

УДК 552.13:552.16

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД АРХЕЙСКОГО ГРАНУЛИТ-ЧАРНОКИТ-ЧАРНОЭНДЕРБИТОВОГО КОМПЛЕКСА ПОНЬГОМА-НАВОЛОК, СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ¹

© 2025 г. В. М. Козловский^{1, 2, *}, Е. Б. Курдюков¹, М. В. Стрельников¹, В. В. Травин³,
Т. Ф. Зингер⁴, М. А. Голунова^{1, 5}, И. С. Волков¹, С. А. Ушакова⁵, В. И. Таскаев¹, А. И. Якушев¹

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

²Российский геологоразведочный университет, Москва, Россия

³Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия

⁴Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

⁵Институт экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН,
Московская обл., Черноголовка, Россия

*e-mail: bazily.koz@gmail.com

Поступила в редакцию 14.02.2024 г.

После доработки 02.10.2024 г.

Принята к публикации 30.11.2024 г.

В Северной Карелии детально изучен архейский массив гранулитов и чарнокитоидов Поньгома-Наволок: составлена геологическая карта массива и его метаморфического обрамления, охарактеризованы особенности петрографического состава магматических и метаморфических пород, определены $P-T$ условия формирования главных разновидностей пород методом мультиминеральной термобарометрии и методом псевдосечений. Установлено, что массив Поньгома-Наволок сформировался в две интрузивные фазы на разных глубинных уровнях коры. В первую интрузивную фазу сформировался массив двупироксеновых чарноэндербитов при 8–11.2 кбар и 925–970°C. Во вторую дайковую фазу сформировались дайки ортопироксен-биотитовых чарнокитов при 5.6–6.8 кбар и 830–850°C и биотитовых гранитов при 6.8–7.0 кбар и 730–740°C. Скорее всего, дайки относятся к разным фациям температуры и активности воды. Формирование чарнокитов и гранитов являлось следствием процессов чарнокитизации и гранитизации чарноэндербитов, проходивших под действием водно-солевых растворов. Гранулитовый метаморфизм в блоках метабазитов, заключенных в интрузии чарноэндербитов, имеет контактную природу. Он обусловлен тепловым воздействием чарноэндербитов на породы кровли и стенки магматической камеры. Высокие температуры метаморфизма метабазитов (более 900°C) и отсутствие ореолов мигматизации обусловлены малым содержанием воды в эндербитах.

Ключевые слова: гранулитовый метаморфизм, эндербиты, чарнокиты, амфиболиты, физико-химическое моделирование, минералогическая термобарометрия, Беломорский подвижный пояс

DOI: 10.31857/S0869590325030026 **EDN:** TTPNUT

ВВЕДЕНИЕ

Архейские гранулит-чарнокит-эндербитовые комплексы являются характерными ассоциациями докембрийских кратонов. Они известны практически для всех древних кристаллических щитов и выступов фундамента платформ: в Беломорско-Лапландском подвижном поясе

Фенноскандинавского щита (Король, 2005, 2011, 2018), в поясе Лимпопо, расположенным между кратонами Каапваль и Зимбабве (Smit et al., 2011; Перчук, 2006), в Шарыжалгайском выступе Сибирской платформы (Петрова, Левицкий, 1984) и др. Формирование этих комплексов связано с началом масштабной эпохи гранитообразования на рубеже архея–протерозоя, характеризующейся возрастанием роли калиевых гранитов и чарнокитов. При этом в большинстве комплексов отмечается широкое развитие ретроградных метаморфических

¹Дополнительные материалы размещены в электронном виде по doi статьи.

минеральных ассоциаций, сформировавшихся на стадии остывания этих комплексов, а проградные ассоциации и ассоциации пика метаморфизма обычно оказываются редуцированными. Кроме того, более поздние палеопротерозойские метаморфические события также приводят к тому, что архейские минеральные ассоциации оказываются безвозвратно утраченными для наблюдения. Поэтому архейские комплексы с хорошей сохранностью проградных метаморфических ассоциаций и ассоциаций пика метаморфизма, несущие информацию о глубине и условиях генерации магматических расплавов, сформировавших древнюю континентальную кору, представляют несомненный интерес.

Из анализа литературных источников и наших наблюдений следует, что в архейских проявлениях гранулитов и чарнокитоидов Карелии наилучшая сохранность проградных и высокотемпературных минеральных ассоциаций отмечается в массиве Поньгома-Наволок в центральной части Беломорского подвижного пояса (далее БПП), а также в Карецком массиве Южного Беломорья. Наиболее обнаженный и поэтому детально изученный массив Поньгома-Наволок расположен на беломорском побережье в ≈ 6 км к юго-востоку от устья р. Поньгома и в ≈ 45 км к северу от г. Кемь (рис. 1а).

Массив эндербитов на о-ве Поньгома-Наволок был открыт Л.А. Косым, К.М. Кошицем и Н.Г. Судовиковым при геологической съемке в 1935 г. (Косой, 1936). Впоследствии изучение геологического строения массива и петрографические исследования слагающих его пород проводились Н.Г. Судовиковым (1937, 1939), К.А. Шуркиным (Магматические ..., 1980), Т.Ф. Зингер (Зингер, 1994; Глебовицкий, Зингер, 2000; Zinger et al., 1996, 1999), В.С. Байковой и др. (2001, 2005), Г.М. Друговой и др. (1977, 1996), М.М. Стенарем и О.И. Володичевым (1970), В.С. Степановым и А.И. Слабуновым (1994), Н.Е. Король (2011, 2018). Морфология цирконов из пород массива изучалась Т.Ф. Зингер с соавторами (Zinger et al., 1996, 1999; Зингер, 1993), которые показали, что строение и морфология цирконов из пород массива Поньгома-Наволок достаточно полно отражают петрогенетические процессы, протекавшие в породах массива и в его ближайшем окружении. Геохронологическое изучение цирконов из эндербитов массива Поньгома-Наволок и контактирующего с ним массива метадиоритов было проведено О.А. Левченковым и др. (1996). Изотопно-геохимическое изучение пород массива выполнено Л.К. Левским и др. (2009). Геологические карты массива Поньгома-Наволок были составлены в разное время Л.А. Косым (Судовиков, 1937), К.А. Шуркиным (Магматические ..., 1980), Т.Ф. Зингер (Zinger et al., 1996), В.С. Степановым и А.И. Слабуновым (1994). Геологическая карта, включающая массив гранулитов и чарнокитоидов

Поньгома-Наволок и его ближайшее метаморфическое обрамление, была составлена авторами статьи на основе полевых работ 2017–2022 гг. (рис. 1). В ходе этих работ было установлено, что в породах, слагающих массив Поньгома-Наволок, можно выделить не менее двух интрузивных фаз и двух температурных фаций. Последующее изучение геохимических особенностей пород массива показало, что выплавление чарноэндербитов, слагающих главную интрузивную fazу, проходило на глубине около 45 км ($P = 14.8$ кбар, $T = 1030\text{--}1080^\circ\text{C}$) в результате воздействия на амфиболиты концентрированных Na-K-SiO_2 метаморфических флюидов (Козловский и др., 2022, 2023). Анализ корреляционных соотношений петрогенных и редких элементов показал, что чарнокиты второй дайковой фазы становления массива были сформированы в результате неизохимических процессов чарнокитизации, проходившей под воздействием K-SiO_2 метаморфических флюидов на чарноэндербиты. Однако петрографические особенности новых, выявленных при съемке горных пород (чарнокиты, граниты), характер взаимоотношений между ними и условия их формирования охарактеризованы только в самых общих чертах. В первоочередную задачу исследований, представленных в настоящей статье, входило петрографическое изучение наиболее представительных разновидностей магматических и метаморфических пород массива Поньгома-Наволоки и определение условий их формирования.

Дополнительный интерес к породам массива Поньгома-Наволок подкрепляется тем, что по предварительным оценкам температура формирования основных гранулитов, находящихся внутри массива чарноэндербитов в виде блоков, превышает 900°C (Король, 2018; Козловский и др., 2022), т.е. температура является весьма высокой даже для пород гранулитовых комплексов. При этом в породах обрамления и в блоках основных гранулитов не наблюдается никаких признаков мигматизации или частичного плавления, а в основных гранулитах отчетливо сохраняется проградный тренд метаморфических преобразований. Эти наблюдения позволяют предположить, что формирование ортопироксенодержащих пород массива проходило при участии флюидов с низкой активностью воды, обусловивших начало плавления при более высокой температуре (Newton et al., 1998). Многие исследователи других гранулитовых комплексов мира (Индии, Шри-Ланки, Канады, Новой Зеландии) приводят аргументы, где перенос элементов осуществлялся при активной роли флюидов и метасоматоз происходил до или во время анатексиса (Stähle et al., 1987; Pattison, 1991; Hansen, Stuk, 1993; Perchuk et al., 2000; Blattner, 2005; Hansen, Harlov, 2009). В последние годы большое внимание исследователи обращают на участие водно-хлоридного

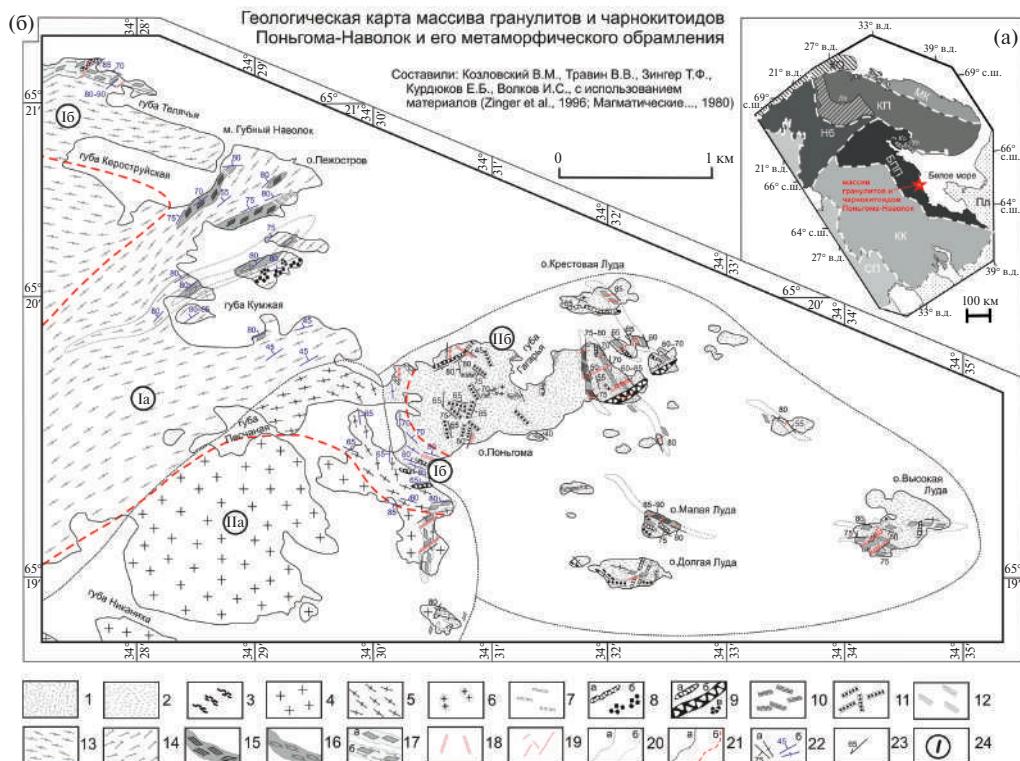


Рис. 1. (а) Схема тектонического районирования Фенноскандинавского щита (Слабунов, 2008) с указанием положения массива Поньгома-Наволок. (б) Геологическая карта массива гранулитов и чарнокитоидов Поньгома-Наволок и его метаморфического обрамления (по данным авторов 2017–2020 гг. и уточненная в 2022 г.).

1–3 – чарноэндербиты: 1 – однородные, преимущественно массивные, мезократовые; 2 – мезократовые и лейко-кратовые разgneйсовые; 3 – линзы меланократовых чарноэндербитов в мезократовых разgneйсовых чарно-эндербитах; 4, 5 – метадиориты: 4 – массивные однородные, 5 – разgneйсовые; 6 – зоны гранитизации и пла-гиомикроклиновые граниты однородные крупнозернистые; 7 – пегматиты пла-гиомикроклиновые керамические, предположительно палеопротерозойского возраста; 8 – метаморфизованные дайки комплекса лерцолитов-габброноритов: а – мелкие дайки вне масштаба, б – будинированные фрагменты даек в кругопадающих зонах пластического течения; 9 – метаморфизованные дайки железистых толеитов: а – мелкие дайки вне масштаба, б – крупные дайки в масштабе карты, в – будинированные фрагменты даек в кругопадающих зонах пластического течения; 10 – дайки пегматоидных чарнокитов (вне масштаба); 11 – дайки мелко-среднезернистых чарнокитов (вне масштаба); 12 – дайки лейко-кратовых аплитовидных пла-гиогранитов (вне масштаба); 13 – *Grt-Bt-Amph* и *Ep-Bt-Amph* пла-гиомигматизированные ортогнейсы; 14 – *Grt-Bt* и *Ky-Grt-Bt* глиноzemистые парагнейсы; 15–17 – метабазиты разного петрографического состава (амфиболиты полосчатые, апоамфиболитовые *Cpx-(Opx)-Pl*-гранулиты, апо-амфиболитовые *Grt-Cpx-Pl* эклогитоподобные породы): 15 – нефрагментированные тела пластинообразной формы с характерной метаморфической полосчатостью, 16 – субсогласные линзы в парагнейсах, однородные с линейной текстурой, 17 – зоны развития фрагментированных тел метабазитов разного состава и текстуры (а – залегающих в виде линз в ортогнейсах, а также в виде останцов и мелких ксенолитов в чарноэндербитах и метадиоритах, б – залегающих в виде линз в парагнейсах); 18 – мелкие зоны разgneйсования и бластомилонитизации (вне масштаба); 19 – метаморфические прожилки эклогитоподобных пород *Grt-Cpx-Pl* состава в метабазитах (вне масштаба); 20 – геологические границы: а – прослеженные в обнажениях, б – предполагаемые; 21 – предполагаемые границы: а – интрузии чарноэндербитов первой фазы формирования массива Поньгома-Наволок и интрузии метадиоритов, б – разgneйсированных пород в кругопадающих зонах пластических деформаций; 22 – ориентировка плоскостных текстур: а – гнейсовидность и полосчатость пород вне зон пластического течения (наклонная и вертикальная), б – гнейсовидность и сланцеватость пород в зонах кругопадающего пластического течения (наклонная и вертикальная); 23 – ориентировка агрегатной линейности в однородных чарноэндербитах; 24 – геологические домены с разной структурно-метаморфической историей: I – зоны пластического течения и интенсивного высокобарного метаморфизма (Па – северо-восточного простирия, ИБ – субширотного простирия), II – жесткие блоки слабо деформированных пород с ограниченным проявлением высокобарного метаморфизма (Па – массив палеопротерозойских метадиоритов (2.415 млрд лет), IIБ – массив чарноэндербитов, чарнокитов, гранитов и основных гранулитов Поньгома-Наволок (2.728 млрд лет) по (Левченков и др., 1996).

На врезке (а): БПП – Беломорский подвижный пояс, КК – Карельский кратон, МК – Мурманский кратон, КП – Кольская провинция, НБ – провинция Норрботтен, СП – Свеко芬енская провинция, КО – области Каледонского орогенеза, Пл – платформенный чехол, Ко – Колвицкая зона меланжа, Уп – Умбинская зона гранулитов, Лп – Лапландский гранулитовый пояс.

флюида в образовании гранулитовых комплексов, который приводит к дегидратации пород и формированию ортопироксеновых минеральных ассоциаций (Newton et al., 1998, 2019; Harlov, 2012; Safonov et al., 2012; Aranovich, 2017). Также нами оценено влияние водно-хлоридных флюидов в процессе формирования массива Поньгома-Наволок.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА ПОНЬГОМА-НАВОЛОК

В прибеломорской части БПП широко проявлены разноориентированные палеопротерозойские зоны пластического течения (“ductile shear zone”; Ramsay, Huber, 1987), характеризующиеся разgneйсованием и рассланцеванием пород в условиях высокобарного метаморфизма. Ранние зоны пластического течения обычно простираются в северо-восточном или субмеридиональном направлении и имеют крутое падение (50° – 90°). Более молодые зоны пластического течения имеют субширотное или северо-западное простижение и пологое падение (5° – 50°) к северу или северо-востоку (Козловский и др., 2020). В этих зонах палеопротерозойские метаморфические процессы проявились наиболее интенсивно, вследствие чего архейские минеральные ассоциации и структуры протолита практически всегда замещены палеопротерозойскими. Однако между отдельными зонами пластического течения иногда сохраняются жесткие блоки относительно слабо деформированных пород. Послепротерозойский метаморфизм пород в таких блоках проходил в статическом режиме, интенсивность метаморфических преобразований пород была минимальна, состав и структура дометаморфического протолита сохранились существенно лучше, чем в окружающих рассланцеванных и разgneйсованных породах (Козловский и др., 2021). Поэтому подобные блоки статического метаморфизма можно рассматривать как “окна в дометаморфическое прошлое”, изучение которых помогает понять особенности протекания более ранних геологических процессов.

Одним из таких редких для БПП участков распространения статических блоков, окруженных зонами пластического течения и интенсивного метаморфизма, является район южной части губы Поньгома в Энгозерском сегменте БПП. В этом районе не выявлены пологие зоны пластического течения, сопровождавшиеся высокотемпературным метаморфизмом амфиболитовой фации. Крутопадающие зоны рассланцевания и высокобарного метаморфизма формируют две системы: северо-восточного простириания (домен Ia) и северо-западного (домены Iб) (рис. 1б). В строении зон рассланцевания принимают участие различные архейские комплексы Беломорья: ортогнейсы ТТГ-комплекса, содержащие линзы амфиболитов

с метаморфической слоистостью, а также пагнейсы, содержащие дайки или силлы однородных ортоамфиболитов. Две системы зон рассланцевания оконтуривают домены Ia и Iб, представляющие собой блоки нерассланцеванных пород. Домен Ia представляет собой Хедостровский массив метадиоритов. Домен Iб, занимающий большую часть о-ва Поньгома-Наволок и прилегающие мелкие острова, представляет собой одноименный массив гранулитов и чарнокитоидов размером примерно 2.5×3.5 км. В центральных частях этих блоков имеется редкая возможность наблюдать в хорошей сохранности архейские магматические и метаморфические породы с характерными для них структурами, а в их краевых частях – перестройку этих структур при метаморфизме, сопровождавшем становление крутопадающих зон пластического течения.

Граница между метадиоритами Хедостровского массива и чарноэндербитами главной интрузивной фазы массива Поньгома-Наволок на большей части переработана палеопротерозойскими зонами пластического течения, но в единичных выходах можно наблюдать отчетливые интрузивные контакты этих гранитоидов. В зоне контакта отмечены апофизы метадиоритов в чарноэндербитах и ксенолиты чарноэндербитов в метадиоритах (рис. 2а, 2б).

В глубине массива диоритов ксенолиты чарноэндербитов не встречаются. Эти взаимоотношения указывают на более молодой возраст метадиоритов по отношению к чарноэндербитам. По данным О.А. Левченкова (1996), возраст метадиоритов, определенный по цирконам, составляет 2415 ± 2.5 млн лет и отвечает палеопротерозою. Возраст внедрения чарноэндербитов, составляющих первую и главную интрузивную fazу массива Поньгома-Наволок, определенный по длиннопризматической популяции цирконов-I с осцилляторной зональностью, составляет 2728 ± 21 млн лет (Левченков и др., 1996) и отвечает архею.

Внутри массивов метадиоритов и чарноэндербитов расположены крупные блоки пластинчатой формы, сложенные метабазитами – амфиболитами, апоамфиболитовыми двупироксен-плагиоклазовыми гранулитами основного состава, *Grt-Cpx-Pl* эклогитоподобными породами. Протяженность этих блоков достигает десятки и сотни метров (от 50 до 800 м), а мощность – 10–40 м. Блоки простираются в северо-западном направлении, субпараллельно генеральному простирианию архейских метаморфических комплексов БПП. В северо-восточной части о-ва Поньгома-Наволок и на прилегающих островах блоки метабазитов формируют три прерывистые фрагментированные полосы, пространство между которыми выполнено в различной степени разgneйсованными чарноэндербитаами (рис. 1). Метабазиты, слагающие эти блоки,

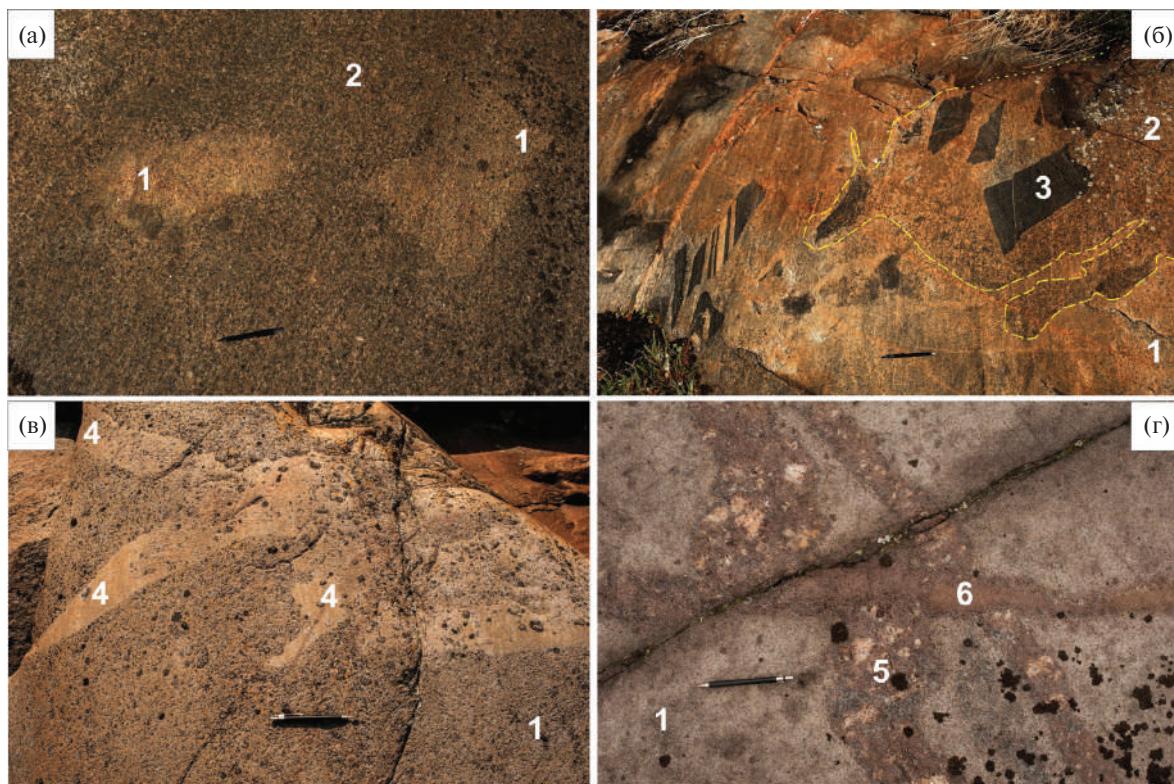


Рис. 2. Геологические взаимоотношения разновозрастных интрузивных пород, слагающих массив Поньгома-Наволок и его обрамление.

(а) – ксенолиты чарноэндербитов (1) в метадиоритах (2). (б) – апофиз метадиоритов (2) в чарноэндербите (1). И метадиориты, и чарноэндербиты содержат ксенолиты амфиболитов (3), однако удлинение ксенолитов и плоскостные текстуры в них ориентированы вдоль разных направлений, что указывает на различное направление течения материала. (в) – прожилки лейкократовых чарноэндербитов (4) формируют разветвленную сеть и локализуются вдоль трещин в мезократовых чарноэндербите главной интрузивной фазы (1). (г) – дайки пегматоидных чарнокитов (5) секут массив чарноэндербитов (1); дайки мелко-среднезернистых чарнокитов (6) секут и массив чарноэндербитов (1) и дайки пегматоидных чарнокитов (5). При этом краевая часть дайки мелко-среднезернистых чарнокитов имеет пегматоидную структуру. (а, б, г) – горизонтальные обнажения, (в) – наклонное.

обладают ярко выраженной метаморфической полосчатостью, характерной для амфиболитов архейских зеленокаменных поясов Беломорья.

В чарноэндербитах, окружающих крупные блоки метабазитов, не отмечено никаких ротационных структур. В краевой части крупных блоков отмечается расщепление блоков метабазитов на протяженные послойные фрагменты, пространство между которыми выполнено жилами чарноэндербитов (рис. 3а, 3б). Ориентировка этих фрагментов также выдержана в северо-западном направлении. Только в местах перегиба крупных пластин метабазитов отмечается их фрагментация на изометричные угловатые обломки, скементированные материалом чарноэндербитов и представляющие магматическую брекчию (рис. 3в).

