
4. Саранчина Г. М. Оливиновые габбро-нориты (друзиты) Керетского района (Беломорье) // Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол.-почв. наук. № 93, вып. 14. 1946. С. 113–158.
5. Шуркин К. А., Дук В. Л., Митрофанов Ф. П. Материалы к геологии и петрографии габбро-лабрадоритов архея Северной Карелии // Геология и абсолютный возраст докембрия Балтийского щита и Восточной Сибири. М.; Л., 1960. С. 120–149.
6. Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье М. Е. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова (геология и пегматитоносность). М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 306 с.
7. Ревердатто В. В. Гранатовые друзиты в архейских габбро Енисейского Кряжа // Доклады АН СССР. 1988. Т. 302, № 5. С. 1196–1200.
8. Шарков Е. В., Красивская И. С., Чистяков А. В. Диспергированный мафит-ультрамафитовый интрузивный магматизм подвижных зон раннего палеопротерозоя Балтийского щита на примере друзитового (коронитового) комплекса Беломорья // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 632–655.
9. Шарков Е. В., Смолькин В. Ф., Красивская И. С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5, № 5. С. 503–522.
10. Глебовицкий В. А. Тектоника и региональный метаморфизм раннего докембрия восточной части Балтийского щита. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1993. С. 7–24.
11. Миллер Ю. В. Тектоника области сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона // Геотектоника. 2002. № 4. С. 14–25.
12. Малов Н. Д. Закономерности размещения «друзитов» в структуре беломорид (на примере Северной Карелии) // Сов. геол. 1974. № 1. С. 152–159.

13. Малов Н.Д., Шарков Е.В. Состав первичных расплавов и условия кристаллизации раннедокембрийских интрузий друзитового комплекса Беломорья // Геохимия. 1978. № 7. С. 1032–1039.
14. Балаганский В.В., Кудряшов Н.М., Балашов Ю.В. и др. О возрасте друзитового массива Жемчужный, северо-западное Беломорье: U-Pb изотопные данные и геологические следствия // Геохимия. 1997. № 2. С. 158–168.
15. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия западного Беломорья / отв. ред. А.И. Богачев. Л.: Наука, 1981. 216 с.
16. Сыстра Ю.И. Структурная эволюция беломорид Западного Беломорья. Л., 1978.
17. Стенарь М.М. Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии (беломориды Западного Беломорья) // Геотектоника. 1972. № 5. С. 42–52.
18. Другова Г.М., Савельева Т.Е. К эволюции метаморфических процессов в Северо-Западном Беломорье // ЗВМО. 1993. Ч. XXII, № 1. С. 48–57.
19. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатые структуры Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.
20. Чуйкина Е.П. Структуры и пегматитоносность Северной Карелии // Мусковитовые пегматиты СССР / гл. ред. К.О. Кратц. Л.: Наука, 1975. С. 153–159.
21. Кратц К.О., Глебовицкий В.А., Былинский Р.В. и др. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 228 с.
22. Шарков Е.В., Ляхович Вл.В., Леднева Г.В. Петрология раннепротерозойского друзитового комплекса Беломорья на примере Пижостровского массива. Северная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2, № 5. С. 511–531.
23. Ларикова Т.Л. Формирование друзитовых (коронарных) структур вокруг оливина и ортопироксена при метаморфизме габброидов Северного Беломорья. Карелия // Петрология. 2000. Т. 8, № 4. С. 430–448.
24. Митрофанов Ф.П., Ефимов М.М., Богданова М.Н. Лерцолит-габбро-норитовый комплекс беломорид: геология, формационная типизация, потенциальная платиноносность // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995. С. 42–50.
25. Рыбаков С.И., Голубев А.И., Лавров М.М. и др. Новые данные о платиноносности Карелии // Платина России / ред. В.П. Орлов. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995. С. 3–4.
26. Рыбаков С.И., Лавров М.М., Слюсарев В.Д. и др. Оценка перспектив платиноносности докембрийских образований Карелии // Платина России / ред. В.П. Орлов. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1994. С. 41–43.
27. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 1. Горючие полезные ископаемые. Металлические полезные ископаемые / отв. ред. В.П. Михайлов, В.Н. Аминов. Петрозаводск: «Карелия», 2005. 278 с.
28. Салье М.Е., Батузов С.С., Душейко С.С. и др. Геология и пегматитоносность беломорид. Л.: Наука, 1985. 251 с.
29. Малов Н.Д. Распределение рассеянных литофильных элементов в друзитах Беломорья и некоторые вопросы петрогенезиса // Геохимия. 1976. № 5. С. 736–741.

Статья поступила в редакцию 30 декабря 2014 г.

Контактная информация:

Малов Николай Дмитриевич — кандидат геолого-минералогических наук;
nelli.malova2010@yandex.ru

Malov N.D. — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences; nelli.malova2010@yandex.ru