В блоках метабазитов, где доминируют двупироксен-плагиоклазовые гранулиты, отмечаются участки перекристаллизации жильной формы. Жилы ориентированы хаотично, но преобладают жилы, залегающие согласно со слоистостью

вмещающих гранулитов; мощность жил составляет 1–8 мм. Перекристаллизация гранулитов в этих жилах выражается в том, что породы приобретают гигантозернистую структуру (размер зерен минералов достигает 1–5 мм).

Массивы чарноэндербитов и метадиоритов разрезаются палеопротерозойскими дайками гранатовых метагаббро, по составу соответствующими широко распространенному в БПП дайковому комплексу железисто-титанистых гранатовых метагаббро (железистых толеитов) с возрастом 2114 ± 16 млн лет (Stepanova, Stepanov, 2010). Преимущественное простижение даек – субширотное и северо-восточное. Мощность даек обычно составляет 1–5 м, а протяженность по простианию изменяется в пределах 15–100 м. Наиболее крупная дайка в восточной части массива имеет мощность 30–50 м и прослежена по простианию более чем на 400 м (рис. 1). В дайках гранатовых метагаббро, расположенных внутри массива чарноэндербитов и поэтому слабо подверженных

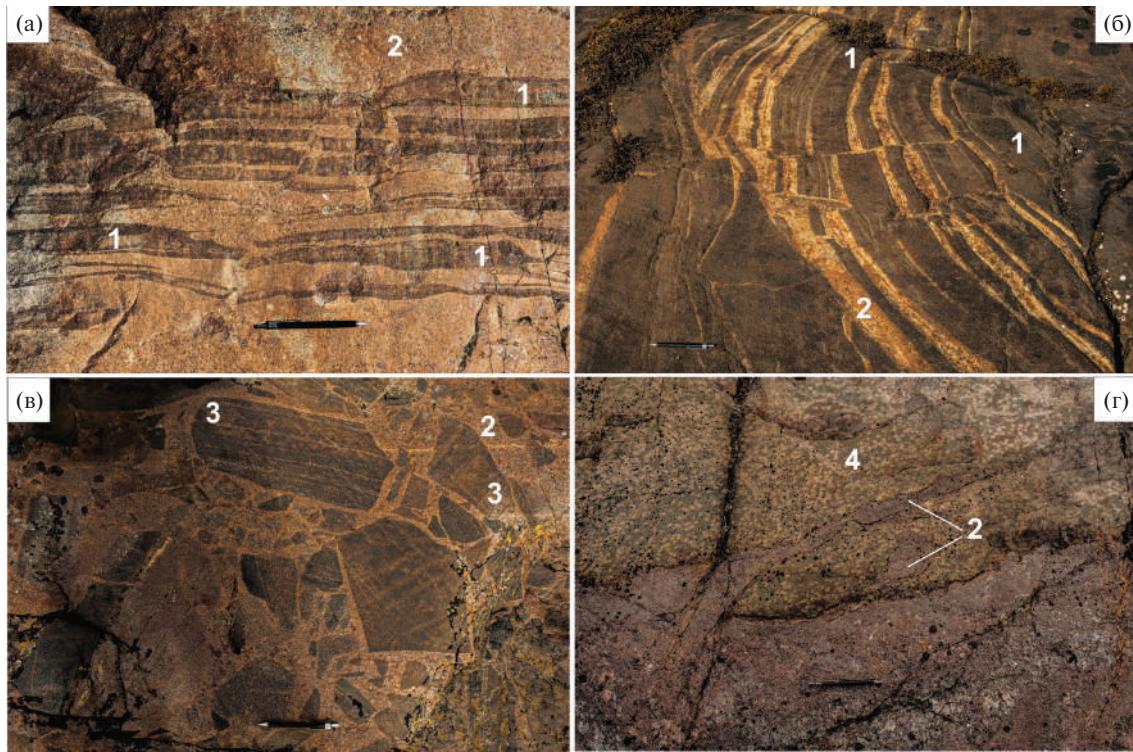


Рис. 3. Геологические взаимоотношения чарноэндербитов, метабазитов и гранатовых метагаббро. (а) – расщепленные фрагменты амфиболитов (1) в чарноэндербитах (2). (б) – жильные послойные инъекции чарноэндербитов (2) по трещинам в пластине амфиболитов (1). (в) – магматическая брекчия, сформированная в зоне изгиба крупной пластины метабазитов: дезориентированные обломки апоамфиболитовых гранулитов (3) цементируются чарноэндербитовым материалом (2). (г) – ремобилизованный жильный материал чарноэндербитов (2) выполняет трещины в контактовой зоне даек гранатовых метагаббро (4). (а–г) – горизонтальные обнажения.

палеопротерозойскому метаморфизму, хорошо сохранилась магматическая минеральная ассоциация ($Opx + Cpx + Pl$). При этом дайки этого комплекса, попавшие в палеопротерозойские зоны пластических деформаций и метаморфизма (за пределами массива чарноэндербитов), обычно полностью эклогитизированы (Козловский и др., 2021). В узкой приконтактовой зоне чарноэндербиты и гранатовые метагаббро иногда формируют “обратные” геологические соотношения: жилы чарноэндербитов заполняют трещины в гранатовых метагаббро (рис. 3г).

Магматические породы, слагающие массив Поньгома-Наволок, сформировались в две интрузивные фазы (Козловский и др., 2022, 2023). В первую фазу внедрения сформировался интрузивный массив, сложенный очень однородными двупироксеновыми чарноэндербитами (рис. 1). Большинство чарноэндербитов – мезократовые, но в краевой части массива на о-ве Долгая Луда и рядом отмечены краевые, более меланократовые фации чарноэндербитов, незначительно обогащенные цветными минералами и обедненные плагиоклазом. Меланократовые чарноэндербиты встречаются в виде единичных линз размером не более 0.2×1.5 м среди мезократовых чарноэндербитов.

Лейкократовые разновидности чарноэндербитов, обогащенные плагиоклазом, обычно формируют ветвящиеся жильные тела незакономерной ориентировки и невыдержанной мощности (от 1–2 см до 2–3 м), осложненные многочисленными апофизами, раздувами и пережимами; существенно реже – жилы простой клиновидной формы мощностью 10–50 см и протяженностью 3–4 м, секущие мезократовые чарноэндербиты (рис. 2в). Тела лейкократовых чарноэндербитов встречаются преимущественно в центральной части массива в районе губы Гагарья.

Вторая интрузивная фаза представляет собой дайки биотит-ортопироксеновых чарнокитов и биотитовых гранитов. Эти дайки расположены только внутри массива чарноэндербитов и не обнаружены за его пределами. Среди чарнокитов известны две структурные разновидности – пегматоидные (с размером зерен 20–40 мм) и мелко-среднезернистые. Наибольшее количество чарнокитовых тел отмечено в центральной части массива. Дайки обеих разновидностей чарнокитов секут массив чарноэндербитов; апофизы и раздувы не характерны. По простиранию дайки чарнокитов обычно группируются в две системы. Доминируют дайки северо-западного простирания, реже

встречаются дайки северо-восточного простирания (рис. 1). Мощность даек пегматоидных чарнокитов обычно невелика и составляет 10–40 см при протяженности 3–5 м. Мелко-среднезернистые чарнокиты могут формировать как сопоставимые по мощности и протяженности дайки, так и дайки большей мощности – до 2–3 м и протяженностью 10–50 м. Обычно мелко-среднезернистые чарнокиты секут тела пегматоидных чарнокитов (рис. 2г). Иногда между этими породами наблюдаются более сложные взаимоотношения: краевые зоны даек представлены пегматоидными чарнокитами, центральные – среднезернистыми (рис. 2г). В участках кучного распространения чарнокитовых тел чарноэндербиты чарнокитизированы (Козловский и др., 2023). Макроскопически это иногда проявляется в том, что в чарноэндербитах начинают формироваться порфиробласти кремового микроклина. С процессом чарнокитизации связано формирование в чарноэндербитах популяции округлых цирконов-II с редуцированной осциляторной зональностью, возраст которых составляет 2718 млн лет (Левченков и др., 1996).

Биотитовые граниты – самая малоизученная разновидность интрузивных пород массива. Макроскопически они очень похожи на чарнокиты, но отчетливо отличаются от них более светлой окраской микроклина. Обычно биотитовые граниты формируют изометричные или слабо вытянутые жильные тела размером 3–10 м среди чарноэндербитов главной фазы, реже – дайки с субпараллельными контактами, секущие чарноэндербиты. Как и в чарнокитах, в биотитовых гранитах отмечаются пегматоидные и мелко-среднезернистые разновидности. Практически всегда эти разновидности присутствуют в одном жильном теле. Вокруг тел биотитовых гранитов чарноэндербиты микроклинанизированы, причем ореолы экзоконтактовой микроклинизации существенно превышают размеры самих гранитовых тел, достигая нескольких десятков метров (рис. 4).

Важно отметить, что биотитовые граниты, в отличие от чарнокитов, распространены преимущественно в северо-восточной краевой части массива и не встречены в центральной. Иначе говоря, внутри массива граниты и чарнокиты разобщены и совместных секущих контактов не формируют.

Несмотря на хорошую сохранность магматических и метаморфических пород и геологических взаимоотношений между ними, породы южных доменов Ia и IIb, сложенных метадиоритами, гранулитами и чарнокитоидами и дайками гранатовых метагаббро, несут локальные следы метаморфических преобразований, вызванные формированием палеопротерозойских зон пластического течения в доменах Ia и IIb. В результате этих преобразований в гранитоидах формируются отдельные не-протяженные и маломощные (обычно мощностью

0.1–1.0 м) зоны разgneйсования и бластомилонитизации, внутри которых породы приобретают текстуру “прямого гнейса” (рис. 5а, 5б). В таких участках разgneйсования по чарноэндербитам развивается гранат-биотитовая ассоциация. При этом сами породы становятся неотличимыми от гнейсов ТТГ-комплекса в обрамлении массива ни по текстуре, ни по минеральному составу.

В более компетентных породах – амфиболитах и апоамфиболитовых гранулитах и в дайках гранатовых метагаббро формируется серия субпараллельных разрывных нарушений сбросо-сдвиговой природы небольшой протяженности (50–100 см). Кроме того, в породах базитового состава регулярно развивается новообразованный метаморфический парагенезис – *Grt + Cpx + Pl*, аналогичный апобазитовым эклогитоподобным породам в крутопадающих зонах пластического течения (Козловский и др., 2020). В центральных частях тел амфиболитов и даек базитов эта минеральная ассоциация развивается в виде изометричных пятен размером 1–3 см; при этом породы приобретают характерную пятнистую текстуру (рис. 3г и рис. 5в). Эти пятна часто группируются вдоль отдельных направлений, определяемых положением сколовых трещин (рис. 5в). В краевых частях компетентных тел метабазитов метаморфическая ассоциация эклогитоподобных пород обычно формирует густую сеть тонких субпараллельных линзовидных микропроявлений “просечек” (мощностью 1–2 см и протяженностью 5–15 см). “Просечки” гранат-клинопироксеновых эклогитоподобных пород имеют отчетливое секущее положение по отношению к полосчатости метабазитов (рис. 5г). В участках наиболее интенсивного метаморфического преобразования *Grt-Cpx-Pl* прожилки срастаются между собой, а метабазиты остаются только в реликтах. Простижение таких “micro shear-zones” северо-восточное, субпараллельное генеральному простирианию зоны пластического течения в домене Ia.

МЕТОДЫ АНАЛИЗА ВЕЩЕСТВА И МЕТОДИКИ ОЦЕНOK УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД

Все аналитические работы проводились в ЦКП “ИГЕМ-Аналитика” (ИГЕМ РАН, Москва). Содержания породообразующих и малых элементов в породах определялись методом рентгеноспектрального флюoresцентного анализа (XRF) на вакуумном спектрометре последовательного действия, модель Axios производства компании PANalytical (Нидерланды). Анализ выполнен по методике 439-РС НСАМ ВИМС 2010. Подготовка препаратов для анализа выполнена по технологии боратного плавления. Содержание железа вне зависимости от действительного валентного состояния

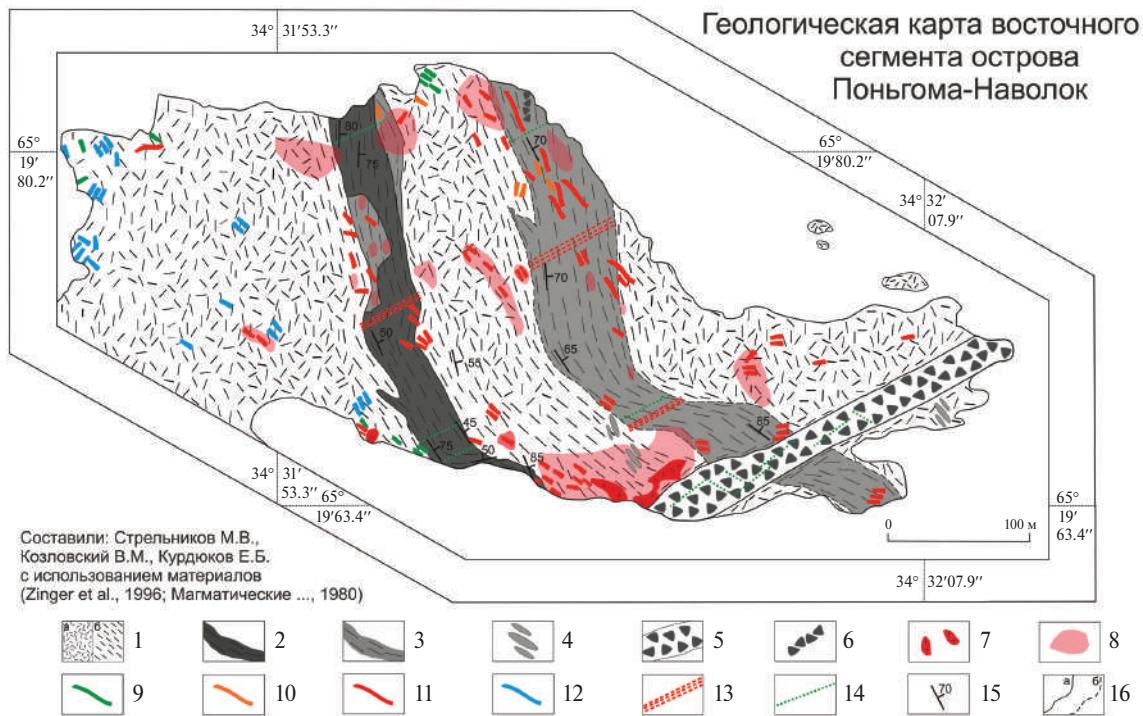


Рис. 4. Геологическая карта восточного сегмента о-ва Поньгома-Наволок.

1 – *Cpx-Opx*-чарноэндербиты однородные мезократовые: а – массивные, б – разgneйсованные. 2 – останцы метабазитов, сложенные амфиболитами, *Cpx-Opx-Pl* апоамфиболитовыми гранулитами и *Grt-Cpx-Pl* эклогитоподобными породами. 3 – зоны разлинованных и будинированных останцов метабазитов среди чарноэндербитов. 4 – отдельные линзы и будины метабазитов. 5 – крупные дайки гранатовых метагаббро (железистых толеитов) (в масштабе карты). 6 – мелкие дайки гранатовых метагаббро (железистых толеитов) (вне масштаба). 7 – некрупные тела однородных крупнозернистых *Bt*-гранитов. 8 – зоны гранитизации (калишпатизации) в чарноэндербитах. 9 – жилы лейкоократовых пегматоидных и крупнозернистых *Cpx-Opx* чарноэндербита (вне масштаба). 10 – жилы и дайки пегматоидных, крупно-, средне- и мелкозернистых однородных гранитоидов неопределенного состава (вне масштаба). 11 – жилы и дайки пегматоидных, крупно-, средне- и мелкозернистых однородных *Bt*-гранитов (вне масштаба). 12 – жилы и дайки пегматоидных и мелкокристаллических *Bt-Opx*-чарнокитов (вне масштаба). 13 – мелкие зоны пластического течения (вне масштаба). 14 – метаморфические прожилки *Grt-Cpx-Pl* состава в амфиболитах (вне масштаба). 15 – элементы залегания метаморфической слоистости в метабазитах или гнейсоподобности в разgneйсованных чарноэндербитах. 16 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые.

представлено в суммарной форме оксида $\text{Fe}_2\text{O}_{\text{общ}}$. Пересчет валового химического состава пород на модальный состав проводился с помощью программы MC14 (Чудненко и др., 2014). Химические анализы пород и их пересчет на модальный состав приведен в Supplementary² 1.

²Дополнительные материалы к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены в: Supplementary 1, ESM_1 – Химический и модальный состав гранитоидов гранулит-чарнокитоидного массива Поньгома-Наволок; Supplementary 2 – Результаты микрозондовых определений составов порообразующих минералов (мас. %) из пород гранулит-чарнокитоидного массива Поньгома-Наволок и их пересчет на кристаллохимические формулы: ESM_1 – ортопироксенов, ESM_2 – клинопироксенов, ESM_3 – биотитов, ESM_4 – амфиболов, ESM_5 – гранатов, ESM_6 – плагиоклазов и Na-K-полевых шпатов.

Анализы составов минералов проводились на микроанализаторе JXA-8200 при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 20 нА. Время накопления импульсов – 10 с на каждый элемент. Кристаллохимические формулы минералов и вычисление соотношений миналов рассчитывались с использованием программ Make_mineral (С.С. Абрамов, ИГЕМ РАН, устное сообщение); формулы амфиболов рассчитывались по (Schumacher, 1997), пироксенов – по (Cawthorn, Collerson, 1974), формулы плагиоклазов – на 8O^{2-} , биотитов – на 11O^{2-} . Наименование амфиболов определялось по классификации (Leake et al., 1997); для наименования пироксенов использовалась классификация по (Morimoto et al., 1988). Химические анализы минералов и их пересчет на кристаллохимические формулы приведены в Supplementary 2.

Построение мультиминеральных моновариантных равновесий для оценки $P-T$ параметров метаморфизма проводилось методом TWEEQU

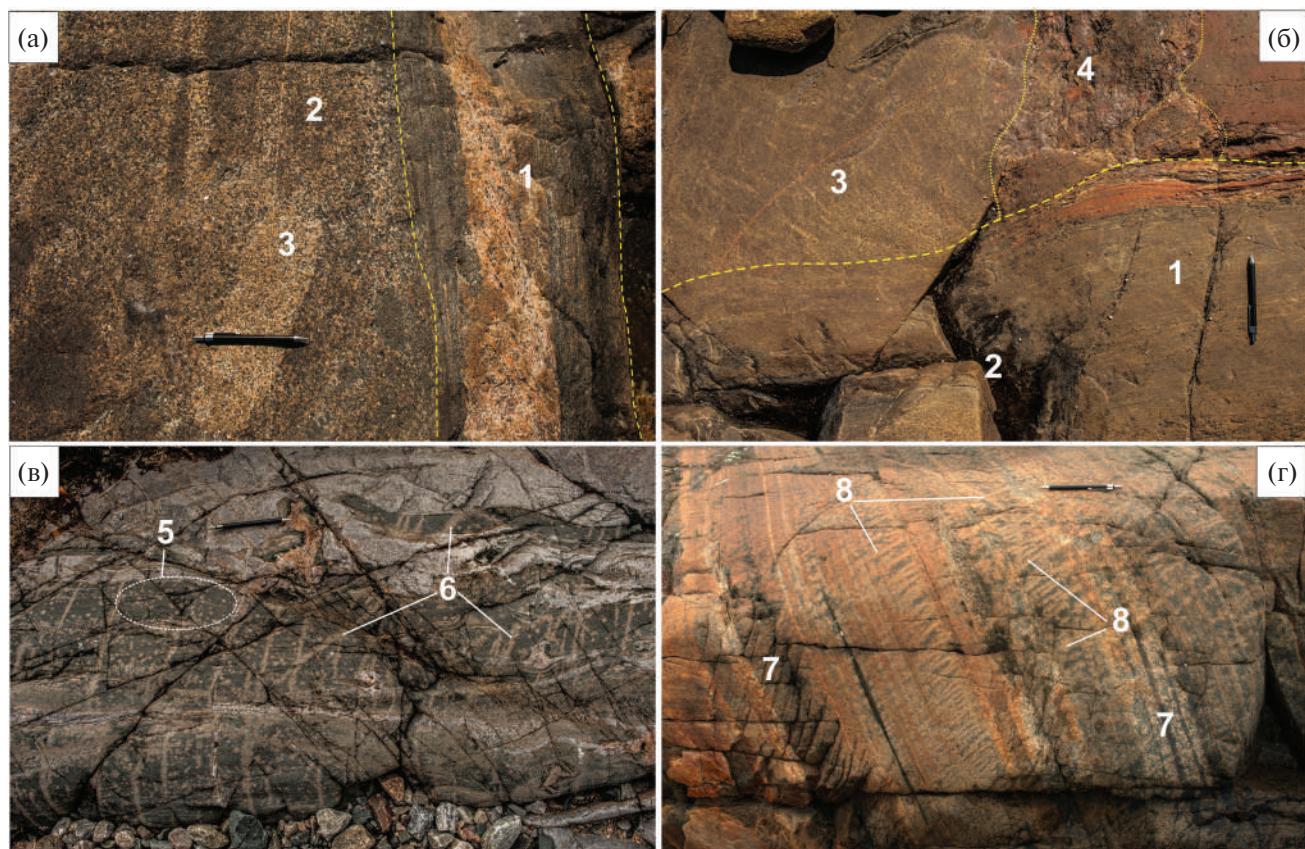


Рис. 5. Геологическое проявление палеопротерозойского метаморфизма в породах массива Поньгома-Наволок и породах обрамления.

(а) – зона рассланцевания и калишпатизации (1) в метадиоритах (2) и ксенолит чарноэндербитов в метадиоритах (3). (б) – зона рассланцевания и калишпатизации (1) сечет массив чарноэндербитов (3) и жилы пегматоидных чарно-китов (4). (в) – участки пятнистой текстуры в дайке гранатового метагаббро, обусловленные гломеропорфировыми агрегатами граната (5); (6) – концентрация выделений граната вдоль трещин скола. (г) – амфиболиты с первичной метаморфической полосчатостью (7) секутся серией тонких субпараллельных прожилков *Grt-Cpx-Pl* эклогитоподобных пород (8), ориентированных согласно северо-восточному простирианию мощной зоны пластического течения в домене Ia в обрамлении массива.

(Berman, 1991) с использованием баз взаимосогласованных термодинамических данных (электронная база данных DEC06), учитывающих свойства многокомпонентных твердых растворов (Berman, Aranovich, 1996; Aranovich, Berman, 1996; Berman et al., 1995; Mader, Berman, 1992; Перчук, Аранович, 1991). Расчеты и построение линий моновариантных равновесий проводились с использованием программ winTWEQU_v234, автор Р. Берман, и приложений к TWEQU_view TWEQU_comb, автор Д. В. Доливо-Добровольский.

Исследования флюидных включений выполнялись в ИЭМ РАН на термостолике “Linkam” с рабочим температурным интервалом от -196°C до 600°C (THMSG 600) и автоматическим режимом нагревания и охлаждения образца со скоростью от 0.1 до $90^{\circ}/\text{мин}$. Приборная точность измерений соответствовала $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$. Систематическая калибровка установки производилась по природным (CO_2 , Camperio, Alps) и синтетическим (H_2O)

включениям в кварце. Визуализация измерений осуществлялась с помощью оптического микроскопа и ЭВМ. Для расчета плотности и мольных объемов и флюидных включений использовалась программа FLUIDS (Bekker, 2003). Построение изохор проводилось по (Duan et al., 1992, 1996).

Моделирование условий формирования чарноэндербитов, чарнокитов и гранитов проводилось методом минимизации энергии Гиббса (методом псевдосечений) с использованием программного комплекса PERPLE_X 6.8.7. (Connolly, 2005) в системе $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO}\text{-MgO}\text{-CaO}\text{-Na}_2\text{O}\text{-K}_2\text{O}\text{-O}_2\text{-H}_2\text{O}\text{-CO}_2\text{-NaCl}$. В качестве модельного были выбраны реальные составы наиболее однородных и малоизмененных пород: чарноэндербита (обр. ПНГ-58), чарнокита (обр. ПНГ-113), гранита (обр. ПНГ-281). Использовались следующие модели минералов – твердых растворов: feldspar (Fuhrman, Lindsley, 1988), Opx(W), Gt(W), Bi(W) (White et al., 2014), Cpx(HP) (Holland, Powell, 1996), Amph(DHP)

(Dale et al., 2000). В расчетах использовалась модель тоналитового расплава melt(G) (Green et al., 2016)³. В качестве компонентов флюида были выбраны H_2O , CO_2 и $NaCl$, свойства смешения которых рассчитывались по модели Л.Я. Арановича и др. (2010). CO_2 и $NaCl$ взяты только как компоненты, регулирующие активность H_2O во флюиде. Моделирование условий выплавления чарноэндербитов из амфиболитов, проведенное нами ранее, показало, что этот процесс проходил под действием флюидов с низкой активностью H_2O ; содержание воды в магматических расплавах составляло не более 4–5 мас. % (Козловский и др., 2023). При этом в чарноэндербитах весьма ограничено распространены водные минералы и не встречены карбонаты, поэтому моделирование условий формирования чарноэндербитов проводилось в системе недосыщенной водой и при отсутствии CO_2 . Количество H_2O было взято равным 1.1 мас. %, что соответствует результатам измерения потерь при прокаливании. Формирование чарнокитов и гранитов сопровождалось существенными метасоматическими изменениями во вмещающих породах, в кварце которых были обнаружены как водно-солевые, так и углекислотные включения. Соответственно, формирование чарнокитов и гранитов моделировалось в условиях насыщенности системы H_2O-CO_2-NaCl флюидом.

Содержание $NaCl$ во флюиде задавалось дискретно: 7, 15, 20, 30, 40 мол. %. Для каждого уровня концентрации $NaCl$ в чарнокитах и гранитах подбиралась доля CO_2 , чтобы на псевдосечении $P-T$ добиться максимально кучного схождения (суперпозиции) изолиний молекулярных отношений в минералах или содержания какого-либо минала (изоплет). Содержание свободного O_2 как параметра, отражающего содержание Fe_2O_3 в системе, корректировалось на заключительном этапе дискретно – 0.08, 0.12, 0.18, 0.20 мас. % также по принципу максимальной суперпозиции изоплет. Однако на расположение полей минеральных ассоциаций доля O_2 существенного влияния не оказывала. В качестве молекулярных отношений для построения изоплет, отражающих состав пироксена и биотита, были выбраны: $f^4 = FeO/(FeO + MgO)$ и $al = Al_2O_3/(Al_2O_3 + FeO + MgO)$, а также содержание An минала в плагиоклазе.

³Здесь и ниже на рис. 15, 16, 17, 18 символы термодинамических моделей минералов и твердых растворов приведены по базам данных hp11ver.dat и solution_model(687), используемым в PERPLE_X 6.8.7.

⁴Железистость $f = FeO/(FeO + MgO)$, мол.; глиноземистость $al = Al_2O_3/(Al_2O_3 + FeO + MgO)$, мол.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД МАССИВА ПОНЬГОМА-НАВОЛОК

На TAS диаграмме, рекомендованной ВСЕГЕИ (Шарапенюк и др., 2013), чарноэндербиты главной фазы внедрения массива Поньгома-Наволок расположены в поле группы пород нормальной щелочности (рис. 6).

Наиболее распространенная их разновидность – мезократовые чарноэндербиты компактно расположились в поле гранодиоритов. Меланократовые чарноэндербиты, обнаруженные в линзах в контактовой зоне массива – относительно низкокремнеземистые и расположены в поле кварцевых диоритов и диоритов. Лейкохратовые чарноэндербиты, формирующие ветвистые прожилки среди мезократовых чарноэндербитов в центральной части интрузии, частично смешены в поле более кремнеземистых и более щелочных пород и находятся на границе полей гранитов и умеренно-щелочных гранитов.

В отличие от чарноэндербитов, чарнокиты и граниты образуют широкое размытое поле преимущественно в области умеренно-щелочных гранитов и умеренно-щелочных лейкогранитов. Чарнокиты и граниты неразличимы по соотношению $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$. На диаграмме модального состава пород, предложенной В.М. Шемякиным (1976)⁵, см. рис. 7 для чарнокитоидов, мы наблюдаем совершенно разную картину расположения точек составов пород чарноэндербитов, чарнокитов и гранитов.

Анализы чарноэндербитов (мезо-, лейко- и меланократовых) формируют кучное скопление, преимущественно в поле чарноэндербитов, незначительно заходя в приграничные части полей монцоэндербитов и мангероэндербитов. Такое кучное расположение точек составов можно интерпретировать как совокупность анализов магматических пород, практически не подверженных наложенным метасоматическим изменениям и гранитизации. Чарнокиты, в отличие от чарноэндербитов, формируют отчетливый тренд от чарноэндербитов до щелочно-полевошпатовых чарнокитов. Этот тренд иллюстрирует постепенное обогащение чарнокитов K и Si . Такая же закономерность характерна и для гранитов. Кроме того, на этот тренд попадают и некоторые разновидности чарноэндербитов, подверженные чарнокитизации и гранитизации вблизи контактовых зон с дайками чарнокитов и гранитов.

⁵В области составов пород массива Поньгома-Наволок различные классификации ортопироксеновых гранитов идентичны (Шемякин, 1976; Frost et al., 2008; Rajesh et al., 2012 и др.).

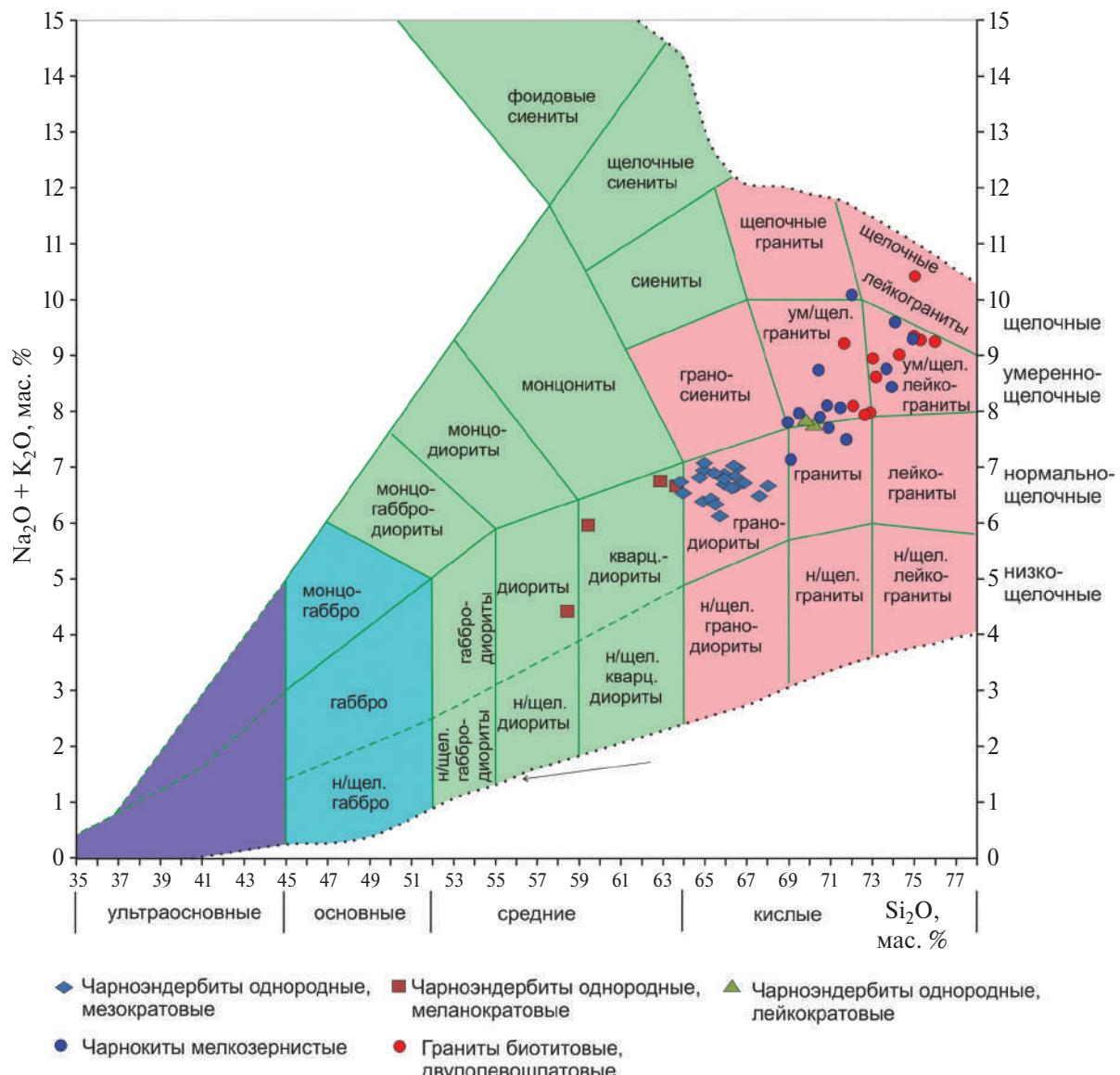


Рис. 6. TAS диаграмма (Шарапенюк и др., 2013) для составов чарноэндербитов, чарнокитов и биотитовых гранитов массива Поньгома-Наволок (пояснения см. в тексте).

Взаимное расположение точек анализов чарнокитов, гранитов и чарноэндербитов на рис. 6 и 7 показывают, что чарнокиты и граниты могли сформироваться в результате гранитизации под воздействием K-Si флюидов на чарноэндербиты, как и предполагалось нами ранее (Козловский и др., 2023).

Дискриминационные диаграммы для гранитоидов различной природы (Frost et al., 2001) показали, что и чарнокиты, и чарноэндербиты массива Поньгома-Наволок относятся к гранитоидам I-типа. Это позволило предположить, что источником вещества для пород массива Поньгома-Наволок являлись магматические породы, вероятно, базитового состава (Козловский и др., 2023).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД МАССИВА ПОНЬГОМА-НАВОЛОК

Чарноэндербиты слагают основную часть массива Поньгома-Наволок. Они сформировали изометрическое тело в первую (главную) интрузивную fazу становления массива. Макроскопически это однородные среднезернистые породы светло-кремового цвета, в которых иногда проявленна слабая директивная текстура, обусловленная ориентированным расположением пироксенов. Под микроскопом эта директивность практически не проявленна, а породы характеризуются массивной текстурой. Структура чарноэндербитов преимущественно равномернозернистая, гипидиоморфнозернистая,

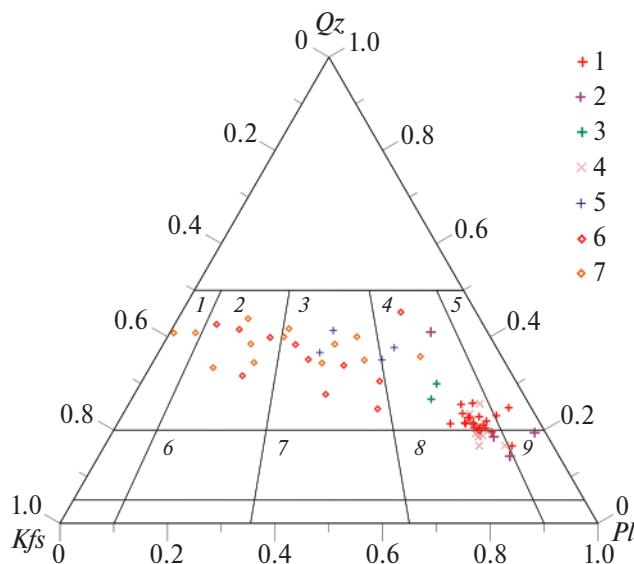


Рис. 7. Модальный состав чарноэндербитов, чарнокитов и гранитов массива Поньгома-Наволок на диаграмме В.М. Шемякина (1976).

Поля на диаграмме: 1 – биркремиты; 2 – щелочно-полевошпатовые чарнокиты; 3 – чарнокиты; 4 – чарноэндербиты; 5 – эндербиты; 6 – сиено-чарнокиты; 7 – монцочарнокиты; 8 – монцоэндербиты; 9 – мангероэндербиты. Точки составов пород: 1–5 – чарноэндербиты: 1 – мезократовые, 2 – меланократовые, 3 – лейкократовые, 4 – разгнейсовые, 5 – чарнокитизированные; 6 – чарнокиты мелко-среднезернистые и пегматоидные; 7 – граниты.

напоминающая габбровую, т.е. никакой из главных породообразующих минералов не обладает существенным идиоморфизмом. Na-K-Ca-полевой шпат наиболее часто формирует изометричные зерна, реже – короткие, плохо выраженные таблитчатые кристаллы. Клино- и ортопироксены обычно встречаются в виде зерен призматического облика с рваными неровными границами (рис. 8а). Подобный характер взаимоотношений пироксенов и Na-K-Ca-полевого шпата указывает на близкое к одновременному выделению из расплава полевого шпата и пироксенов вблизи солидуса.

Размер зерен минералов чарноэндербитов обычно составляет 0.2–1.8 мм, однако в породе встречаются редкие крупные таблитчатые выделения Na-K-Ca-полевого шпата, достигающие 3–4 мм. Модальный минеральный состав чарноэндербитов (см. Supplementary 1) не отличается разнообразием (мас. %): Na-K-Ca-полевой шпат (Na-K-Ca-*Fsp*) 55–65, щелочной полевой шпат (*Kfs*) 4–14, кварц (*Qz*) 14–23, ортопироксен (*Opx*) 3–11, клинопироксен (*Cpx*) 2–5, гранат (*Grt*) 0–3, амфибол (*Amp*) 0–8, биотит (*Bt*) 0–4, ильменит (*Ilm*) 0.8–1.2, магнетит (*Mag*) 0.6–1.5.

В чарноэндербитах можно выделить пять минеральных ассоциаций, последовательно сменяющих

одна другую и отвечающих пяти процессам, сформировавшим современный петрографический облик этих пород. Однако однородность химического и модального состава (рис. 6 и 7) и петрографические наблюдения говорят о том, что в строении чарноэндербитов, вероятно, доминирует только одна из этих ассоциаций. Эта главная минеральная ассоциация отвечает процессу кристаллизации чарноэндербитов из магматического расплава. Она сложена Na-K-Ca-полевым шпатом-I (с антиперититовой структурой), ортопироксеном, клинопироксеном-I и кварцем. Среди рудных минералов доминируют ильменит и магнетит, реже встречается пирит.

Na-K-Ca-полевой шпат-I чарноэндербитов обычно практически незональный; его состав отвечает олигоклаз-андезину (*An*_{26–30}) при невысокой доле *Kfs* = 0.02–0.04 мол. % (см. Supplementary 2, ESM_6). Однако анализы этого полевого шпата в наиболее однородных участках структур распада, выполненные широким зондом, позволяют оценить долю *Kfs* в первичном нераспавшемся полевом шпата, которая предположительно составляла 0.18–0.29 мол. %.

Ортопироксен чарноэндербитов весьма однороден по строению и составу. Ортопироксен не зонален и практически не содержит включений рудных минералов. Железистость ортопироксена составляет 0.41–0.43 (рис. 9), а содержание Al_2O_3 относительно невысокое (1.32–1.93 мас. %) (см. Supplementary 2, ESM_1); единичные анализы показывают незначительное снижение содержания Al_2O_3 в краевой части ортопироксена на контакте с клинопироксеном до 1.12–1.13 мас. %.

Клинопироксен-I, относящийся к магматической ассоциации, обычно менее идиоморфен, чем ортопироксен; известны случаи обрастания ортопироксена клинопироксеном-I и изометричные включения ортопироксена в клинопироксене-I (рис. 8б). Характер срастаний пироксенов указывает на более позднее формирование клинопироксена-I по отношению к ортопироксену на стадии кристаллизации породы. Призматические зерна клинопироксена содержат тонкие субпараллельные ламели ортопироксена толщиной 1.5–2 мкм (рис. 10а). Кроме того, клинопироксен-I магматической ассоциации содержит обильные ориентированные микровключения рудного минерала, по-видимому титаномагнетита или ильменита, размером менее 1 мкм (рис. 8в), сформировавшиеся, возможно, в результате распада первичного, более железистого и титанистого клинопироксена. Анализы химического состава клинопироксена-I располагаются на границе полей авгита и диопсида с железистостью, равной 0.28–0.33 (рис. 9); содержание TiO_2 составляет 0.06–0.17 мас. %. Анализы широким зондом (диаметром 20 мкм) позволили частично интегрировать включения рудного

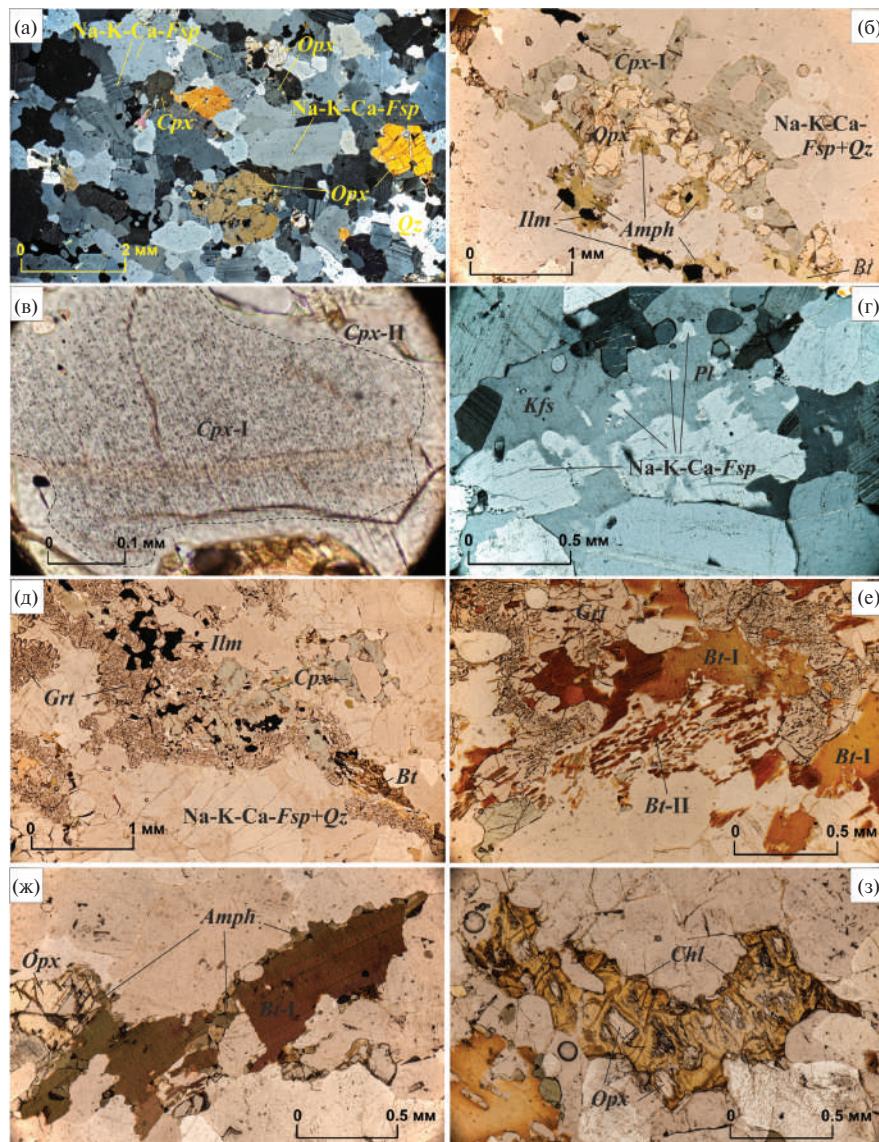


Рис. 8. Структурные и микроструктурные особенности чарноэндербитов массива Поньгома-Наволок.
 (а) – однородная гипидиомифнозернистая структура чарноэндербитов. *Cpx* и *Opx* образуют короткопризматические зерна с рваными неровными границами, а *Na-K-Ca-Fsp* – плохо оформленные таблитчатые кристаллы. Пироксены содержат включения полевого шпата и заполняют интерстиции между его кристаллами. (б) – взаимоотношения *Opx* и *Cpx-I* в чарноэндербитах. *Cpx-I* магматической ассоциации обычно менее идиоморфен, чем *Opx*, и иногда обрашает его. *Opx* иногда встречается в виде изометричных включений в *Cpx-I*. Взаимоотношения минералов говорят о том, что *Cpx-I* кристаллизовался после *Opx*. (в) – зональное зерно клинопироксена. Центр зерна *Cpx-I* относится к магматической ассоциации и содержит обильные включения рудного минерала размером менее 1 мкм (вероятно, титаномагнетита или ильменита). Включения, по-видимому, сформировались в результате распада первичного более железистого и титанистого клинопироксена при его остывании. Краевая часть *Cpx-II* включений не содержит; ее формирование связано с процессом чарнокитизации чарноэндербитов. (г) – замещение *Na-K-Ca*-полевого шпата щелочным полевым шпатом при чарнокитизации чарноэндербитов. Реликт *Na-K-Ca*-полевого шпата сохранился в ядре зерна щелочного полевого шпата в виде корродированного фрагмента неправильной формы. (д) – развитие короны *Grt* между *Cpx*, *Opx*, *Ilm*, *Bt-I* в чарноэндербите из краевой части массива, вблизи зон рассланцевания и разгнейсования. (е) – развитие метаморфической ассоциации *Grt* + *Bt-II* + *Pl-II* по периферии выделений *Bt-I*. *Bt-II* формирует симплектитовые сростки с *Pl-II* и кварцем. Пластинчатые кристаллы *Bt-I* (сформировавшиеся в более раннем процессе чарнокитизации) остаются в реликтах. (ж) – ретроградная амфиболизация, затронувшая Fe-Mg минералы чарноэндербитов. Новообразованный *Amph* развивается в виде агрегата изометричных зерен вокруг минералов магматической стадии и стадии чарнокитизации – *Bt-I*, *Ilm*, *Opx*. Фото при одном николе. (з) – замещение ортопироксена хлоритом при низкотемпературных эпигенетических изменениях минералов чарноэндербитов, чарнокитов и гранулитов. Фото (а, г) – при двух николях, (б, в, д, е, ж, з) – при одном николе.

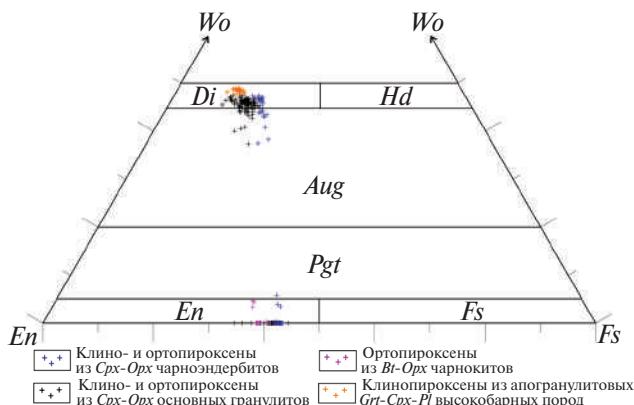


Рис. 9. Составы клино- и ортопироксенов из чарноэндербитов, чарнокитов и основных гранулитов массива Поньгома-Наволок на диаграмме *En-Fs-Wo* (Morimoto et al., 1988).

минерала в состав клинопироксена. Они показали, что первичный клинопироксен мог иметь более высокую железистость, составляющую не менее 0.32–0.36, и более высокое содержание TiO_2 , достигавшее не менее 0.24–0.46 мас. % (см. Supplementary 2, ESM_2). Содержание Al_2O_3 в клинопироксене-I обычно невелико и составляет 1.14–1.68 мас. %, что соответствует доле жадеитового минала $Jd_{4.9-5.8}$. Акмитовый минал для клинопироксена-I не характерен, а его содержание переменчиво; в подавляющем большинстве анализов $Ac_{0-0.6}$, поднимаясь в единичных анализах до $Ac_{1.1-3.9}$.

Рудные минералы — магнетит и ильменит образуют изометричные зерна между выделениями полевого шпата и пироксенов. Зерна рудных минералов представляют собой сростки ламелей,

характерные для структур распада твердого раствора. Самостоятельных выделений магнетита и ильменита в чарноэндербитах не отмечено. Содержание TiO_2 в магнетите из крупных ламелей в структурах распада составляет 12.7–14.1 мас. %.

Вторая по распространённости минеральная ассоциация чарноэндербитов наиболее хорошо проявлены в областях, где последние прорываются дайками чарнокитов и гранитов. Эта ассоциация, вероятно, отвечает процессам чарнокитизации или гранитизации чарноэндербитов. Наиболее характерным проявлением этих процессов является замещение Na-K-Ca-полевого шпата-I щелочным полевым шпатом. Последний регулярно формирует межзерновые каймы на контакте зерен Na-K-Ca-полевого шпата. Эти каймы обладают невыдержанной мощностью 5–30 мкм и извилистыми зазубренными границами, корродирующими первичный полевой шпат. Кроме того, щелочной полевой шпат формирует в Na-K-Ca-полевом шпата серию ветвящихся, незакономерно ориентированных антипертитов замещения. Часто щелочной полевой шпат формирует полные псевдоморфозы по Na-K-Ca-полевому шпату, при этом последний сохраняется в центре зерен щелочного полевого шпата в виде корродированных реликтов неправильной формы (рис. 8г). Аналогичные наблюдения над взаимоотношениями полевых шпатов в гранулитах Лимпопо, Шри-Ланки, Южной Индии и Италии (Safonov et al., 2012; Newton et al., 1998, 2019; Harlov et al., 2012) позволили авторам сделать вывод о причастности KCl-содержащих флюидов к формированию подобных пород. Щелочной полевой шпат обладает муаровым угасанием и плохо выраженным микроклиновым двойникование; в составе щелочного полевого шпата доля

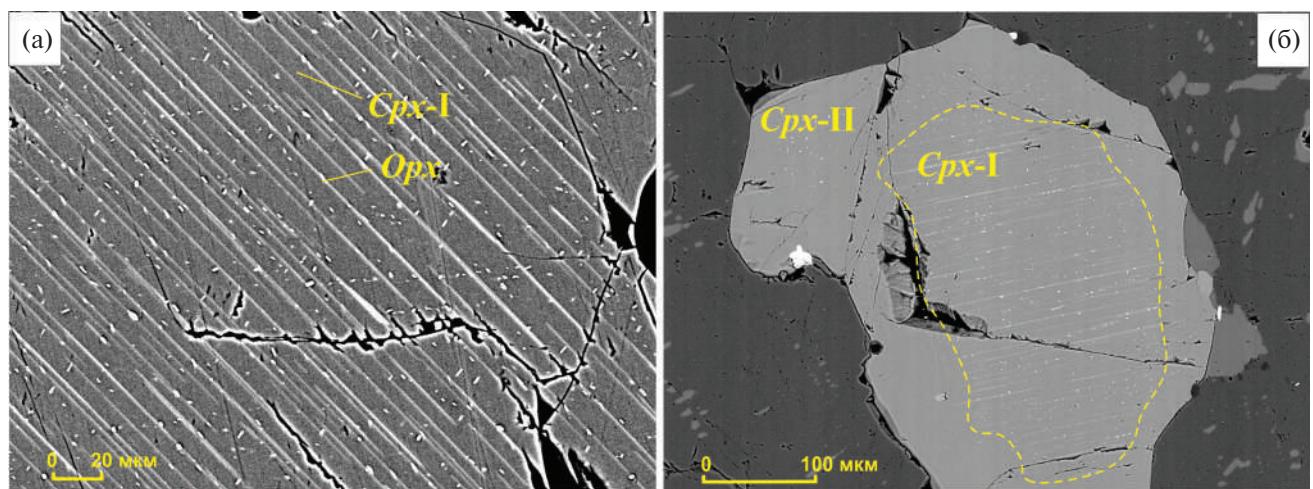


Рис. 10. Неоднородное строение зерен *Cpx* из чарноэндербитов массива Поньгома-Наволок по данным BSE. (а) – тонкие параллельные ламели *Opx* и точечные включения рудного минерала (*Ti-Mag* или *Ilm*) в магматическом *Cpx-I*. (б) – зональное строение зерен *Cpx*. Магматический *Cpx-I*, содержащий ламели *Opx* и включения рудного минерала, обрастает по краям каймой *Cpx-II*, сформированной в процессе чарнокитизации чарноэндербитов. Толщина каймы 10–15 мкм.

альбита невысока — Ab_{3-9} , а перитовые вrostки не характерны.

Характерным проявлением чарнокитизации в чарноэндербитах является развитие кайм клинопироксена-II по клинопироксену-I и ортопироксену (рис. 10б). Каймы клинопироксена-II имеют невыдержанную мощность 10–50 мкм. Морфологически они хорошо отличимы от клинопироксена-I тем, что не содержат ламелей ортопироксена и включений рудного минерала. По железистости клинопироксен-II близок к клинопироксену-I, но при этом клинопироксен-II заметно обогащен Al_2O_3 (1.94–3.10 мас. %), что выражается в увеличении доли жадеитового минерала до $Jd_{5.2-8.9}$.

Типоморфным минералом ассоциации чарнокитизации и гранитизации является биотит-I. Он образует пластинчатые кристаллы с неровными или ступенчатыми краями; размер кристаллов обычно составляет около 0.6–0.8 мм. Биотит оконтуривает выделения пироксенов, которые иногда сохраняются внутри биотита в виде реликтов. Железистость и глиноzemистость биотита-I невелики — 0.30–0.34 и 0.19–0.20 соответственно. Однако состав биотита-I часто бывает изменен в результате перекристаллизации и формирования по биотиту-I псевдоморфоз более позднего биотита-II. В связи с этим оценить состав биотита-I можно только по нескольким анализам, сохранившимся в центральных частях его кристаллов. Обращает на себя внимание высокое содержание фтора в биотите, достигающее 0.87–2.21 мас. % (см. Supplementary 2, ESM_3).

Третья минеральная ассоциация в чарноэндербитах проявлена в краевых частях массива, примыкающих к оконтуривающим его крупным палеопротерозойским зонам рассланцевания и разгнейсования, а также распространена внутри массива в мелких зонах разгнейсования. В чарноэндербитах, подверженных разгнейсованию, формируется характерная ассоциация — гранат, биотит-II, плагиоклаз-II и кварц. Вне зон пластических деформаций эта ассоциация практически не встречается. Характерным минералом этой ассоциации является гранат, который формирует коронарные структуры вокруг всех ранее образованных железомагнезиальных минералов (клино- и ортопироксенов, ильменита, биотита-I) в тех местах, где они контактируют с Na-K-Ca-полевым шпатом (рис. 8д). Гранат обычно выделяется в виде изометричных зерен или образует сростки таких зерен. В центральной части граната отмечаются обильные включения кварца, а на периферии зерен количество включений минимально. На контакте с Na-K-Ca-полевым шпатом гранат обычно формирует хорошо выраженные грани и ребра. Однако граница граната, обращенная к Fe-Mg минералам, обычно имеет неровные заливообразные очертания. Состав граната обычно однороден внутри каждого данного коронарного

сростка; но между разными сростками граната в одной породе могут быть заметные различия. Эта особенность говорит о том, что рост граната проходил локально и унаследовал первичные неоднородности химического состава чарноэндербитов. Вариации состава наиболее типичных гранатов лежат в следующих пределах $Alm = 54-59$ мол. %, $Prp = 19-23$ мол. %, $Grs = 16-19$ мол. %; доля Sps обычно не более 2–5 мол. % (см. Supplementary 2, ESM_5).

Биотит-II, плагиоклаз-II и кварц обычно формируют симплектиты, расположенные по периферии зерен граната. Биотит-II образует, в отличие от биотита-I, мелкие чешуйчатые кристаллы, размером не более 0.1 мм; регулярно встречаются радиально лучистые срастания таких кристаллов (рис. 8е). Биотит-I часто замещается биотитом-II с сохранением первичной крупнопластинчатой морфологии. По составу биотит-II более железистый (0.37–0.39) и незначительно более глиноzemистый, чем биотит-I (0.20–0.21) (см. Supplementary 2, ESM_3); содержание фтора в биотите-II составляет 0.83–1.10 мас. %, что заметно меньше, чем в биотите-I (см. Supplementary 2, ESM_3).

Плагиоклаз-II, входящий в биотит-гранатовую ассоциацию разгнейсовых чарноэндербитов, образует некрупные (0.1–0.15 мм) изометричные или слабо вытянутые незональные зерна, находящиеся в тесном срастании с мелкочешуйчатым биотитом-II (рис. 8е). Состав плагиоклаза-II лишь незначительно более кислый, чем состав первично магматического Na-K-Ca-полевого шпата-I и отвечает олигоклазу An_{23-27} (см. Supplementary 2, ESM_6).

Четвертый процесс, наложенный на чарноэндербиты и отразившийся в их минеральном составе, — это амфиболизация. Вероятно, она отвечает ретроградным изменениям, проявленным после пика метаморфизма в крутопадающих зонах пластического течения, оконтуривающих массив Поньгома-Наволок. Чарноэндербиты, на которые наложились палеопротерозойские зоны рассланцевания и разгнейсования (особенно в юго-западной части массива в зоне контакта с массивом метадиоритов), полностью амфиболизированы и превращены в амфибол-плагиоклазовые гнейсовидные породы. На удалении от зон рассланцевания и разгнейсования амфиболизация чарноэндербитов выразилась фрагментарно. Амфибол образует редкие агрегаты изометричных зерен, расположенные на внешней границе пироксенов, биотита и ильменита; иногда амфибол полностью оконтуривает эти минералы (рис. 8ж). По составу амфибол отвечает паргаситу (Leake et al., 1997) (см. Supplementary 2, ESM_4).

Заключительная пятая минеральная ассоциация чарноэндербитов — эта ассоциация поздних

эпигенетических низкотемпературных минералов, замещающих все ранее образованные минералы. Наименее устойчив к низкотемпературным изменениям ортопироксен, который замещается по трещинам и границам зерен агрегатом характерного желтого чешуйчатого хлорита (рис. 8з). Хлорит, развивающийся по амфиболу и биотиту, окрашен в преимущественно зеленые тона. По полевым шпатам обычно развивается мелкочешуйчатый слюдистый агрегат серциита.

Чарнокиты слагают вторую, дайковую интрузивную фазу массива Поньгома-Наволок. Чарнокиты представлены двумя структурными разновидностями — пегматоидными и мелко-среднезернистыми, основное отличие между которыми заключается в размере выделений минералов. Пегматоидные чарнокиты макроскопически представляют собой равномернозернистые породы, сложенные блоками темно-кремового микроклина и плагиоклаза размером 30–50 мм, которые слагают около 80% породы. Промежутки между блоками выполнены средне- и крупнозернистым агрегатом кварца, плагиоклаза, микроклина и кварц-плагиоклазового симплектита. Среди цветных минералов доминирует биотит и магнетит и ортопироксен, количество которых составляет не более 3–5%. Блоки полевых шпатов обычно имеют изометричную форму, но редко встречаются субдиоморфные блоки с таблитчатыми очертаниями.

Мелко- и среднезернистые чарнокиты макроскопически очень однородные породы. Однако модальный состав мелко- и среднезернистых чарнокитов существенно неоднороден по количеству слагающих их минералов (мас. %): плагиоклаз (*Pl*) 7–67, щелочной полевой шпат (*Kfs*) 12–49, кварц (*Qz*) 19–46, ортопироксен (*Opx*) 0–2.2⁶, биотит (*Bt*) 0–3.3, ильменит (*Ilm*) 0–0.6, магнетит (*Mag*) 0.4–4.4, в некоторых образцах отмечается гранат. В отличие от чарноэндербитов, неоднородность чарнокитов по химическому и модальному составу (рис. 6 и 7) может говорить о том, что в чарнокитах, вероятно, мы наблюдаем сочетание в разных соотношениях результатов нескольких геологических процессов; ни одна из минеральных ассоциаций количественно не доминирует.

При микроскопическом изучении в мелко-среднезернистых чарнокитах отчетливо проявляется структурная неоднородность, выражаяющаяся в том, что в породе можно выделить несколько

⁶ В приведенных подсчетах содержание ортопироксена и биотита в чарнокитах, вероятно, существенно занижено, так как в подавляющем большинстве пород эти минералы, в особенности ортопироксен, замещены вторичным минеральным агрегатом, где доминирует хлорит, аналогично ортопироксену в чарноэндербита (рис. 8з). С учетом апопироксенового хлорита количество ортопироксена в неизмененных чарнокитах обычно составляет 2–3 об. %.

относительно обоснованных последовательно сформировавшихся минеральных агрегатов. Количественное соотношение этих агрегатов в разных образцах может существенно изменяться.

Наиболее ранними минеральными образованиями чарнокитов являются неясно выраженные таблитчатые или изометричные выделения плагиоклаза. Размер его выделений обычно составляет 1–3 мм, что в целом немного больше, чем размер окружающих его минералов. Эти выделения плагиоклаза создают в чарнокитах участки с бластопорфировидной структурой (рис. 11а). По составу этот плагиоклаз незональный и отвечает олигоклазу *An*_{25–30} (см. Supplementary 2, ESM_6), т.е. практически аналогичен Na-K-Ca-полевому шпату-I из магматической ассоциации чарноэндербитов. Единственное отличие состоит в том, что в чарнокитах плагиоклаз не содержит антипертитовых вростков щелочного полевого шпата; доля калишпатового минала в этом плагиоклазе также невелика (0.01–0.04 мол. %). Наиболее вероятно, что этот плагиоклаз можно считать реликтовым, унаследованным от чарноэндербитов.

Вторым элементом структурной неоднородности чарнокитов является наличие метакристаллов щелочного полевого шпата. Размер таких метакристаллов так же, как и реликтов плагиоклаза, составляет около 1–3 мм. В центре метакристаллов сохраняются реликтовые участки, сложенные плагиоклазом, причем ориентировка двойниковых швов и угасание в разных реликтовых фрагментах одинаковая (рис. 11б). Наиболее вероятно, что метакристаллы щелочного полевого шпата являются псевдоморфозами по Na-K-Ca-полевому шпату-I чарноэндербитов. Начало процесса микроклинизации Na-K-Ca-полевого шпата по трещинам и границам зерен отчетливо наблюдается при чарнокитизации чарноэндербитов (рис. 8г); собственно, в чарнокитах мы наблюдаем завершение этого процесса в виде полных псевдоморфоз щелочного полевого шпата по Na-K-Ca-полевому шпату чарноэндербитов. Щелочной полевой шпат в метакристаллах обладает отчетливой микроклиновой решеткой и обилием тонких пертитовых вростков. В центральной части метакристаллов перитты обычно протяженные, в краевой части — прерывистые (рис. 11в). Анализ широким зондом (20 мкм) показал значительную долю альбитового компонента, присутствовавшую в первичном нераспавшемся калиевом полевом шпате (*Ab*_{0.12–0.18}); в краевой части зерен отмечаются единичные участки, обогащенные пертитами, в которых доля *Ab*_{0.26–0.31}.

Собственно, чарнокитовая минеральная ассоциация слагает однородный агрегат, состоящий из плагиоклаза, щелочного полевого шпата, кварца, биотита, ортопироксена и рудных минералов — магнетита и ильменита. Этот агрегат оконтуривает выделения реликтового Na-K-Ca-полевого шпата и

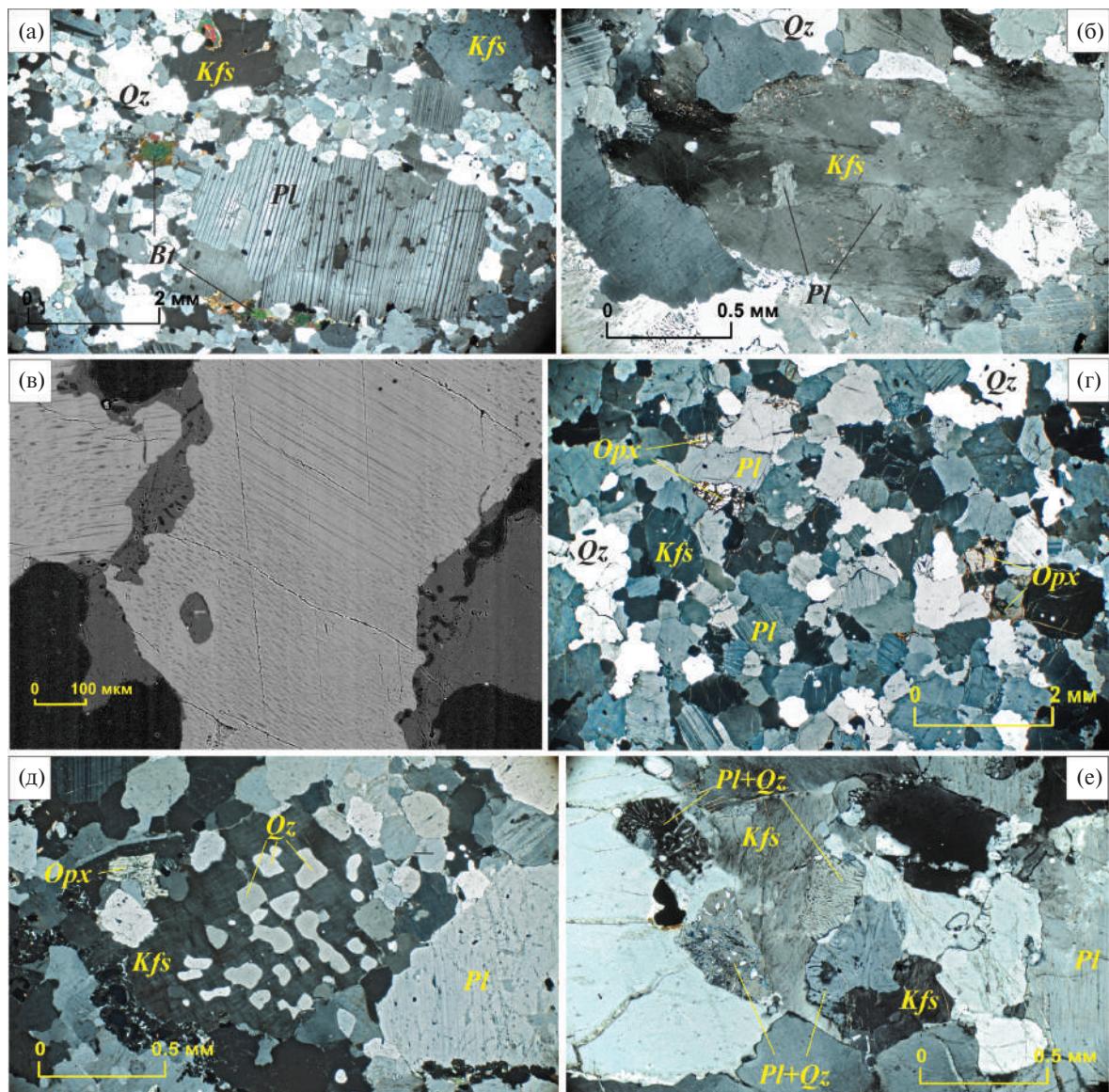


Рис. 11. Структурные и микроструктурные особенности чарнокитов массива Поньгома-Наволок.
 (а) – неоднородное строение чарнокитов. Неравномернозернистая структура сформирована крупными кристаллами плагиоклаза (вероятно, реликтовыми, сохранившимися от чарноэндербитов протолита) и метакристаллами К-На-полевого шпата, окруженными равномернозернистым аллотриаморфнозернистым $Pl-Kfs-Qz$ агрегатом.
 (б) – метакристалл щелочного полевого шпата, заместившего плагиоклаз в чарноките. В центральной части видны сохранившиеся реликты плагиоклаза. (в) – неоднородность пертитового строения метакристалла щелочного полевого шпата из чарнокита. Ядро метакристалла содержит длинные пертитовые вrostки, а пертиты в периферической части прерывистые и волнистые. (г) – равномернозернистая аллотриаморфнозернистая структура чарнокитового минерального агрегата. (д) – графические срастания кварца и щелочного полевого шпата в чарноките, указывающие на совместную кристаллизацию этих минералов. (е) – кварц-плагиоклазовые межзерновые симплектизы, прилегающие к зерну щелочного полевого шпата в чарноките. Наличие срастаний, отображенных на рис. (д) и (е), говорит о том, что чарнокит, вероятно, кристаллизовался из расплава в области, близкой к эвтектическому температурному минимуму. Фото (а, б, г, д, е) – при двух николях, (в) – BSE-изображение.

метакристаллы щелочного полевого шпата. Обычно минералы в чарнокитовой ассоциации не обладают идиоморфизмом. И плагиоклаз, и щелочной полевой шпат образуют зерна изометричной или короткотаблитчатой формы с неровными границами. Щелочной полевой шпат в этом агрегате

обычно преобладает над плагиоклазом. Размер зерен минералов может быть переменчив и составляет от 0.2 до 1.2 мм. Кварц в этом агрегате также формирует изометричные зерна, но иногда может образовывать округлые сростки зерен размером около 3–4 мм. Для ортопироксена характерны

изометричные или слабо вытянутые зерна с закругленными границами. По морфологии выделений минералов можно охарактеризовать структуру чарнокитового агрегата как равномернозернистую аллотриаморфнозернистую (рис. 11г).

В отдельных участках чарнокитового агрегата можно обнаружить, что кварц образует закономерные графические срастания со щелочным полевым шпатом и плагиоклазом. В щелочном полевом шпата включения кварца часто занимают всю площадь зерна, а в плагиоклазе эти срастания распространены преимущественно в краевой зоне (рис. 11д). Наличие в чарнокитовом агрегате кварц-полевошпатовых графических срастаний указывает на то, что чарнокитовая ассоциация, вероятно, сформировалась в результате кристаллизации магматического расплава, по составу близкого к эвтектическому.

Составы минералов чарнокитовой ассоциации не отличаются разнообразием. Плагиоклаз незональный; по составу он соответствует олигоклазу (An_{24-29}) при доле Kfs не более 0.02 мол. %. Щелочной полевой шпат (микроклин) имеет тонкие перититовые вrostки альбита, поэтому анализировался широким зондом. Доля альбита в составе щелочного полевого шпата $Ab_{0.13-0.19}$ (см. Supplementary 2, ESM_6), что примерно соответствует крупным выделениям реликтового микроклина.

Поскольку чарнокиты существенно более лейкократовые породы, чем чарноэндербиты, цветные и рудные минералы в них представлены единичными зернами, размером не более 0.4 мм. Ортопироксен чарнокитов незональный и однородный по составу; он отчетливо менее железистый (0.35–0.40), чем ортопироксен чарноэндербитов (рис. 9). По содержанию Al_2O_3 (1.03–1.86 мас. %) чарнокитовый ортопироксен сопоставим с ортопироксеном из чарноэндербитов (см. Supplementary 2, ESM_1). Биотит чарнокитов сопоставим по составу с биотитом-I из чарнокитизированных чарноэндербитов. Его железистость невысока (0.26–0.29), а глиноземистость остается на уровне (0.18–0.20) (см. Supplementary 2, ESM_3). Обращает на себя внимание высокое содержание в биотите $TiO_2 = 4.06-5.78$ и $F = 1.51-1.66$ мас. % (см. Supplementary 2, ESM_3), сопоставимое с содержанием фтора в биотите-I чарноэндербитов. Среди рудных минералов в чарнокитах доминирует магнетит с высоким содержанием $TiO_2 = 8.9-9.6$ мас. %. Он встречается в виде мономинеральных выделений, расположенных, как правило, между зернами полевых шпатов. Реже встречается ильменит, который образует с магнетитом срастания в виде ламелей распада твердого раствора.

И в пегматоидных, и в мелко-среднезернистых чарнокитах присутствует очень характерный минеральный агрегат, представляющий симплектитовые

срастания кварца и плагиоклаза, напоминающие мирмекиты. Этот агрегат развивается исключительно вдоль межзерновых трещин в чарнокитах и обязательно примыкает к границе зерен и блоков щелочного полевого шпата. В тех срастаниях, где щелочной полевой шпат отсутствует (например, на границе кварца и плагиоклаза), симплектитовый агрегат не встречен. Мощность прожилков симплектита составляет от 10 до 150 мкм (рис. 11е). Этот симплектитовый агрегат проявляет коррозионную активность по отношению к окружающим его полевым шпатам, при этом часто замещая собой периферию зерен и плагиоклаза, и щелочного полевого шпата. Состав плагиоклаза в симплектитовом агрегате соответствует олигоклазу (An_{24-29} , $Kfs_{0-0.01}$) и не отличается от состава плагиоклаза в зернах. Весьма похожие закономерные кварц-плагиоклазовые срастания являются характерными структурными элементами чарнокитоидов комплекса Каббалдурга, Шри-Ланка (Newton et al., 2019).

Кроме того, в чарнокитах встречаются единичные находки зерен граната и амфибола. Подобно чарноэндербитам, происхождение этих зерен можно связать с наложенными палеопротерозойскими метаморфическими событиями.

Структурную неоднородность чарнокитов, а также непостоянство химического и модального состава, сочетающиеся с типичными магматическими графическими структурами, мы связываем с различной степенью сегрегации магматического расплава, сформировавшегося при воздействии $K-SiO_2$ флюидов на чарноэндербиты (Козловский и др., 2023).

Граниты – наименее изученная и наименее распространенная разновидность пород массива Поньгома-Наволок. Как и чарнокиты, они слагают вторую, дайковую интрузивную fazу. Граниты обладают теми же структурно-петрографическими особенностями, что и чарнокиты и отличаются от последних тем, что не содержат ортопироксен. Модальный состав гранитов весьма неоднороден (мас. %): плагиоклаз (Pl) 6–47, щелочной полевый шпат (Kfs) 15–54, кварц (Qz) 33–44, биотит (Bt) 0–3.5, магнетит (Mag) 0.3–2.8, ильменит (Ilm) 0–0.2. Главным образом, неоднородность заключается в переменном соотношении полевых шпатов.

Как и в чарнокитах, в гранитах наблюдаются отдельные крупные реликтовые выделения плагиоклаза и новообразованные метакристаллы щелочного полевого шпата, таблитчатой или изометричной формы, превосходящие по размеру выделения окружающих их минералов в однородном равномернозернистом агрегате (рис. 12а). Размер этих крупных выделений составляет 5–9 мм. При этом в крупных выделениях щелочной полевой шпат количественно резко доминирует над плагиоклазом.

Количество этих крупных зерен в породе может быть весьма переменчиво – от 0 до 40% по площади шлифа.

Равномернозернистый агрегат, окружающий бластопорфировые выделения плагиоклаза и метакристаллы щелочного полевого шпата, сложен преимущественно изометричными зернами и плохо выраженным таблитчатыми кристаллами этих минералов и выделениями кварца неправильной формы.

В этом агрегате зерна минералов имеют меньшие размеры. Наиболее часто встречается однородный агрегат с зернистостью 0.5–1 мм, реже – 0.1–0.2 мм. Однако среди гранитов редко встречаются однородные породы, где равномернозернистый полевошпат-кварцевый агрегат слагает весь объем породы. В таких породах можно отметить, что выделения плагиоклаза и щелочного полевого шпата обладают существенно меньшим идиоморфизмом, по сравнению с пластинчатыми выделениями биотита. Поэтому такую структуру пород можно

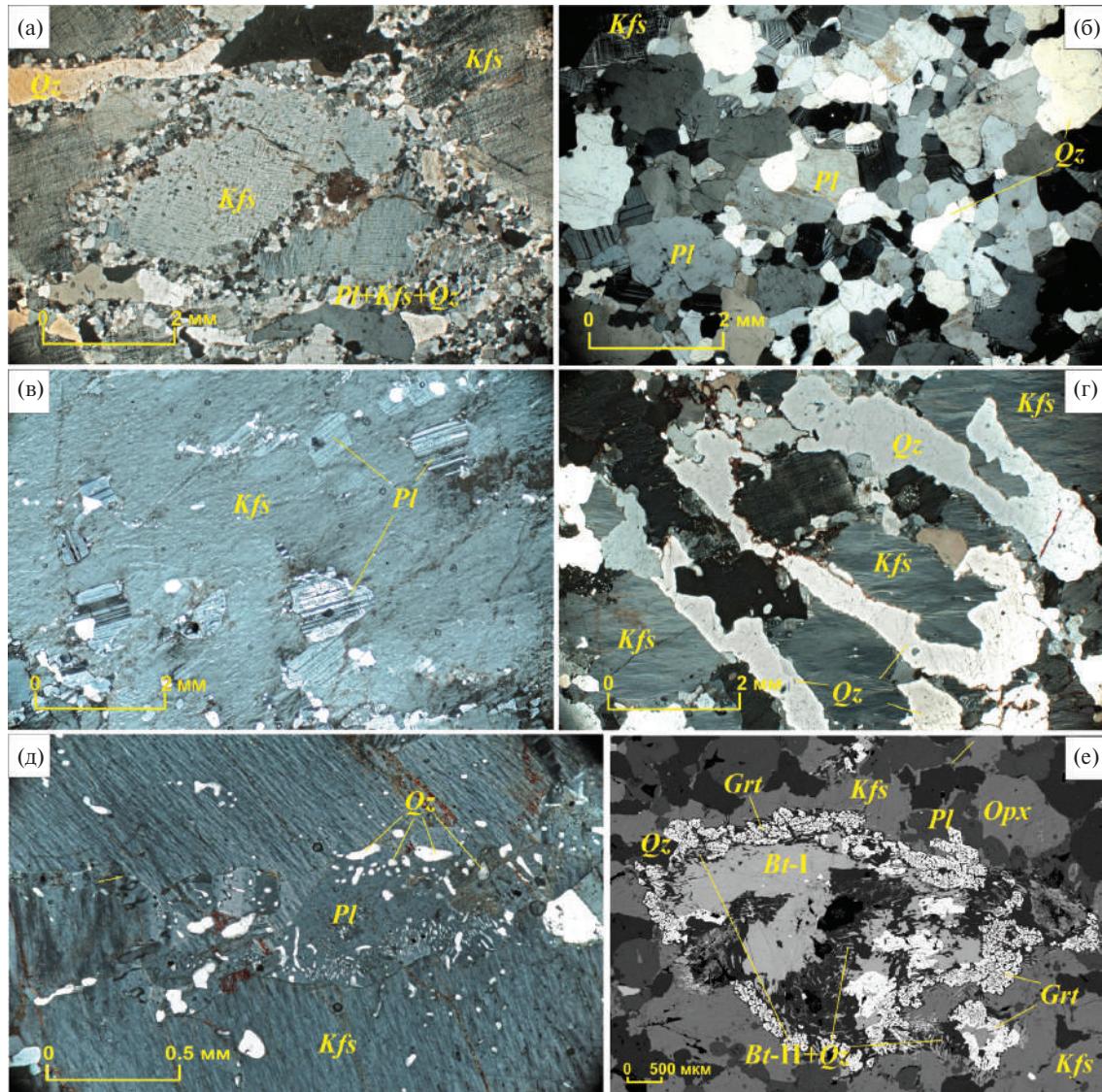


Рис. 12. Структурные и микроструктурные особенности биотитовых гранитов массива Поньгома-Наволок. (а) – неравномернозернистая структура биотитового гранита из дайковой фазы массива Поньгома-Наволок. (б) – равномернозернистая аллотриоморфнозернистая структура гомогенного биотитового гранита. (в) – крупный метакристалл щелочного полевого шпата с сохранившимися реликтами плагиоклаза в неравномернозернистой разновидности биотитового гранита. (г) – кварц-калишпатовые графические срастания в биотитовом граните. (д) – межзерновой кварц-плагиоклазовый симплектит, развивающийся вдоль границ зерен щелочного полевого шпата. (е) – короны граната вокруг биотита-I и симплектит плагиоклаза и мелкочешуйчатого биотита-II, сформировавшиеся при палеопротерозойской перекристаллизации гранатов в участках, приближенных к зонам пластических деформаций в северо-западном обрамлении массива. Фото (а, б, в, г, д) – при двух николях, (е) – BSE-изображение.

охарактеризовать как гипидиоморфнозернистую гранитовую (рис. 12б).

Основные микроструктурные особенности гранитов практически аналогичны таковым в чарнокитах: наличие реликтов плагиоклаза в центральной части крупных метакристаллов микроклина (рис. 12в), наличие кварц-микроклиновых и кварц-плагиоклазовых графических срастаний (рис. 12г). Кроме того, в гранитах так же, как и в чарнокитах, хорошо проявлен межзерновой плагиоклаз-кварцевый симплектитовый агрегат, примыкающий к границам зерен щелочного полевого шпата (рис. 12д).

Плагиоклаз в гранитах однороден и незонален. В крупных зернах, в равномернозернистом агрегате, в кварц-плагиоклазовых симплектитах плагиоклаз имеет практически одинаковый состав – олигоклаз (An_{23-26}), что не отличает его от плагиоклаза чарнокитов. Антипертитов распада не содержит, доля $Kfs = 0.01$ мол. % (см. Supplementary 2, ESM_6). Щелочной полевой шпат также однороден по строению и составу. Он обладает отчетливой микроклиновой решеткой и тонкими перититами распада. Анализ в точке между ламелями плагиоклаза показал долю альбита $Ab_{0.07-0.11}$; анализ широким зондом (20 мкм) показал $Ab_{0.11-0.15}$, что также близко к щелочному полевому шпату чарнокитов.

В гранитах, как и в чарноэндербитах, можно выделить две морфологические разновидности биотита; обе разновидности хлоритизированы. Доминирует в гранитах крупночешуйчатый низкожелезистый биотит-I (0.24–0.34), близкий по составу к биотиту чарнокитов и чарнокитизированных чарноэндербитов (см. Supplementary 2, ESM_3). В краевых частях массива, примыкающих к палеопротерозойским зонам пластического течения, граниты частично разгнейсованы и перекристаллизованы. В гранитах начинает формироваться новообразованная гранат-биотит-плагиоклазовая ассоциация с характерными коронами граната вокруг биотита-I и симплектитами плагиоклаза и мелкочешуйчатого биотита-II (рис. 12е). Структура минерального агрегата перекристаллизованных гранитов аналогична перекристаллизованным чарнокитизированным чарноэндербитам (рис. 8е). Биотит-II гранитов, аналогично биотиту-II разгнейсовых и перекристаллизованных чарноэндербитов, более железистый (0.39–0.42). По глиноземистости обе разновидности биотита-I и -II близки (0.20–0.23). Состав граната из перекристаллизованных гранитов близок к составу граната из перекристаллизованных чарноэндербитов. Однако он незначительно отличается меньшей долей гроссуляра и большей пиропа (мол. %): $Alm = 57-59$, $Prp = 26-27$, $Grs = 11-13$, $Sps = 3$ (см. Supplementary 2, ESM_5), что объяснимо различием в валовом составе пород. Из этих наблюдений следует, что перекристаллизация пород массива в палеопротерозое произвела

одинаковую структурно-минералогическую перестройку как чарнокитизированных чарноэндербитов, так и гранитов.

Основным рудным минералом гранитов, в отличие от чарнокитов и чарноэндербитов, является магнетит, который практически чистый и содержит $TiO_2 = 0-0.11$ мол. %. В существенно меньшем количестве встречаются зерна ильменита, где магнетит с содержанием $TiO_2 = 10-11$ мол. % встречается в ламелях в структурах распада.

Хорошее сходство гранитов и чарнокитов по характерным особенностям структуры, химическому и минеральному составу позволяет предполагать, что эти породы могли быть сформированы в ходе одного геологического процесса – гранитизации чарноэндербитов, но при разных интенсивных параметрах.

Основные гранулиты (амфибол-плагиоклаз-двупироксеновые) слагают серии блоков пластинчатой формы в северо-восточной части массива Поньгома-Наволок (рис. 1). В этих породах отчетливо выделяются четыре минеральные ассоциации, последовательно наложенные одна на другую.

Наиболее ранняя ассоциация реликтовая. Она отвечает амфиболитам и является протолитом для всех последующих минеральных преобразований. В некоторых пластинчатых блоках эта минеральная ассоциация является доминирующей, поэтому такие породы можно называть амфиболитами. Макроскопически амфиболиты представляют собой однородные средне-крупнозернистые породы с отчетливой субпараллельной ориентировкой кристаллов амфибала; регулярно в амфиболитах отмечается метаморфическая слоистость. В состав амфиболитовой ассоциации входит амфибол-I и плагиоклаз-I. Амфибол-I образует призматические кристаллы, а плагиоклаз – короткие таблитчатые кристаллы и зерна изометричной угловатой формы. Структуру амфиболитов можно охарактеризовать как равномернозернистую грано-нематобластовую (рис. 13а). Размер зерен амфибала составляет от 0.5 до 2 мм, а плагиоклаза – от 0.3 до 1 мм. Плагиоклаз в этих породах зональный.

Амфиболитовой ассоциации соответствует плагиоклаз-I из центральных частей зерен, который по составу отвечает андезину–лабрадору (An_{45-51}). На периферии зерен плагиоклаз более кислый – андезин (An_{33-37}); этот состав отвечает более поздним минеральным ассоциациям (см. Supplementary 2, ESM_6). Амфибол в амфиболитовой ассоциации отвечает паргаситу с железистостью 0.34–0.43 (см. Supplementary 2, ESM_4). Обращает на себя внимание высокое содержание в амфибеле $K_2O = 0.81-1.63$ мол. % и $F = 0.35-0.91$ мол. %.

Вторая минеральная ассоциация – гранулитовая: ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз, титаномагнетит, рутил. Она развивается по

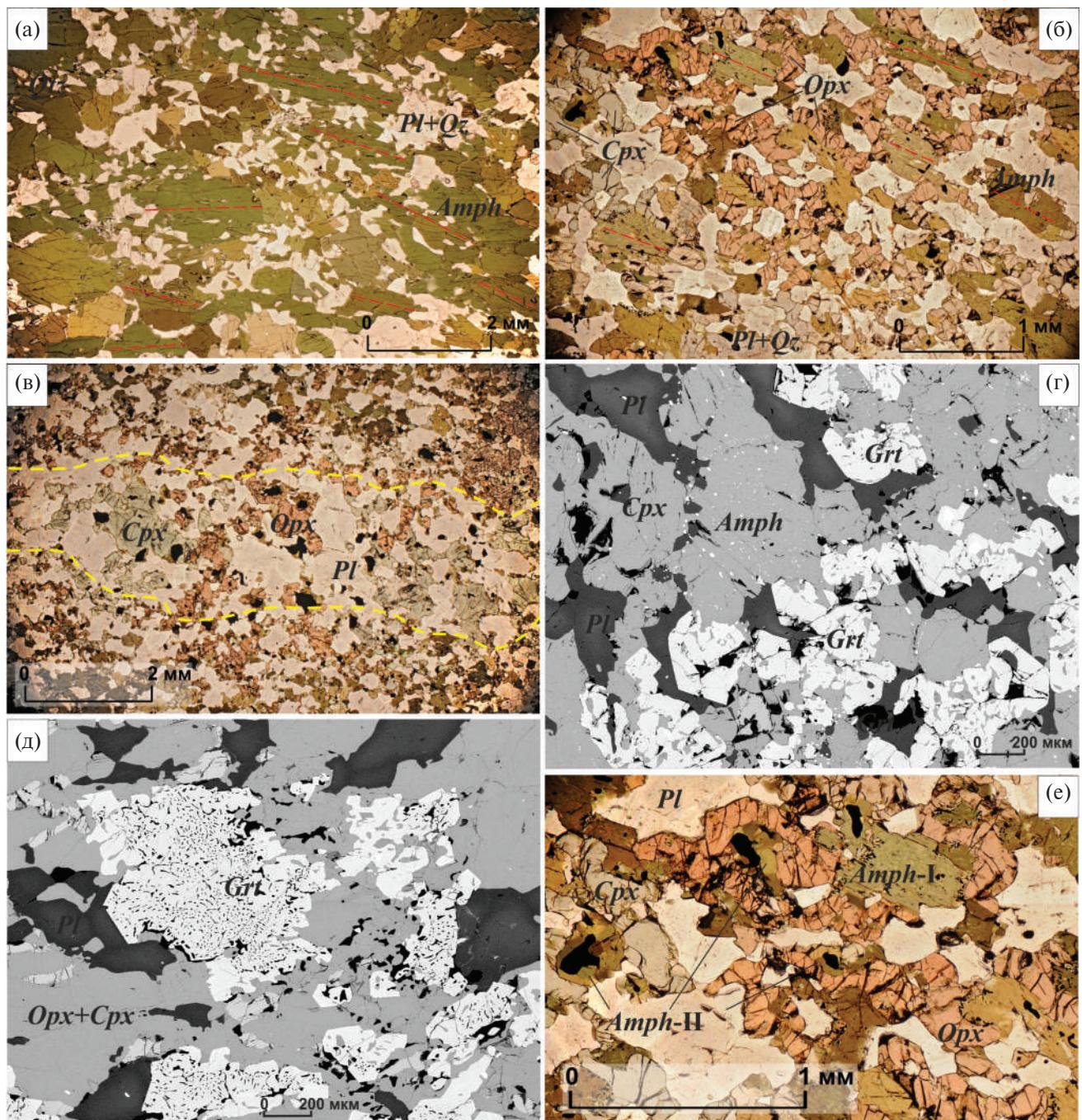


Рис. 13. Структурные и микроструктурные особенности метабазитов массива Поньгома-Наволок:
(а) – равномернозернистая грано-нематобластовая структура амфиболитов, образованная удлиненными и ориентированными призматическими зернами амфиболя-І и изометричными зернами плагиоклаза-І. (б) – двупироксен-плагиоклазовый гранулитовый агрегат с однородной равномернозернистой квазизотропной (роговиковой) структурой. Ориентированные призматические кристаллы амфиболя сохранились только в реликтах. (в) – фрагмент жилы перекристаллизованных двупироксен-плагиоклазовых гранулитов. Перекристаллизация сопровождается укрупнением зерен минералов, и зерна плагиоклаза при этом постепенно приобретают таблитчатый габитус. (г) – зарождение зерен граната на контакте клинопироксена и плагиоклаза. (д) – гломеропорфировый сросток зерен граната, окруженный клинопироксеном-ІІ и плагиоклазом из участков изменения двупироксен-плагиоклазовых гранулитов. (е) – увеличенный фрагмент рис. (б). Две генерации амфиболя в основных гранулитах. *Amph*-І – реликтовый, формирует ориентированные призматические зерна, *Amph*-ІІ – поздний, формирующий изометричные зерна вокруг рудных минералов и Fe-Mg-силикатов на ретроградной стадии метаморфизма. Фото (а, б, в, е) – при одном николе, (г, д) – BSE-изображение.

амфиболитовой и в некоторых разновидностях пород количественно доминирует над амфиболитовой (но амфибол никогда не исчезает полностью). В случае доминирования гранулитовой ассоциации, породы следует называть амфибол-плагиоклаз-двутироксеновыми гранулитами. Макроскопически они ничем не отличимы от амфиболитов. Однако под микроскопом видно, что пироксены обладают существенно меньшим идиоморфизмом, чем амфибол; для них наиболее характерны изометричные или слабо вытянутые зерна с округлыми границами. Такую же окружную морфологию приобретает и плагиоклаз. При этом в плагиоклаз-двутироксеновом агрегате теряется линейная ориентировка цветных минералов, характерная для амфиболитов. В результате этого породы, в которых доминирует гранулитовая минеральная ассоциация, приобретают однородную равномернозернистую квазизотропную (роговиковую) структуру (рис. 13б)⁷. Размер зерен плагиоклаза и пироксена в гранулитовой ассоциации составляет 0.2–0.8 мм.

Плагиоклаз в гранулитовой ассоциации, как и плагиоклаз амфиболитовой ассоциации, зонален, но различие между центром и каймой меньше, чем в амфиболитовой ассоциации. Центры кристаллов аналогичны по составу плагиоклазу-I из амфиболитов, который отвечает андезин-лабрадору (An_{48-52}); края зерен плагиоклаза более кислые (An_{44-49}) (см. Supplementary 2, ESM_6). Составы орто- и клинопироксенов гранулитовой ассоциации по железистости практически аналогичны таковым в чарноэндербитах. Ортопироксен незональный и характеризуется умеренной железистостью 0.37–0.43 (рис. 9). Ортопироксен основных гранулитов и ортопироксен вмещающих их чарноэндербитов по глиноземистости отличаются незначительно; содержание Al_2O_3 в ортопироксene из гранулитов составляет 1.30–3.53 мас. % (см. Supplementary 2, ESM_1). Клинопироксен гранулитовой ассоциации обладает железистостью 0.27–0.32 и сопоставим по этому параметру с клинопироксеном чарноэндербитов. По железистости центры и края зерен клинопироксена практически не отличаются. Большинство анализов клинопироксеноов отвечает диопсиду (рис. 9), меньшее количество – авгиту. Однако по содержанию Al_2O_3 в клинопироксенах отмечается неоднородность. В большинстве образцов гранулитов доминируют зерна клинопироксена-I, в которых содержания $Al_2O_3 = 2.25-3.90$ мас. % и $Na_2O = 0.79-1.03$ мас. %, что соответствует доле жадеитового минала $Jd_{5.5-7.9}$. В краевой части некоторых зерен отмечается повышение содержаний Al_2O_3 до 3.90–4.37 мас. % и

⁷Роговиковая структура архейских гранулитов впервые была отмечена Г.М. Друговой (1996) в основных гранулитах Тупой губы, также встречающихся в виде останцов внутри массива чарнокитоидов.

Na_2O до 0.92–1.10 мас. %, что соответствует доле жадеитового минала $Jd_{6.9-10.3}$ (клинопироксен-II). Содержание TiO_2 в клинопироксенах варьирует в пределах 0.16–0.37 мас. %; акмитовый минал для клинопироксена гранулитовой ассоциации не характерен, а его содержание переменчиво – $Ac_{0-1.3}$ (см. Supplementary 2, ESM_2). Вероятно, что к гранулитовой ассоциации можно отнести только доминирующий в породах умеренно-глиноземистый клинопироксен-I, а редкие анализы из краевых частей зерен, обогащенные жадеитовым миналом (клинопироксен-II), отвечают более поздней, гранат-плагиоклаз-клинопироксеновой ассоциации. Типоморфнымируднымиминераламигранулитовой ассоциации являются рутил и титаномагнетит с содержанием $TiO_2 = 11-12$ мас. %.

Перекристаллизация двутироксен-плагиоклазовых гранулитов в прожилках сопровождается существенным укрупнением зерен минералов до 1.5–4 мм (рис. 13в). При этом морфология зерен пироксенов практически не меняется, а плагиоклаз только начинает приобретать более характерные для него таблитчатые формы. Состав плагиоклаза становится более кислым (An_{36-41}) (см. Supplementary 2, ESM_6). Составы клино- и ортопироксена в крупнозернистых жильных гранулитах слабо отличаются от составов этих минералов во вмещающих гранулитах. Клинопироксен по составу отвечает диопсиду и авгиту. Железистость его (0.28–0.33) практически одинакова с клинопироксеном из вмещающих не перекристаллизованных гранулитов. Однако содержание $Al_2O_3 = 1.56-2.12$ мас. % существенно меньше, что приводит к уменьшению доли жадеитового минала $Jd_{0.15-3.7}$. Железистость ортопироксена в перекристаллизованных гранулитах незначительно возрастает (0.40–0.45), а содержание Al_2O_3 снижается до 0.80–1.20 мас. % (см. Supplementary 2, ESM_1). Наибольшее изменение при перекристаллизации гранулитов прослеживаются в составе плагиоклаза. В перекристаллизованных разновидностях плагиоклаз становятся значительно более кислым и соответствует андезину (An_{36-41}).

Третья, клинопироксен-плагиоклаз-гранатовая ассоциация в основных гранулитах связана с перекристаллизацией пород под воздействием палеопротерозойского высокобарного метаморфизма в окружающих массив зонах пластических деформаций. Эта ассоциация структурно выражена очень хорошо, так как гранат формирует крупные порфиробласты и гломеропорфировые сростки размером 1–3 см, в результате чего породы приобретают пятнистую текстуру (рис. 5в и 5г). Однако эта минеральная ассоциация никогда в породах не доминирует и всегда проявляется очень локально, только в участках повышенной рассланцовности. Как правило, гранат начинает расти на кон-

также всех ранее образованных Fe-Mg минералов – амфибола, пироксенов и титаномагнетита – с плагиоклазом (рис. 13г), иногда формируя коронарные структуры, аналогичные гранату в палеопротерозойских эклогитоподобных породах БПП. Постепенно разрастаясь, гранат приобретает вид изометрических гломеропорфировых сростков (рис. 13д). Регулярно гранат содержит включения клинопироксена, амфибола и кварца. Ортопироксен в этой ассоциации не устойчив и первым замещается гранатом. Иногда внутри граната сохраняются его отдельные корродированные реликтовые фрагменты. Гранат в основных гранулитах практически такого же состава, как и в чарноэндербитах (мол. %): *Alm* 51–55, *Prp* 25–27, *Grs* 17–22; доля *Sps* обычно не более 1–2 (см. Supplementary 2, ESM_5). Непосредственно на контакте с гранатом находятся только внешние зоны зональных зерен плагиоклаза. Эти зоны сложены плагиоклазом-II, отвечающим по составу андезину (*An*_{44–49}), т.е. плагиоклаз-II, участвующий в срастаниях с гранатом и пироксеном, более кислый, чем плагиоклаз амфиболитовой и гранулитовой ассоциации. При этом в центральной части зерен зонального плагиоклаза отмечается реликтовый более основной плагиоклаз (*An*_{49–52}), вероятно, сохранившийся от гранулитовой или амфиболитовой ассоциаций. Вместе с гранатом и плагиоклазом в гломеропорфировых сростках участвует и клинопироксен. Однако непосредственно к гранату, как правило, примыкают только внешние зоны клинопироксена, некоторые из которых обогащены Al_2O_3 и жадеитовым миналом (клинопироксен-II) или незональные изометрические зерна. Поэтому мы предполагаем, что именно этот клинопироксен-II может отвечать клинопироксен-плагиоклаз-гранатовой ассоциации.

К четвертой минеральной ассоциации основных гранулитов можно отнести амфибол-II, формирующий изометрические зерна или их сростки, расположенные по периферии зерен пироксенов, амфибола-I и титаномагнетита (рис. 13е). Несмотря на то, что амфибол-II отчетливо структурно отличается от амфибала-I, по химическому составу они практически идентичны. Амфибол-II также относится к паргаситу с железистостью 0.41–0.42 (см. Supplementary 2, ESM_4).

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ПОРОДАХ МАССИВА ПОНЬГОМА-НАВОЛОК

Участие концентрированных водно-углекислотных и водно-солевых флюидов в петрогенезисе пород гранулитового массива Поньгома-Наволок подтверждается находками в них флюидных включений. В пегматоидных разновидностях чарнокитов и гранитов были обнаружены крупные зерна кварца, которые оказались пригодны для изучения

флюидных включений⁸. В кварце из пегматоидных чарнокитов (обр. ПНГ-56) содержатся углекислотные включения, которые гомогенизируются в жидкую фазу, с различными температурами гомогенизации. Реже присутствуют водно-солевые и в некоторых случаях водные включения.

1. *Углекислотные включения*. Их размер в среднем не превышает 5–25 мкм; встречаются и более мелкие включения, которые, однако, не пригодны для точных измерений. Во всех случаях включения маркируют залеченные трещины в пределах отдельных зерен (псевдовторичные) (рис. 14а). По форме чаще всего в виде негативного кристалла, часто с выраженным гранями, округлые или удлиненные, иногда объемные в виде шестигранника. Температура гомогенизации и, соответственно, плотность углекислотных включений в исследованном образце варьируют от –33.7 до –27.2°C и от 1.091 до 1.074 г/см³. Эти вариации отражают как различные условия и хронологию захвата первичного флюида, так и его постзахватную трансформацию (чаще всего частичную потерю). Температура плавления включений изменяется от –56.7 до –57.4°C. Некоторое понижение температуры плавления включений, по сравнению с таковой чистой углекислоты (–56.6°C), объясняется обычно примесью дополнительных компонентов. Очень часто псевдовторичные углекислотные включения ассоциируют с псевдовторичными водно-солевыми включениями. Это свидетельствует о синхронности их образования.

2. *Водно-солевые включения*. Это обычно неправильной формы светлые включения размером от мелких (не более 5–10 мкм) до более крупных (порядка 25–30 мкм). Они относятся к псевдовторичному типу и локализуются по залеченным трещинам в минералах. Включения данного типа характеризуются начальной температурой плавления водно-солевого раствора от –78 до –77°C, что указывает на присутствие в растворах соединений: LiCl - MgCl_2 - H_2O , LiCl - CaCl_2 - H_2O , LiCl - KCl - H_2O , LiCl - NaCl - H_2O . Конечная температура плавления варьирует от –18.6 до –12.3°C, что соответствует высоким концентрациям 21.65–16.34 мас. % NaCl экв.

Аналогичные водно-солевые включения были обнаружены в другом образце пегматоидного чарнокита (ПНГ-128) (рис. 14б).

3. *Водные включения*. Редкие включения, встречающиеся в некоторых случаях. Это относительно крупные (20–30 мкм) разности неправильной, часто “амебовидной” формы с температурой

⁸ В чарноэндербитах аналогичные флюидные включения не пригодны для точных количественных измерений ввиду их весьма малого размера, менее 5 мкм.

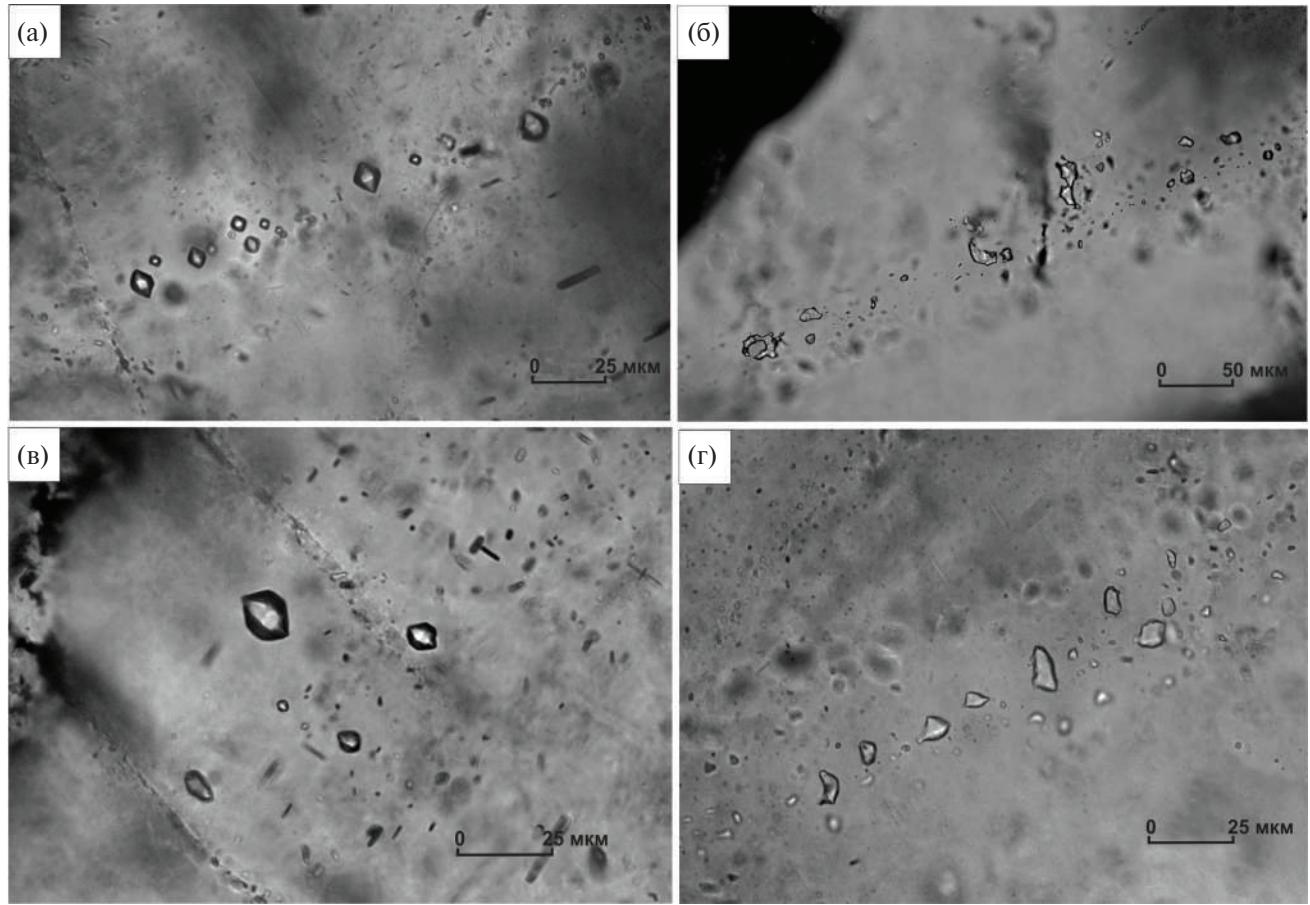


Рис. 14. Морфология флюидных включений в кварце из пегматоидных чарнокитов, обр. ПНГ-56, ПНГ-128 (а, б), и гранита, обр. ПНГ-95-1 (в, г).

(а) – псевдовторичные углекислотные включения, обр. ПНГ-56; (б) – псевдовторичные водно-солевые включения, обр. ПНГ-128; (в) – углекислотные первичные изолированные включения, обр. ПНГ-95-1; (г) – водно-солевые первично-вторичные включения, обр. ПНГ-95-1. Углекислотные включения (а) и (в) обычно имеют форму негативного кварца; водно-солевые включения (б) и (г) в основном локализованы вдоль закрытых трещин.

плавления льда от -0.2 до -0.3°C . Они маркируют залеченные трещины (псевдовторичные).

В кварце из пегматоидных гранитов (обр. ПНГ-95-1) были обнаружены в большем количестве водно-солевые включения, меньше углекислотные.

1. **Углекислотные включения.** В целом размер изученных включений в среднем 5–10, реже до 15–20 мкм. Углекислотные включения обычно имеют форму негативного кристалла с затемненными границами, реже изометричные, часто близкие к правильной форме, округло-ovalные. По текстурным особенностям различаются первичные включения (единичные или изолированные группы, чаще всего в центральных частях зерен, но нередко и на их периферии) (рис. 14в) и псевдовторичные включения (маркируют залеченные трещины в пределах отдельных зерен). Температура гомогенизации (в жидкую fazу) первичных включений изменяется от -31.8 до -29.6°C (соответственно, плотность от 1.083

до 1.074 г/см³). Температура плавления варьирует от -57.9 до -57.8°C . Температура гомогенизации (в жидкую fazу) псевдовторичных включений от -28.9 до -26.3°C (плотность, соответственно, от 1.071 до 1.06 г/см³). Температура плавления от -57.8 до -57.5°C .

2. **Водно-солевые включения.** Включения данного типа неправильной формы, часто с изометричными или вытянутыми, светлыми разностями, плоские, размером 5–25 мкм. Локализуются вдоль залеченных трещин (псевдовторичные) (рис. 14г). В большинстве случаев псевдовторичные водно-солевые включения ассоциируют с псевдовторичными углекислотными включениями. Это свидетельствует об единстве их формирования. Начальная температура плавления водно-солевого раствора варьирует от -78 до -77°C , что указывает на присутствие в растворах соединений: $\text{LiCl}-\text{MgCl}_2-\text{H}_2\text{O}$, $\text{LiCl}-\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}$, $\text{LiCl}-\text{KCl}-\text{H}_2\text{O}$, $\text{LiCl}-\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$. Конечная температура плавления от -14.1

до -12.1°C , что соответствует содержанию 18–16.14 мас. % NaCl экв.

Приведенные данные показывают, что флюидные включения в пегматоидных чарнокитах и гранитах однотипны по составу и морфологии.

ОЦЕНКА УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД МАССИВА ПОНЬГОМА-НАВОЛОК

Оценка $P-T$ параметров формирования чарноэндербитов, чарнокитов и гранитов проводилась методом построения псевдосечений в координатах $P-T$. Это оказалось возможным благодаря тому, что в массиве Поньгома-Наволок регулярно встречаются весьма однородные породы, в которых главная магматическая минеральная ассоциация доминирует над реликтовыми и наложенными ассоциациями. Поэтому для построения псевдосечений оказалось возможным использовать валовые химические составы чарноэндербитов (обр. ПНГ-58), мелко-среднезернистых чарнокитов (обр. ПНГ-113), биотитовых гранитов (обр. ПНГ-281) (табл. 1; см. Supplementary 1, ESM_1).

Псевдосечение в координатах $P-T$, иллюстрирующее положение вероятной области кристаллизации двупироксеновых чарноэндербитов, представлено на рис. 15⁹. Оконтурирование этой области

⁹ Для иллюстрации области кристаллизации чарноэндербитов было выбрано псевдосечение, рассчитанное для мольной доли NaCl во флюиде 0.15. Ранее, при моделировании выплавления чарноэндербитового расплава из амфиболитов для этого уровня солености было получено наиболее широкое (следовательно, и наиболее вероятное) $P-T$ поле возможного формирования расплава (Козловский и др. 2023). Ввиду малого количества воды (1.1 мас. %) небольшие изменения солености флюида не оказывали существенного влияния на положения области кристаллизации чарноэндербитов в $P-T$ поле.

Таблица 1. Химический состав (мас. %) наиболее характерных основных разновидностей пород массива Поньгома-Наволок, использованных для моделирования условий их формирования

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	Сумма
Чарноэндербит мезократовый, ПНГ-58	64.05	0.53	16.81	4.72	0.067	1.96	4.74	5.25	1.27	0.23	<0.02	99.63
Мелко-среднезернистый чарнокит, ПНГ-113	70.92	0.22	15.50	1.54	0.031	0.45	2.30	4.06	4.03	0.02	<0.02	99.11
Гранит, ПНГ-281	73.10	0.08	13.86	1.74	0.019	0.25	1.62	3.56	5.37	0.03	Не опр.	99.63

проводилось по взаимному расположению изоплет железистости ортопироксена (0.41–0.43) и содержания аортитового минала в плагиоклазе An_{28-30} . Оконтуренная область лежит в поле устойчивости расплава с орто- и клинопироксеном, плагиоклазом, кварцем и ильменитом. Этот набор минералов отвечает минералам главной (магматической) ассоциации чарноэндербитов. В высокобарической части области кристаллизации эндербитов ограничивается линией устойчивости граната, так как гранат в магматической ассоциации чарноэндербитов не встречен. Однако железистость клинопироксена, равновесного с расплавом и ортопироксеном (0.47–0.50) в области вероятной кристаллизации чарноэндербитов, существенно выше, чем железистость клинопироксена-I, присутствующего в породе (0.28–0.33) (рис. 15).

Это несоответствие, вероятно, связано с тем, что первичный магматический высокожелезистый клинопироксен-I при остывании сформировал структуры распада в виде закономерно ориентированных включений титаномагнетита (рис. 8в), при этом состав клинопироксена стал более магнезиальным¹⁰.

Область кристаллизации чарноэндербитов ограничена параметрами $T = 925\text{--}970^{\circ}\text{C}$ и $P = 8\text{--}11.2$ кбар, что отвечает условиям нижней коры. Изолинии количества расплава показывают, что в этой области закристалзовалось более 70% минералов. Оставшийся расплав предположительно формировал жильные тела лейкократовых чарноэндербитов. Изоплеты количества воды в остаточном чарноэндербитовом расплаве показывают незначительную величину – 3.3–4.3 мас. %.

¹⁰ По этой же причине в большинстве образцов чарноэндербитов при исследовании методом TWEEQU не обнаруживается удовлетворительного пересечения линий моновариантных равновесий.

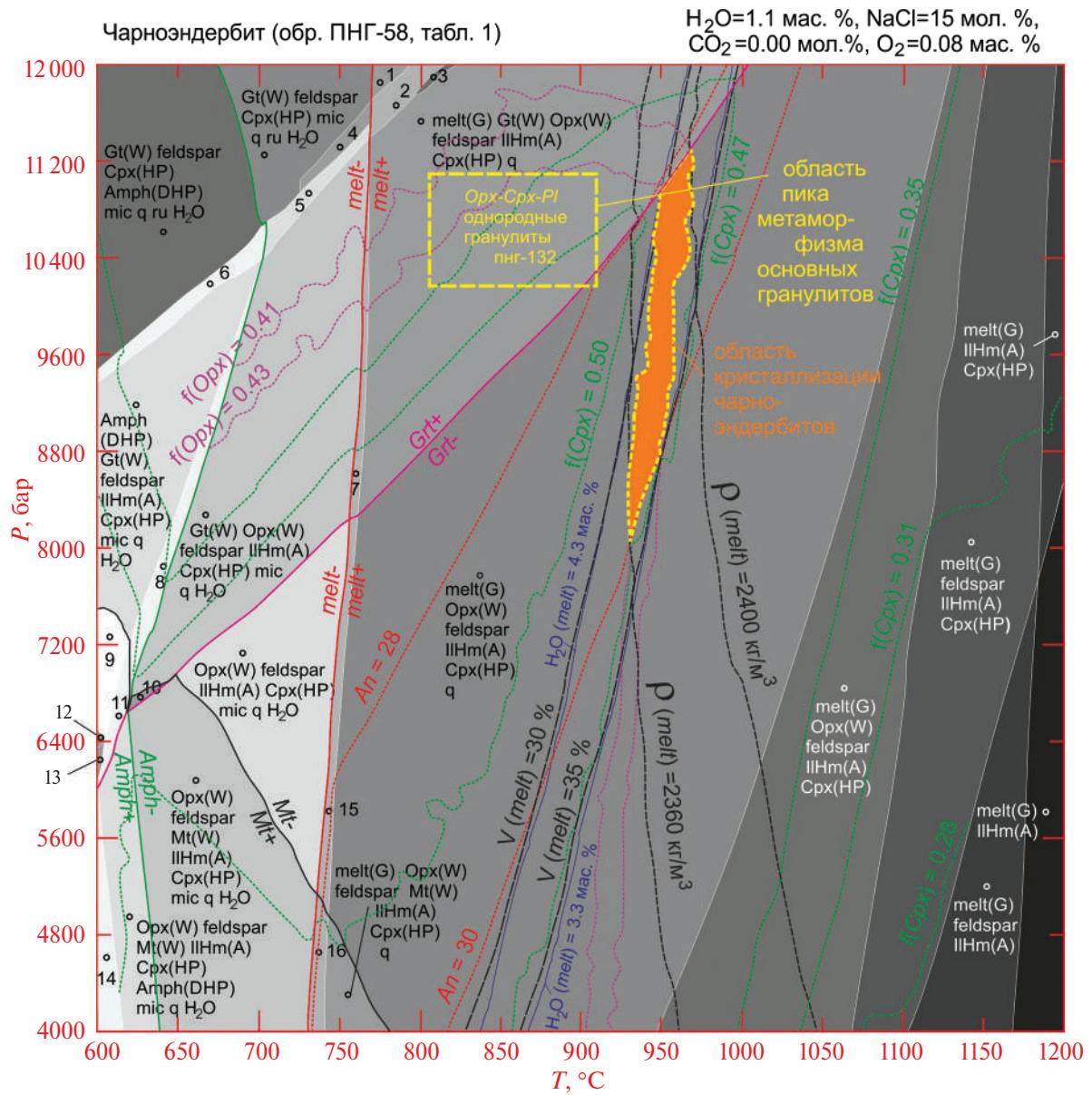


Рис. 15. $P-T$ псевдосечение для двупироксенового чарноэндербита, обр. ПНГ-58.

Оранжевое поле – область вероятной кристаллизации чарноэндербитов. Поле оконтурено на основе пересечения изоплет минералов (детали см. в тексте). Желтый пунктирный прямоугольный контур соответствует $P-T$ параметрам пика метаморфизма основных двупироксеновых гранулитов в обр. ПНГ-132.

Цифрами обозначены поля устойчивости минеральных ассоциаций: 1 – melt(G) Gt(W) feldspar Cpx(HP) mic q ru H_2O ; 2 – melt(G) Gt(W) feldspar IIHm(A) Cpx(HP) q ru; 3 – melt(G) Gt(W) feldspar IIHm(A) Cpx(HP) q; 4 – Gt(W) feldspar IIHm(A) Cpx(HP) mic q ru H_2O ; 5 – Gt(W) Opx(W) feldspar IIHm(A) Cpx(HP) mic q ru H_2O ; 6 – Gt(W) feldspar IIHm(A) Cpx(HP) Amph(DHP) mic q ru H_2O ; 7 – melt(G) Gt(W) Opx(W) feldspar IIHm(A) Cpx(HP) mic q H_2O ; 8 – Gt(W) Opx(W) feldspar IIHm(A) Cpx(HP) Amph(DHP) mic q H_2O ; 9 – Gt(W) feldspar Mt(W) IIHm(A) Cpx(HP) Amph(DHP) mic q H_2O ; 10 – Gt(W) Opx(W) feldspar Mt(W) IIHm(A) Cpx(HP) mic q H_2O ; 11 – Gt(W) Opx(W) feldspar Mt(W) IIHm(A) Cpx(HP) Amph(DHP) mic q H_2O ; 12 – Gt(W) feldspar Mt(W) IIHm(A) Amph(DHP) mic q H_2O ; 13 – Gt(W) Opx(W) feldspar Mt(W) IIHm(A) Amph(DHP) mic q H_2O ; 14 – Opx(W) feldspar Mt(W) IIHm(A) Amph(DHP) mic q H_2O ; 15 – melt(G) Opx(W) feldspar IIHm(A) Cpx(HP) q H_2O ; 16 – melt(G) Opx(W) feldspar Mt(W) IIHm(A) Cpx(HP) q H_2O .

Изолинии: $f(Cpx)$ – железистость клинопироксена, $f(Opx)$ – железистость ортопироксена, An – доля анортита в плагиоклазе, $V(melt)$ – объем расплава, $\rho(melt)$ – плотность расплава, $H_2O(melt)$ – содержание воды в расплаве.

Псевдосечение, иллюстрирующее положение области наиболее вероятной кристаллизации ортопироксен-биотитовых чарнокитов, в координатах $P-T$ представлено на рис. 16¹¹. Оконтурирование области существования расплава в равновесии с двумя полевыми шпатами, ортопироксеном, биотитом, магнетитом, ильменитом и кварцем проводилось по положению изоплет содержания анортитового минала в плагиоклазе An_{24-29} , железистости ортопироксена 0.35–0.40 и глиноземистости биотита 0.19–0.20. В оконтуренной области, удовлетворяющей совокупности этих условий, устойчив

биотит с незначительно более высокой железистостью 29–31, чем наблюдаемый нами в породах 26–29. Предположительно это может быть связано с тем, что в породах биотит мог быть частично хлоритизирован.

Оконтуренная изоплетами область вероятной кристаллизации чарнокитов лежит в узком $P-T$ интервале: 830–850°C и 5.6–6.8 кбар. Иными словами, формирование чарнокитовых даек проходило на более высоких горизонтах коры, по сравнению с тем уровнем, на котором происходила кри-

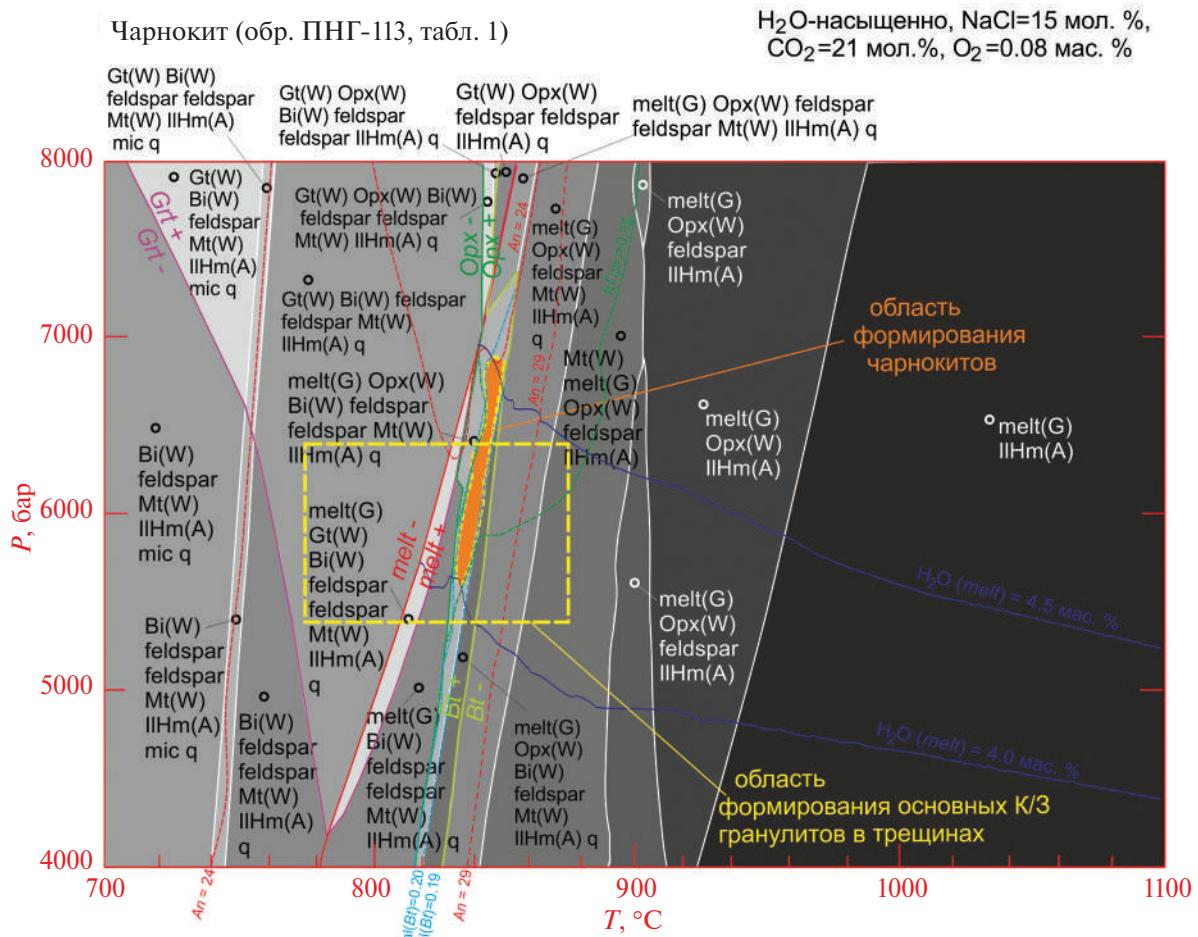


Рис. 16. $P-T$ псевдосечение для чарнокита, обр. ПНГ-113.

Оранжевое поле – область вероятной кристаллизации чарнокитов. Поле оконтурено на основе пересечения изоплет минералов (детали см. в тексте). Желтый пунктирный прямоугольный контур соответствует P – T параметрам перекристаллизованных крупнозернистых основных гранулитов, сформированных в трещинах. Обозначения изолиний см. на рис. 15.

¹¹ Для иллюстрации области кристаллизации чарнокитов было выбрано псевдосечение, рассчитанное для мольной доли NaCl во флюиде 0.15 мол., аналогичной таковой в чарноэндербитах и доли $\text{CO}_2/(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}) = 0.21$ мол. Небольшие вариации этих параметров существенно не сказываются на положении поля устойчивости чарнокитовой ассоциации в координатах $P-T$.

стализация чарноэндербитов. Содержание воды в чарнокитовом расплаве оказалось выше, чем в чарноэндербитовом и составило 4.0–4.4 мас. %. Результаты моделирования чарнокитовой системы в равновесии с водно-углекислотно-солевым флюидом показывают хорошее соответствие

Таблица 2. Модальный состав (мас. %) чарнокитовой системы, полученный при моделировании равновесия чарнокита (обр. ПНГ-113) с водно-углекислотно-солевым флюидом при 6.2 кбар и 840°C, в сравнении с реальным составом чарнокита и вариациями составов чарнокитов в массиве Поньгома-Наволок

Минералы	Результат моделирования	Чарнокит, обр. ПНГ-113	Вариации по всей выборке чарнокитов
<i>Pl</i>	39.89	45.16	12–67
<i>Kfs</i>	22.37	27.74	12–49
<i>Qz</i>	23.12	23.75	19–46
<i>Opx</i>	1.30	2.15	0–2.2
<i>Bt</i>	0.72	0.10	0–3.3
<i>Mag</i>	0.38	0.81	0.4–4.4
<i>Ilm</i>	0.85	0.29	0–0.6
<i>melt</i>	11.36	—	—

модального состава модели и модального состава реальных чарнокитов (табл. 2). Количество расплава – 12.8 об. % (или 11.36 мас. %), полученного при моделировании, хорошо соответствует доли межзернового кварц-плагиоклазового симплектитового агрегата, характерного для чарнокитов (рис. 11e).

Определение условий кристаллизации биотитовых гранитов осложнено тем, что биотит – один из главных минералов-сенсоров $P-T$ условий, содержится в весьма незначительном количестве и хлоритизирован, поэтому его состав мы не использовали для построения изоплет. Псевдосечение, иллюстрирующее $P-T$ область кристаллизации биотитовых гранитов, представлено на рис. 17¹². Поле взаимной устойчивости минералов гранитов – плагиоклаза, микроклина, биотита, кварца, магнетита и ильменита с расплавом представляет собой узкую субвертикальную полосу, параллельную оси ординат. Иными словами, взаимная устойчивость этих минералов и расплава практически не зависит от давления. Изоплеты содержания аортитового минала в плагиоклазе An_{23-26} лежат в пределах этого узкого поля (рис. 17). В подобной ситуации температуру формирования гранитов можно оценить весьма точно, но для оценки давления необходимо привлечение независимых данных. Этими данными могут служить изохоры, построенные по первичным и первично-вторичным включениям CO_2 в кварце из пегматоидной разновидности гранитов

¹²Для моделирования $P-T$ области кристаллизации гранитов была выбрана доля $NaCl$ во флюиде 0.05 мол.; так как при большей доле $NaCl$ резко сужается поле взаимной устойчивости минералов гранитов – плагиоклаза, микроклина, биотита, кварца, магнетита и ильменита. При меньшей доле $NaCl$ положение поля минералов гранитов изменяется незначительно. Содержание O_2 было выбрано, как и в чарнокитах 0.08 мас. %.

(обр. ПНГ-95-1). Наложение изохор CO_2 на псевдосекцию позволило ограничить область кристаллизации гранитов интервалом $P = 6.8–7.0$ кбар и $T = 730–740$ °C. Изолинии количества воды в гранитовом расплаве показывают 7.9 мас. %, что существенно выше, чем в чарнокитовом.

Изолинии количества расплава показывают, что в гранитах в равновесии с вышеуказанным набором минералов количество расплава достигает 60–80 об. %. Это существенно больше, чем доля расплава, равновесного с минералами более высокотемпературных чарнокитов. Объяснить более высокую степень плавления гранитов можно тем, что гранитовый расплав содержит больше воды и находится в равновесии с менее соленым флюидом ($NaCl = 0.05$ мол.), чем чарнокитовый расплав, который равновесен с более концентрированным флюидом ($NaCl = 0.15$ мол.).

Оценка активности воды в чарноэндербитах, чарнокитах и гранитах проводилась с помощью псевдосечений в координатах $T-\log a_{H_2O}$. Одно из них, характеризующее чарнокиты, приведено на (рис. 18); это псевдосечение отражает универсальные закономерности также и в гранитах, и в эндербитах¹³. Оценки активности воды показали, что чарноэндербиты формировались в существенно более сухих условиях – $\log a_{H_2O} = -0.60 \div -0.50$, чем чарнокиты $\log a_{H_2O} = -0.34 \div -0.32$ и граниты

¹³Расчеты $\log a_{H_2O}$ для гранитов и чарноэндербитов проведены для соответствующих этим породам параметров $P-T$ и на соответствующих этим породам псевдосечениях. Однако на приведенном псевдосечении, построенном для чарнокитов, можно выделить поля, соответствующие минеральным ассоциациям не только чарнокитов, но и гранитов, и чарноэндербитов. Эти поля, оконтуренные красной пунктирной линией, расположены в соответствующих частях диаграммы и отвечают оценкам $\log a_{H_2O}$ для гранитов и чарноэндербитов.

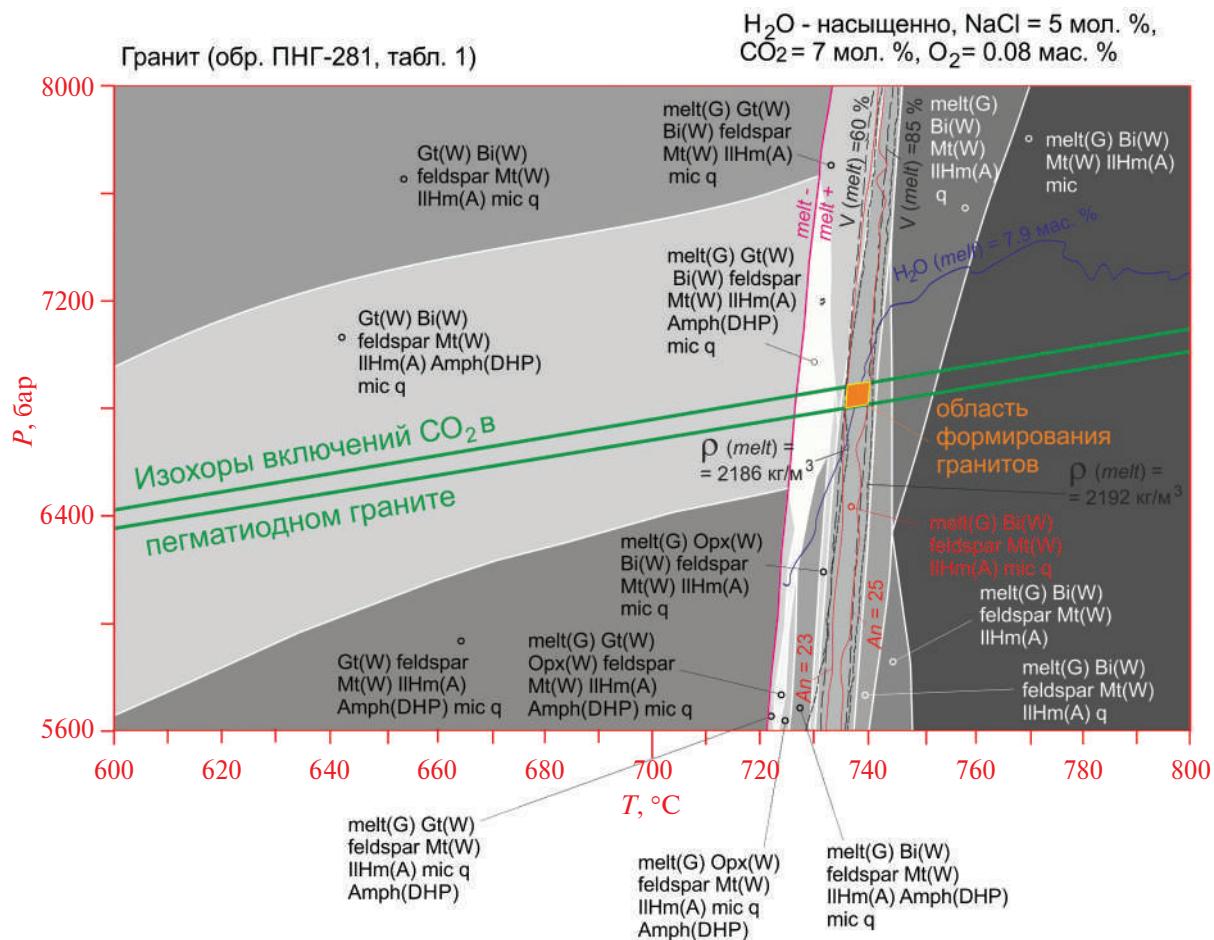


Рис. 17. P - T псевдосечение для гранитов, обр. ПНГ-281.

Оранжевое поле – область вероятной кристаллизации гранитов. Поле оконтурено на основе пересечения изоплет An в плагиоклазе и изохор первичных и первично-вторичных включений CO_2 (детали см. в тексте). Обозначения изолиний см. на рис. 15.

$\log a_{\text{H}_2\text{O}} = -0.12 \div -0.11$. Низкая активность воды в чарноэндербитах и невысокая в чарнокитах объясняет отсутствие ореолов мигматизации вокруг массива и в блоках амфиболитов. Кроме того, низкая активность воды могла обеспечить формирование в блоках амфиболитов безводной и высокотемпературной двупироксеновой гранулитовой минеральной ассоциации.

На рис. 18 видно, что узкое поле чарнокитов, в котором совместно устойчивы ортопироксен и биотит, расположено в средней части диаграммы в области умеренной активности воды. В более высокотемпературных и менее водных условиях формируются безбиотитовые ортопироксеновые ассоциации, характерные для ненасыщенных водой магматических пород (чарноэндербитов). В низкотемпературной области и при повышенной активности воды формируются водонасыщенные биотитовые граниты, не содержащие ортопироксен. При этом в области низкой и умеренной температуры и низкой активности воды формируются

гранатовые и биотит-гранатовые граниты, также известные в районе в среднем течении р. Малая Куземка, примерно в 50 км к северо-западу от массива Поньгома-Наволок.

P - T параметры формирования основных гранулитов, встреченных в виде пластинчатых блоков в чарноэндербитах, оценивались методом мультиминеральной термобарометрии (TWEEQU), так как построение псевдосечений для этих пород усложнено тем, что ассоциация пика гранулитового метаморфизма, как правило, слагает не более половины объема породы. Поэтому корректная оценка эффективного химического состава гранулитовой ассоциации, необходимого для построения псевдосечений, весьма затруднительна.

Наиболее однородная двупироксен-плагиоклавая минеральная ассоциация, отвечающая пику метаморфизма (обр. ПНГ-132), была отобрана на о-ве Малая Луда, расположенном практически в центре предполагаемого поля, занятого интрузией чарноэндербитов (рис. 19). Линии моновариантных

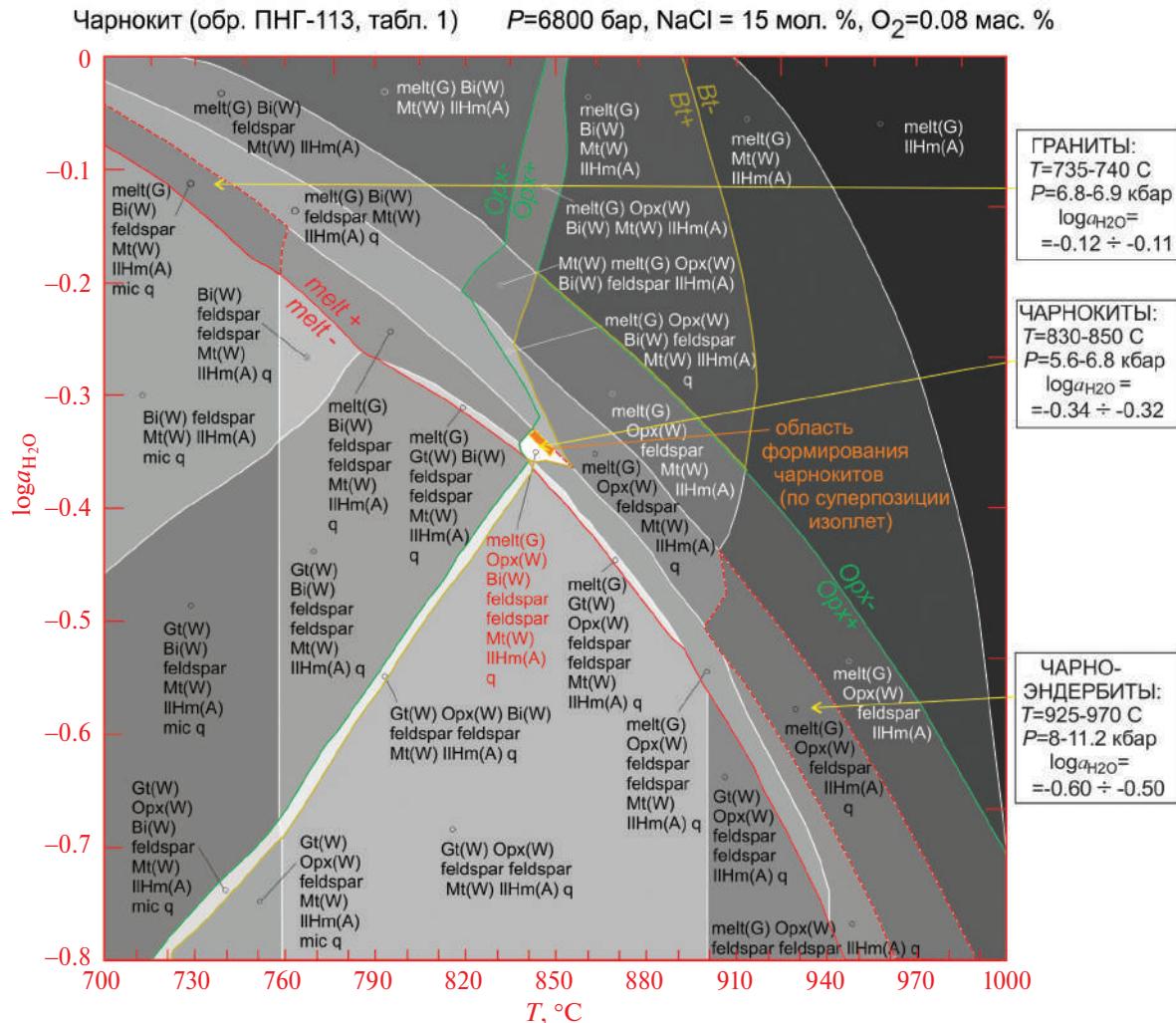


Рис. 18. Псевдосечение $T-\log a_{\text{H}_2\text{O}}$, построенное для чарнокитов (обр. ПНГ-113) и отражающее соотношение этих интенсивных параметров в ряду пород чарноэндербиты—чарнокиты—граниты (пояснение см. в тексте).

равновесий, построенные по всей совокупности анализов составов ортопироксена, клинопироксена-І и плагиоклаза из центральной части зерен показали хорошее сходжение далеко не во всех комбинациях составов. Следовательно, условиям взаимного равновесия минералов отвечает не вся совокупность анализов. Это характерно для минеральных ассоциаций, находящихся в динамичном локальном равновесии, или для пород, где равновесие нарушено более поздними процессами, например наложенного (палеопротерозойского) метаморфизма.

По комбинациям составов, где суперпозиция линий моновариантных равновесий оказалась хорошей и удовлетворительной, получен интервал значений $T = 810-915$ С и $P = 10.2-11.1$ кбар (рис. 19, красные линии). Эти оценки отвечают пику метаморфизма основных пород в блоках внутри интрузии чарноэндербитов. Сравнивая их с параметрами кристаллизации чарноэндербитов:

$T = 925-970$ С и $P = 8-11.2$ кбар, полученными выше, можно сказать, что метаморфизм основных гранулитов и кристаллизация чарноэндербитов проходили при одинаковом давлении (рис. 15). Однако при этом температура кристаллизации чарноэндербитов значительно выше температуры метаморфизма гранулитов.

Жилы крупнозернистых перекристаллизованных основных гранулитов также сложены двупироксен-плагиоклазовой ассоциацией, аналогичной вмещающим их мелко-среднезернистым гранулитам. По этим жильным образованиям были получены существенно меньшие параметры метаморфизма, лежащие в интервалах $T = 775-875$ С и $P = 5.4-6.4$ кбар (рис. 19, синие линии). Однако эти параметры вполне сопоставимы с условиями кристаллизации даек чарнокитов $T = 830-850$ С и $P = 5.6-6.8$ кбар (рис. 16), что указывает на образование этих пород на одном этапе развития массива.

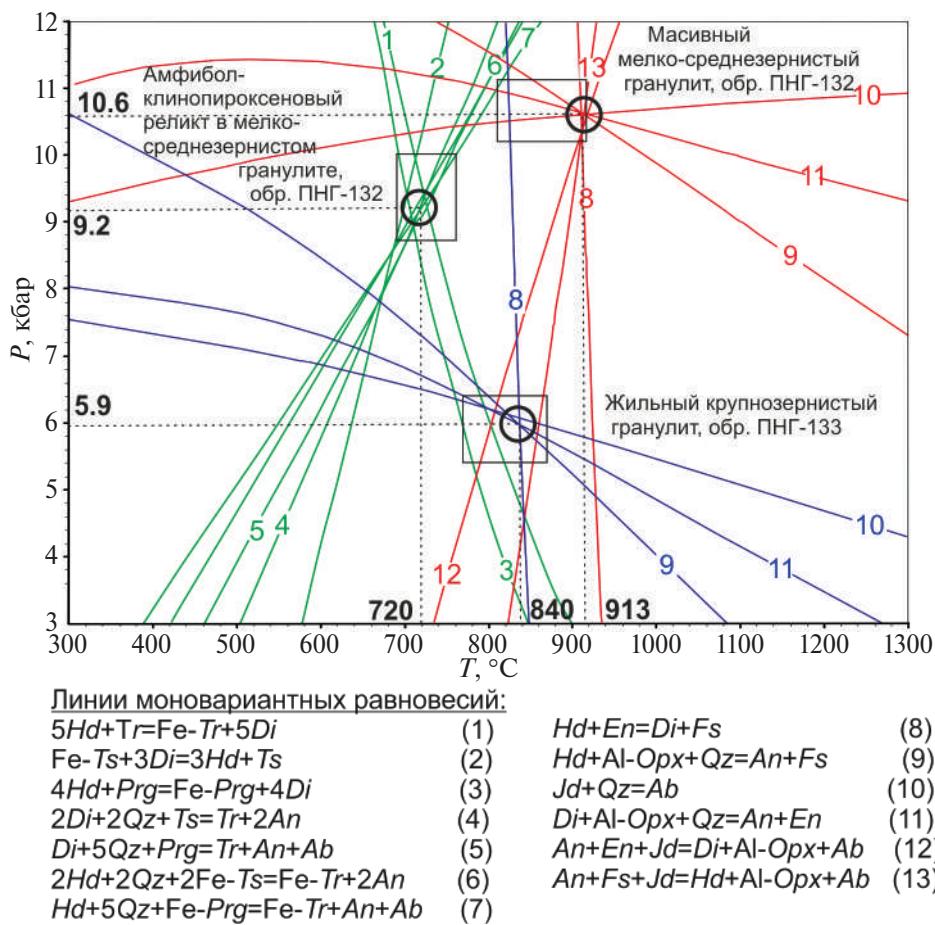


Рис. 19. Оценки P – T условий метаморфизма различных минеральных ассоциаций метабазитов массива Поньгома-Наволок методом TWEEQU (Berman, 1991).

Линии моновариантных равновесий построены на составах существующих минералов из амфиболового домена в гранулитах (обр. ПНГ-132, зеленые линии), из двупироксен-плагиоклазовой ассоциации пика гранулитового метаморфизма (обр. ПНГ-132, красные линии), из крупнозернистых перекристаллизованных жил гранулитов (обр. ПНГ-133, синие линии). Прямоугольниками оконтурены P – T интервалы, полученные по всей совокупности анализов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ: ИСТОРИЯ АРХЕЙСКИХ СОБЫТИЙ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МАССИВА ПОНЬГОМА-НАВОЛОК

Приведенные геологические и петрографические наблюдения, а также P – T оценки формирования пород позволили составить последовательность магматических и метаморфических событий в геологической истории массива Поньгома-Наволок. Собственно, петrogenетическими событиями, которые определили современное строение массива, являлись архейские события (I–III), протекавшие на трех уровнях глубинности (рис. 20).

I. Зарождение магматического расплава, близкого по составу к чарноэндербитам, проходило в результате частичного плавления амфиболитов при воздействии на них высоко концентрированного углекислотно-водно-солевого флюида,

характеризующегося низкой активностью воды $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.34–0.48$. Плавление амфиболитов проходило на уровне нижней коры или на границе кора–мантия при $1030–1080^\circ\text{C}$ и $12.5–15.8$ кбар и сопровождалось привносом в зону плавления Na_2O и SiO_2 метаморфическими флюидами. Низкая активность воды в расплаве может объяснить как минеральный состав чарноэндербитов (отсутствие первично магматических амфиболов и слюд), так и полное отсутствие мигматитов в блоках амфиболитов и в породах метаморфического обрамления. Этот процесс был подробно рассмотрен в серии наших прошлых работ (Козловский и др., 2022, 2023).

II. Подъем расплава и кристаллизация чарноэндербитов в магматической камере при $T = 925–970^\circ\text{C}$ и $P = 8–11.2$ кбар (рис. 15). Мы предполагаем, что одним из основных параметров, инициировавших снижение мобильности магматиче-

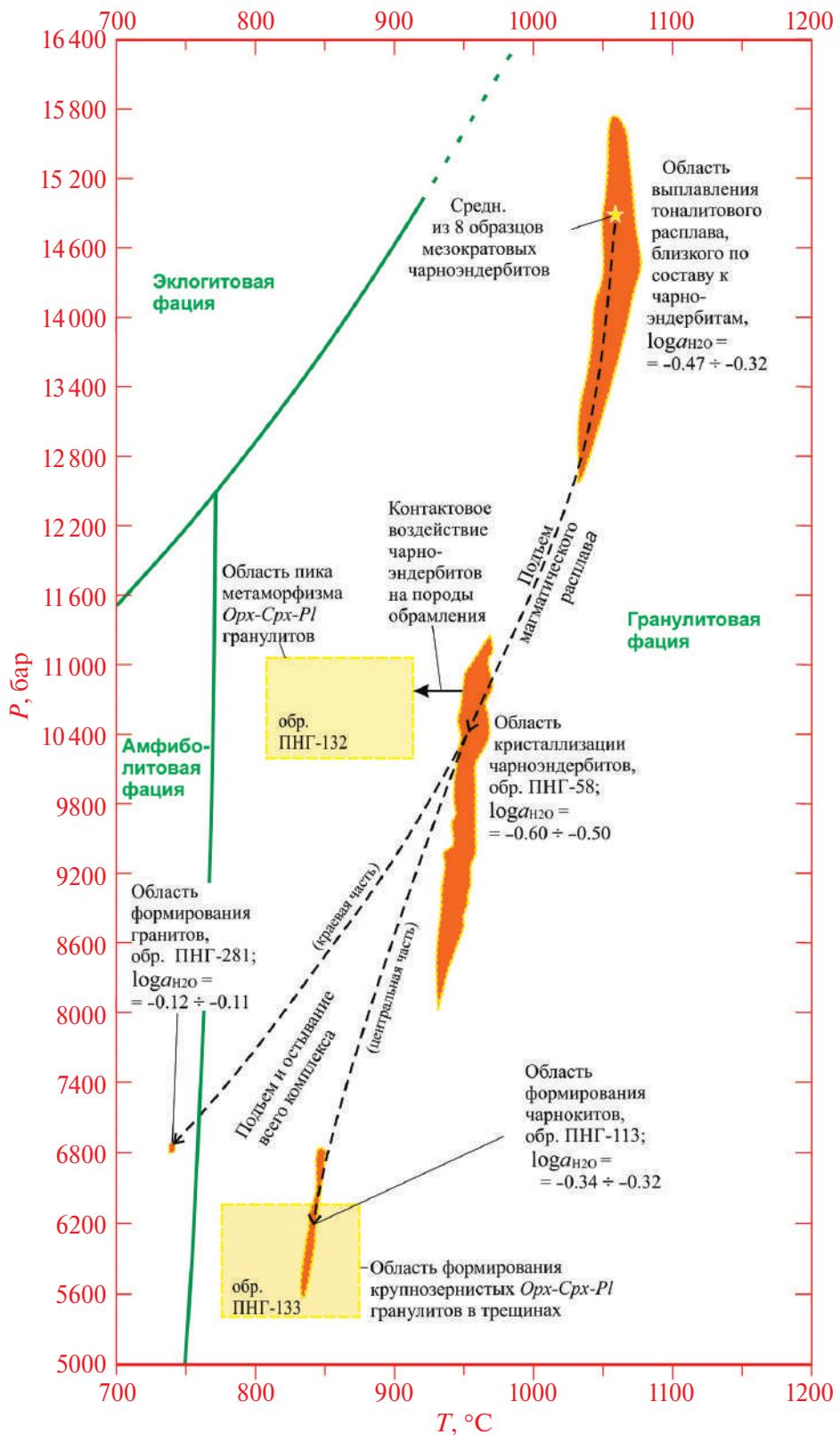


Рис. 20. Схема формирования массива Поньгома-Наволок на трех уровнях глубинности (пояснения см. в тексте). $P-T$ оценки области генерации расплава взяты из (Козловский и др., 2023). Границы фаций метаморфизма проведены по (Бушмин, Глебовицкий, 2008).

ского расплава, на уровне, отвечающем давлению 8–11.2 кбар, могло служить повышение его вязкости в результате подъема и охлаждения. Другим важным фактором торможения расплава могло служить то, что расплав переместился в менее плотные горизонты коры, сложенные преимущественно гнейсами. При этом плотность расплава на уровне 9.8 кбар составила $\rho = 2355\text{--}2400 \text{ кг}/\text{м}^3$, что лишь немногим ниже плотности всей системы — $\rho = 2615\text{--}2645 \text{ кг}/\text{м}^3$, а также средней плотности ортогнейсов $\rho = 2600\text{--}2700 \text{ кг}/\text{м}^3$. Следовательно, механизм гравитационного “всплыивания” расплава, который мы предполагали для отделения его от протолита в зоне генерации (Козловский и др., 2023), становится менее актуален, при условии продвижения расплава в более высоких горизонтах коры.

Геологическое наблюдение над блоками метабазитов, сохранившихся внутри интрузии чарноэндербитов, указывают на относительно спокойный режим консолидации интрузии чарноэндербитов. Пластиначатая форма, отсутствие ротационных структур и субпараллельная ориентировка крупных блоков и их фрагментов позволяют предполагать, что блоки метабазитов не испытывали существенного вращения, которое характерно для ксенолитов, поднимающихся вместе с расплавом по магматическому каналу. Поэтому наиболее вероятно, что блоки метабазитов представляли собой не ксенолиты, поднятые магмой с глубины ее рождения, а останцы кровли или стенок магматической камеры, дезинтегрированные и погруженные в чарноэндербитовую интрузию на глубине ее консолидации.

Относительно спокойное оставление достаточно крупного и горячего интрузивного тела чарноэндербитов неизбежно инициировало контактовые преобразования ксенолитов, останцов и вмещающих пород. В этом случае наиболее интенсивные преобразования должны наблюдаваться в непосредственной близости от контакта с интрузией и затухать при удалении от него. Это хорошо согласуется с географией находок проявлений гранулитового метаморфизма — высокотемпературная двупироксен-плагиоклазовая гранулитовая ассоциация развивается по амфиболитам только внутри блоков метабазитов, заключенных в чарноэндербитах (Козловский и др., 2022). За пределами массива и в его дальнем обрамлении никаких следов гранулитового метаморфизма не обнаружено. Кроме того, степень преобразования пород в пластиначатых блоках амфиболитов, заключенных в интрузии чарноэндербитов, возрастает от центра блоков к их контактам с чарноэндербитами. Эти факты напрямую указывают нам, что гранулитовый метаморфизм не связан с процессами регионального метаморфизма, а был инициирован тепловым воздействием интрузии чарноэндербитов на останцы

кровли и стенок магматической камеры, т.е. имел контактную природу.

Сравнивая оценки P – T параметров метаморфизма основных гранулитов и оценки P – T параметров кристаллизации чарноэндербитов мы видим, что эти процессы проходили при практически одинаковом давлении, т.е. на одной глубине. Однако чарноэндербиты кристаллизовались примерно на 100°C выше пика метаморфизма основных гранулитов. В условиях регионального метаморфизма и мигматизации такая ситуация маловероятна, потому что автохтонные выплавки формируются на пике температуры, что обычно не превышает температурного поля вмещающих пород. Однако при контактном метаморфизме, где температура вмещающих пород обусловлена тепловым воздействием интрузий, эта ситуация типична. В связи с этим полученные температурные оценки еще раз подтверждают тезис о том, что архейский гранулитовый метаморфизм Карелии, распространенный исключительно вблизи массивов чарнокитоидов, вероятно, имел не региональную, а контактную природу.

III. Подъем закристаллизованного массива (вероятно, совместно с вмещающими породами метаморфического обрамления) и формирование второй (дайковой) фазы на более высоком уровне коры. При этом в центральной части массива в результате поступления флюидов протекали процессы чарнокитизации, в результате которых формировались дайки чарнокитов при 830–850°C и 5.6–6.8 кбар. А в краевой части массива в результате гранитизации формировались дайки более низкотемпературных гранитов при 730–740°C и 6.8–7.0 кбар.

Полученные оценки давления, при котором были сформированы дайки чарнокитов и гранитов, существенно ниже, чем оценки давления при кристаллизации интрузии чарноэндербитов (рис. 16). Это говорит о том, что чарнокиты и чарноэндербиты, вероятно, не являлись продуктами дифференциации одного магматического расплава, а представляли собой две последовательные интрузивные фазы разной глубинности. Изолинии количества чарнокитового расплава в области вероятной их кристаллизации показывают весьма большой интервал — от 10 до 60 об. % (рис. 16). Это помогает объяснить широкие вариации химического и минерального состава чарнокитов (рис. 6 и 7). Как и предполагалось ранее (Козловский и др., 2023), это может быть связано с различной степенью плавления и/или сегрегации расплавов. При низкой степени плавления состав породы определяется преимущественно твердыми фазами, значительная доля которых могла иметь реститовую природу. При высокой степени плавления расплав имел возможность сегрегировать в трещины;

в этом случае состав породы определялся составом кристаллизовавшихся из него минералов.

На участие расплава в формировании даек чарнокитов и гранитов указывают характерные минеральные срастания в этих породах. Например, плахиоклаз-кварцевый межзерновой симплектитовый агрегат, примыкающий к щелочному полевому шпату (рис. 11е, 12д). Подобный агрегат, вероятно, нельзя рассматривать как типичные мирамекиты, происхождение которых обычно сопровождается увеличением основности плахиоклаза. Порода этого симплектитового агрегата, на наш взгляд, связана с кристаллизацией остаточного межзернового расплава. При этом калиевый полевой шпат кристаллизуется на контактах крупных зерен, а плахиоклаз и кварц – в виде симплектита в прилежащих к этому зерну трещинах. Другой характерный пример – это графические срастания кварца со щелочным полевым шпатом (рис. 11д, 12г), встреченные как в чарнокитах, так и в гранитах.

Геологические и петрографические наблюдения показали, что внутри массива граниты и чарнокиты разобщены и совместных секущих контактов не образуют (рис. 4). При этом граниты и чарнокиты не только обладают петрографическим сходством и одинаковым типоморфизмом флюидных включений, но и сформировались при практически одинаковом давлении. Однако температура кристаллизации гранитов почти на 100°C ниже температуры кристаллизации чарнокитов. Такие наблюдения позволяют предполагать, что биотит-ортопироксеновые чарнокиты и биотитовые граниты могут относиться к одной дайковой фазе, но представлять разные ее фации. Чарнокиты могут быть примером пород более высокотемпературной фации, распространенных в центральной части массива, а граниты – примером пород более холодной фации, распространенных в краевой части массива Поньгома-Наволок.

Мы предполагаем, что формирование даек чарнокитов и гранитов по трещинам в массиве чарноэндербитов и перекристаллизация основных гранулитов вдоль трещин с укрупнением зернистости пород в блоках метабазитов, вероятно, связаны с тем, что массив Поньгома-Наволок был выведен на глубину, соответствующую хрупким деформациям. Формирование хрупких трещин могло обеспечивать фокусирование потоков метаморфических флюидов и, как следствие, жильную и дайковую морфологию локализации метаморфических парагенезисов и магматических выплавок. Вероятно, что подъем массива происходил достаточно быстро, так как возрасты двух генераций цирконов, предположительно отвечающих второму и третьему уровню его становления, по данным (Левченков и др., 1996), перекрываются: 2728 ± 21 млн лет и 2718 млн лет. При быстром подъеме могла сохраниться температурная

неоднородность чарноэндербитовой интрузии: краевые ее части остывали быстрее, чем центральные. Эта неоднородность температурного режима массива (разница температур примерно в 100°C) могла быть причиной фациальных различий даек чарнокитов и гранитов по температуре и активности воды: относительно низкотемпературные и более насыщенные водой граниты ($T = 730\text{--}740^\circ\text{C}$, $\log a_{\text{H}_2\text{O}} = -0.11\text{--}-0.12$) формировались в приконтактовой более остывшей зоне в условиях амфиболитовой фации, а более высокотемпературные и маловодные чарнокиты ($T = 830\text{--}850^\circ\text{C}$; $\log a_{\text{H}_2\text{O}} = -0.32\text{--}-0.34$) – в центральной части в условиях гранулитовой фации (рис. 20).

Последующие палеопротерозойские метаморфические события затронули породы архейского гранулит-чарнокитоидного массива Поньгома-Наволок весьма локально. Они проявились в перекристаллизации пород, которая сопровождала формирование характерных геологических структур (главным образом, зон пластических деформаций, оконтуривающих массив) и магматических тел палеопротерозойского возраста. При удалении от источника возмущений интенсивность палеопротерозойских изменений в породах архейского массива резко падает. Именно локальность палеопротерозойского метаморфизма в массиве Поньгома-Наволок способствовала хорошей сохранности архейских минеральных ассоциаций.

ВЫВОДЫ

Архейский массив гранулитов и чарнокитоидов Поньгома-Наволок сформировался в две интрузивные фазы на разных горизонтах коры. В первую и главную интрузивную фазу сформировался массив двупироксеновых чарноэндербитов на глубине, отвечающей давлению 8–11.2 кбар. Во вторую, дайковую фазу сформировались дайки ортопироксен-биотитовых чарнокитов и биотитовых гранитов. Внедрение даек проходило по трещинам, рассекавшим уже закристаллизованные чарноэндербиты. Формирование трещин проходило выше границы хрупких и пластичных деформаций, что отвечает давлению 5.6–6.9 кбар.

Ортопироксен-биотитовые чарнокиты и биотитовые граниты сформировались в очень близком интервале давления, что говорит (в пределах ошибки оценок) об одинаковой глубине их формирования. Геологическое и петрографическое сходство этих пород указывает на то, что, вероятнее всего, дайки чарнокитов и гранитов являлись проявлениями разных фаций в рамках одной дайковой фазы становления массива. Основные фациальные отличия чарнокитов и гранитов заключались в температуре, солености флюида и активности воды в нем.

Наличие в массиве Поньгома-Наволок серии метаморфических и магматических пород, связанных общей петрогенетической историей, двух интрузивных фаз и нескольких фациальных разновидностей пород, различающихся по температуре и активности воды, позволяет рассматривать массив Поньгома-Наволок как единый гранулит-чарнокитоидный метаморфогенно-магматический комплекс.

Формирование даек чарнокитов и гранитов являлось следствием процессов чарнокитизации и гранитизации чарноэндербитов, проходивших под действием водно-солевых растворов. Разнообразие химического и количественного минерального состава чарнокитов и гранитов предположительно связано с различной степенью сегрегации зародившегося автохтонного магматического расплава.

Гранулитовый метаморфизм в блоках метабазитов, заключенных в интрузии чарноэндербитов, имеет не региональную, а контактную природу. Он обусловлен тепловым воздействием чарноэндербитов на породы кровли и стенки магматической камеры и на блоки метабазитов, заключенные в чарноэндербитах. Высокие температуры метаморфизма метабазитов (более 900°C) и отсутствие ореолов мигматизации обусловлены малым содержанием воды в чарноэндербитах.

Палеопротерозойский метаморфизм широко проявлен в зонах рассланцевания, разgneйсования и пластического течения, окружающих массив Поньгома-Наволок; собственно, в породах массива следы палеопротерозойского метаморфизма минимальны. Таким образом, в них сохранились информативные архейские минеральные ассоциации, позволяющие реконструировать его $P-T$ историю.

Благодарности. Авторы благодарят коллег ЦКП “ИГЕМ-Аналитика” за XRF анализы горных пород и микрозондовые анализы поронообразующих минералов.

Источники финансирования. Работа выполнена по государственному заданию ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аранович Л.Я., Закиров И.В., Сретенская Н.Г., Геря Т.В. Тройная система H_2O-CO_2-NaCl при высоких $T-P$ параметрах: эмпирическая модель смешения // Геохимия. 2010. № 5. С. 475–484.

Байкова В.С., Седова И.С., Шулешко И.К. Особенности состава минералов гранитоидов, претерпевших полиметаморфизм (Беломорско-Лапландский пояс, район Поньгома) // Зап. РМО. 2001. Т. 130. № 3. Р. 94–113.

Байкова В.С., Богомолов Е.С., Зингер Т.Ф. Дайки базитов острова Поньгом-Наволок (Беломорско-Лапландский пояс) // Зап. РМО. 2005. Т. 134. № 4. С. 108–116.

Бушмин С.А., Глебовицкий В.А. Схема минеральных фаций метаморфических пород // Зап. РМО. 2008. Ч. СХХХVII. № 2. С. 1–13.

Глебовицкий В.А., Зингер Т.Ф. О возрасте гранулитов Западно-Беломорского пояса и покровообразование в нем // Докл. АН. 2000. Т. 371. № 1. С. 63–66.

Другова Г.М. Особенности раннедокембрийского метаморфизма в Беломорском складчатом поясе (Балтийский щит) // Зап. ВМО. 1996. Т. 125. № 2. С. 24–37.

Другова Г.М., Климов Л.В., Крылова М.Д. О ранних этапах гранулитового метаморфизма в беломорском комплексе // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234. № 3. С. 665–668.

Зингер Т.Ф. Морфологическая эволюция циркона в полиметаморфических породах // Докл. АН. 1993. Т. 331. № 4. С. 452–455.

Зингер Т.Ф. Морфологическая эволюция циркона в раннедокембрийских гиперстеновых диоритах массива Поньгома-Наволок (Северная Карелия) // Зап. РМО. 1994. Т. 123. № 2. С. 65–73.

Козловский В.М., Травин В.В., Саватенков В.М. и др. Термобарометрия палеопротерозойский метаморфических событий центральной части Беломорского подвижного пояса, Северная Карелия // Петрология. 2020. Т. 28. № 2. С. 184–209.

Козловский В.М., Травин В.В., Зингер Т.Ф. и др. Статический и динамический метаморфизм базитов Беломорья (на примере массива Поньгома-Наволок и его метаморфического обрамления). // “Петрология и геодинамика геологических процессов”. Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых). Иркутск. 6–12 сентября 2021 г. С. 28–31.

Козловский В.М., Травин В.В., Зингер Т.Ф. и др. Архейские чарнокит-эндербитовые комплексы Беломорья. Происхождение и условия генерации расплавов // Геология и полезные ископаемые Карелии. Тр. КарНЦ РАН. 2022. № 5. С. 55–59.

Козловский В.М., Курдюков Е.Б., Якушик М.А. и др. Источник и условия генерации гранитоидных расплавов в архейских чарнокит-эндербитовых комплексах Карелии (на примере массива Поньгома-Наволок) // Геохимия. 2023. № 11. С. 1113–1132.

Король Н.Е. Основные гранулиты Карелии и Центральной Финляндии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Тр. КарНЦ РАН. 2005. № 8. С. 18–39.

Король Н.Е. Процессы поздней изофациальной перекристаллизации в гранулит-эндербит-чарнокитовых комплексах Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Тр. КарНЦ РАН. 2011. № 14. С. 8–32.

Король Н.Е. Метаморфическая эволюция Поньгомнаволокского гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса Беломорского подвижного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Тр. КарНЦ РАН. 2018. № 11. С. 34–56.

Косой Л.А. Архейские известняки и генезис Беломорской толщи Карелии // Ученые записки ЛГУ. Сер. геолого-почвенно-географическая. 1936. Вып. 3. Земная кора. Т. 2. № 10. С. 53–79.

Левский Л.К., Морозова И.М., Левченков О.А. и др. Изотопно-геохронологические системы в метаморфических породах (о-в Поньгома, Беломорский подвижный пояс) // Геохимия. 2009. № 3. С. 227–244.

Левченков О.А., Зингер Т.Ф., Дук В.Л. и др. U-Pb-возраст цирконов гиперстеновых диоритов и гранодиоритов о. Поньгом-Наволок (Балтийский щит, Беломорская тектоническая зона) // Докл. АН. 1996. Т. 349. № 1. С. 90–92.

Магматические формации раннего докембрая территории СССР. Книга 1. Магматизм древнейшего докембрая / Под ред. К.А. Шуркина, Д.П. Виноградова, Ф.П. Митрофанова, В.М. Шемякина. М.: Недра, 1980. 285 с.

Перчук Л.Л. Локальные равновесия и эволюция глубинных метаморфических комплексов. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 98 с.

Перчук А.Л., Аранович Л.Я. Термодинамика жадеит-диопсид-геденбергитового твердого раствора // Геохимия. 1991. № 4. С. 539–547.

Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 200 с.

Слабунов А.И. Геология и геохронология архейских подвижных поясов. На примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 296 с.

Стенарп М.М., Володичев О.И. К вопросу о реликтовой гранулитовой фации регионального метаморфизма в Западном Беломорье // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970. С. 137–142.

Степанов В.С., Слабунов А.И. Амфиболиты и карбонатные породы района губы Поньгома (Белое море) // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 1994. С. 6–30.

Судовиков Н.Г. Геологический очерк Куземско-Поньгомского района // Международный геологический конгресс. XVII сессия. СССР. Северная экспедиция. Карельская АССР. Под ред. А.А. Полканова. ОНТИ. НКТП. Л.: Главная редакция геолого-разведочной и геодезической литературы, 1937. С. 105–117.

Судовиков Н.Г. Материалы по петрологии западного Беломорья (гранитизация пород Беломорья) //

Тр. Ленинградского геологического управления. Л.: Изд-во ГОНТИ, 1939. Вып. 19-а. 88 с.

Чудненко К.В., Авченко О.В., Вах А.С. Чудненко А.К. Петрологический инструмент для вычисления реального минерального состава горной породы (программа МС) // Геоинформатика. 2014. № 2. С. 44–54.

Шарапенюк Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма сумма щелочей-кремнезёма для химической классификации и диагностики plutonических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.

Шемякин В.М. Чарнокитоиды раннего докембрая. Л.: Наука, 1976. 179 с.

Aranovich L.Y. The role of brines in high-temperature metamorphism and granitization // Petrology. 2017. V. 25. № 5. P. 486–497.

Aranovich L.Y., Berman R.G. Optimized standard state and solution properties of minerals: II. Comparisons, predictions, and applications // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126. P. 25–37.

Bakker R.J. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties // Chemical Geol. 2003. V. 194. P. 3–23.

Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Canad. Mineral. 1991. V. 29. P. 833–855.

Berman R.G., Aranovich L.Y. Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂ // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126. P. 1–24.

Berman R.G., Aranovich L.Y., Pattison D.R.M. Reassessment of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer: II. Thermodynamic analysis // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V. 119. P. 30–42.

Blattner P. Transport of low- $\alpha_{\text{H}_2\text{O}}$ dehydration products to melt sites via reaction-zone networks, Milford Sound, New Zealand // J. Metamorph. Geol. 2005. V. 3. P. 569–578.

Cawthorn R.G., Collerson K.D. The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses // Amer. Mineral. 1974. V. 59. P. 1203–1208.

Connolly J.A. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // EPSL. 2005. V. 236. № 1–2. P. 524–541.

Dale J., Holland T., Powell R. Hornblende-garnet-plagioclase thermobarometry: A natural assemblage calibration of the thermodynamics of hornblende // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 140. P. 153–362.

- Duan Z., Møller N., Weare J.H. Molecular dynamics simulation of PVT properties of geological fluids and a general equation of state of nonpolar and weakly polar gases up to 2000 K and 20.000 bar // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1992. V. 56. P. 3839–3845.
- Duan Z., Møller N., Weare J.H. A general equation of state for supercritical fluid mixtures and molecular dynamics simulation of mixture PVTX properties // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. V. 60. P. 1209–1216.
- Frost B.R., Frost C.D. On charnecites // *Gondwana Res.* 2008. V. 13. P. 30–44.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.* 2001. V. 42. № 11. P. 2033–2048.
- Fuhrman M.L., Lindsley D.H. Ternary-feldspar modeling and thermometry // *Amer. Mineral.* 1988. V. 73. № 3–4. P. 201–215.
- Green E.C.R., White R.W., Dener J.F.A. et al. Activity-composition relations for the calculation of partial melting equilibria in metabasic rocks // *J. Metamorph. Geol.* 2016. V. 34. № 9. P. 845–869.
- Hansen E., Harlov D.E. Orthophosphate and biotite chemistry from orthopyroxene-bearing migmatites from California and South India: The role of a fluid-phase in the evolution of granulite-facies migmatites // *Mineral. Petrol.* 2009. V. 95. P. 201–217.
- Hansen E.C., Stuk M. Orthopyroxene-bearing, mafic migmatites at Cone Peak, California: Evidence for the formation of migmatitic granulites by anatexis in an open system // *J. Metamorph. Geol.* 1993. V. 11. P. 291–307.
- Harlov D.E. The potential role of fluids during regional granulite-facies dehydration in the lower crust // *Geosci. Frontiers.* 2012. V. 3. № 6. P. 813–827.
- Holland T., Powell R. Thermodynamics of order-disorder in minerals; II. Symmetric formalism applied to solid solutions // *Amer. Mineral.* 1996. V. 81. № 11–12. P. 1425–1437.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al. Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // *European J. Mineral.* 1997. V. 9. P. 623–642.
- Mader Urs K., Berman R.G. Amphibole thermobarometry: A thermodynamic approach // *Geol. Surv. Canada. Current Res.* 1992. Part E. 92-1E. P. 393–400.
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K. et al. Nomenclature of pyroxenes // *Amer. Mineral.* 1988. V. 73. P. 1123–1133.
- Newton R.C., Aranovich L.Ya., Hansen E.C., Vandenheuvel B.A. Hypersaline fluids in Precambrian deep-crustal metamorphism // *Precambr. Res.* 1998. V. 91. P. 41–63.
- Newton R.C., Aranovich L.Ya., Touret J.L.R. Streaming of saline fluids through Archean crust: Another view of charnockite-granite relations in southern India // *Lithos.* 2019. V. 346–347. P. 105157.
- Pattison D.R.M. Infiltration-driven anatexis in granulite facies metagabbro, Grenville Province, Ontario, Canada // *J. Metamorph. Geol.* 1991. V. 9. P. 315–332.
- Perchuk L.L., Safonov O.G., Gerya T.V. et al. Mobility of components in metasomatic transformation and partial melting of gneisses: An example from Sri Lanka // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 140. P. 212–232.
- Rajesh H.M., Santosh M. Charnockites and charnockites (editorial) // *Geosci. Frontiers.* 2012. V. 3. № 6. P. 737–744.
- Ramsay J.G. Huber M.I. *The Technique of Modern Structural Geology.* London: Academic Press, 1987. V. 2: Folds and Fractures. P. 307–700.
- Safonov O.G., Kovaleva E.I., Kosova S.A. et al. Experimental and petrological constraints on local-scale interaction of biotite-amphibole gneiss with $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-(\text{K}, \text{Na})\text{Cl}$ fluids at middle-crustal conditions: Example from the Limpopo Complex, South Africa // *Geosci. Frontiers.* 2012. V. 3. P. 829–841.
- Schumacher J.C. The estimation of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles // *European J. Mineral.* 1997. V. 9. P. 643–651.
- Smit C. André, van Reenen Dirk D., Roering Chris et al. Neoarchean to Paleoproterozoic evolution of the polymetamorphic Central Zone of the Limpopo Complex // *GSA Memoirs.* 2011. V. 207. P. 213–244.
- Stepanova A., Stepanov V. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // *Precambr. Res.* 2010. V. 183. P. 602–616.
- Stähle H.J., Raith M., Hoernes S., Delfs A. Element mobility during incipient granulite formation at Kabbaldurga, southern India // *J. Petrol.* 1987. V. 28. P. 803–834.
- White R.W., Powell R., Holland T.J.B. et al. New mineral activity-composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems // *J. Metamorph. Geol.* 2014. V. 32. № 3. P. 261–286.
- Zinger T.F., Baikova V.S., Belyatsky S.V. et al. Morphology and isotopic age of zircons from shear-zones within granitoids of the Belomorian tectonic zone, Baltic Shield, Russia // *Basement Tectonics.* Kluwer Academ. Publ. 1999. V. 13. P. 345–364.
- Zinger T.F., Gotze J., Levchenkov O.A. et al. Zircon in polydeformed and metamorphosed precambrian granitoids from the White Sea tectonic Zone, Russia: morphology, cathodoluminescence, and U-Pb chronology // *Int. Geol. Rev.* 1996. V. 38. № 1. P. 57–73.

Archean Pon'goma-Navolok Granulite-Charnockite-Enderbite Complex, Northern Karelia: Geological Structure, Composition, and Parameters of Formation

V. M. Kozlovskii^{1, 2, *}, E. B. Kurdyukov¹, M. V. Strel'nikov¹, V. V. Travin³, T. F. Zinger⁴,
M. A. Golunova^{1, 5}, I. S. Volkov¹, S. A. Ushakova⁵, V. I. Taskaev¹, and A. I. Yakushev¹

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

²*Sergo Ordzhonikidze Russian State University for Geological Prospecting, Moscow, Russia*

³*Institute of 'Geology, Karelian Research Center, Petrozavodsk, Russia*

⁴*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*

⁵*Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences,
Chernogolovka, Moscow district, Russia*

The paper presents original detailed data on the Archean Pon'goma-Navolok granulite and charnockite massif in northern Karelia: a geological map of the massif and its surroundings, data on the petrography of the magmatic and metamorphic rocks, and the $P-T$ parameters evaluated for major rock types by the techniques of multimineral thermobarometry and pseudosections. The Pon'goma-Navolok massif is determined to have been formed in two intrusive phases at different crustal levels. The first intrusive phase corresponds to the massif of clinopyroxene–orthopyroxene charnoenderbites that crystallized at 8–11.2 kbar and 730–740°C. The second phase is dikes of orthopyroxene–biotite charnockites, which were formed at 5.6–6.8 kbar and 830–850°C, and biotite granites, which crystallized at 6.8–7.0 kbar and 730–740°C. The dikes are most likely different temperature and water-activity facies. The charnockites and granites were formed by processes of charnockitization and granitization of the charnoenderbites under the effect of saline aqueous solutions. The granulite-facies metamorphic of the metabasite blocks hosted in the charnoenderbite intrusion was of contact nature and was induced by the thermal effect of the charnoenderbites on the roof and wall rocks of the magma chamber. The high metamorphic temperatures of the metabasites (>900°C) and the absence of migmatization aureoles are explained by low water contents in the enderbites.

Keywords: granulite-facies metamorphism, enderbite, charnockite, amphibolite, physicochemical modeling, mineralogical thermobarometry, Belomorian mobile belt